



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
GEOGRAFIA**

**ANÁLISE GEOAMBIENTAL E MAPEAMENTO DE
SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO VALÃO D'ANTA, CAMBUCI (RJ)**

LUCAS RODRIGUES DIAS

Dissertação de Mestrado

**Rio de Janeiro
Novembro de 2021**

ANÁLISE GEOAMBIENTAL E MAPEAMENTO DE SUSCETIBILIDADE A
MOVIMENTOS DE MASSA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO VALÃO D'ANTA,
CAMBUCI (RJ)

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de
Pós-graduação em Geografia da Universidade
Federal do Rio de Janeiro como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Ciência (M. Sc).

Orientador: Prof. Dr. André de Souza Avelar

Rio de Janeiro
2021
LUCAS RODRIGUES DIAS

ANÁLISE GEOAMBIENTAL E MAPEAMENTO DE SUSCETIBILIDADE A
MOVIMENTOS DE MASSA NA BACIA HIDROGRÁFICA DO VALÃO D'ANTA,
CAMBUCI (RJ)

Dissertação de Mestrado submetida ao Programa de
Pós-graduação em Geografia da Universidade
Federal do Rio de Janeiro como requisito parcial à
obtenção do grau de Mestre em Ciência (M. Sc).

Aprovada em 19 / 11 / 2021



Orientador
Prof. André de Souza Avelar, D. Sc. – IGEO/UFRJ

Prof. Antônio Jose Teixeira Guerra – IGEO/UFRJ

Prof. Paulo Jorge Vaitsman Leal – IEAR/UFF

Ficha catalográfica

Dias, Lucas Rodrigues

ANÁLISE GEOAMBIENTAL E MAPEAMENTO DE
SUSCETIBILIDADE A MOVIMENTOS DE MASSA NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO VALÃO D'ANTA, CAMBUCI (RJ) / Lucas
Rodrigues Dias. – Rio de Janeiro, 2021.

Orientador: André de Souza Avelar

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio de Janeiro,
Instituto de Geociências, Departamento de Geografia, Programa de
Pós-Graduação em Geografia, 2021.

1. Suscetibilidade a movimentos de massa. 2. Geografia. 3.
Planejamento e Gestão Ambiental – Dissertação de Mestrado.
Avelar, André de Souza (Orient.)..

Agradecimentos

Primeiramente, agradecer a Deus por me abençoar, sobretudo neste contexto de Covid-19, onde tantas pessoas queridas nos deixaram precocemente.

Agradeço a minha mãe, Luciene, por todo amor, cuidado, carinho e entusiasmo. Agradeço também ao meu pai, Cláudio, a quem sempre me despertou o olhar curioso e amor pela leitura, por política e por ser sempre meu espelho em todas as minhas decisões. Sem vocês nada disso seria possível, isso é por e para vocês.

Agradeço também a minha companheira e amada Laís Guimarães, por todas as vezes que me suportou quando precisei, por sempre dividir o entusiasmo da vida comigo e por ser essa mulher incrível que a Geografia tratou de unir. Vejo hoje que o nosso amor pela geografia se transformou num amor entre nós e espero que seja sempre assim.

Agradeço a todos os meus amigos de jornada acadêmica que contribuíram para minha formação. Karolina, Rafael, Juliana, Leonardo, Adão e tantos outros queridos, tornei-me o geógrafo que sou por causa de vocês, por nossos trabalhos de campo, por nossos diálogos e por todos os momentos que me edificaram.

Agradeço imensamente ao meu orientador, André Avelar, por todos os ensinamentos que vão muito além da questão geográfica e por toda sua paciência durante a realização desta pesquisa. Talvez você não saiba, mas com você aprendi a ser uma pessoa melhor, a ter mais calma, a levar essa vida acadêmica com mais leveza e, com certeza, a ser um futuro bom orientador.

Quero agradecer aos companheiros do Laboratório Integrado de Estudos Geoambientais (LIEG), pelo apoio técnico para a realização deste trabalho e por todas as trocas acadêmicas que construímos. Em especial, agradecer a Paloma Lisboa por toda sua amizade, apoio nos trabalhos de campo e nos levantamentos, sei que fiz uma amiga nesta jornada acadêmica.

Agradecer ainda aos órgãos de fomento do CNPq e o Comitê de Bacia Hidrográfica do Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana por todo o apoio técnico e financeiro prestado. A ciência agradece a colaboração de vocês, sobretudo neste momento de distopia.

Agradeço, por fim, a todos os brasileiros que contribuíram com o valor de seus impostos para a construção da universidade pública e que permitiram a minha chegada até aqui. Sei que muitos dos que contribuíram, infelizmente, não terão a oportunidade de usufruir disso. Logo, é meu dever agradecer e valorizar o esforço de todos vocês.

Dedicatória

Em memória de Fernandão, um querido amigo, professor e geógrafo que papai do céu quis ao seu lado precocemente.

Em memória de minha vovó Jurema, a quem sempre me apoiou, mas quis Deus que ela descansasse antes de me ver geógrafo.

“O pesquisador transforma-se em educador quando, ao oferecer seu trabalho ao mundo, descreve o caminho por meio do qual conseguiu seu objetivo”

(Gilbert, 1886)

Resumo

DIAS, Lucas Rodrigues. Análise geoambiental e Mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa na bacia hidrográfica do valão d'Anta, Cambuci (RJ). Dissertação (Mestrado em Geografia na Área de Concentração de Planejamento e Gestão Ambiental) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

Os estudos sobre os movimentos de massa têm se tornado cada vez mais relevantes para a sociedade, sobretudo devido à suas responsabilidades nas perdas socioeconômicas, relacionadas à urbanização e à intensa modificação do uso e ocupação do solo. O sudeste brasileiro é caracterizado pela ocorrência desses eventos, em especial as regiões metropolitana e serrana do estado do Rio de Janeiro. Entretanto, poucos estudos dessa natureza são realizados na região noroeste, embora as características geoambientais da região suscitem à ocorrência destes eventos. Dentre estes estudos, os mapeamentos de suscetibilidade a movimentos de massa vêm sendo realizados de diversas maneiras, sendo a metodologia baseada em análise integrada das condicionantes geoambientais de grande valia para o entendimento da questão. Nesse contexto, a pesquisa objetiva a análise das condicionantes geoambientais e a realização do mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa da bacia hidrográfica do Valão D'Anta (Cambuci, RJ). A bacia em estudo abrange uma área de 70 km², na qual residem aproximadamente 15.000 habitantes. A paisagem é marcada por serras e colinas historicamente desmatadas através dos ciclos econômicos do café e da pecuária, resultando em vertentes suscetíveis as ocorrências de movimentos de massa. A proposta metodológica reside na análise integrada das condicionantes de geologia, geotecnia, geomorfologia e índice de eficiência de drenagem, a fim de entender como essas inter-relações podem ser utilizadas para da suscetibilidade na bacia. Os resultados mostraram-se satisfatórios, havendo ampla existência de saprolitos rasos (62%) na área de estudo. Há significativa importância da cobertura vegetal de Floresta (30,8%) para atenuação dos deslizamentos. Foi feita a validação do mapa final que mostrou que 42,3% dos deslizamentos translacionais ocorrem conforme esperado. Por outro lado, incongruências foram também encontradas podendo ser explicadas a partir da pedologia da bacia, pela relação infiltração/exfiltração e pela qualidade do MDE disponível para a realização do trabalho. Por fim, o resultado final se mostrou satisfatório, reafirmando a substancial ocorrência de deslizamentos na região Noroeste Fluminense e a eficácia da metodologia proposta para a elucidação da suscetibilidade a movimentos de massa.

Palavras-chave: Geomorfologia; Hidrogeomorfologia; Geologia-Geotecnia; Análise Geoambiental; Suscetibilidade; Movimentos de massa; Noroeste Fluminense.

Abstract

DIAS, Lucas Rodrigues. Geoenvironmental analysis and susceptibility mapping to mass movements in the Valão d'Anta watershed, Cambuci (RJ). Dissertation (Master's in Geography in the Area of Concentration of Environmental Planning and Management) – Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021

Studies on mass movements have become increasingly relevant to society, mainly due to their responsibility for socioeconomic losses, related to urbanization and the intense modification of land use and occupation. The Brazilian Southeast is characterized by the occurrence of these events, especially in the metropolitan and mountain regions of the state of Rio de Janeiro. However, few studies of this nature are carried out in the northwest region, although the geoenvironmental characteristics of the region give rise to the occurrence of these events. Among these studies, the mapping of susceptibility to mass movements has been carried out in different ways, with the methodology based on an integrated analysis of geoenvironmental conditions of great value for understanding the issue. In this context, the research aims to analyze the geoenvironmental conditions and carry out the mapping of susceptibility to mass movements in the Valão D'Anta hydrographic basin (Cambuci, RJ). The basin under study covers an area of 70 km², in which approximately 15,000 inhabitants reside. The landscape is marked by mountains and hills historically deforested through the economic cycles of coffee and cattle raising, resulting in slopes susceptible to mass movements. The methodological proposal resides in the integrated analysis of geology, geotechnics, geomorphology and drainage efficiency index conditions, in order to understand how these interrelationships can be used for the susceptibility in the basin. The results were satisfactory, with ample existence of shallow saprolites (62%) in the study area. There is a significant importance of the vegetation cover of Forest (30.8%) for the mitigation of landslides. The final map was validated and showed that 42.3% of translational landslides occur as expected. On the other hand, inconsistencies were also found, which could be explained by the basin's pedology, by the infiltration/exfiltration relationship and by the quality of the MDE available for carrying out the work. Finally, the final result was satisfactory, reaffirming the substantial occurrence of landslides in the Northwestern Fluminense region and the effectiveness of the proposed methodology for elucidating the susceptibility to mass movements.

Keywords: Geomorphology; Hydrogeomorphology; Geology-Geotechnics; Geoenvironmental Analysis; Susceptibility; Mass movements; Northwestern Fluminense.

Lista de Figuras

Figura 1: Aumento dos desastres naturais e da população mundial (1900-2000). Elaborado por Emerson V. Marcelino, com dados do EM-DAT (2005) e UN (1999).	19
Figura 2: (a) esquema de escorregamento rotacional. (b) Escorregamento rotacional em Jaraguá do Sul, SC, dez. 2008. Fonte: Lopes (2006); Acervo IG. Retirado de Tominaga, Santoro e Amaral (2009).	29
Figura 3: (a) Esquema de escorregamento planar ou translacional de solos. Escorregamentos planares em: (b) Campo Limpo Paulista (2009); (c) Várzea Paulista (2006) e (d) Nova Lima, MG. Fonte: a, b e c: Acervo IG; d: Giovana Parizzi. Retirado de Tominaga, Santoro	30
Figura 4: (a) Esquema de corrida detrítica (Fonte: Lopes, 2006). (b) Corrida detrítica no Morro do Baú, SC, dez.2008. Fonte: Acervo IG. Retirado de Tominaga, Santoro e Amaral (2009).	31
Figura 5: Rastejos. Fonte (CRUDEN e VARNES, 1996). a) Rastejos (GONÇALVES, 2014).	31
Figura 6: Série de Goldich – ordem de estabilidade frente ao intemperismo dos minerais mais comuns. Comparação com a série de cristalização magmática de Bowen. Fonte: Teixeira <i>et al.</i> (2000)	35
Figura 7: Variação e distribuição dos valores dos pixels do TPI em relação a altitude do pixel central em relação à média de seus vizinhos. Fonte: Jenness <i>et al.</i> (2013).	38
Figura 8: Mesmo valor de definição do TPI utilizando escalas variadas de análise. Fonte: Jenness <i>et al.</i> (2013).	39
Figura 9: Mapa de Localização da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	48
Figura 10: Mapa de uso e cobertura do ano de 2008 do Projeto RJ25. Fonte: adaptado de IBGE, 2008.	49
Figura 11: Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de CPRM, 2001.	51
Figura 12: Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de CPRM, 2001.	52
Figura 13: Padrão de relevo do município de Cambuci. Fonte: CPRM, 2019.	53

Figura 14: Mapa de Solos do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de EMBRAPA, 2001.....	54
Figura 15: Mapa de classes de solos da bacia hidrográfica do Valão d’Anta. Fonte: Guimarães (2021)	55
Figura 16: Climograma do município de Cambuci no intervalo dos anos 2006-2020. Fonte: Dados INMET/AgriTempo-Embrapa.....	56
Figura 17: Paisagens da área de estudo: a) foz do Valão D’Anta no rio Paraíba do Sul; b) rio Valão D’Anta canalizado e próximo a foz; c) Encostas desmatadas e Floresta preservada no topo; d) Feições erosivas com sulcos em estágio inicial; e) Trilhas de boi na encosta; f) Feições erosivas com ravinas; g) Deslizamento translacional; h) Voçoroca formada a partir de deslizamento Rotacional. Fonte: autor.....	59
Figura 18: Fluxograma do Mapeamento de Suscetibilidade a movimentos de massa. Fonte: Adaptado de Coelho Netto <i>et al.</i> (2014).....	62
Figura 19: Mapa de coleta de amostras de rocha da bacia hidrográfica do Valão D’Anta. Fonte: autor.	64
Figura 20: Mapa de área coberta por Estereoscopia e Google Earth Pro. Fonte: autor.	66
Figura 21: Mapa Geológico-Geotécnico intermediário da bacia hidrográfica do Valão D’Anta. Fonte: autor	69
Figura 22: Esquema de procedimentos para a realização do IED – A) realização do mapa de IED em bacias de segunda ordem; B) bacias normalizadas a partir das bacias do entorno; C) generalização das bacias; D) Regiões de IED. Fonte: autor	74
Figura 23: Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Valão d’Anta. Fonte: Paloma Lisboa.....	85
Figura 24: Distribuição em área das unidades geológicas. Fonte: Paloma Lisboa ...	86
Figura 25: Dobra e exemplos de amostras de rochas da área de estudo. Fonte: Paloma Lisboa.....	87
Figura 26: Mapa Geotécnico da Bacia Hidrográfica do Valão d’Anta. Fonte: autor...	91
Figura 27: Distribuição espacial das feições do mapa geotécnico. Fonte: autor	92
Figura 28: Paisagens da bacia contendo as classes Saprolito Espesso, Saprolito Raso, Afloramento Rochoso, Colúvio e Planície fluvial. Fonte: autor.....	94
Figura 29: Mapa Geológico-Geotécnico final da bacia hidrográfica do Valão D’Anta – Cambuci-RJ. Fonte: autor	98

Figura 30: Distribuição espacial das feições do mapa geomorfológico. Fonte: autor	99
Figura 31: Mapa Geomorfológico Funcional da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	105
Figura 32: Distribuição espacial das feições do mapa geomorfológico. Fonte: autor	106
Figura 33: Mapa de Índice de Eficiência de Drenagem da bacia hidrográfica do Valão D'Anta – Camcubi-RJ. Fonte: autor	112
Figura 34: Distribuição espacial das feições do mapa de índice de eficiência de drenagem (IED). Fonte: autor	113
Figura 35: Mapa Hidrogeomorfológico da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	117
Figura 36: Distribuição espacial das feições do mapa hidrogeomorfológico. Fonte: autor	118
Figura 37: Mapa de uso de cobertura da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	124
Figura 38: Distribuição em área das classes de uso do solo e cobertura vegetal. Fonte: autor	125
Figura 39: Mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	132
Figura 40: Distribuição em área da abrangência dos tipos de movimentos de massa. Fonte: autor	133
Figura 41: Distribuição dos de movimentos de massa por nível de suscetibilidade. Fonte: autor	133
Figura 42: Mapa de inventário de Cicatrizes de movimentos de massa da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	145
Figura 43: Mapa de Suscetibilidade a movimentos de massa e cicatrizes da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor	148
Figura 44: Ocorrência de deslizamentos translacionais em sopé de encosta. Fonte: autor	150

Lista de tabelas

Tabela 1: Registros de movimentos de massa translacional por região de IED.....	114
Tabela 2: Distribuição em área das classes de uso do solo e cobertura vegetal dos mapas de 2014 e 2008.....	128
Tabela 3: Distribuição em área das classes de suscetibilidade a movimentos de massa.....	133
Tabela 4: Mudança de suscetibilidade aos movimentos de massa frente a mitigação da cobertura vegetal de Floresta.....	142
Tabela 5: Distribuição das cicatrizes de deslizamentos rotacionais frente a classificação de suscetibilidade.....	146
Tabela 6: Distribuição das cicatrizes de deslizamentos translacionais frente a classificação de suscetibilidade.....	147

Lista de quadros

Quadro 1: Classificação simplificada de tipos de movimentos de massa.	28
Quadro 2: Informações do satélite RapidEye	63
Quadro 3: Classificação do mapa Geológico-Geotécnico intermediário.	68
Quadro 4: Classificação do mapa Geológico-Geotécnico a partir das sequências de Goldich e Bowen.	69
Quadro 5: Classificação do mapa geomorfológico a partir dos valores de TPI e Declividade.....	71
Quadro 6: Classificação do mapa hidrogeomorfológico a partir dos vales de geomorfologia e IED.....	75
Quadro 7: Classificação dos níveis de suscetibilidade do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.....	79

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	18
2 OBJETIVOS	22
3 REVISÃO DA LITERATURA	23
3.1 Processos erosivos	23
3.1.1 Erosão hídrica.....	24
3.1.2 Problemas ambientais dos processos erosivos	25
3.2 Movimentos de massa	27
3.2.1 Tipos de movimentos de massa	28
3.2.2 Problemas ambientais dos movimentos de massa	31
3.3 Mapeamentos temáticos direcionados ao estudo dos movimentos de massa	33
3.3.1 Mapeamento Geológico.....	33
3.3.2 Mapeamento Geotécnico.....	35
3.3.3 Mapeamento Geológico-Geotécnico.....	36
3.3.4 Mapeamento Geomorfológico.....	37
3.3.5 Mapeamento do Índice de Eficiência de Drenagem (IED)	39
3.3.6 Mapeamento Hidrogeomorfológico	40
3.3.7 Mapeamento de Uso do solo e cobertura vegetal.....	41
3.3.8 Inventário de distribuição de movimentos de massa pretéritos	42
3.4 Análise de Suscetibilidade a movimentos de massa.....	43
4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	46
4.1 A bacia hidrográfica do Valão d'Anta	47
4.2 Uso e cobertura do Projeto RJ25 do ano de 2008	48
4.3 Geologia.....	50
4.4 Geomorfologia.....	51
4.5 Pedologia	53
4.6 Clima	56

4.7 Vegetação	57
4.8 Condicionantes para a ocorrência de movimentos de massa	57
5 METODOLOGIA.....	60
5.1 Coleta de dados e informações.....	62
5.2 Mapeamento de base cartográfica.....	63
5.3 Mapeamento Geológico	64
5.4 Mapeamento Geotécnico	65
5.5 Mapeamento Geológico-Geotécnico.....	67
5.6 Mapeamento Geomorfológico	70
5.7 Mapeamento de Índice de Eficiência de Drenagem (IED)	72
5.8 Mapeamento Hidrogeomorfológico	74
5.9 Mapeamento de Uso e Cobertura do Solo.....	76
5.10 Mapeamento de Suscetibilidade a movimentos de massa	78
5.11 Inventário de cicatrizes de movimentos de massa	81
6 RESULTADOS	83
6.1 Mapa Geológico e Análises Litoestruturais	83
6.2 Mapa Geotécnico e Unidades do Regolito.....	89
6.3 Mapa Geológico-Geotécnico.....	95
6.4 Mapa Geomorfológico e Implicações Ambientais	103
6.5 Mapa do Índice de Eficiência de Drenagem (IED)	109
6.6 Mapa Hidrogeomorfológico e Análise Hidroerosiva	114
6.7 Mapa de Uso do solo e Cobertura Vegetal	122
6.7.1 Comparação do Uso do Solo e Vegetação com a Base RJ25.....	128
6.8 Mapa de Suscetibilidade a movimentos de massa	129
6.8.1 O papel da Floresta conservada frente a suscetibilidade aos movimentos de massa	140

6.9 Validação do mapa de Suscetibilidade através do Inventário de cicatrizes de movimentos de massa	143
7 CONCLUSÕES, CONSIDERAÇÕES FINAIS E DESDOBRAMENTOS	153
REFERÊNCIAS	156

1 INTRODUÇÃO

Historicamente, as sociedades se apropriaram de terrenos para sua sobrevivência e desenvolvimento e, a partir do avanço dessas ocupações, o ser humano se deparou com eventos provocados pela natureza e induzidos pelas suas próprias atividades. Esses fenômenos podem ser considerados desastres ao gerarem perdas sociais, econômicas e ecológicas, cujos impactos excedem a capacidade da comunidade ou da sociedade afetada de arcar com seus próprios recursos (CASTRO, 1999; KOBAYAMA *et al.*, 2006; UNISDR, 2009; COELHO NETTO *et al.*, 2012). Dentre os possíveis desastres podemos destacar os que envolvem os movimentos de massa que são, atualmente, um dos maiores problemas socioambientais presentes no tropical úmido e intensificados por ações antrópicas.

A intensificação da pressão humana sobre o meio natural tem tornado cada vez mais áreas suscetíveis aos deslizamentos. A suscetibilidade pode ser entendida através do potencial de ocorrência dos processos naturais e induzidos, expressando-se por meio de sua possibilidade de ocorrência (MINISTÉRIO DAS CIDADES, 2013). Já Reckziegel (2012) define a avaliação da suscetibilidade como característica inerente ao meio, representando a fragilidade do ambiente em relação aos movimentos de massa através dos fatores de predisposição para a ocorrência.

Os fatores que predis põem a ocorrência de movimentos de massa podem estar relacionados com a geologia, geomorfologia, climatologia, hidrologia, vegetação e modificações antrópicas comumente expressas pelo uso do solo (GUIMARÃES *et al.*, 2008). Inclusive, trabalhos prévios sobre a suscetibilidade a movimentos de massa foram elaborados integrando estes diferentes fatores e geraram resultados satisfatórios, como os trabalhos de Coelho Netto *et al.* (2007, 2014) que servem de base metodológica para a realização deste estudo.

O registro de eventos extremos em nível global, incluindo os movimentos de massa, tem se intensificado ao longo do século XX (Figura 1). Especialmente após a década de 50, gerando preocupação na medida em que estes eventos têm causado cada vez mais perdas socioeconômicas. Esse fato está diretamente relacionado com aumento da população, a ocupação desordenada e ao intenso processo de urbanização e industrialização (MARCELINO *et al.*, 2006; TOMINAGA, 2009a). Essas perdas são corroboradas pela UNDRR (2020), através de dados do EM-DAT, onde a

ocorrência de desastres quase dobrou entre os anos de 1980-1999 e 2000-2019, sendo que o total de mortos, pessoas atingidas e custos econômicos também cresceu, sobretudo nesse último recorte temporal.

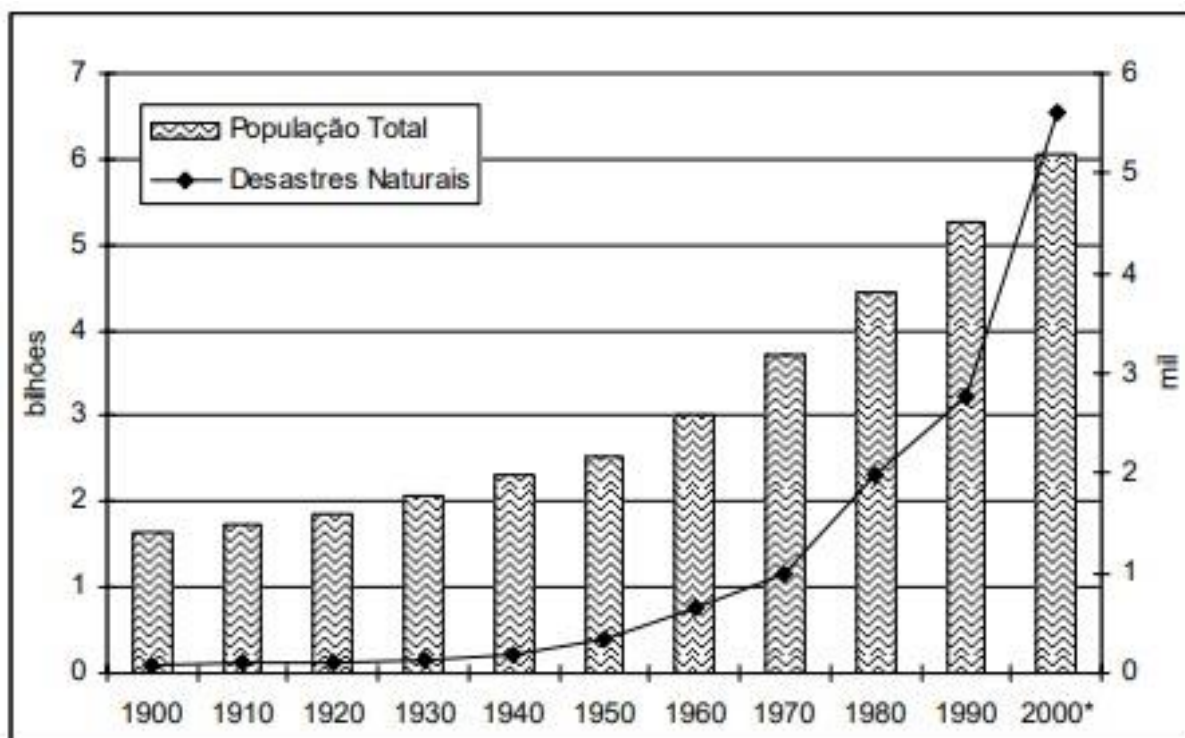


Figura 1: Aumento dos desastres naturais e da população mundial (1900-2000). Elaborado por Emerson V. Marcelino, com dados do EM-DAT (2005) e UN (1999).

No Brasil, a partir da década de 1950, é possível notar o aumento considerável dos desastres naturais e, ao longo dos anos 1970, os prejuízos econômicos ficaram mais evidentes (KOBAYAMA *et al.*, 2006), sobretudo aqueles relacionados aos movimentos de massa. As ocorrências desses eventos afetam a qualidade da água, assim como impactam as encostas e a rede de canais fluviais, além de gerar perdas materiais e humanas. Isso pôde ser visto nos eventos extremos de Caraguatatuba, em 1967, na cidade do Rio de Janeiro, em 1988, e na região serrana do Rio de Janeiro, em 2011.

Para o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991-2012 (UFSC, 2013), o país registrou 38.996 desastres, sendo 699 de movimentos de massa e, embora a ocorrência seja baixa em relação ao total de casos, esse tipo de desastre foi responsável por 15,6% do total de vítimas fatais. Deve-se ressaltar que os dados do Atlas não refletem a totalidade dos casos, tendo em vista as dificuldades históricas de

registro e manutenção de dados atualizados no país, no entanto, é um dado oficial relevante para o estudo do tema.

Tendo em vista a relevância do assunto, o Brasil elaborou legislações para a mitigação desses eventos, como a Lei N°12.608/2012 – Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC) – que versa sobre os parâmetros e medidas a serem tomadas frente aos desastres. No mesmo sentido, a Lei N° 12.651/2012 – Código Florestal Brasileiro (CFB) – discorre sobre a legislação florestal do país e aborda aspectos relevantes sobre medidas mitigatórias a serem tomadas frente aos desastres (COUTINHO *et al.*, 2013). Ademais, essa legislação propõe as Áreas de Preservação Permanente (APP) que delimitam onde a supressão vegetal não é permitida, corroborando, dessa maneira, para a estabilização de encostas.

Os municípios mais afetados aos movimentos de massa estão localizados nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais, Santa Catarina, Pernambuco, Alagoas, Bahia e Espírito Santo (CARVALHO; GALVÃO, 2006). O Estado do Rio de Janeiro apresenta significativos registros históricos sobre os movimentos de massa, o que pode ser percebido através de trabalhos de diferentes autores como Avelar *et al.* (2002), Assumpção (2011), Dourado *et al.* (2012), Borges *et al.* (2014), Marques *et al.* (2018), entre outros. Esses estudos estão concentrados em encostas de grande declividade com intensa ocupação urbana, sobretudo em municípios das regiões Sul, Serrana e Metropolitana do estado.

Apesar de apresentar significativo quantitativo populacional e uma grande ocorrência de movimentos de massa, a região Noroeste Fluminense apresenta ínfimos trabalhos sobre essa temática em escala de semidetalhe e, dessa forma, carece de políticas públicas de âmbito socioeconômico e de planejamento ambiental. Não obstante, há iniciativas de órgãos públicos para suprir a baixa concentração de estudos nessa região como os fomentadores desta dissertação – o CNPq e o Comitê do Baixo Paraíba do Sul e Itabapoana –, este último através do edital de auxílio à pesquisa do CBH-BPSI n° 004/2018.

Outro fator relevante que corrobora para a importância deste estudo são os históricos de precipitação extrema, tais como as chuvas de 2011 que arrasaram a Região Serrana, assim como o Noroeste Fluminense. Recentemente, eventos similares ocorreram nos verões de 2019 e 2020, causando perdas humanas e materiais por meio de inundações e deslizamentos. O município de Cambuci, que

abrange a área de estudo, foi uma das áreas afetadas e registrou instabilidade das encostas e comprometimento do canal principal da bacia – o Valão D’Anta – que deságua no rio Paraíba do Sul.

A bacia hidrográfica do Valão D’Anta drena parte importante do município de Cambuci, onde o núcleo urbano se localiza entre o baixo curso e a foz, que deságua no rio Paraíba do Sul. O intenso uso e ocupação das terras dessa bacia, a partir do século XIX para o plantio de café, propiciou um cenário atual de degradação ambiental atrelado a um relevo de encostas íngremes. Nesse sentido, o estudo justifica-se a partir desse recorte de estudo coeso para a análise da suscetibilidade a movimentos de massa, tendo como finalidade a geração de informações que embasem o planejamento ambiental, sobretudo em escala de semidetalhe.

2 OBJETIVOS

O objetivo geral da pesquisa é realizar um diagnóstico ambiental da bacia do Valão d'Anta, na escala 1:25.000, voltado para a espacialização e análise da suscetibilidade a movimentos de massa.

Como objetivos específicos têm-se:

- Realizar um mapa de geologia-geotecnia, em escala 1:25.000, a partir dos mapas de geologia e geotecnia da área de estudo;
- Realizar um mapa de hidrogeomorfologia, em escala 1:25.000, a partir dos mapas de geomorfologia e índice de eficiência de drenagem da área de estudo;
- Elaborar um mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da bacia, em escala 1:25.000, através da integração dos mapas temáticos gerados na pesquisa, com a superposição e análise em SIG.
- Inventariar as cicatrizes de movimentos de massa da bacia, a fim de validar o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.

3 REVISÃO DA LITERATURA

A fim de nortear a presente pesquisa foram utilizados como embasamento teórico alguns conceitos e temas já consagrados pela literatura, dos quais destacam-se: processos erosivos; movimentos de massa; mapeamentos temáticos direcionados ao estudo dos movimentos de massa e análise da suscetibilidade a movimentos de massa.

3.1 Processos erosivos

A erosão pode ser entendida pelo processo de destacamento e transporte de partículas da camada superficial do solo por agentes como o vento, água e gelo (GUERRA, 1995). No mesmo sentido, Bertoni e Lombardi Neto (2008) consideram que a erosão é um processo geral pelo qual materiais terrosos ou rochosos da crosta terrestre são desagregados, transportados de um ponto para outro por diferentes agentes naturais, tais como rios, mares, vento e chuva. Para Guerra (1993), a erosão implica, para o geógrafo, no conjunto de ações, que modelam uma paisagem.

Para Lal (1990), apud Lima (2003), diferentes fatores ambientais influenciam nos processos erosivos, de forma ativa ou passiva. Para esse autor, como forma ativa temos o ser humano através das atividades exercidas pelo uso da terra e, ademais, como forma passiva tem-se o clima, pela precipitação, evapotranspiração e velocidade do vento; o solo, por meio de propriedades físicas, química e mineralógicas; a hidrologia, através de tipo e velocidade de escoamento; e o relevo, pelo gradiente, comprimento, forma e aspecto.

Entretanto, para Bertoni e Lombardi Neto (2008) as formas ativas são os processos erosivos, as características da chuva, a declividade, o comprimento da encosta e a absorção de água pelo solo, já as formas passivas são a resistência do solo à ação erosiva da água e a densidade da cobertura vegetal. De forma mais direta, para Guerra (1995), os fatores controladores são a erosividade da chuva, propriedades do solo, cobertura vegetal e características das encostas, sendo essas interações responsáveis por determinar locais com maior ou menor erosão.

3.1.1 Erosão hídrica

Dentre os agentes erosivos, esta pesquisa se debruçará sobre a erosão hídrica, levando em consideração sua influência nos movimentos de massa. O processo se inicia através do ciclo hidrológico, onde a precipitação pode incidir sobre a vegetação, sendo ela interceptada pelas copas, onde parte volta para a atmosfera por meio de evaporação e outra parte chega aos solos por gotejamento das folhas ou escoamento pelo tronco, sendo que a ação direta das gotas ou pelo gotejamento das folhas pode gerar erosão por salpicamento (*splash*) (GUERRA, 1995). O salpicamento ocorre por meio de remoção de partículas nas camadas superficiais do solo, especialmente nos solos com escassa cobertura vegetal (ALMEIDA *et al.*, 2016; FERREIRA, 2019), podendo gerar crostas que impermeabilizam o solo e favorecem o escoamento superficial (GUERRA, 1995).

Em Guerra *et al.* (2005) e Oliveira *et al.* (2017), a erosão hídrica é potencializada nos ambientes tropicais pelos episódios de precipitação que se concentram em períodos do ano, o que vem a gerar perdas de solo por escoamento superficial e subsuperficial. A saturação ou a proximidade de saturação dos solos pode gerar decréscimo da resistência dos materiais e, por conseguinte, a ação gravitacional dos movimentos de massa (COELHO NETTO, 1998; FERNANDES *et al.*, 2001). Destaca-se abaixo as diferentes formas erosivas proporcionadas pelo escoamento superficial e subsuperficial:

a) Erosão em lençol:

Também conhecida como erosão laminar. Ocorre através do escoamento superficial disperso, não se concentrando em canais (GUERRA, 1995). Apresentam maiores ou menores taxas de erosividade dependendo da declividade a que estão expostas (INÁCIO *et al.*, 2007). A dificuldade em detectar seu acontecimento, uma vez que não apresentam fluxo direcionado, faz com que o horizonte A possa, muitas vezes, ser carregado (LEPSCH, 2002).

b) Erosão em ravinas:

São formadas quando a velocidade do fluxo de água aumenta na encosta, provavelmente para velocidades superiores a 30cm/s, tornando o fluxo turbulento (ELLISON, 1947, *apud* GUERRA, 1995). Quando uma determinada área de captação excede o valor crítico, ocorre a incisão, criando um caminho preferencial e gerando

uma ravina (MORGAN, 1986), que pode ser facilmente desfeita por práticas agrícolas adequadas (AMORIM *et al.*, 2001).

c) Erosão em voçorocas:

São relativamente permanentes nas encostas, apresentam paredes laterais íngremes e, em geral, fundo chato, ocorrendo fluxo de água no seu interior durante os eventos chuvosos, podem, inclusive, ser formadas por fluxo subsuperficial (GUERRA, 1995). Por vezes é capaz de atingir o lençol freático, provocando fluxo de água constante em seu interior (SUERTEGARAY, 2008).

3.1.2 Problemas ambientais dos processos erosivos

Os processos erosivos podem então ser entendidos de duas formas: erosão geológica e erosão acelerada. Em Bertoni e Lombardi Neto (2008) a erosão geológica é considerada natural, ou seja, ocorre através de modificações naturais da crosta terrestre. Havendo, portanto, uma relação de equilíbrio entre o processo de formação dos solos e a erosão (GOMES, 2001). Em contrapartida, a erosão acelerada seria fruto de um desequilíbrio. Para Mortari (1994) esse desequilíbrio ocorre quando a erosão é maior do que o processo de formação dos solos, enquanto que Bertoni e Lombardi Neto (2008) atribuem a ação do homem a remoção em poucos meses de uma quantidade de material que demorou séculos para se formar, sendo isso diretamente relacionado com o mau uso do solo.

A erosão acelerada é considerada um dos principais problemas ambientais decorrentes no Brasil, podendo gerar perda de terras agricultáveis, danificação de construções e desertificação (SILVA; BEZERRA; GUERRA, 2012), além de inundações, assoreamentos de rios e poluição da água (WANG *et al.*, 2016). A erosão acelerada é mais suscetível às degradações por fatores como o manejo do uso e cobertura da terra, tipos e práticas de cultivo (CASTRO *et al.*, 2010; PAGANOS *et al.*, 2015). Segundo a FAO (2015), um estudo que envolveu mais de 600 pesquisadores de 60 países e o levantamento de mais de 2.000 publicações científicas sobre o tema revelou que a erosão, compactação e perda de matéria orgânica são as principais ameaças de degradação ambiental.

Para Brizzi *et al.* (2019) o problema da erosão não está necessariamente no uso do solo, mas no manejo aplicado e inadequado a essas áreas, inclusive diversos

trabalhos corroboram que o manejo inadequado do solo é fator preponderante para a ocorrência de erosão. Estudos em diferentes parcelas de erosão coincidem resultados que aferem que os solos expostos, consequência direta do desmatamento, são a principal cobertura para a erosão dos solos (DIAS *et al.*, 2009; BERTOLINO; CUNHA, 2015; JARDIM; FERNANDES; SOUSA, 2017; SANTOS; BERTOLINO, 2019). Em contrapartida, a pastagem, apesar de apresentar menores valores de erosão em comparação com o solo exposto, também é uma cobertura prejudicial quando não bem manejada (COSTA; SILVA, 2015; BRIZZI; SOUSA; COSTA, 2017; BRIZZI *et al.*, 2019), porém, deva-se levar em consideração outros fatores do terreno para maior precisão dos valores de taxa de erosão (MORAIS *et al.*, 2010; MORAIS; VICENS; BERTOLINO, 2013).

Um fator relevante que deve ser considerado para a aferição da erosão é a declividade do terreno (FERREIRA *et al.*, 2010; GUIMARÃES *et al.*, 2011). Porém, esta não pode ser somente associada a grandes declividades, uma vez que há estudos que apontam para a erosão em baixos declives e sob condições de chuva de baixa intensidade (PEREIRA *et al.*, 2015; 2016). Em que pese, outros estudos também apontaram para a erosão em menor grau sob declividades menos acentuadas (RIBEIROS; ALVES, 2008; SOUZA; PAULA, 2019).

Existem formas de contingenciamento da erosão para mitigar a degradação ambiental. Dentre as ações cabíveis estão: diagnóstico do nível de degradação do solo; isolamento da área erodida; ordenamento e dissipação da energia das águas do escoamento superficial (enxurradas); reconformação de barrancos e taludes; cobertura inicial da área erodida; revegetação das áreas degradadas; e monitoramento (CHAVES *et al.*, 2012; ANDRADE *et al.*, 2014). Entretanto, há de se ratificar que existe um custo monetário significativo para este tipo de ação e que, por diversas vezes, não é economicamente viável, logo o mais recomendável é o manejo adequado desde o início do uso do solo.

Salienta-se ainda a possibilidade de melhorar o manejo do solo através do respeito às regras das Áreas de Proteção Permanente (APP). Em Marchioro *et al.* (2010; 2014) verifica-se que a aplicação do Código Florestal Brasileiro (CFB) contribuiria para o significativo aumento das áreas de APPs, o que promoveria, dentre outras coisas, a diminuição do escoamento superficial e da erosão dos solos. Em contrapartida, deve-se levar em consideração a dificuldade de sua aplicação, visto a

possibilidade do uso conflitante das APPs com áreas agrícolas, uso de pastagem e ocupação urbana já existentes.

3.2 Movimentos de massa

Além da erosão propriamente dita, existem ocorrências danosas relacionadas aos movimentos de massa. Para Guidicini e Nieble (1984), o escorregamento, termo utilizado de forma genérica, se refere a todo e qualquer movimento coletivo de materiais rochosos e terrosos, independentemente dos processos, causas, velocidades, formas e outras possíveis características. Para outros autores, o movimento de massa se expressa pelo deslocamento do solo, rocha e/ou vegetação de montante para jusante nas encostas sob a ação direta da gravidade (CHRISTOFOLETTI, 1980; SELBY, 1993; TOMINAGA, 2009b), podendo ser potencializado, ou não, pela ação da água (GUERRA e MARÇAL; 2006). A contribuição de outro componente, como água ou gelo é provocada pela redução da resistência dos materiais de vertente e/ou pela indução do comportamento plástico e fluido dos solos (TOMINAGA, 2009b).

Os tipos de movimentos de massa estão associados a diferentes características do meio, como tipo de material, geologia local, declividade, forma e orientação da vertente, área de contribuição e intensidade/distribuição da precipitação (GUIMARÃES *et al.*, 2008). No mesmo sentido, Fernandes *et al.* (2001) afirmam que os deslizamentos estão ligados às relações complexas entre fatores geológicos, geomorfológicos, climáticos, antrópicos e outros. O mesmo autor ainda ressalta que o fator declividade ainda é considerado o mais importante nos estudos sobre os movimentos de massa, embora deva-se considerar melhor os outros fatores para não viciar resultados dos mapeamentos. No entanto, vale ressaltar que a ação antrópica ainda exerce forte influência favorecendo sua ocorrência ou minimizando seus efeitos (TOMINAGA, 2007).

Para Selby (1993) os critérios de diferenciação dos movimentos de massa residem no tipo de material, a velocidade e o mecanismo do movimento, o modo de deformação, a geometria da massa movimentada e o conteúdo de água. Diversos autores já realizaram propostas para classificar os movimentos de massa, dentre eles Sharpe (1938), Terzaghi (1950), Freire (1965), Varnes (1958 e 1978), Guidicini e

Nieble (1984), Hutchinson (1988), Sassa (1989) e IPT (1991), entre outros. A proposta aqui utilizada será a de Varnes (1978) (Quadro 1) por considerar o movimento e o tipo de material transportado, além de ser bem aceita internacionalmente e de simples compreensão.

Quadro 1: Classificação simplificada de tipos de movimentos de massa.

Tipo de movimento	Tipo de material		
	Rocha	Material Detrítico Grosseiro	Solos
Queda (falls)	Queda de blocos	Queda de detritos	Queda de solos
Tombamento (topless)	Tombamento de blocos	Tombamento de detritos	Tombamento de solos
Escorregamento: rotacional (slump) e translacional (slides)	Escorregamento de rocha	Escorregamento de detritos	Escorregamento de solo
Corrida (flows)	Avalanche de blocos	Corrida de detritos Corrida de solo Rastejo de solo (Creep)	
Complexo	Combinação de dois ou mais tipos de movimentos		

Fonte: adaptado de Varnes (1978)

3.2.1 Tipos de movimentos de massa

Levando em consideração a área de estudo proposta, os tipos de movimentos de massa abordados serão os escorregamentos rotacionais (*slump*) e translacionais (*slides*) e as corridas (*flows*) de detritos (*debris flow*) e rastejo de solo (*creep*).

a) Escorregamento Rotacional (*slump*):

São deslizamentos ao longo de uma superfície de ruptura com curvatura côncava (Figura 2), onde ocorre o movimento rotacional da massa do solo, geralmente ligadas a uma ou algumas unidades associadas (VARNES, 1978). O movimento é iniciado, por vezes, pela ação antrópica no corte de vertentes para construção de estradas ou por erosão fluvial no sopé das vertentes (FERNANDES; AMARAL, 2003). São frequentes no sudeste brasileiro, em geral, mobilizando o manto de intemperismo e podendo gerar catástrofes (TOMINAGA, 2007).

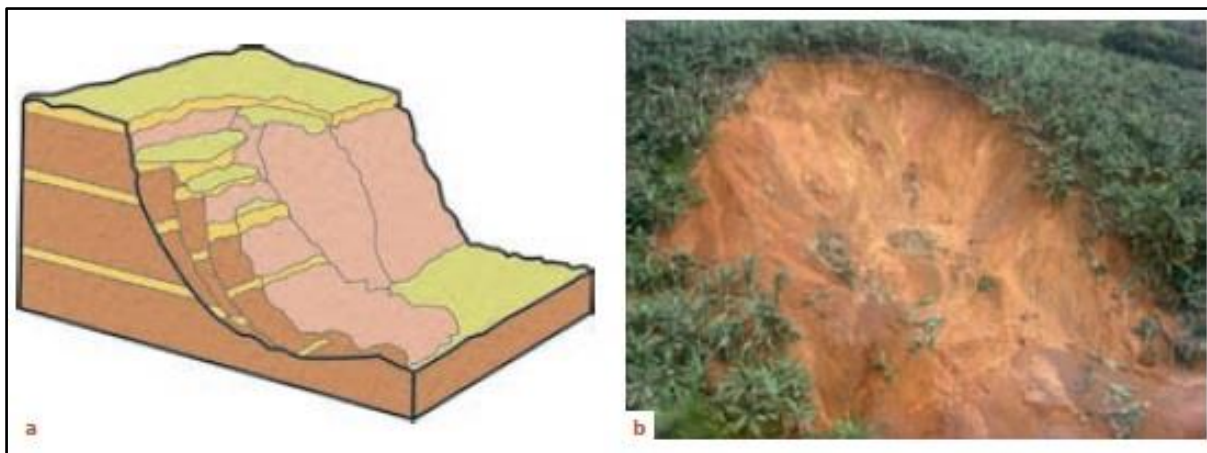


Figura 2: (a) esquema de escorregamento rotacional. (b) Escorregamento rotacional em Jaraguá do Sul, SC, dez. 2008. Fonte: Lopes (2006); Acervo IG. Retirado de Tominaga, Santoro e Amaral (2009).

b) Escorregamento Translacional (*slides*):

São deslizamentos ao longo de uma superfície mais ou menos plana ou suavemente ondulada com pouca rotação (Figura 3), sendo que sua distinção para os rotacionais é útil para o planejamento de medidas de controle (VARNES, 1978). Estes costumam apresentar descontinuidades mecânicas e/ou hidrológicas no interior do material, seus planos de ruptura são entre 0,5m a 5,0m e atingem grandes extensões de comprimento, em encostas de alta ou baixa declividade (FERNANDES; AMARAL, 2003). Os escorregamentos translacionais são os mais frequentes entre todos os movimentos de massa (TOMINAGA, 2009a).

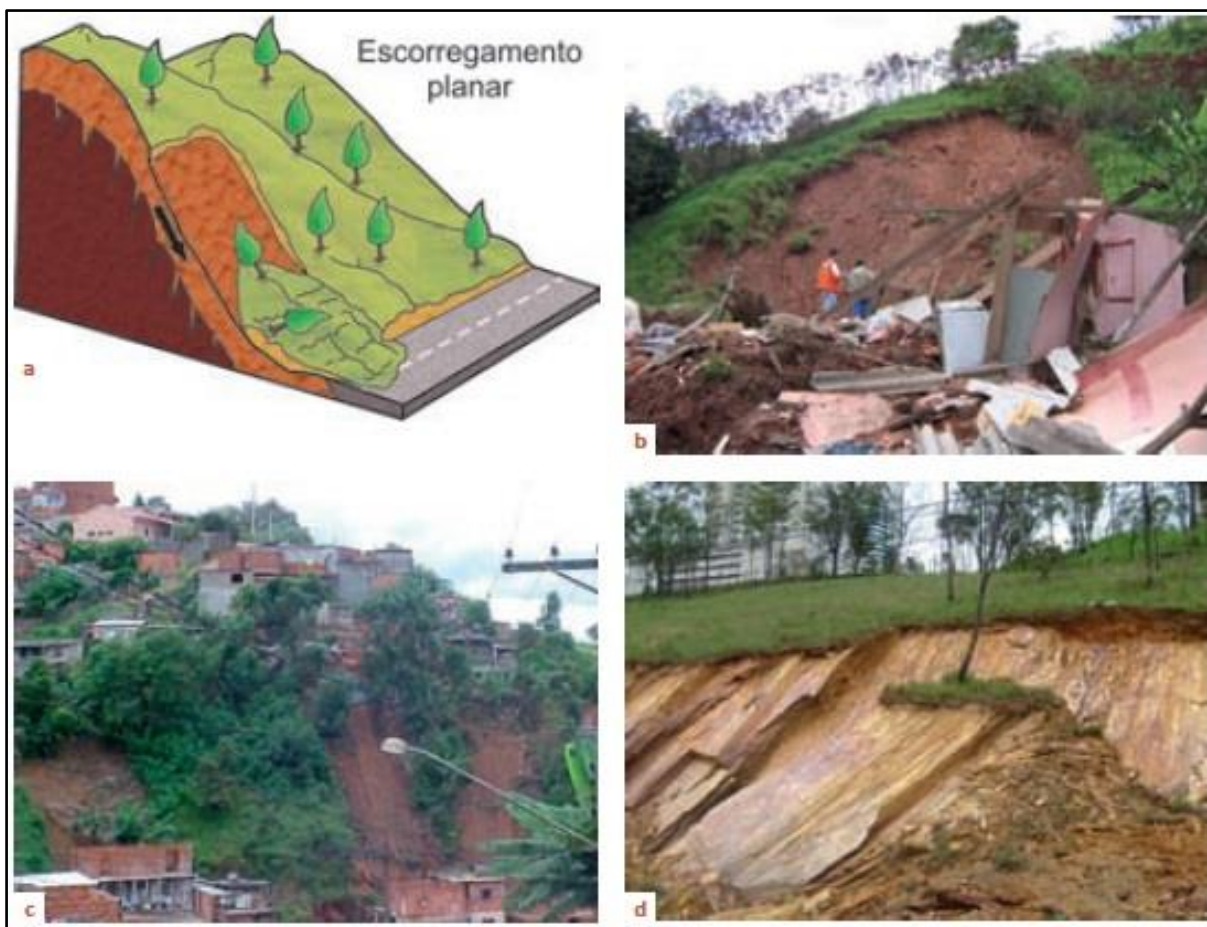


Figura 3: (a) Esquema de escorregamento planar ou translacional de solos. Escorregamentos planares em: (b) Campo Limpo Paulista (2009); (c) Várzea Paulista (2006) e (d) Nova Lima, MG. Fonte: a, b e c: Acervo IG; d: Giovana Parizzi. Retirado de Tominaga, Santoro

c) Corrida de detritos (*debris flow*):

Os fluxos de detritos (Figura 4) são baseados no tamanho das partículas removidas, ou seja, o material tem uma porcentagem relativamente alta de fragmentos grosseiros e resulta, geralmente, de evento de precipitação excepcionalmente fortes (VARNES, 1978). Esses movimentos apresentam grande aporte de matérias como solo, rocha e árvores que, ao atingirem as drenagens, formam uma massa densa e viscosa, podendo atingir grandes distâncias, de forma rápida, mesmo em baixa declividade (FERNANDES; AMARAL, 2003; TOMINAGA, 2009a).

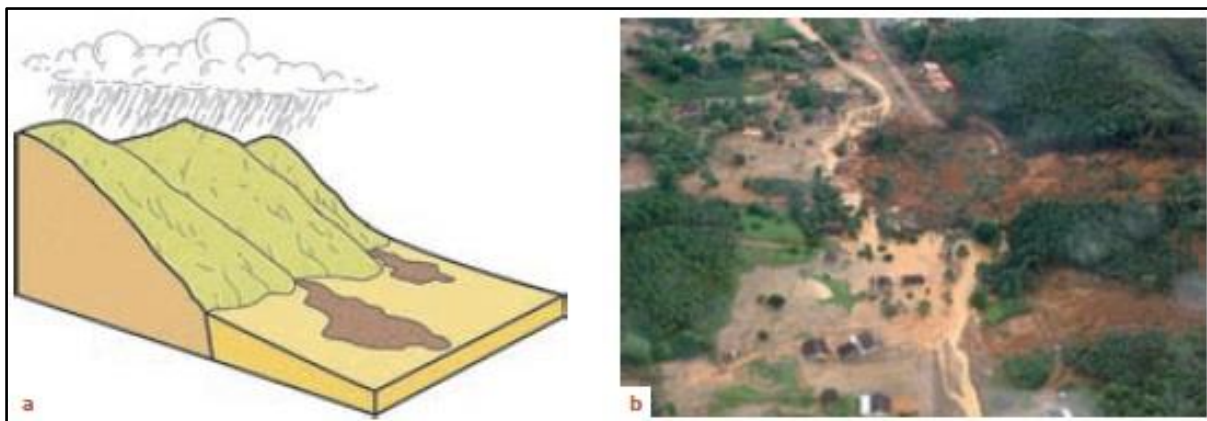


Figura 4: (a) Esquema de corrida detrítica (Fonte: Lopes, 2006). (b) Corrida detrítica no Morro do Baú, SC, dez.2008. Fonte: Acervo IG. Retirado de Tominaga, Santoro e Amaral (2009).

d) Rastejo de solo (*creep*)

O rastejo (Figura 5) é uma deformação que continua sob tensão constante, que pode ser recuperável ao longo de um período de tempo após a liberação da tensão, mas geralmente a maior parte não é. O movimento é imperceptível no início e perceptível nos estágios finais (VARNES, 1978). Os rastejos ocorrem pela ação da gravidade, associada às variações de temperatura e umidade, sendo que a expansão e contração da massa de material, devido à variação térmica, provoca o movimento vertente abaixo (TOMINAGA, 2009a).

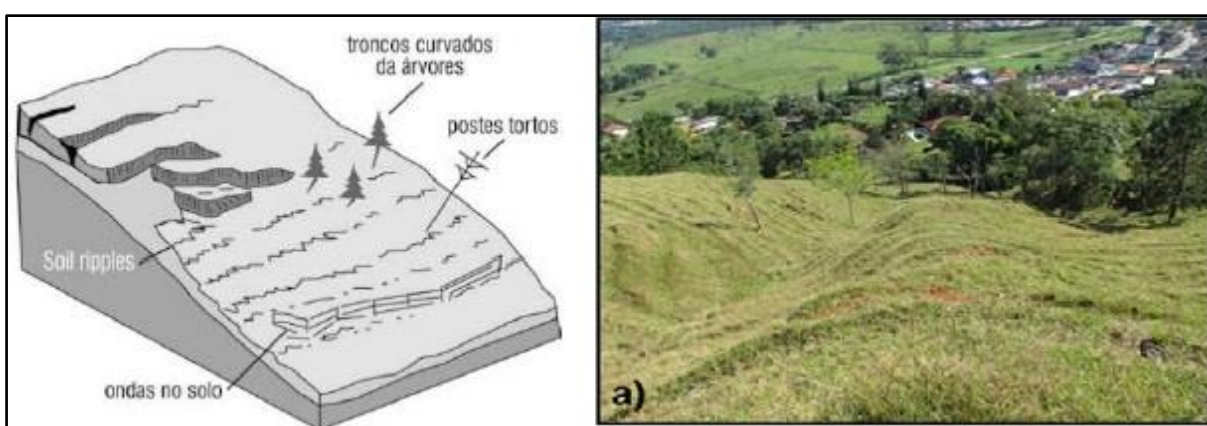


Figura 5: Rastejos. Fonte (CRUDEN e VARNES, 1996). a) Rastejos (GONÇALVES, 2014).

3.2.2 Problemas ambientais dos movimentos de massa

A respeito da definição e os tipos de movimentos de massa existentes, cabe uma análise sobre as condicionantes que permitem a ocorrência deste fenômeno. Para Guidicini e Nieble (1984) os agentes predisponentes são as condicionantes

geológicas, topográficas e ambientais da área onde ocorrem esses eventos naturais; e os agentes efetivos, responsáveis pelo conjunto de fatores incluindo-se a ação humana, que desencadeiam os movimentos de massa são: chuva intensa, erosão, terremotos, ondas, vento, interferência humana etc. Em Casseti (1991) essas afirmações são corroboradas e apontam que a partir do momento em que o ser humano se apropria de uma encosta, através dos desmatamentos, cortes e aterros, alterando sua estabilidade, aumenta-se a probabilidade de desencadear um movimento de massa. Esse entendimento pode ser ratificado a partir de outros trabalhos sobre a temática (PINTO *et al.*, 2015; ZAIDAN; FERNANDES, 2016; GARCIA, 2016; KIM, 2017; VIEIRA, 2018).

Para Azevedo e Dalmonin (2004) a sociedade atual tem utilizado o ambiente das encostas de forma inadequada, ao realizar práticas como a construção de ruas e rodovias em solos instáveis, escavações e abertura de trincheiras em áreas rochosas e o desenvolvimento de indústrias e comércio em declives íngremes é consequência de uma falta de planejamento e conhecimento do recurso solo. As metrópoles brasileiras convivem com acentuada incidência de escorregamentos induzidos por cortes para implantação de moradias e vias de acesso, desmatamentos, atividades de mineração, lançamento de águas servidas e de lixo, causando expressivos danos (FERNANDES; AMARAL, 2003), especialmente em zonas com ocupação precária de baixa renda (BRASIL, 2004).

Souza (2004) ratifica que a degradação ambiental nos dias de hoje está fortemente ligada a fatores de ocupação e uso do solo. Deste modo, diversos trabalhos recentes convergem para a ocorrência de movimentos de massa vinculados a modificações antrópicas na paisagem (AVELAR *et al.*, 2013; MARQUES; COELHO NETTO; SATO, 2018; SOMBRA; SILVA, 2019; GREGORIO *et al.*, 2019; entre outros). Assim, a produção de encostas artificiais, feita por cortes de estradas e para a construção de casas e prédios, mineração, represas, terraços etc., alteram a dinâmica natural da paisagem, podendo gerar impactos, como os processos erosivos e os movimentos de massa (GUERRA, 2003). A partir do impacto da ação humana, diferentes trabalhos versam sobre a importância do uso e ocupação para o planejamento e gestão ambiental, tais como os estudos de Zanatta, Lupinacci e Boin (2015), Honda *et al.* (2015), Macedo (2015), Carvalho (2016), entre outros.

3.3 Mapeamentos temáticos direcionados ao estudo dos movimentos de massa

A utilização de mapeamentos temáticos é fundamental para os estudos ambientais, especialmente os ligados aos movimentos de massa. Para Argento (1995), a sociedade carece, desde os primórdios, de informações sobre o espaço em que está inserida, por exemplo, o conhecimento da localização dos fenômenos no espaço, como esses fenômenos se distribuem e porque ocorrem de determinada forma, pois isto é fundamental para haver uma diagnose e uma prognose da ocorrência dos fenômenos.

A prognose está diretamente relacionada com a suscetibilidade de determinado fenômeno ocorrer, que no caso deste estudo são os movimentos de massa. Diferentes trabalhos corroboram que os principais fatores que contribuem com a ocorrência de escorregamentos são a geologia, geomorfologia, aspectos climáticos, hidrológicos, vegetação e modificações humanas por meio do uso do solo (FERNANDES; AMARAL, 2003; TOMINAGA, 2007; GUIMARÃES *et al.*, 2008). Não menos importante, outro fator que corrobora com a aferição da suscetibilidade é o inventário de movimentos de massa pretéritos, pois este indica os setores mais críticos aos movimentos de massa (FERNANDES *et al.*, 2001).

Desse modo, serão discutidas a importância de diferentes mapeamentos temáticos para a aferição da suscetibilidade a movimentos de massa, tais como: mapeamento Geológico; Geotécnico; Geológico-Geotécnico; Geomorfológico; Índice de Eficiência de Drenagem (IED); Hidrogeomorfológico; Uso do solo e cobertura vegetal; Suscetibilidade aos movimentos de massa; e Distribuição de movimentos de massa pretéritos.

3.3.1 Mapeamento Geológico

O mapeamento geológico é de grande importância para o estudo da suscetibilidade dos movimentos de massa. Para Bigarella *et al.* (1996) diferentes fatores geológicos são desencadeantes a partir desses eventos, tais como os aspectos litológicos, os padrões de fraturas e diaclases, o manto de intemperismo, a coesão e peso por unidade de material formador das encostas, a circulação das águas

e os esforços de cisalhamento. Para Tominaga (2007), é importante levar em consideração a composição mineralógica ou físico-química de diferentes litologias, as propriedades mecânicas, estrutura geológica e grau de intemperismo da rocha para auxiliar na aferição da possibilidade de desencadeamento de movimentos de massa.

Nesse sentido, deve-se levar em consideração a série de Goldich, que demonstra o grau de estabilidade mineral, bem como a velocidade de intemperização dos minerais. A velocidade de intemperismo é inversamente proporcional ao grau de estabilidade, ou seja, minerais mais estáveis tendem a demorar mais para sofrer o processo de desagregação. Desse modo, rochas ricas em minerais estáveis como o quartzito apresentam uma alta resistência à abrasão e possuem tendência a formar sedimentos arenosos, enquanto que as rochas ricas em minerais cálcicos como o mármore apresentam alta velocidade de intemperismo devido a sua baixa estabilidade, como consequência gera sedimentos mais argilosos (GOLDICH, 1938).

A série de Goldich é intrinsecamente relacionada com a série de Bowen (Figura 6), visto que a estabilidade mineral está ligada com o tempo e a temperatura da cristalização mineral. Nesse sentido, os primeiros minerais a se formarem são menos estáveis enquanto que minerais mais estáveis são os últimos a cristalizarem (TEIXEIRA *et al.*, 2000). Dessa maneira, o mapeamento geológico fornece importantes variáveis de análise para a composição da suscetibilidade a movimentos de massa.

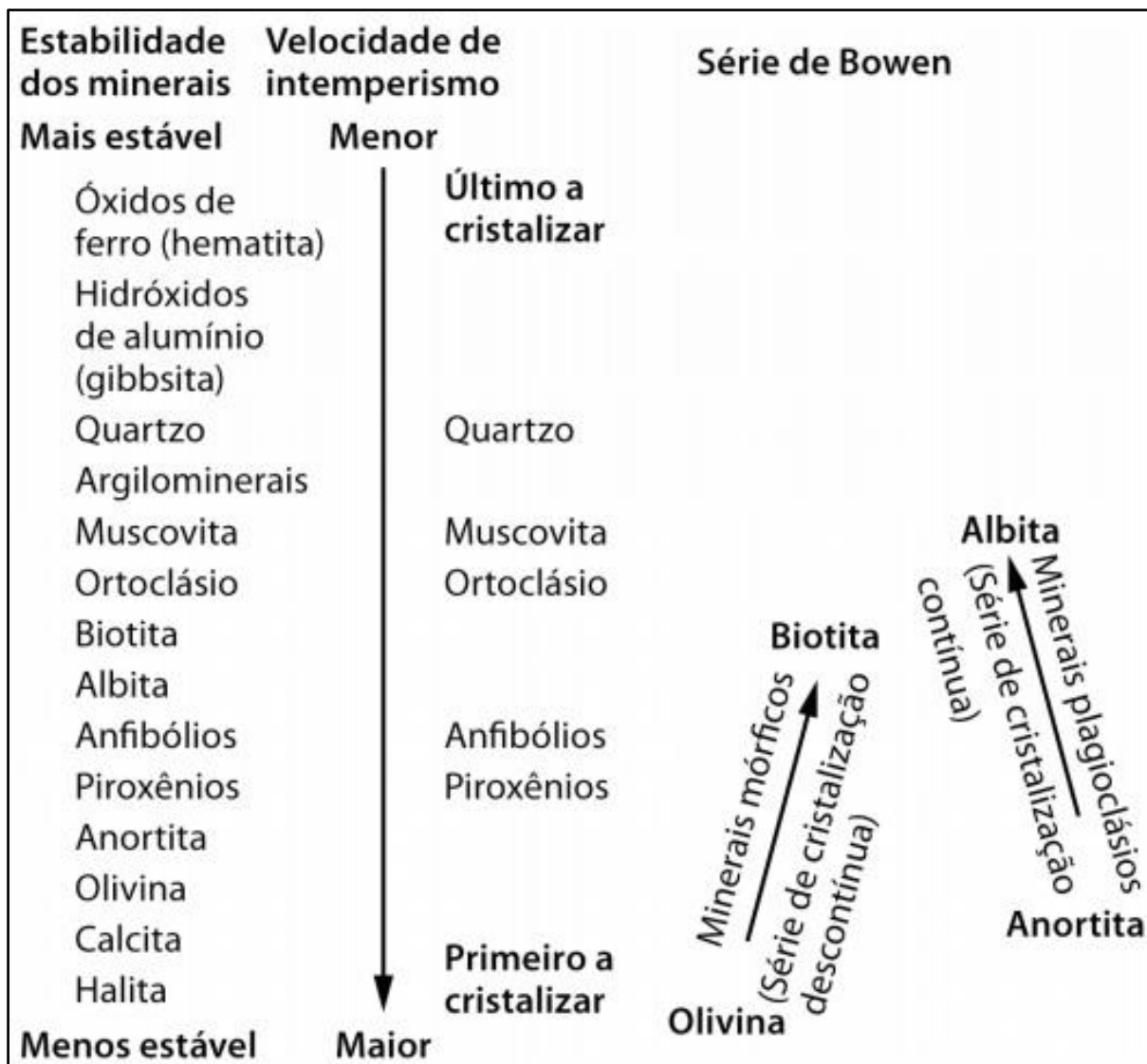


Figura 6: Série de Goldich – ordem de estabilidade frente ao intemperismo dos minerais mais comuns. Comparação com a série de cristalização magmática de Bowen. Fonte: Teixeira *et al.* (2000)

3.3.2 Mapeamento Geotécnico

A cartografia geotécnica representa um instrumento técnico desenvolvido para auxiliar as atividades humanas em relação ao meio físico, harmonizando as formas de uso e ocupação do solo com os processos geodinâmicos naturais e induzidos, inclusive os movimentos de massa (TOMINAGA, 2007). Diversos autores já propuseram diferentes metodologias para os mapeamentos geotécnicos, sobretudo após a década de 60 e 70, devido ao aumento da degradação ambiental em escala planetária e o surgimento do debate ambiental.

Dentre as principais metodologias, destacam aspectos diferentes tais como a escala, a engenharia, a estabilidade dos solos, o uso e ocupação, a pedologia, a geologia, a geomorfologia, podemos citar: a *International Association of Engineering Geology* (IAEG, 1976); a metodologia francesa (SANEJOUND, 1972); metodologia PUCE (*Pattern, Unity, Component, Evaluation*); metodologia de Cottas (1973); metodologia da EESC-USP; metodologia de Cendrero (1975); metodologia de Sobreira (1995); metodologia do Instituto de Pesquisas Tecnológicas (IPT); metodologia de Grechi (1998). Entretanto, não se pretende aqui elaborar uma extensa revisão sobre o tema.

A abordagem utilizada será a de Avaliação de terreno em mapeamento geotécnico, definida por Miranda (2005) como uma técnica de levantamento geotécnico mais ágil e com menos custos na etapa de caracterização preliminar das unidades do meio físico, o que possibilita trabalhos menos onerosos, melhor orientados e representativos das condições naturais. A metodologia, segundo Lollo (1996), permite o zoneamento de áreas homogêneas através da delimitação de diferentes feições do relevo com base em dados obtidos de fotointerpretação e trabalhos de campo. Outros trabalhos foram bem-sucedidos seguindo essa metodologia, especialmente por sua contribuição para estudos voltados aos movimentos de massa com os de Borges (2016), Coelho, Zaine e Rodrigues (2016), Souza *et al.* (2017), entre outros.

3.3.3 Mapeamento Geológico-Geotécnico

O mapeamento geológico-geotécnico é uma ferramenta tão importante para a análise e planejamento de ocupação futura, quanto para análises ambientais, pois utiliza em conjunto o comportamento e as propriedades dos solos, de caráter geotécnico, e a gênese das rochas, de caráter geológico (ZAINÉ, 2000). A relação entre a geologia e a geotecnia tem sido amplamente utilizada para estudos relacionados aos movimentos de massa, uma vez que, por meio de diferentes metodologias, conseguem aferir as espessuras e composições granulométricas dos setores mapeados, o que propicia a realização de zoneamentos, cartas de perigo e análise da suscetibilidade a ocorrência de movimentos de massa, conforme trabalhos de Amaral Junior e Zuquette (2016), Nola (2015), Silva (2016) e Fornasa (2018).

A proposta de mapeamento geológico-geotécnico desta pesquisa é referente a trabalhos publicados por Coelho Netto *et al.* (2007; 2014), que serviram de base para a análise da suscetibilidade a movimentos de massa do maciço da Tijuca-RJ e análise de suscetibilidade e zoneamento de risco em Angra dos Reis-RJ. Nesses estudos, as litologias encontradas na área de estudo foram sobrepostas às espessuras de solos geotécnicos para formar diferentes classes, sendo essas reinterpretadas para formar o mapa geológico-geotécnico da área proposta. Ambos os estudos se mostraram eficientes para a consolidação do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.

3.3.4 Mapeamento Geomorfológico

A geomorfologia é um dos ramos mais conhecidos e estudados da geografia, sua base conceitual é bastante relevante para os estudos ambientais. Para Guerra (2003), a geomorfologia estuda as formas de relevo, os processos que originam essas formas e seus materiais constituintes, apresenta ainda um papel fundamental nos ambientes transformados pelo homem. Para Argento (1995) o mapeamento geomorfológico é fundamental nos estudos ambientais, pois ajuda a elucidar problemas erosivos e deposicionais, assim como viabiliza, mediante cruzamento com outros mapeamentos temáticos, a elaboração de cenários ambientais, por exemplo, o de áreas de risco a movimentos de massa.

É bem verdade que os mapeamentos geomorfológicos ainda não possuem uma padronização. Em Silva (2007) vemos que diferentes autores já elaboraram propostas levando em consideração escalas, bases metodológicas, unidades taxonômicas e legendas para a realização dos mapas geomorfológicos, tais como Ponçano *et al.* (1981), RADAMBRASIL (1983), Nunes *et al.* (1995), Ross e Moroz (1997) e Dantas (2001). O presente trabalho visa uma classificação geomorfológica de base funcional a partir da metodologia proposta por Coelho Netto *et al.* (2007) e replicada em Barbosa *et al.* (2014), que propõe a elaboração do mapeamento a partir de um Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizando os parâmetros Declividade e o *Topographic Position Index* (TPI).

O *Topographic Position Index* (TPI) é um algoritmo cada vez mais usado para medir posições de inclinação topográfica e automatizar classificações de relevo (DE REU *et al.*, 2013). Conforme Jenness *et al.* (2013) o algoritmo consiste na diferença

entre o valor de elevação de uma célula e a elevação média da vizinhança em torno dessa célula, onde os valores positivos significam que a célula está em maior elevação de altimetria do que seu entorno, enquanto valores negativos significam que está em menor elevação de altimetria. O grau em que é superior ou inferior, mais a inclinação da célula, pode ser usado para classificar a célula na posição inclinada (Figura 7). Se for significativamente mais alto do que a vizinhança, é provável que esteja no topo ou próximo ao topo de uma colina ou cume. Os valores mais baixos sugerem que a célula esteja no ou perto do fundo de um vale. Já os valores próximos de zero podem significar uma área plana ou uma área de inclinação média, então a célula da inclinação pode ser usada para distinguir ambas (JENNESS *et al.*, 2013).

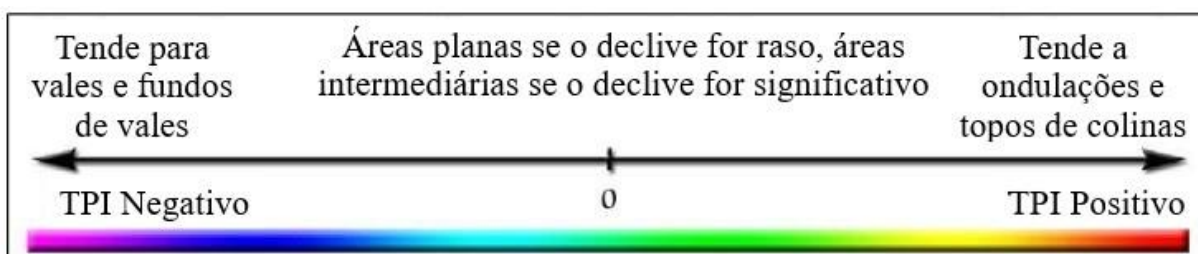


Figura 7: Variação e distribuição dos valores dos pixels do TPI em relação a altitude do pixel central em relação à média de seus vizinhos. Fonte: Jenness *et al.* (2013).

Destaca-se ainda que o TPI está diretamente relacionado com a escala do levantamento de estudo (Figura 8). O mesmo valor para geração do TPI em diferentes escalas pode produzir formas diferentes e prejudicar o mapeamento. Portanto, é importante fazer testes com diferentes valores para a geração de um TPI adequado à área de estudo proposta.

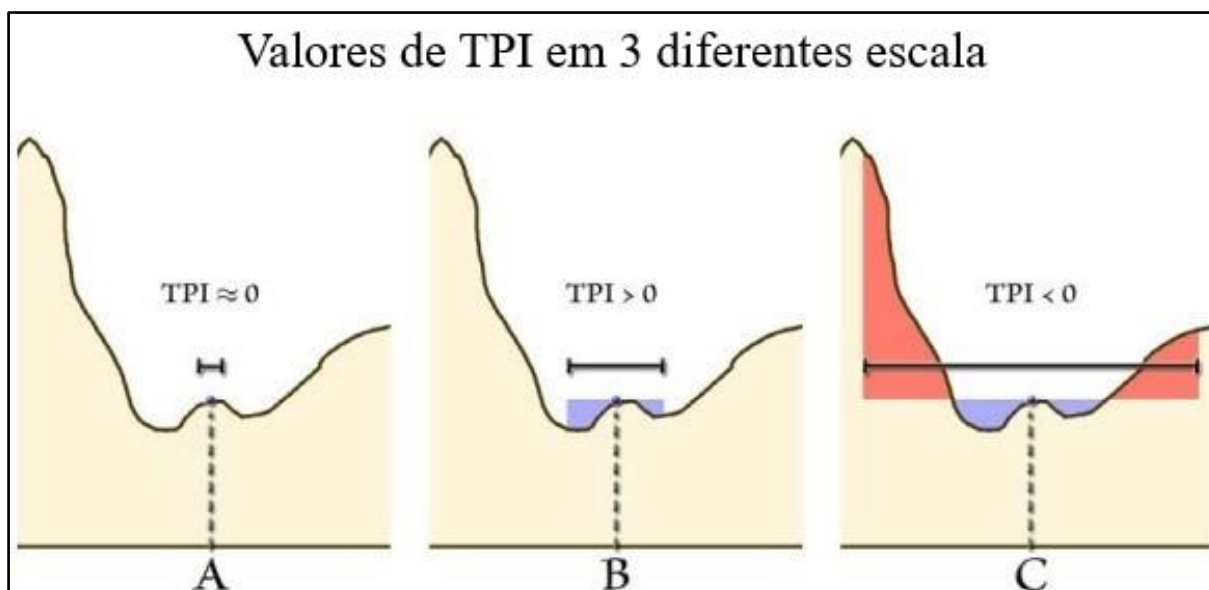


Figura 8: Mesmo valor de definição do TPI utilizando escalas variadas de análise. Fonte: Jenness *et al.* (2013)

3.3.5 Mapeamento do Índice de Eficiência de Drenagem (IED)

O índice de eficiência de drenagem (IED) é uma importante ferramenta para o entendimento da dinâmica hidrológica de escoamento superficial e subsuperficial em bacias hidrográficas e para o possível desencadeamento de movimentos de massa (COELHO NETTO *et al.*, 2007; LIMA, 2014). Em Coelho Netto *et al.* (2014), o IED pode ser entendido como um geoindicador de tempo e magnitude de respostas hidrológicas do declive às entradas de chuvas, calculado através de bacias de segunda ordem de Strahler. O cálculo do IED ocorre através da Densidade de drenagem (Dd) multiplicado pelo Gradiente topográfico (G) de Meis *et al.* (1982), como pode ser visto abaixo:

$$\text{IED} = \text{Dd} \times \text{G}$$

Onde:

IED = Índice de Eficiência de Drenagem (m/ha);

Dd = Densidade de drenagem (m/ha);

G = Gradiente topográfico da bacia (m/m).

Entende-se pela Densidade de drenagem (Dd) a razão entre o somatório dos comprimentos dos canais ($\sum Cc$) pela área da bacia (Ab) de segunda ordem:

$$\text{Dd} = \sum Cc / Ab$$

Onde:

Dd = Densidade de drenagem (m/m²);

$\sum Cc$ = Somatório dos comprimentos de todos os canais da bacia (m);

Ab = Área da bacia (m²).

O Gradiente topográfico (G) pode ser entendido através da relação da compartimentação topográfica de cada uma das bacias (Meis *et al.*, 1982), sendo ela um valor adimensional e calculável pela razão entre o desnivelamento da bacia (ΔZ) pelo comprimento do eixo principal da bacia (C):

$$G = \Delta Z / C$$

Onde:

G = Gradiente Topográfico (Meis *et al.* 1982)

ΔZ = Desnivelamento da bacia (m)

C = Comprimento do eixo principal da bacia (m)

3.3.6 Mapeamento Hidrogeomorfológico

O autor Scheidegger (1973) foi um dos primeiros a cunhar o termo Hidrogeomorfologia, ao propor o estudo das formas terrestres causadas pela água, admitindo o agente hídrico como o modificador mais importante por estar presente na maior parte das transformações geomorfológicas. A discussão da temática foi retomada por trabalhos de Okunishi (1991, 1994), no entanto, somente nos anos 2000 que essa temática surgiu como um campo científico interdisciplinar emergente entre a geomorfologia e a hidrologia sub e superficial (TEIXEIRA *et al.*, 2013), relacionada também com outras áreas das geociências, como a geologia, topografia, climatologia e desastres naturais (TEIXEIRA *et al.*, 2010).

Outros autores convergem sobre a inter-relação entre a hidrologia e a geomorfologia (SIDLE e ONDA, 2004; GOUDIE, 2004; BABAR, 2005), embora o entendimento sobre essa união ainda não seja coeso na literatura (GOERL *et al.*, 2012). Ainda em Goerl *et al.* (2012), a Hidrogeomorfologia pode ser definida como a ciência que “busca compreender como os processos hidrológicos contribuem para a formação e evolução da paisagem e ainda como as formas de relevo condicionam ou controlam os processos hidrológicos em diferentes escalas temporais e espaciais”.

Para Hungr *et al.* (2001) os processos hidrogeomorfológicos são as inundações, fluxos hiperconcentrados e os fluxos de detritos. Em Goerl *et al.* (2012),

entende-se que existem outros processos hidrogeomorfológicos que se caracterizam pelo exercício do controle da evolução e formação da paisagem e de processos hidrológicos. Cada vez mais os estudos sobre inundações e movimentos de massa tem utilizado o mapa hidrogeomorfológico, a partir de diferentes metodologias, como um produto intermediário ou final para aferir resultados, conforme trabalhos de Coelho Netto *et al.* (2007, 2014), Ballais *et al.* (2007, 2011), Gil (2011), Teixeira *et al.* (2008, 2013).

3.3.7 Mapeamento de Uso do solo e cobertura vegetal

O mapeamento de uso do solo e cobertura vegetal é fundamental nas análises ambientais. Esse tipo de mapeamento indica a distribuição geográfica de diferentes tipologias de uso, através de padrões homogêneos da cobertura terrestre, sendo elaborada a partir de pesquisas de escritório e de campo, baseadas na interpretação, análise e registro de observações da paisagem, concernentes aos tipos de uso e cobertura da terra, visando sua classificação e espacialização por meio de cartas (IBGE, 2013).

Atualmente, as geotecnologias se encontram cada vez mais evoluídas e permitem análises ambientais importantes considerando os mapeamentos de uso do solo e cobertura vegetal. Conforme podemos ver em Freitas (2012), quando afirma que os Sistemas de Informação Geográfica (SIG) são ferramentas extremamente úteis para a realização de análises e projetos relacionados ao meio ambiente, tendo em vista seu grande número de variáveis presentes e as dimensões abrangidas, além de ter grande aplicabilidade nas diferentes áreas de conhecimento.

As tecnologias do SIG foram amplificadas através de uma série de sensores orbitais de sensoriamento remoto, tais como o *Landsat*, *CBERS*, *Spot*, *RapidEye*, *WorldView*, dentre outros, além de imagens obtidas por aerolevantamentos e, mais recentemente, por drones. Estes foram responsáveis também pelo impulsionamento de uma série de *softwares*, tais como o *Spring*, *Arcgis*, *Qgis*, *Ecognition*, *ENVI*, *ERDAS* e outros programas de manejo de *rasters* e vetores. A difusão dos meios de obtenção de imagens e de SIGs propiciou a criação de diferentes técnicas para a obtenção de mapeamento de uso do solo e cobertura vegetal e o aumento da quantidade deste tipo de mapeamento, vide os trabalhos de Rodríguez, Filho e Moreira (2000), Messias

(2012), Viégas, Oliveira e Rocha (2018), Weckmüller e Vicens (2019), Oliveira *et al.* (2019), dentre outros.

O levantamento de uso do solo e cobertura vegetal do Estado do Rio de Janeiro, proposto pelo RJ25, em escala 1:25.000 (IBGE, 2020) é utilizado nesta pesquisa como base para a elaboração do mesmo mapeamento para a área de estudo. A técnica utilizada para o mapeamento é a de Classificação Manual, que é realizada pela interpretação de elementos da imagem como cor, textura, forma padrão, localização e contexto (FLORENZANO, 2011), auxiliada por imagens *Google Earth*, que apresentam alta resolução espacial, facilitando assim a delimitação das classes de uso do solo e cobertura vegetal (DORAIS; CARDILLE, 2011). Este tipo de mapeamento é fundamental para análises ambientais, especialmente as que se referem aos movimentos de massa, tendo em vista que as diferentes coberturas do solo apresentam variações nas taxas erosivas (MONTEBELO *et al.*, 2005), um dos fatores relevantes para a ocorrência dos movimentos de massa.

3.3.8 Inventário de distribuição de movimentos de massa pretéritos

Os inventários de movimentos de massa pretéritos são ferramentas fundamentais para aferição de mapeamentos de suscetibilidade a movimentos de massa. Para Fernandes e Amaral (2003) o inventário procura garantir o registro de processos pretéritos e atuais de movimentos de massa com o intuito de prever deslizamentos futuros, bem como para auxiliar a modelagem física e entender os processos desencadeadores. Em Wang *et al.* (2015) os inventários indicam as áreas propensas a novos deslizamentos, uma vez que representam locais onde já ocorreram movimentos e estes podem se repetir.

Os mapas de inventários podem ser feitos de diferentes formas. Em Guzzetti *et al.* (2012) existem algumas variáveis a serem analisadas antes de escolher a técnica, como a extensão da área de estudo, a escala do mapa base, a resolução, escala e características da imagem disponível, as habilidades do pesquisador e o recurso para a execução completa do trabalho. As técnicas tradicionais de mapeamento consistem em trabalhos de campo, embora condições técnicas e financeiras dificultem extensas campanhas de campo para a realização *in loco* dos levantamentos, o que pôde ser

dirimido por trabalhos realizados através do levantamento de imagens de sensores orbitais (BRITO, 2015).

O inventário de movimentos pretéritos de massa pode ser realizado através de mais de uma técnica em conjunto (GUZZETTI *et al.*, 2012). Desse modo, diferentes trabalhos apresentaram resultados satisfatórios utilizando variadas técnicas para a obtenção dos inventários como os de Castro *et al.* (2011), Guzzetti *et al.* (2012), Bauzys (2012), Entralgo (2013), Brito (2015) e Cardozo (2018).

3.4 Análise de Suscetibilidade a movimentos de massa

O mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa é uma importante ferramenta para o planejamento ambiental. Esse mapeamento consiste em uma avaliação quantitativa ou qualitativa da classificação, volume e distribuição espacial de deslizamentos de terra que existem ou podem vir a existir em determinada área (FELL *et al.*, 2008). Para Julião *et al.* (2009) as cartas de suscetibilidade indicam e classificam áreas com propensão para serem afetadas por determinado perigo, sob tempo indeterminado, efetuando-se através de fatores de predisposição.

Os fatores de predisposição ou fatores condicionantes dos movimentos de massa já foram anteriormente discutidos. Nesse sentido, conforme Guimarães *et al.* (2008), os movimentos de massa estão associados a diferentes características do meio, como tipo de material, geologia local, declividade, forma e orientação da vertente, área de contribuição e intensidade/distribuição da precipitação. A análise conjugada dos diferentes fatores somada ao inventário de movimentos de massa pretéritos permite a construção de um mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa, a partir de diferentes métodos propostos por autores distintos, sendo essas metodologias classificadas como empíricas, probabilísticas e determinísticas.

O método empírico parte do inventário de cicatrizes para aferir as possíveis áreas de futuros deslizamentos, utilizando também dados pluviométricos, mapeamentos geológico, geomorfológico, geotécnico e o uso de SIG para avaliar a suscetibilidade (TOMINAGA, 2007). Outras abordagens de cunho empírico utilizam também correlações estatísticas multivariáveis considerando diferentes fatores morfológicos da área e traçando similaridades no terreno que possam se tornar futuras áreas de deslizamento (GUZZETTI *et al.*, 1999). Dentro da abordagem empírica existe

ainda o heurístico que, segundo Fernandes *et al.* (2001), utiliza mapeamentos geomorfológicos e/ou geotécnicos associados a mapas temáticos de condicionantes de movimentos de massa com diferentes notas e pesos atribuídas a cada fator, sendo ele dependente da experiência do proponente do mapeamento.

Os métodos probabilísticos apoiam-se no uso de registros históricos de ocorrências de movimentos de massa para realizar a previsão espacial e temporal dos futuros escorregamentos (TOMINAGA, 2007). Esses métodos conferem maior objetividade aos mapeamentos, pois não dependem tanto de quem propõe o mapeamento, embora enfrentem problemas como a falta de dados robustos e de longo prazo, especialmente no Brasil (FERNANDES *et al.*, 2001).

Os métodos determinísticos partem de modelos matemáticos que utilizam diferentes graus de bases físicas, que descrevem alguns dos processos e leis físicas que controlam a estabilidade de vertentes (FERNANDES *et al.*, 2001). Programas computacionais utilizados no ambiente de SIG, tais como o SINMAP, SHALSTAB e TRIGRS são utilizados para determinar a suscetibilidade de diferentes terrenos (BAUM, SAVAGE, GODT, 2008; MENDONÇA, 2017; SISTO, 2018). Em contrapartida, apesar desses modelos servirem para mapear áreas suscetíveis aos movimentos de massa, apresentam limitações atreladas às simplificações do meio físico, especialmente por utilizarem dados meteorológicos e/ou geomorfológicos (SORBINO, SICA, CASCINI, 2010).

Desse modo, a presente pesquisa utiliza um método empírico proposto por Coelho Netto *et al.* (2007). Segundo os autores a abordagem é considerada um:

“Procedimento relevante para intervenção imediata em áreas que já apresentam indícios de instabilidade, que requerem ação imediata de remoção da população em risco e/ou introdução de medidas estruturais, mas que apresentam ainda limitações na detecção de áreas que nunca deram estes sinais de instabilidade para os habitantes”. (Coelho Netto *et al.*, 2014, p. 265)

Segundo esses autores, essa proposta apresenta utilidade tanto para áreas de fragilidade evidente quanto para áreas em que a paisagem não apresenta sinais aparentes de suscetibilidade. A proposta metodológica não parte de notas e pesos para as diferentes classes, mas sim de correlações entre as variáveis morfológicas analisadas. Os parâmetros utilizados para a elaboração da suscetibilidade são os mapeamentos temáticos de geologia, geotecnia, geomorfologia e uso do solo e

cobertura vegetal. Em seguida os mapeamentos geológico e geotécnico são sobrepostos para formar o geológico-geotécnico, enquanto o IED é sobreposto ao geomorfológico para formar o mapeamento hidrogeomorfológico. Em seguida, os mapas hidrogeomorfológico, geológico-geotécnico e uso do solo e cobertura vegetal são integrados para formar o mapa de suscetibilidade e, por fim, os dados são validados através das cicatrizes de movimentos de massa.

4 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A região Noroeste Fluminense (NOF) é uma das Regiões de Governo do Estado do Rio de Janeiro (ERJ), reconhecida pela Lei 1.227/87 que trata sobre o Plano de Desenvolvimento Econômico e Social do Estado. Apesar de a região ter se emancipado de Campos dos Goytacazes, ainda hoje a NOF é considerada uma periferia do Norte Fluminense, região adjacente (ARAÚJO; LEMOS, 2017). Encontra-se em suas divisas com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo e é constituída por treze municípios: Aperibé, Bom Jesus do Itabapoana, Cambuci, Italva, Itaocara, Itaperuna, Laje do Muriaé, Miracema, Natividade, Porciúncula, Santo Antônio de Pádua, São José de Ubá e Varre-Sai. Possui 13% da população fluminense, embora apresente apenas 2% do PIB Estadual (SEBRAE/RJ, 2015), o que a caracteriza como uma região de baixa expressão econômica.

O que hoje compreende a NOF foi habitada, desde o século XVI, por indígenas Puri, Coroadó e Coropó, sendo os Puri os que mantinham relações harmoniosas e conflituosas com os colonizadores (MALHEIROS, 2008). Por volta de meados do século XVIII a região se torna foco e entreposto das relações comerciais ligadas ao escoamento do ouro. Entretanto, é apenas durante o século XIX que a região passa a ser de fato colonizada e sofre com a expansão das lavouras (MARINHO, 2017), sendo neste período que o café se torna o principal produto regional, que acabou por intensificar o processo de desmatamento da Mata Atlântica na região.

Apesar do sucesso econômico, ao final do século XIX a região encontrava-se em declínio econômico, tendo em vista que o café já não apresentava mais a mesma produtividade de antes. Essa decadência ocorreu devido ao relevo colinoso e o clima quente local que não são apropriados a esse tipo de plantio e, ademais, esses grãos possuíam qualidade inferior a outras regiões cafeeicultoras do país (TCE-RJ, 2019; GAMA-RODRIGUES; GAMA-RODRIGUES; BRITO, 2007; VITÓ *et al.*, 2016). Atualmente, a região apresenta elevado uso e ocupação de suas terras para a criação de gado de corte e leiteiro e, embora apresente baixo dinamismo econômico, o NOF é um dos principais produtores dessa atividade e representa 1,1% do PIB do Estado (FIRJAN, 2018).

Neste sentido, o município de Cambuci, que pertence ao Noroeste Fluminense, apresenta características similares à ocupação do restante da região, especialmente

no que tange o Ciclo do Café, o desmatamento da Mata Atlântica e, posteriormente, sua marginalização no processo de desenvolvimento econômico (TCE, 2019 *Op. cit.*). Possui uma população estimada em 15.514 habitantes (IBGE, 2020), uma área de 561,7 km², constituindo uma densidade demográfica de 27,6 hab/km², o que o torna pouco populoso e pouco povoado. A população não se encontra bem dividida dentro do município, sendo 23,85% residentes na zona rural, enquanto a área urbana concentra 76,15%, dos quais a maioria reside na bacia hidrográfica do Valão d'Anta.

4.1 A bacia hidrográfica do Valão d'Anta

Localizada no município de Cambuci-RJ (Figura 9), na região noroeste do Estado do Rio de Janeiro, a bacia hidrográfica do Valão d'Anta drena parte importante do município, onde o núcleo urbano se localiza entre o baixo curso e a foz, que deságua no rio Paraíba do Sul. O recorte desse estudo possui uma área aproximada de 70 km² e apresenta função vital para os moradores e os ecossistemas da região. Entretanto, tal como o município em que está inserida, a bacia está envolta a uma complexa problemática sobre ações humanas deletérias que reverberam desde o Ciclo do Café. As consequências recaem sobre os solos empobrecidos, a cobertura vegetal rarefeita, as encostas desnudadas e os processos erosivos, especialmente os movimentos de massa.

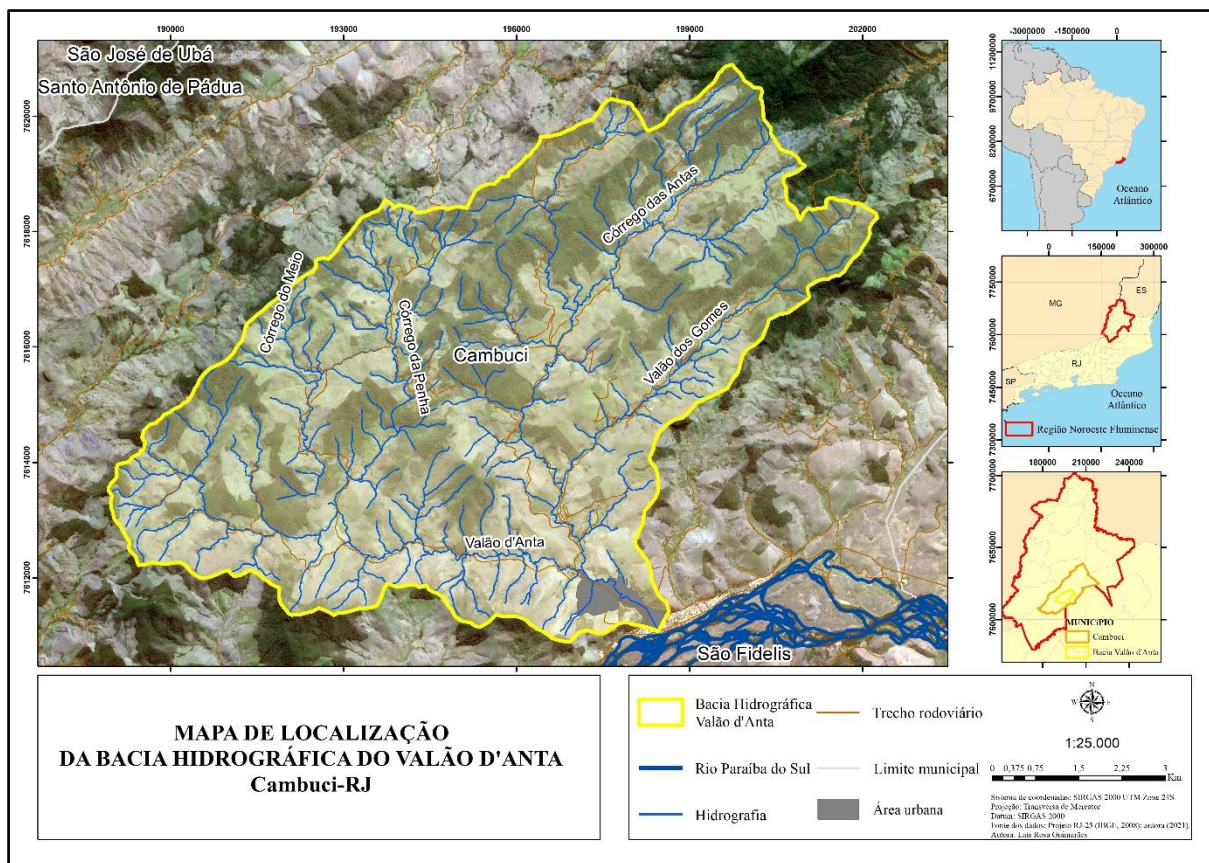


Figura 9: Mapa de Localização da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

4.2 Uso e cobertura do Projeto RJ25 do ano de 2008

O IBGE em parceria com o Governo do estado do Rio de Janeiro através da Secretaria Estadual de Ambiente (SEA) realizaram o Projeto RJ25 (IBGE,2008), cujos estudos corroboram para a caracterização do uso e cobertura (Figura 10) da área de estudo desse projeto. O RJ25 foi encomendado para estabelecer uma varredura de todo o Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:25.000, a mesma do presente estudo, e seu recorte sobre a bacia do Valão D'Anta ratifica o uso e ocupação histórico da bacia.

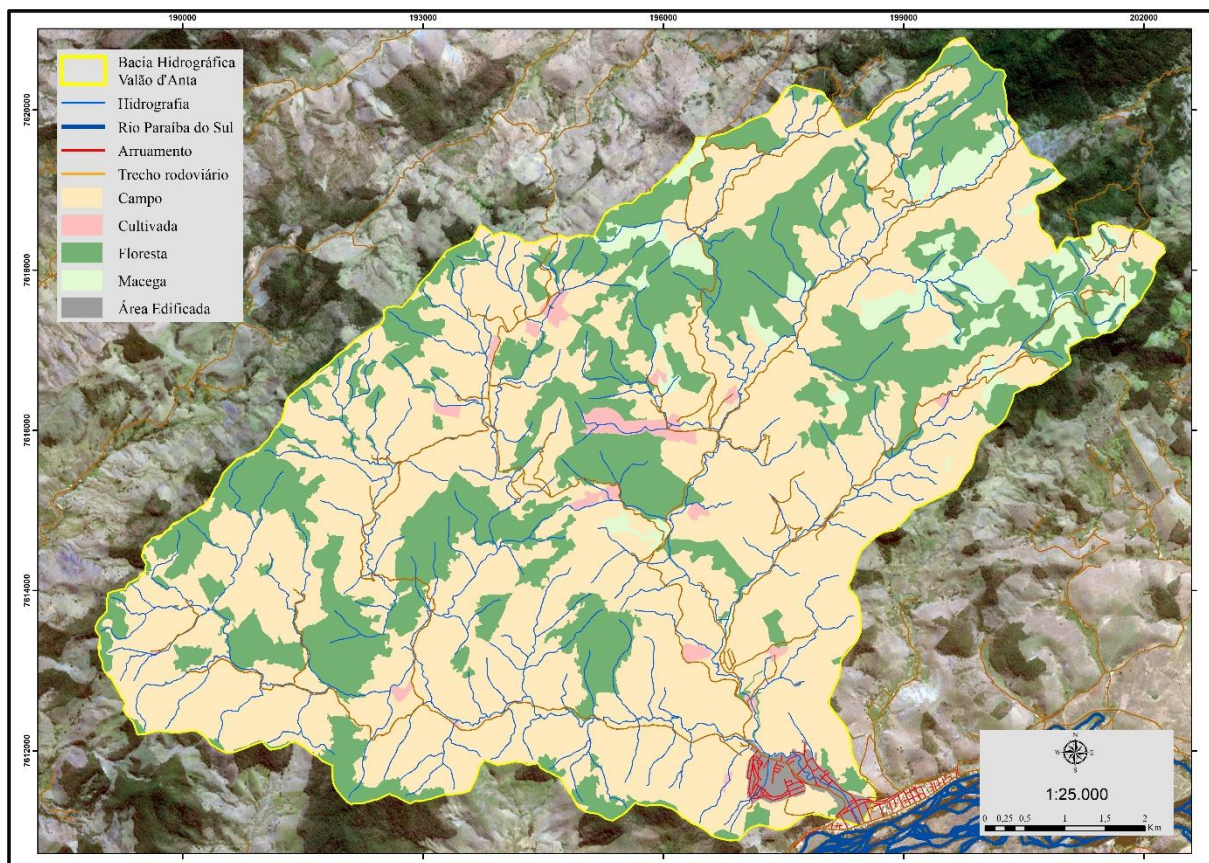


Figura 10: Mapa de uso e cobertura do ano de 2008 do Projeto RJ25. Fonte: adaptado de IBGE, 2008.

O mapa de uso e cobertura da bacia expõe os escassos fragmentos florestais presentes predominantemente em regiões de declividade com alto gradiente e de difícil acesso, sobretudo na Serra de Monte Verde. Ao longo do tempo este desmatamento produziu aumento médio de temperatura na região, embora não seja possível afirmar uma mudança climática (BRANDÃO *et al*, 2016). As macegas são observadas próximas aos fragmentos florestais e caracterizadas por vegetações de caráter pioneiro, ou seja, em estado sucessional inicial. É provável que tenham sido áreas devastadas para a atividade de agropecuária, posteriormente abandonadas, e que iniciaram o processo de estágio recuperação florestal.

A cobertura de Campo pode ser entendida como pastagem, ou seja, área destinada à pecuária de corte e de leite. É possível notar que esse uso é predominante na bacia em concordância com o histórico de uso e ocupação da região. Outra atividade também relevante é a de área Cultivada, expressa por cultivos de curta duração como o tomate. Não menos importante, a mancha urbana da área de estudo concentra-se próximo à foz do Valão d'Anta, onde deságua, imediatamente, no rio Paraíba do Sul.

4.3 Geologia

O contexto geológico do município de Cambuci está inserido no Terreno Oriental do segmento central-Norte da Faixa Ribeira que teve sua evolução no Neoproterozóico/Cambriano durante a Orogênese Brasileira (630-495 Ma) (HELBRON, 1995; HEILBRON *et al*, 2017). Dado esse contexto, geotectonicamente, a área é marcada por três momentos evidenciados na porção sudeste brasileira: a) amalgamação do supercontinente Gondwana e geração da Faixa Ribeira (Neo Proterozoico); b) a quebra deste supercontinente resultando então na abertura do Oceano Atlântico (Cretáceo) e c) O Sistema de *Riftes* do Sudeste do Brasil gerado através da reativação tectônica da margem sudeste brasileira (Cenozoico). A partir disso, podemos compreender as estruturas geológicas atuais existentes.

Sobre as unidades geológicas da região (Figura 11), destacam-se as Unidades Italva e Itaperuna. A primeira é caracterizada, em geral, pela presença de mármore, produto industrial importante na região, nas localidades de Italva, Euclidelândia e Cordeiro-Cantagalo. Encontram-se tectonicamente imbricados com granada-biotita-sillimanita gnaisses quartzo-feldspáticos, a quartzo-anfibólio-clinopiroxênio gnaisses (rochas calcissilicáticas). A Unidade Itaperuna é constituída essencialmente de paragranelitos, rochas calcissilicáticas – por vezes predominantes –, fusões quartzo-feldspáticas e, mais raro, quartzitos e mármore (SILVA; CUNHA, 2001).

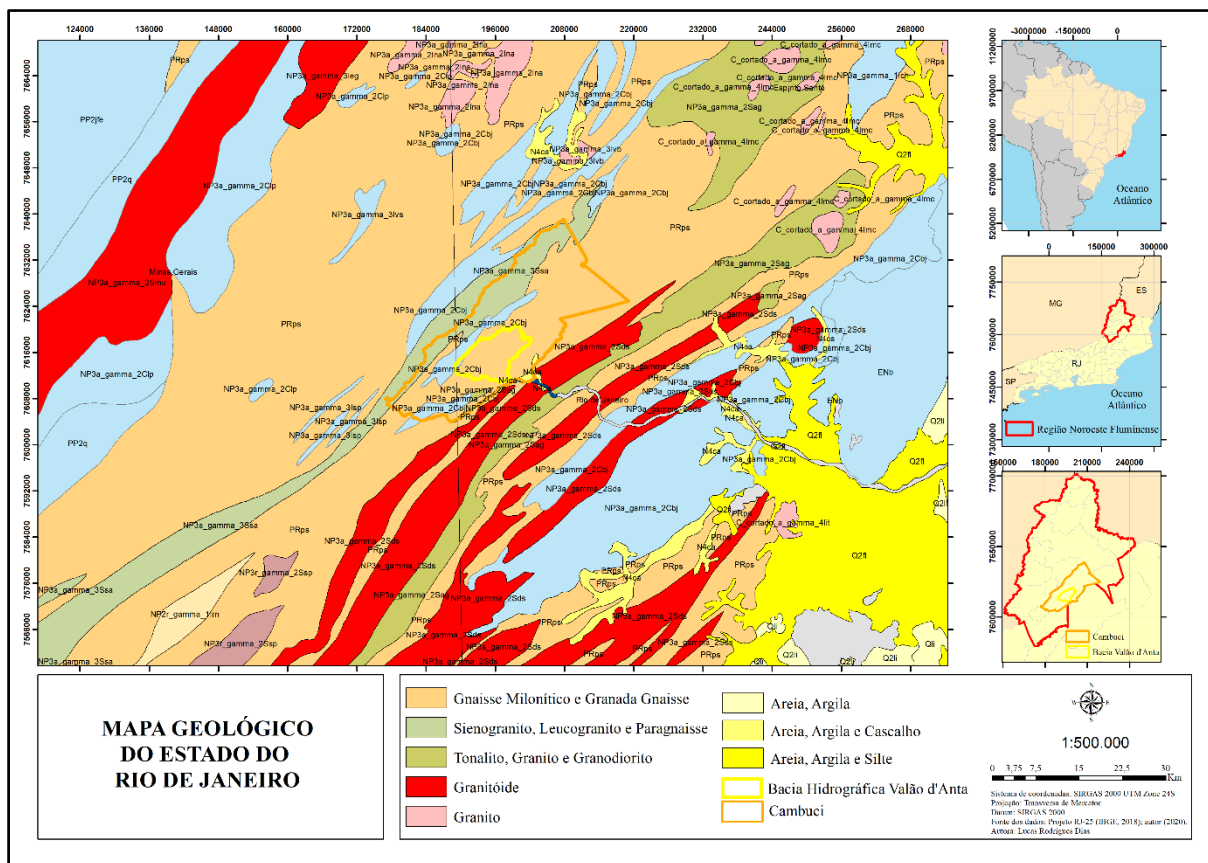


Figura 11: Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de CPRM, 2001.

4.4 Geomorfologia

A bacia de estudo encontra-se na unidade morfoescultural das depressões interplanálticas com alinhamentos serranos escalonados (Figura 12). O relevo característico é composto por colinas, morrotes e morros de baixa altitude, embora apresente serras com vertentes íngremes e topos agudos, locais em que a erosão diferencial agiu de forma contundente (DANTAS, 2000). Além de eventos de soerguimento como na Serra de Monte Verde, situada no alto curso da área de estudo, com lineamento estrutural de orientação WSW-ESE. O padrão de drenagem da região está associado ao dendrítico, treliça ou retangular, o que pode ser associado aos lineamentos estruturais.

Ressalta-se ainda que este domínio morfoescultural apresenta médio a alto potencial de suscetibilidade a erosão e movimentos de massa, o que só ratifica a importância deste estudo. Mesmo levando em consideração as baixas amplitudes de relevo e seus baixos e médios gradientes. Já os alinhamentos serranos possuem alta

suscetibilidade, tendo em vista a rarefação da cobertura vegetal, presente muitas vezes apenas nas áreas mais elevadas (DANTAS, 2000).

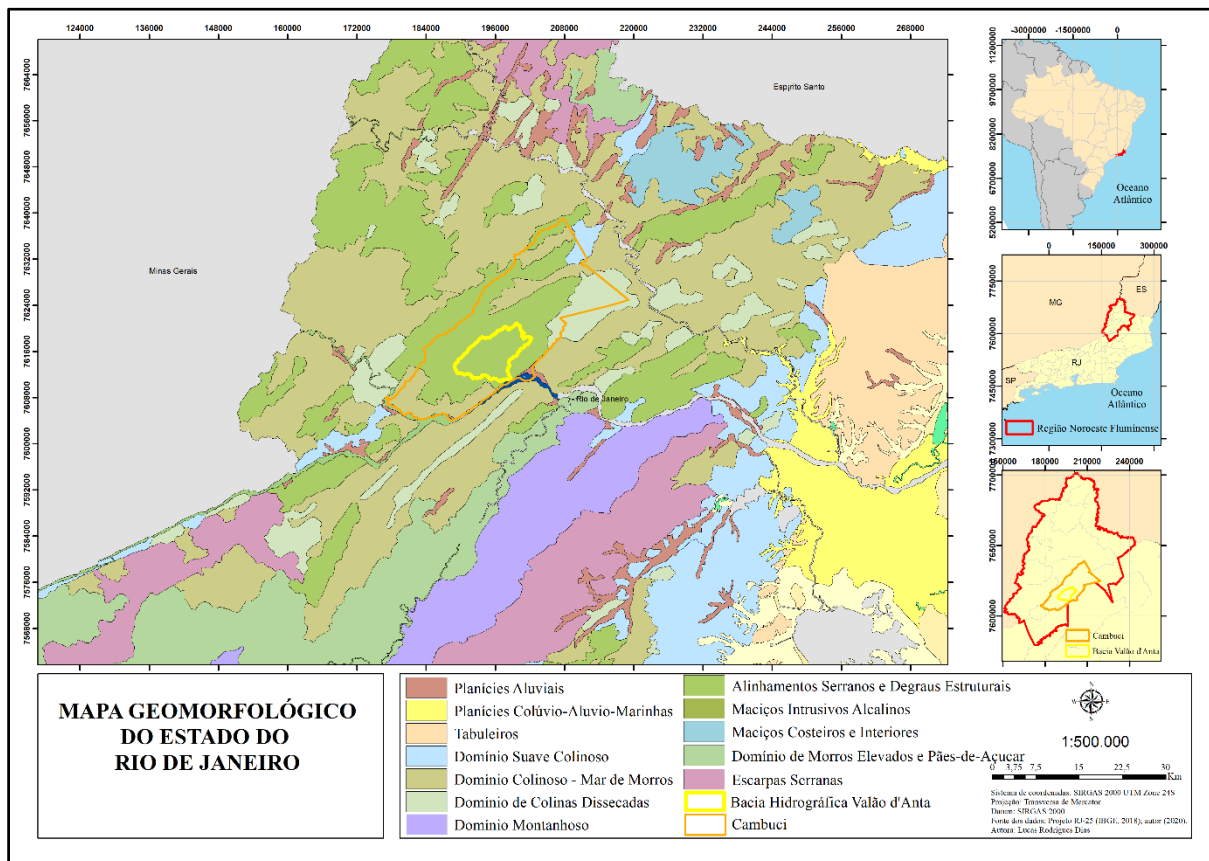


Figura 12: Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de CPRM, 2001.

Em trabalho mais recente da CPRM, ano 2019, foi realizado um mapeamento do relevo do município de Cambuci (Figura 13), em escala 1:25.000, que confere apontamentos sobre o relevo regional. O predomínio do domínio serrano com alinhamentos estruturais no sentido WSW-ENE no centro do município, a presença de colinas, morro baixos, morros altos e cristas isoladas e serras baixas com alta expressão espacial no entorno do município. Além de uma menor representação espacial de planícies e terraços fluviais. Essas morfologias em conjuntos demonstram uma relativa predisposição à ocorrência de movimentos de massa na área de estudo.

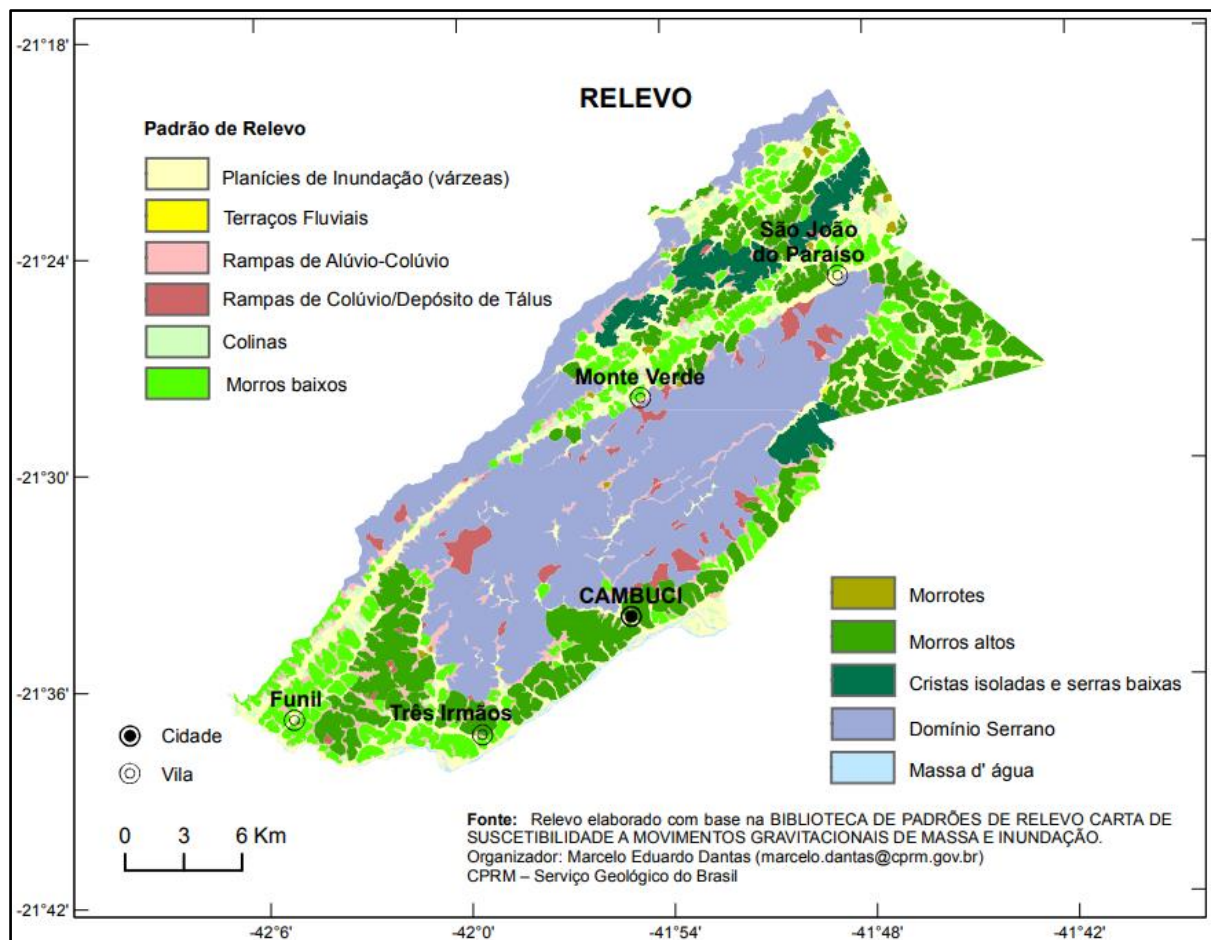


Figura 13: Padrão de relevo do município de Cambuci. Fonte: CPRM, 2019.

4.5 Pedologia

Os solos encontrados no município de Cambuci (Figura 14) e também presentes na área de estudo são os Argissolos¹ vermelhos-escuros, de alta ocorrência no Noroeste Fluminense, que são associados ao relevo montanhoso e forte ondulado e os Argissolos¹ Vermelho-amarelo cujo relevo predominante é o ondulado a montanhoso e são normalmente associados aos Latossolos, ambos de caráter eutrófico (CARVALHO FILHO; LUMBRERAS; SANTOS, 2000). Segundo Dantas *et al.* (2000), esses solos são bem drenados e possuem boa fertilidade natural, apesar do relevo ondulado e da baixa disponibilidade hídrica, tendo assim potencial à agricultura, entretanto, os solos são majoritariamente ocupados por pastos de gado bovino. Nesse sentido, apesar do bom potencial dos solos, o histórico de ocupação em Cambuci e o

¹ Antes do Sistema Brasileiro de Classificação dos Solos a classe dos Argissolos era classificada como Podzólicos.

uso da terra voltado para plantios rudimentares e, posteriormente, consequentes pastagens subproveitadas aumentaram substancialmente o desmatamento da vegetação primária e, dessa maneira, corroborou para a degradação dos solos, erosão dos horizontes superficiais e movimentos de massa.

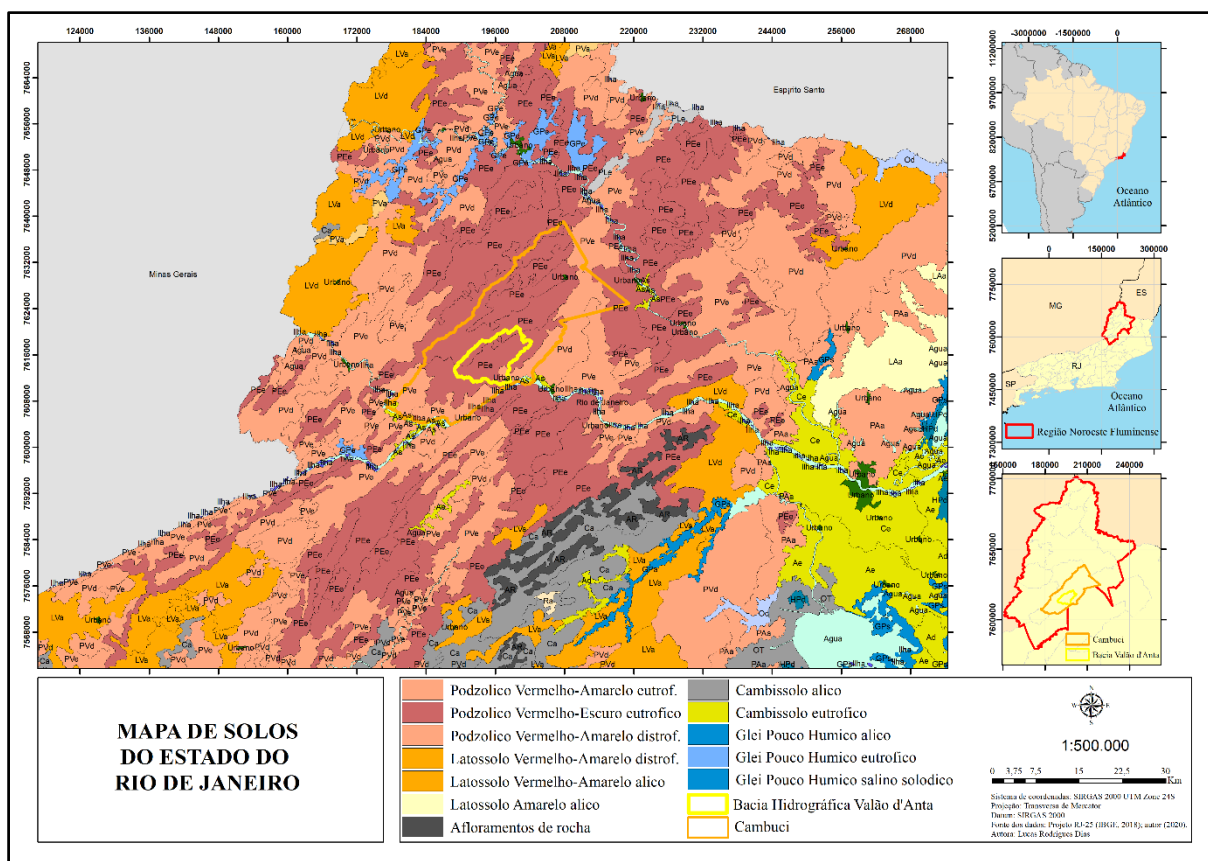


Figura 14: Mapa de Solos do Estado do Rio de Janeiro. Fonte: adaptado de EMBRAPA, 2001.

O mapeamento de classes de solos da área de estudo, em escala 1:25.000, foi produzido por Guimarães (2021) (Figura 15). A metodologia resumida se deu a partir de coletas de amostras de perfis de solos, análise morfológica, análise estereoscópica da morfologia da área de estudo, extrapolação espacial das informações e processamento em SIG. Como resultados foram encontradas cinco classes de solos: cambissolo, argissolo, neossolo flúvico, neossolo litólico e plintossolo. Pode-se observar uma maior expressão dos argissolos na área de estudo, o que condiz com o mapeamento estadual da EMBRAPA.

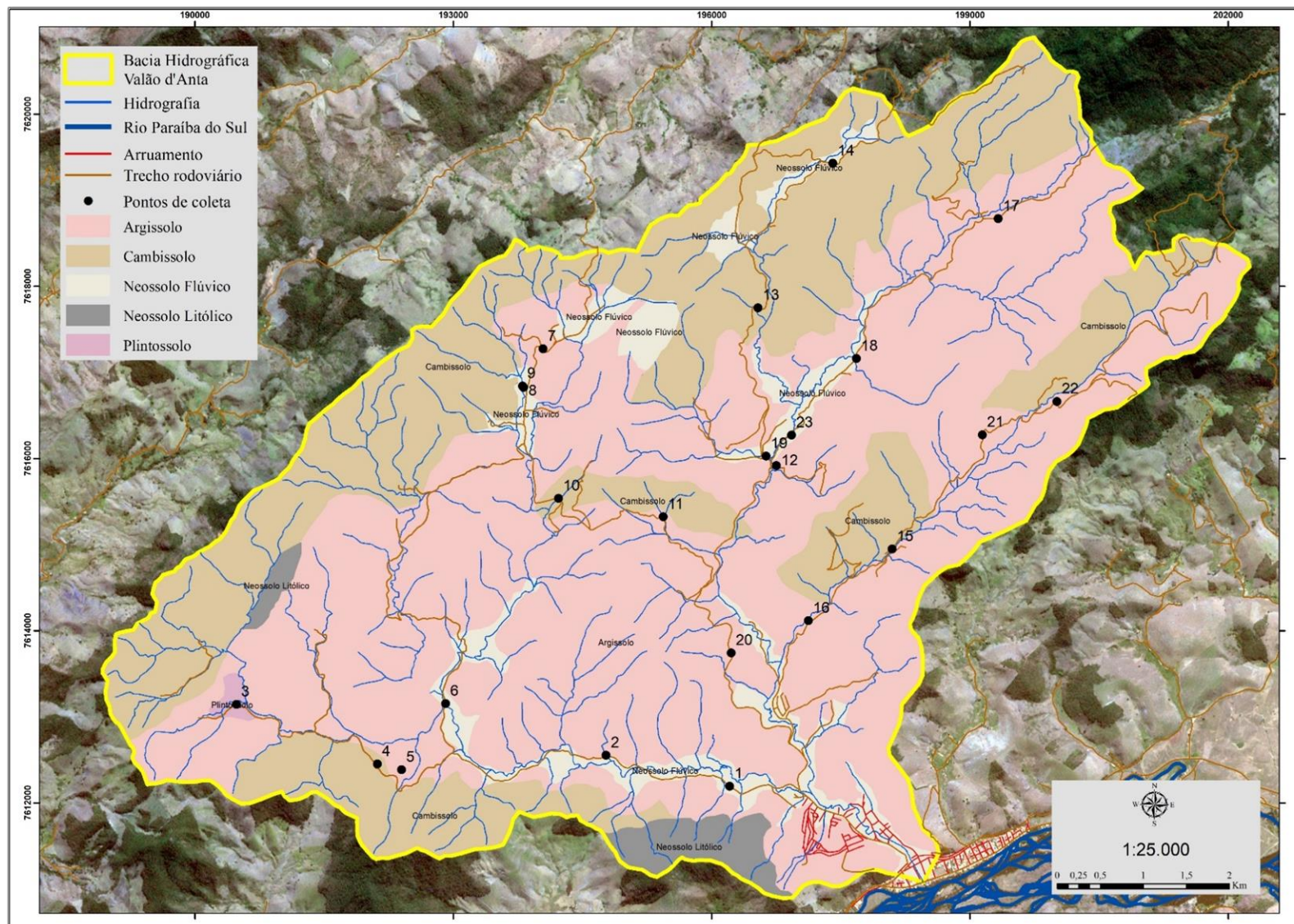


Figura 15: Mapa de classes de solos da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: Guimarães (2021)

4.6 Clima

O Estado do Rio de Janeiro está inserido na Zona Climática Tropical, acarretando em médias de temperaturas elevadas e altos índices de pluviosidade e, ademais, um clima associado à umidade proveniente do oceano que pode provocar chuvas orográficas. O clima da região Noroeste Fluminense, onde se situa Cambuci, é o tropical quente e úmido, segundo Dantas *et al.* (2005), no qual possui estações bem definidas – uma seca no inverno e chuvosa no verão. Dessa maneira, as médias de precipitação variam entre 900 e 1.400 mm/ano, sendo o período de estiagem entre os meses de abril a setembro.

Bastos e Napoleão (2010) organizaram um mapeamento com dados interpolados de mais de 100 estações pluviométricas do INEA no Estado do Rio de Janeiro, durante o período de 1950-2000, sendo a média das precipitações anuais para a área de estudo em 1.312mm. Segundo dados da estação meteorológica automática do INMET (Figura 16), em Cambuci, entre os anos de 2006 a 2020, as médias pluviométricas anuais variaram entre 800 a 1700mm, com temperaturas médias que variaram entre 21 a 26 graus Celsius no inverno e no verão, respectivamente, caracterizando o clima como tropical quente e úmido com estações bem definidas – inverno seco e verão chuvoso (AGRITEMPO, 2021).

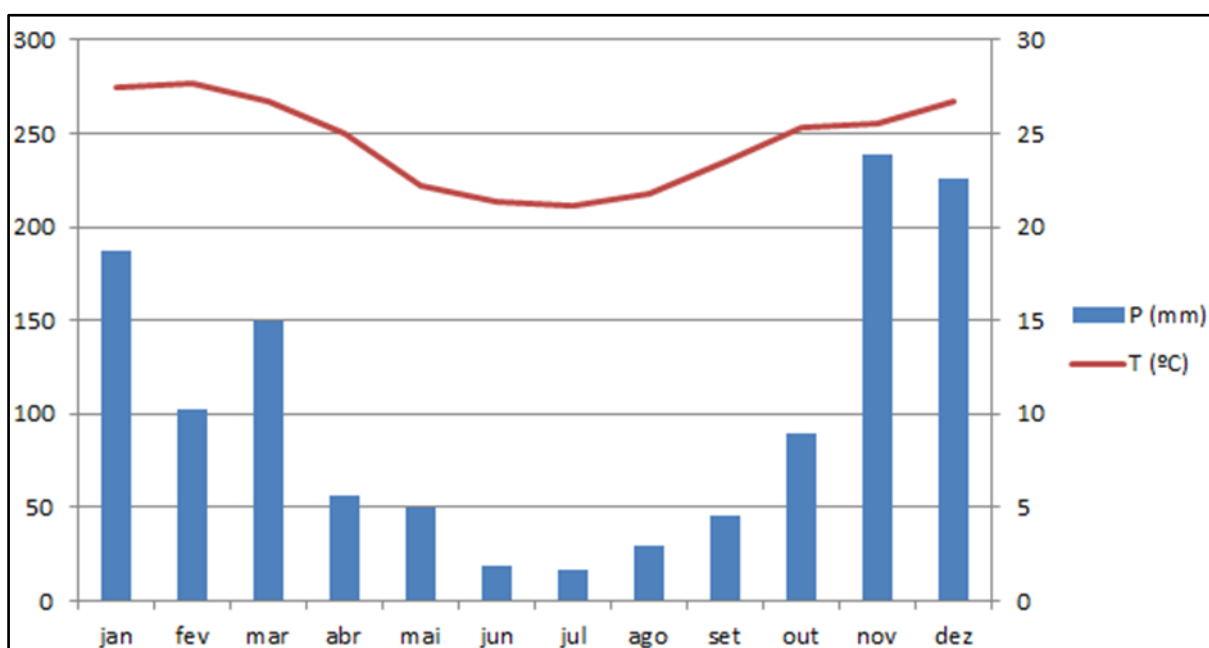


Figura 16: Climograma do município de Cambuci no intervalo dos anos 2006-2020. Fonte: Dados INMET/AgriTempo-Embrapa.

4.7 Vegetação

A vegetação predominante na área de estudo é a Floresta Estacional Semidecidual ou Subcaducifólia, pertencente à Mata Atlântica, sendo sua característica principal ser bem marcada por duas estações climáticas – uma chuvosa e outra seca – e possuir parte de sua vegetação caducifólica (IBGE, 1991). Os ciclos econômicos deixaram um legado de devastação ambiental em Cambuci e, sobretudo, em todo o Noroeste Fluminense, que afetam o clima, solos, corpos hídricos e, principalmente, a Mata Atlântica, existindo atualmente apenas 18,8% em todo ERJ, ou seja, muito menos do que já foi outrora (INPE/SOS MATA ATLÂNTICA, 2019). Os remanescentes florestais estão, em sua maioria, presentes nos topos dos morros ou em regiões de difícil acesso, atrelados com vegetações espaçadas como macegas e capoeiras em estágio sucessional inicial e secundário, conforme pode ser visto no mapa de uso e cobertura do Projeto RJ25, ano 2008. Embora existam poucos remanescentes de Mata Atlântica no Noroeste Fluminense, a Serra do Monte Verde, em Cambuci, é um exemplo de mata em bom estado de conservação por estar, em sua maioria, protegida pelo Refúgio de Vida Silvestre do Chauá criado sob do Decreto nº 1.100/2013 (CAMBUCI, 2013).

4.8 Condicionantes para a ocorrência de movimentos de massa

A bacia hidrográfica do Valão D'Anta apresenta condicionantes geoambientais que convergem para a ocorrência de movimentos de massa. A geomorfologia local é marcada por feições de grandes desníveis topográficos e alto gradiente de declividade que acarretam em maior energia potencial e, além disso, os índices pluviométricos são intensos e concentrados no período do verão. Dessa maneira, levando em consideração as condicionantes físicas e históricas do uso e ocupação da área de estudo, o cenário atual corrobora para um quadro de degradação ambiental que resulta em paisagens de encostas descobertas para fins agropecuários (Figura 17).

Para o entendimento amplo da suscetibilidade aos movimentos de massa, outras condicionantes são abordadas e aprofundadas neste trabalho, como a geotecnia, a geologia, a geologia-geotecnia, o índice de eficiência de drenagem e a hidrogeomorfologia. Entende-se que a análise integrada dessas condicionantes em

escala 1:25.000 pode fornecer subsídios importantes para o planejamento ambiental da bacia. Deste modo, o estudo proposto sobre a suscetibilidade a movimentos de massa serve de instrumento para os tomadores de decisão e ganha ainda mais importância ao levar em consideração que a região Noroeste Fluminense carece de estudos em escala de semidetalhe.

Esse entendimento sobre a importância do estudo sobre suscetibilidade a movimentos de massa é corroborado pelos episódios extremos de chuvas percebidos na área de estudo. As intensas precipitações ocorridas na região Serrana no ano de 2011 também se fizeram presentes na região Noroeste, causando assim diversos transtornos socioeconômicos, como inundações e deslizamentos. Outros episódios de intensa precipitação foram verificados nos verões de 2019 e, especialmente, 2020, onde os deslizamentos bloquearam diversas vias de acesso à área rural do município, o que pode ser percebido através do inventário de cicatrizes proposto neste estudo. Esses eventos só não se mostraram mais arrasadores devido à baixa densidade demográfica verificada no Valão d'Anta, o que não diminui o sofrimento, uma vez que a precária condição socioeconômica de significativa parte da população é agravada pelos episódios extremos.

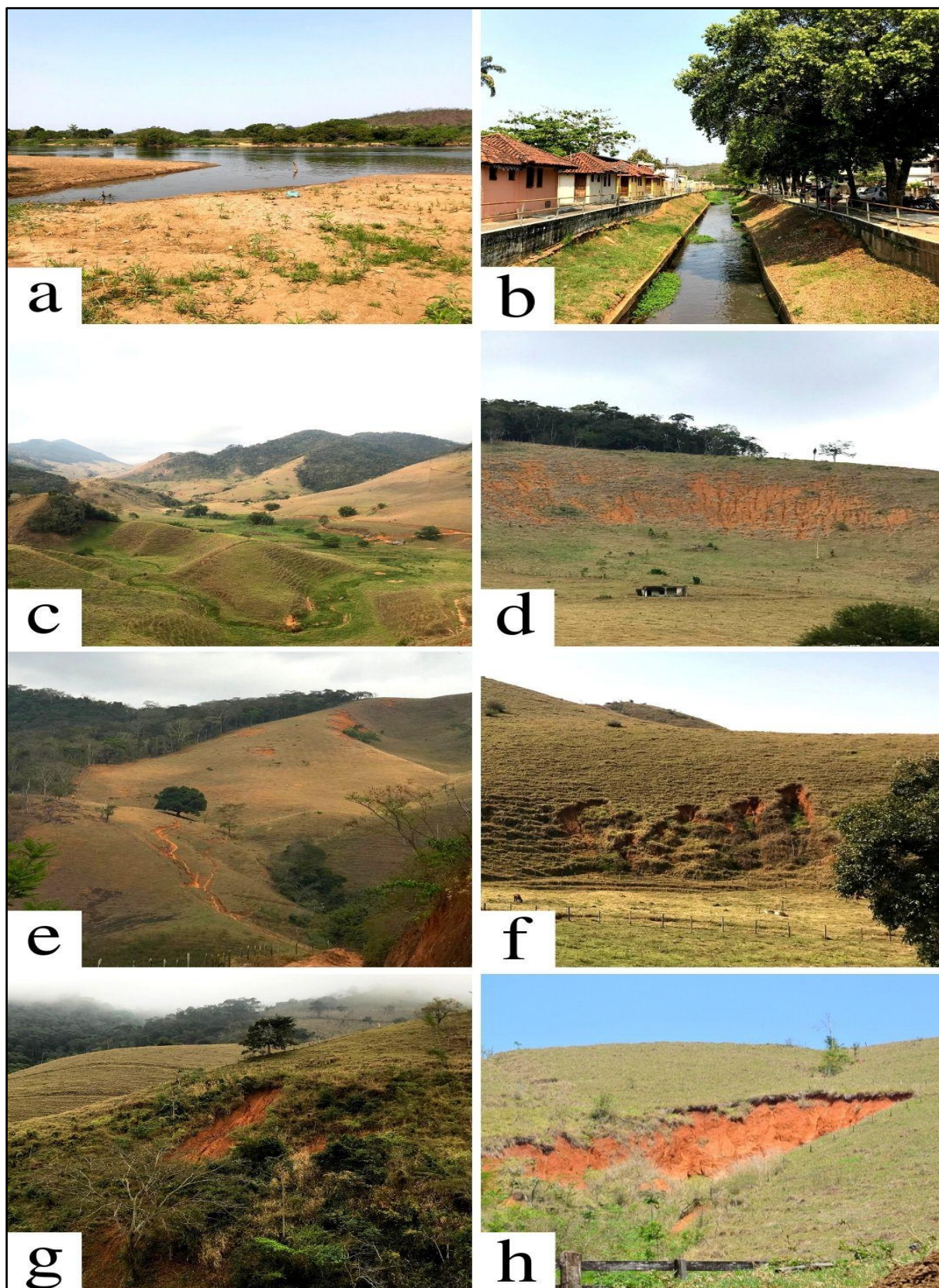


Figura 17: Paisagens da área de estudo: a) foz do Valão D'Anta no rio Paraíba do Sul; b) rio Valão D'Anta canalizado e próximo a foz; c) Encostas desmatadas e Floresta preservada no topo; d) Feições erosivas com sulcos em estágio inicial; e) Trilhas de boi na encosta; f) Feições erosivas com ravinas; g) Deslizamento translacional; h) Voçoroca formada a partir de deslizamento Rotacional. Fonte: autor

5 METODOLOGIA

A elaboração da pesquisa contou com três etapas principais, sendo elas gabinete, campo e geoprocessamento. A etapa de gabinete consistiu na reunião de todos os dados e informações utilizadas para embasar a escrita e a construção do projeto. Por sua vez, a etapa de campo é responsável por todos os levantamentos de dados *in loco*, que contribuíram para o estudo. Por fim, mas não menos importante, a etapa de geoprocessamento se caracteriza pela elaboração e correção de todos os mapeamentos propostos.

Os levantamentos de dados e os mapeamentos realizados, assim como as análises referentes ao uso e ocupação do solo, foram voltadas para a verificação da suscetibilidade das encostas aos deslizamentos, conforme o fluxograma da pesquisa (Figura 18). É sabido que há forte influência dos processos erosivos nas encostas que geram consequências na qualidade da água para os corpos hídricos. Isto se deve principalmente às ocupações humanas que se tornam intensas e muitas vezes desordenadas, tornam-se locais sensíveis às gradativas transformações antrópicas, à medida que se intensificam em frequência e intensidade o desmatamento, a ocupação irregular, a erosão e o assoreamento dos canais fluviais (GUERRA; CUNHA, 1998).

A partir das três etapas da pesquisa, os procedimentos metodológicos são:

- Coleta de dados e informações ambientais, econômicas e sociais de diferentes instituições públicas, a fim de compor mapas e também posicionar as características socioambientais da bacia.
- Elaboração de um mapa de base cartográfica, a partir do Projeto RJ25 do IBGE, contendo a topografia, delimitação da bacia do Valão d'Anta, rede de canais, estradas, logradouros, polígonos urbanos e toponímias, em SIG e na escala 1:25.000 e no *datum* SIRGAS 2000 UTM 24S.
- Elaboração do Mapeamento Geológico, em SIG e na escala 1:25.000, a partir de levantamentos nos trabalhos de campo.
- Elaboração do Mapeamento Geotécnico da bacia, em SIG e na escala 1:25.000, através de interpretação aerofotogramétrica e checagens de campo, contendo solos fluviais, colúvio, saprolitos espessos, saprolitos rasos e afloramentos de rocha.

- Elaboração do Mapeamento Geológico-Geotécnico, em SIG e na escala 1:25.000, a partir da sobreposição e reinterpretação dos mapeamentos geológico e geotécnico.
- Elaboração do Mapeamento Geomorfológico da bacia, em SIG e na escala 1:25.000, através da agregação dos mapas de Declividade e de TPI (*topographic position index*), a partir do MDE da área de estudo.
- Elaboração do Mapeamento de Índice de Eficiência de Drenagem (IED), em SIG e na escala 1:25.000, a partir do MDE da área de estudo.
- Elaboração do Mapeamento Hidrogeomorfológico, em SIG e na escala 1:25.000, a partir da sobreposição e reinterpretação dos mapeamentos geomorfológico e IED.
- Elaboração do Mapeamento digital do Uso do solo e cobertura vegetal, em SIG e na escala 1:25.000, a partir da atualização do mapa de uso e cobertura do Projeto RJ25 do ano 2008, através do uso de imagens de alta resolução RapidEye, ano 2014, para toda a área de estudo.
- Elaboração do Mapeamento de Suscetibilidade a Deslizamentos, em SIG e na escala 1:25.000, a partir da sobreposição dos mapas temáticos gerados e análise em SIG.
- Inventariar as cicatrizes de movimentos de massa da bacia, através de levantamentos de campo e imagens Google Earth entre os anos 2007 e 2020;

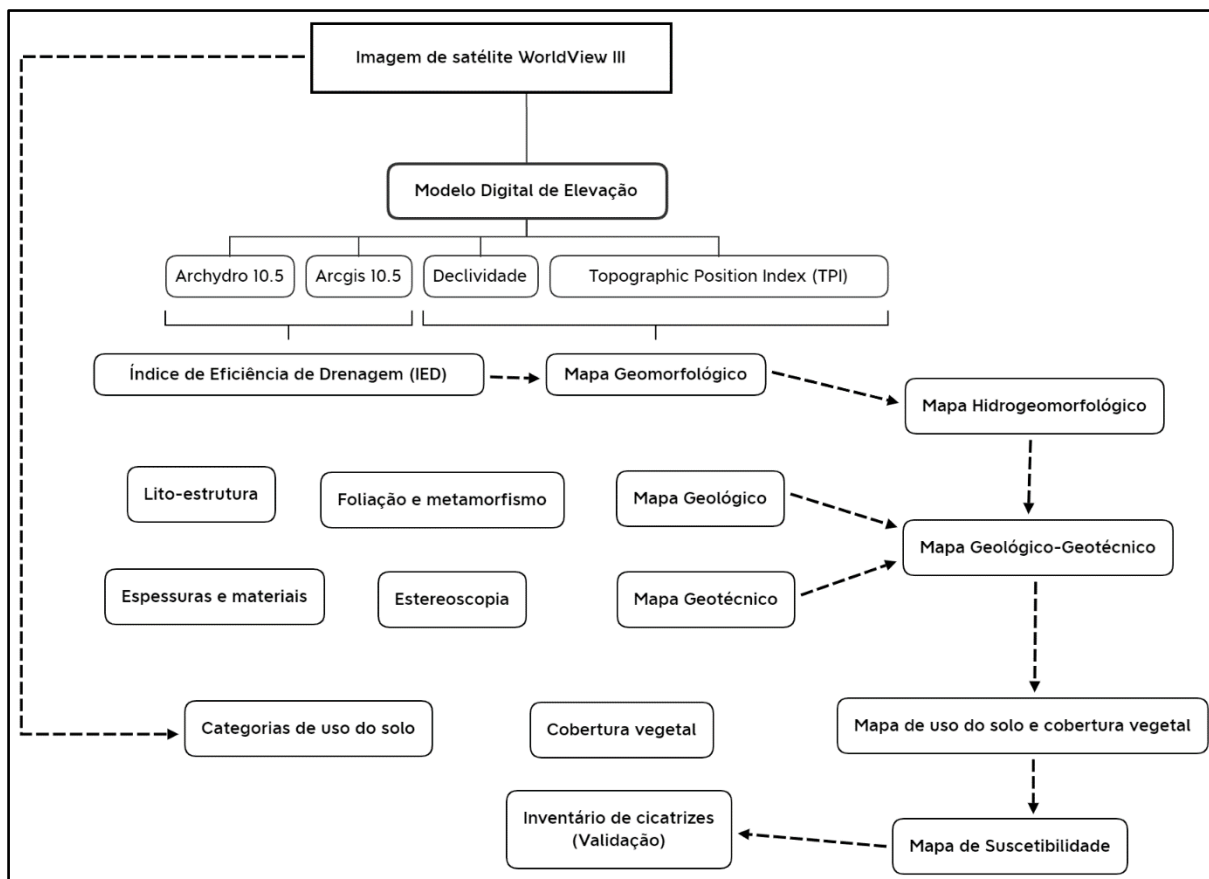


Figura 18: Fluxograma do Mapeamento de Suscetibilidade a movimentos de massa. Fonte: Adaptado de Coelho Netto *et al.* (2014)

5.1 Coleta de dados e informações

Os dados e informações coletadas para esta pesquisa foram cedidos por diferentes órgãos públicos e laboratórios, enquanto outros dados foram produzidos em campo. O IBGE forneceu dados censitários do Censo 2010 e cartográficos do Projeto RJ25, os primeiros foram usados para embasar a área de estudo e entender o contexto em que a bacia está inserida, junto a dados socioeconômicos fornecidos pelo TCE, enquanto o segundo foi utilizado como base para todos os mapeamentos gerados neste estudo, em especial, o de uso e cobertura, pois propiciou a comparação entre o proposto pelo Projeto RJ25 e pelo presente estudo.

O INMET disponibilizou dados da estação meteorológica de Cambuci, entre o período de 20/11/2002 e 31/08/2020. Estes dados foram importantes para a caracterização da área de estudo e para a confecção do mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa. O Rigeo/CPRM e DRM forneceram informações sobre a geomorfologia, pedologia e geologia regional. Estes

mapeamentos serviram de base para a contextualização da área de estudo e o geológico da Folha São Fidélis, em escala 1:100.000, como parâmetro para a aferição da qualidade do mapa geológico, em escala 1:25.000, proposto nesta pesquisa.

Por fim, o Laboratório Espaço/UFRJ disponibilizou imagens RapidEye (Quadro 2), do ano de 2014, e o CPRM forneceu ortofotos retificadas e fotografias aéreas do ano de 2008, em escala aproximada de 1:30.000. A imagem RapidEye foi fundamental para a elaboração do mapa de uso e cobertura, as ortofotos foram utilizadas para o mapeamento de base cartográfica e as fotografias aéreas foram utilizadas através de estereoscopia para a construção do mapeamento geotécnico. Os mapeamentos propostos no presente estudo foram: de base cartográfica, geológico, geotécnico, geomorfológico, uso e cobertura do solo, inventário de cicatrizes de deslizamentos e suscetibilidade a movimentos de massa.

Quadro 2: Informações do satélite RapidEye

Sensor	Multiespectral (pushbroom imager)
Resolução espacial	5 metros
Bandas espectrais (nm)	Blue: 440 – 510
	Green: 520 – 590
	Red: 630 – 685
	Red Edge: 690 – 730
	NIR: 760 – 850
Resolução Radiométrica	12 bits

Fonte: retirado de Scon Geospatial.

5.2 Mapeamento de base cartográfica

A elaboração da base cartográfica foi feita pela conjugação dos *Shapefiles* coletados com o IBGE pelo Projeto RJ25 e pelas ortofotos retificadas do ano de 2008, disponibilizadas pelo CPRM. Através do *Arcgis* 10.5, os dados do IBGE de hidrografia, curva de nível, pontos cotados, arruamento, rodovias e estradas, além da elaboração da delimitação da área de estudo pelo autor, foram sobrepostos e o mapeamento de base cartográfica foi construído. Este foi útil para a caracterização geral da área de estudo e como base para todos os mapeamentos seguintes.

5.3 Mapeamento Geológico

A elaboração do mapa geológico, em escala 1:25.000, ocorreu na pesquisa de iniciação científica da aluna Paloma Lisboa e foi referenciado neste trabalho. Os procedimentos ocorreram em três fases: pré-campo, campo e trabalho de escritório. As três etapas são descritas abaixo:

A fase pré-campo, foi feita através de pesquisa bibliográfica, no qual elementos importantes da geologia regional foram identificados com base na literatura e serviram para embasar a fase seguinte. Durante a fase de campo ocorreram visitas a área de estudo para o reconhecimento dos conjuntos litológicos, mensuração da orientação das estruturas geológicas com uma bússola geológica do tipo Clar, ocorreram 34 levantamentos de pontos (Figura 19), todos bem distribuídos ao longo da área de estudo. Para o agrupamento e coleta de dados foram utilizados caderneta de campo, martelo geológico, bússola, lupa 10x, câmera fotográfica, GPS *Garmin* portátil.

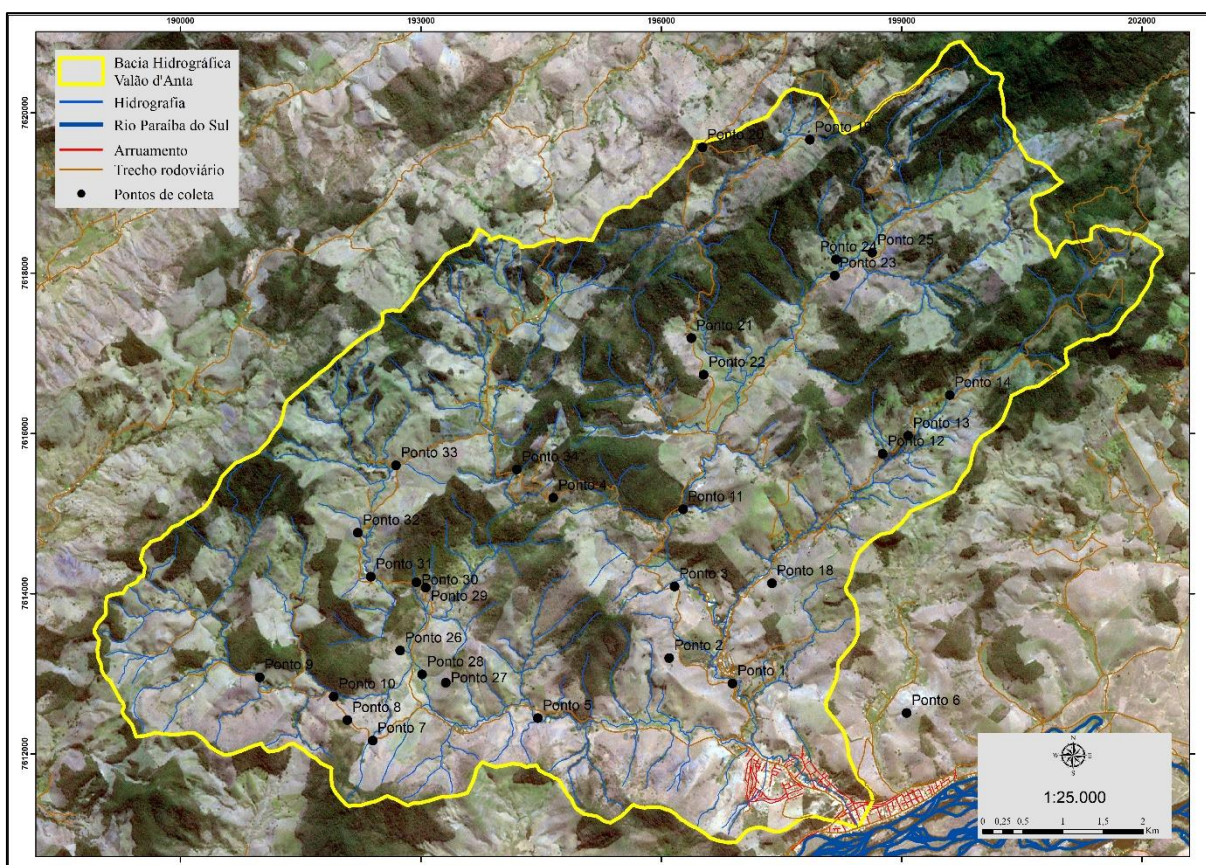


Figura 19: Mapa de coleta de amostras de rocha da bacia hidrográfica do Valão D'Anta. Fonte: autor.

Durante a fase de escritório todos os dados de campo foram reunidos e os fragmentos de rocha foram analisados visualmente, não sendo possível realizar a lâmina por dificuldades técnicas devido a pandemia. Os pontos de coleta foram especializados, as atitudes, fraturas e foliações foram posicionadas e os resultados foram confrontados com os dados fornecidos pela literatura, que se mostrou condizente, uma vez que foram encontradas quatro litologias: Gnaisse calcissilicático, Mármore, Ortognaisse e Quartzito. Após a interpretação, foi realizada a inferência espacial para completar dois trechos do mapeamento, uma vez que não foi possível coletar amostras nas extremidades sudoeste e nordeste da área de estudo, tendo em vista que as estradas e trilhas eram de difícil acesso. Por fim, foi possível confeccionar o mapa geológico, na escala 1:25 000, através do software *Arcgis* 10.5 por meio de vetorização manual.

5.4 Mapeamento Geotécnico

A elaboração do mapa Geotécnico na escala 1:25.000 foi realizada através da interpretação estereoscópica de fotografias aéreas com o auxílio de um estereoscópio e checagens de campo. Por meio deste, foram inferidas as espessuras do solo através da morfologia apresentada pelo relevo, corrigidas e ratificadas através de trabalhos de campo por meio incursões pelas estradas e comparação visual.

As classes encontradas foram Saprolito raso, Saprolito espesso, Colúvio, Alúvio e Afloramento rochoso. Os saprolitos são considerados solos residuais frutos de depósito ou '*in situ*', que podem ser chamados de rasos, quando possuírem espessura de solo inferior a 3 metros, e espessos, quando possuírem espessura superior a 3 metros, conforme trabalho de Borges (2016). A classe de colúvio pode ser definida pelo formato do relevo em lobos delgados (GUERRA; CUNHA, 2006) relacionados a coalescência de depósitos provenientes de vertentes (IBGE, 2009). Os aluviões são considerados depósitos em área relativamente plana nos fundos dos vales. Já a classe de afloramento rochoso foi considerada a partir do afloramento das rochas na superfície do terreno.

A metodologia precisou ser ajustada (Figura 20), tendo em vista que nem toda a superfície da área de estudo foi abrangida pelas fotografias aéreas, o que fez com que houvesse a necessidade de utilizar imagens do Google Earth para completar a

área de estudo. Deste modo, as fotografias aéreas cobriram cerca de 85% da bacia, enquanto as imagens do Google Earth foram utilizadas para cobrir os 15% restantes da área de estudo e possibilitar a interpretação visual em terceira dimensão, sendo estas áreas da bacia concentradas nas porções nordeste e sudoeste da área de estudo.

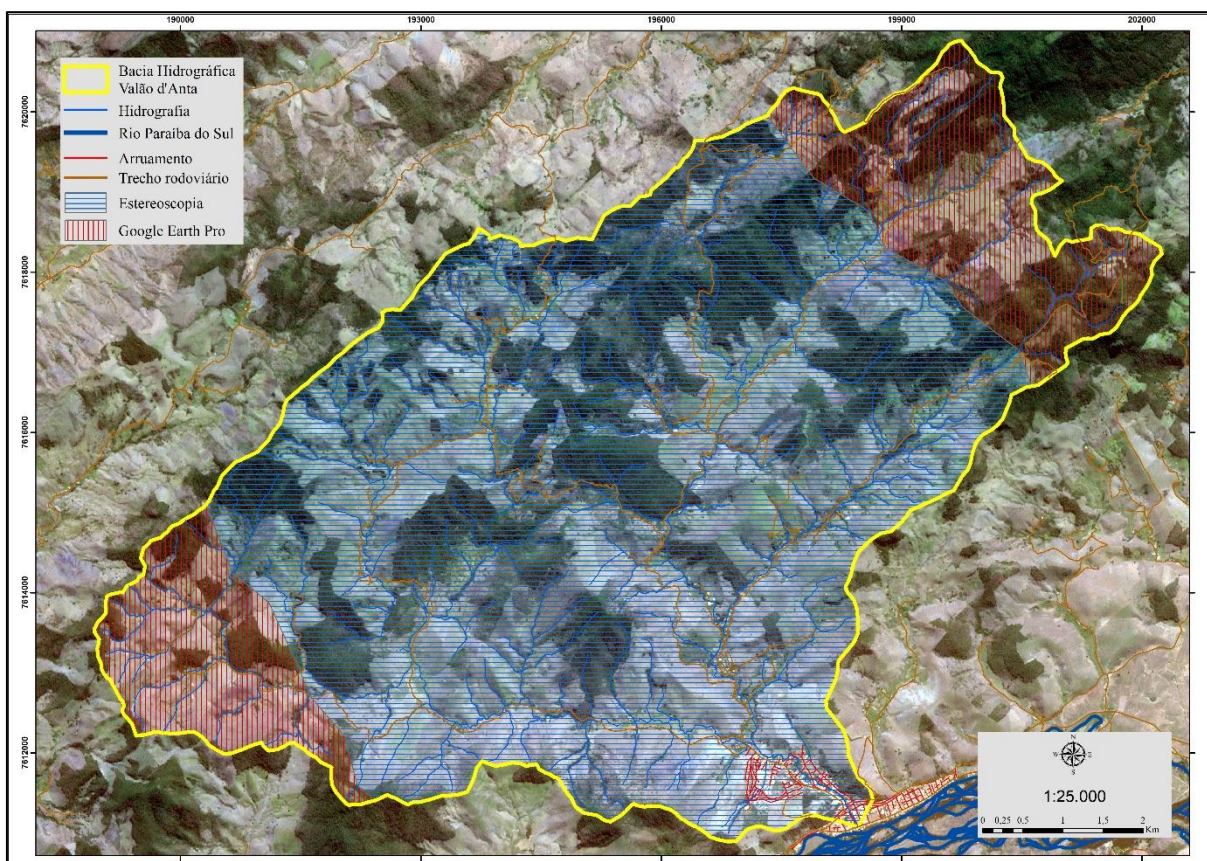


Figura 20: Mapa de área coberta por Estereoscopia e Google Earth Pro. Fonte: autor.

Através da análise estereoscópica das fotografias aéreas foram identificados os relevos côncavos e convexos, os relevos com formatos côncavos em declividade foram classificados como saprolitos rasos, enquanto os relevos convexos como saprolitos espessos. Os colúvios foram identificados em menores feições por meio do formato do relevo em lobos delgados. Os aluviões foram identificados através das feições relativamente planas próximas aos rios. Já os afloramentos rochosos foram identificados em diferentes locais da bacia, embora sua expressão espacial seja mais concisa na área de estudo.

Para as áreas que não foram cobertas pela estereoscopia, o ajuste metodológico foi aplicado e a identificação das espessuras ocorreu através da análise

do formato do relevo para as classes supracitadas por meio do Google Earth Pro. Entende-se que a mudança da metodologia não acarretou em diferenças significativas para o levantamento das espessuras, tendo em vista que a aferição em campo ratificou os resultados.

Após a interpretação de todas as classes, foi confeccionado sobre um mapa base na escala de 1:25.000 no papel, que posteriormente foi digitalizado e vetorizado manualmente no sistema de informação geográfica (SIG) *Arcgis* 10.5, através *shapefiles* em formatos de polígono e ponto. O mapeamento foi levado a campo para correção visual em diferentes pontos percorridos nas estradas da área de estudo. O mapeamento também foi sobreposto ao MDE fornecido pelo Projeto RJ25 para avaliar possíveis diferenças de interpretação nas concavidades e convexidades da área de estudo.

5.5 Mapeamento Geológico-Geotécnico

O mapeamento geológico-geotécnico em escala 1:25.000 foi elaborado, inicialmente, a partir da sobreposição dos mapeamentos geológico e geotécnico. Em seguida, as classes sobrepostas foram interpretadas e reclassificadas a partir das séries de Goldich e Bowen, que demonstra o grau de estabilidade do mineral, bem como a velocidade de intemperização dos minerais. Deste modo, foram geradas as classes do mapeamento final.

Em relação aos procedimentos técnicos, utilizou-se o *software Arcgis* 10.5 para sobrepor os arquivos *shapefile* através da ferramenta *Union*. Este procedimento gerou um novo arquivo, onde uma terceira coluna foi criada para cruzar as combinações das duas primeiras colunas por meio da tabela de atributos (*Attribute table*) e da calculadora (*Field calculator*) (Quadro 3). A primeira coluna é composta pelas classes do mapa geotécnico (Saprolito raso, Saprolito espesso, Colúvio, Alúvio e Afloramento rochoso), a segunda apresenta as classes do mapa geológico (Gnaiss calcissilicático, Mármore, Ortognaiss e Quartzito), enquanto a terceira revela a combinação das duas anteriores, formando assim o mapa geológico-geotécnico intermediário (Saprolito raso – Gnaiss calcissilicático, Saprolito raso – Mármore, Saprolito raso – Ortognaiss, Saprolito raso – Quartzito, Saprolito espesso – Gnaiss

calcissilicático, Saprolito espesso – Mármore, Saprolito espesso – Ortognaisse, Colúvio, Alúvio, Afloramento rochoso) (Figura 21).

Quadro 3: Classificação do mapa Geológico-Geotécnico intermediário.

Geotécnico	Geológico	Geológico-Geotécnico
Saprolito raso	Gnaisse calcissilicático	Saprolito raso – Gnaisse calcissilicático
	Mármore	Saprolito raso – Mármore
	Ortognaisse	Saprolito raso – Ortognaisse
	Quartzito	Saprolito raso – Quartzito
Saprolito espesso	Gnaisse calcissilicático	Saprolito espesso – Gnaisse calcissilicático
	Mármore	Saprolito espesso – Mármore
	Ortognaisse	Saprolito espesso – Ortognaisse
Colúvio	Gnaisse calcissilicático; Mármore; Ortognaisse; Quartzito	Colúvio
Alúvio	Gnaisse calcissilicático; Mármore; Ortognaisse; Quartzito	Alúvio
Afloramento rochoso	Gnaisse calcissilicático; Mármore; Ortognaisse; Quartzito	Afloramento rochoso

Fonte: autor

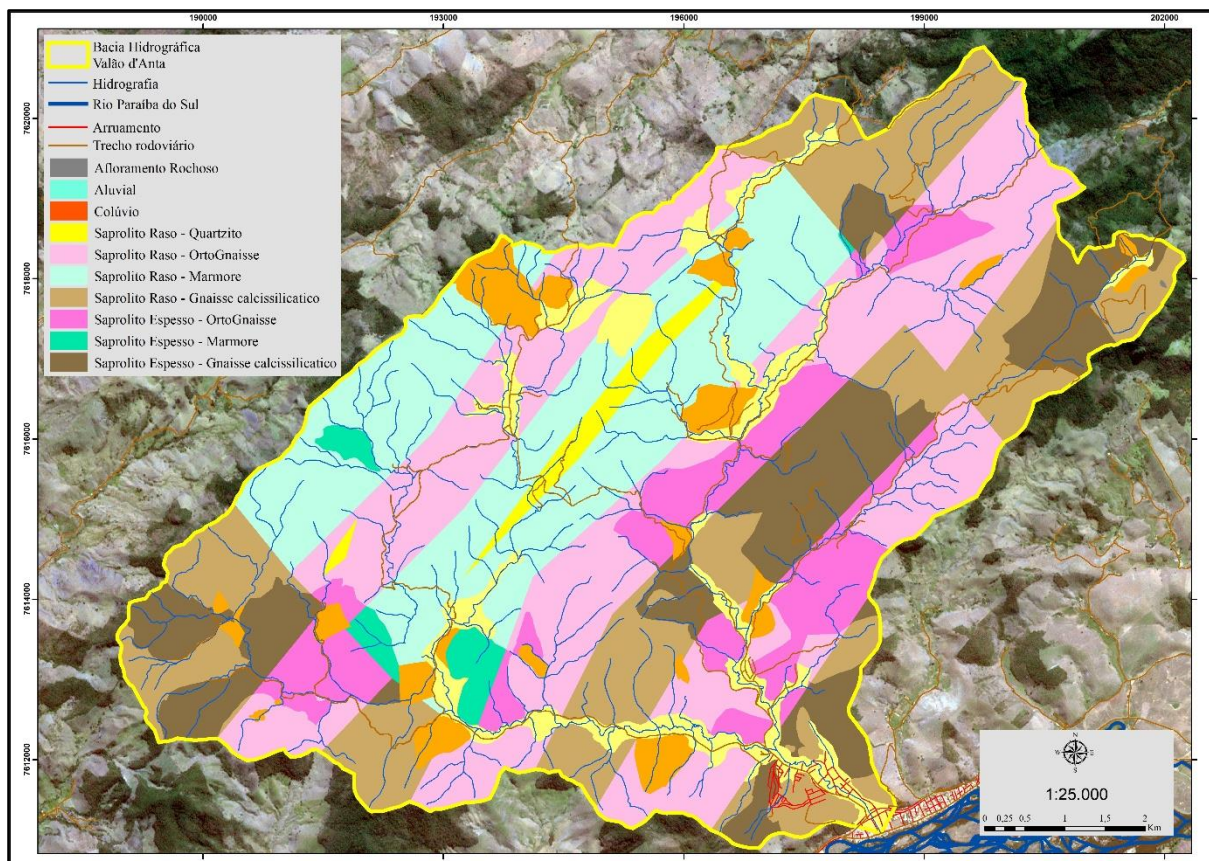


Figura 21: Mapa Geológico-Geotécnico intermediário da bacia hidrográfica do Valão D'Anta. Fonte: autor

Em seguida, as classes do geológico-geotécnico referentes aos saprolitos rasos e espessos já combinados com as classes litológicas foram reinterpretadas (Quadro 4). O critério utilizado pelas séries de Goldich e Bowen é referente ao tamanho de partícula de material gerado pelas litologias (gnaiss calcissilicático, mármore, ortognaiss e quartzito). A reinterpretação destas classes gerou a terceira coluna, sendo esta a classificação final do mapeamento geológico-geotécnico, que contou com as seguintes categorias: Saprolito raso argiloso, Saprolito raso areno-argiloso, Saprolito raso arenoso, Saprolito espesso argiloso, Saprolito espesso areno-argiloso, Colúvio, Alúvio e Afloramento rochoso.

Quadro 4: Classificação do mapa Geológico-Geotécnico a partir das sequências de Goldich e Bowen.

Geológico-Geotécnico	Séries de Goldich e Bowen	Geológico-Geotécnico generalizado
Saprolito raso – Gnaiss calcissilicático	Argiloso, Argilo-arenoso	Saprolito raso argiloso

Saprolito raso – Mármore	Argiloso	
Saprolito raso – Ortognaisse	Areno-argiloso	Saprolito raso areno-argiloso
Saprolito raso – Quartzito	Arenoso	Saprolito raso arenoso
Saprolito espesso – Gnaisse calcissilicático	Argiloso, Argilo-arenoso	Saprolito espesso argiloso
Saprolito espesso – Mármore	Argiloso	
Saprolito espesso – Ortognaisse	Areno-argiloso, Argilo-arenoso	Saprolito espesso areno-argiloso

Fonte: autor

5.6 Mapeamento Geomorfológico

O mapa geomorfológico em escala 1:25.000 foi realizado em meio digital através de uma sequência de etapas. As etapas descritas abaixo são: a reamostragem do MDE, a construção do *Topographic Position Index* (TPI), a elaboração do mapa de Declividade, a sobreposição do TPI com a Declividade para gerar o mapeamento Geomorfológico e, por fim, a aferição e correção através do mapa de relevo sombreado e da imagem RapidEye, ano 2014.

O Modelo Digital de Elevação (MDE) utilizado como base deste estudo foi do Projeto RJ 25, este mapeamento forneceu um MDE com tamanho de célula (*cell size*) de 10x10, que foi útil para maior precisão na criação dos mapeamentos. Entretanto, optou-se por reamostrar (*Resample*) as células para 20x20 com convolução cúbica (*cubic convolution*), tendo em vista que, ao usar as células 10x10, os mapeamentos apresentavam grandes polígonos quadriculados, o que foi considerado um erro na geração dos produtos. Já a utilização da convolução cúbica se deveu pela maior qualidade na geração do produto, uma vez que ele interpola os 16 pixels vizinhos mais próximos, utilizando funções cúbicas. Todos os mapeamentos subsequentes foram feitos com o MDE reamostrado em 20x20 com convolução cúbica.

Para o presente estudo a forma de obtenção dos parâmetros do TPI foi feita a partir da opção *Annulus*, onde o raio menor (*inner radius*) foi de 10 metros e o raio maior (*outer radius*) foi de 80 metros. Estes valores foram obtidos a partir de testes com diferentes raios e análise das imagens geradas, levando em consideração que a área de estudo apresenta relevo colinoso, possui, aproximadamente, 70 Km² e os

dados foram levantados para uma análise em escala 1:25.000. O TPI gerou então um arquivo onde foram classificados, a partir da ferramenta *Natural breaks*, cinco diferentes domínios: Fundo de vale, Sopé de encosta, Meia encosta, Alta encosta e Topo.

O mapa de declividade foi gerado através da ferramenta *Slope* com valores de saída em graus (*degree*). Os parâmetros de classes escolhidos foram 0-10° (somente deposição), 10-20° (erosão superficial, deslizamento translacional e rastejo), 20-35° (aumento da erosão superficial, deslizamento translacional e rotacional) e >35° (afloramentos de rocha, queda de blocos e deslizamento translacional). Estes valores foram embasados em trabalho pretérito de Coelho Netto *et al.* (2007).

Após a geração do TPI e Declividade, estes foram reclassificados (*Reclassify*) para que, em seguida, fossem transformados em arquivos do tipo vetor (*Raster to Polygon*). A vetorização possibilitou a sobreposição destes arquivos *shapefile*. A coluna do TPI com valores de Fundo de vale, Sopé de encosta, Meia encosta, Alta encosta e Topo foi combinada com a coluna de Declividade com valores de 0-10°, 10-20°, 20-35° e >35° (Quadro 5). Isto resultou numa terceira coluna com os seguintes parâmetros geomorfológicos: Planície de inundação; Fundo de vale; Sopé de encosta; Meia encosta; Alta encosta; Divisor aplainado; e Divisor agudo e Escarpa.

Quadro 5: Classificação do mapa geomorfológico a partir dos valores de TPI e Declividade.

TPI	Declividade	Geomorfologia
Fundo de Vale	0-10°	Planície de inundação
	10-20°; 20-35°	Sopé de encosta
	>35°	Meia encosta
Sopé de encosta	0-10°	Planície de inundação
	10-20°; 20-35°; >35°	Meia encosta
Meia encosta	0-10°	Fundo de Vale
	10-20°; 20-35°	Meia encosta
	>35°	Alta encosta
Alta encosta	0-10°	Divisor aplainado
	10-20°; 20-35°; >35°	Alta encosta
Topo	0-10°; 10-20°	Divisor aplainado

	20-35°	Alta encosta
	>35°	Divisor agudo e Escarpa

Fonte: autor

Uma vez gerado o mapa Geomorfológico, foi realizada a checagem dos dados para aferir se as classes levantadas pela sobreposição condiziam com o terreno da bacia do Valão d'Anta. Para tal, foi elaborado o mapa de Relevo Sombreado e a análise visual em conjunto deste com o mapa Geomorfológico, que não detectou significativas incongruências entre o mapa e o sombreado, utilizou-se também a imagem RapidEye, ano 2014, para a aferição do mapeamento realizado.

O mapeamento de Relevo Sombreado foi obtido através da ferramenta *Hillshade* com *Azimuth* em 315 e *Altitude* em 45. Em seguida, sobrepôs-se o Relevo Sombreado em transparência de 50% (*Properties > Display > Transparency*) com o *shapefile* do Mapeamento Geomorfológico. Fez-se ainda um procedimento similar ao sobrepor imagens RapidEye da área de estudo e a sobreposição do *shapefile* do Mapeamento Geomorfológico com transparência de 50%.

A elaboração do mapa geomorfológico foi realizada integralmente em ambiente digital, na escala 1:25.000, sendo procedido através da sobreposição do *Topographic Position Index* (TPI) com a Declividade e corrigido em conjunto através do mapa de Relevo Sombreado e de imagens orbitais RapidEye, ano 2014. Todas as análises foram feitas no sistema de informação geográfica (SIG) *Arcgis* 10.5.

5.7 Mapeamento de Índice de Eficiência de Drenagem (IED)

A elaboração do mapeamento de IED passou, inicialmente, pela instalação do plug-in do *Archydro* 10.5 no SIG *Arcgis* 10.5. Primeiramente, executou-se o *Fill* no MDE para corrigir possíveis imperfeições nos valores dos pixels. Em seguida, diversos comandos do *Archydro* foram realizados: a) *flow direction*, b) *flow accumulation*, c) *stream definition*, d) *stream segmentation*, e) *stream order*, f) *catchment grid delineation*, g) *catchment polygon processing*, h) *longest flow path for catchments*.

Cada um desses processos é utilizado como forma intermediária para achar os parâmetros do cálculo do IED. Para calcular a soma do comprimento dos canais das bacias de segunda ordem ($\sum Cc$) utilizou-se: o *flow direction* para definir a direção dos

canais da bacia a partir dos valores dos pixels, o *flow accumulation* para definir o adensamento dos fluxos, a *stream definition* para definir os canais fluviais da área levantada, o *stream segmentation* para transformar esses canais em *shapefile* e o *stream order* para classificar os canais segundo Strahler. Para o cálculo das áreas das bacias (Ab) foram utilizadas as seguintes ferramentas: o *catchment grid delineation* para delinear o contorno das subbacias presentes na área mapeada e o *catchment polygon processing* para gerar os contornos em *shapefile*. Após a soma dos comprimentos dos canais das bacias de segunda ordem ($\sum Cc$) e da definição das áreas das bacias (Ab), pôde-se calcular a Densidade de drenagem (Dd) através da ferramenta *Field calculator* utilizando a fórmula: $Dd = \sum Cc / Ab$.

O comando *longest flow path for catchments* foi utilizado para o comprimento do eixo principal (C) das bacias de segunda ordem. Em seguida, foi calculado de forma manual a diferença das curvas de nível nas pontas dos eixos de cada uma das quarenta e oito (48) bacias de segunda ordem, deste modo foi encontrado o desnivelamento da bacia (ΔZ). Após encontrar o comprimento do eixo principal (C) e o desnivelamento da bacia (ΔZ), foi calculado o Gradiente topográfico (G) através da ferramenta *Field calculator* utilizando a seguinte fórmula: $G = \Delta Z / C$.

É importante ressaltar que todos os dados foram manejados dentro do ambiente *Arcgis 10.5* e da ferramenta *Excel*. O cálculo do IED foi realizado através da ferramenta *Field calculator*, multiplicando a Densidade de drenagem (Dd) pelo Gradiente topográfico (G), utilizando a seguinte fórmula: $IED = Dd \times G$. A ferramenta *Natural Breaks* foi utilizada para dividir em três classes com os seguintes valores: IED Baixo (0,000174 - 0,000368), IED Médio (0,000369 - 0,000584) e IED Alto (0,000585 - 0,001000).

Após a geração do mapa de índice de eficiência de drenagem (IED) (Figura 22), foram realizados dois procedimentos com o intuito de chegar ao mapa de Regiões de IED, sendo este mapa responsável por generalizar a eficiência de drenagem por todos os setores da bacia hidrográfica de estudo. Em primeiro lugar, as bacias de segunda ordem do mapa de IED foram normalizadas em Baixo, Médio ou Alto a partir de outras bacias de segunda ordem no seu entorno, o que gerou unidade entre os diferentes setores da área de estudo. Em seguida, outras bacias de diferentes ordens foram aglutinadas a essas áreas já normalizadas. Por fim, exportou-se o mapa de Regiões

de IED, onde pôde-se visualizar as diferentes classes de Baixo, Médio e Alto nos setores da área de estudo.

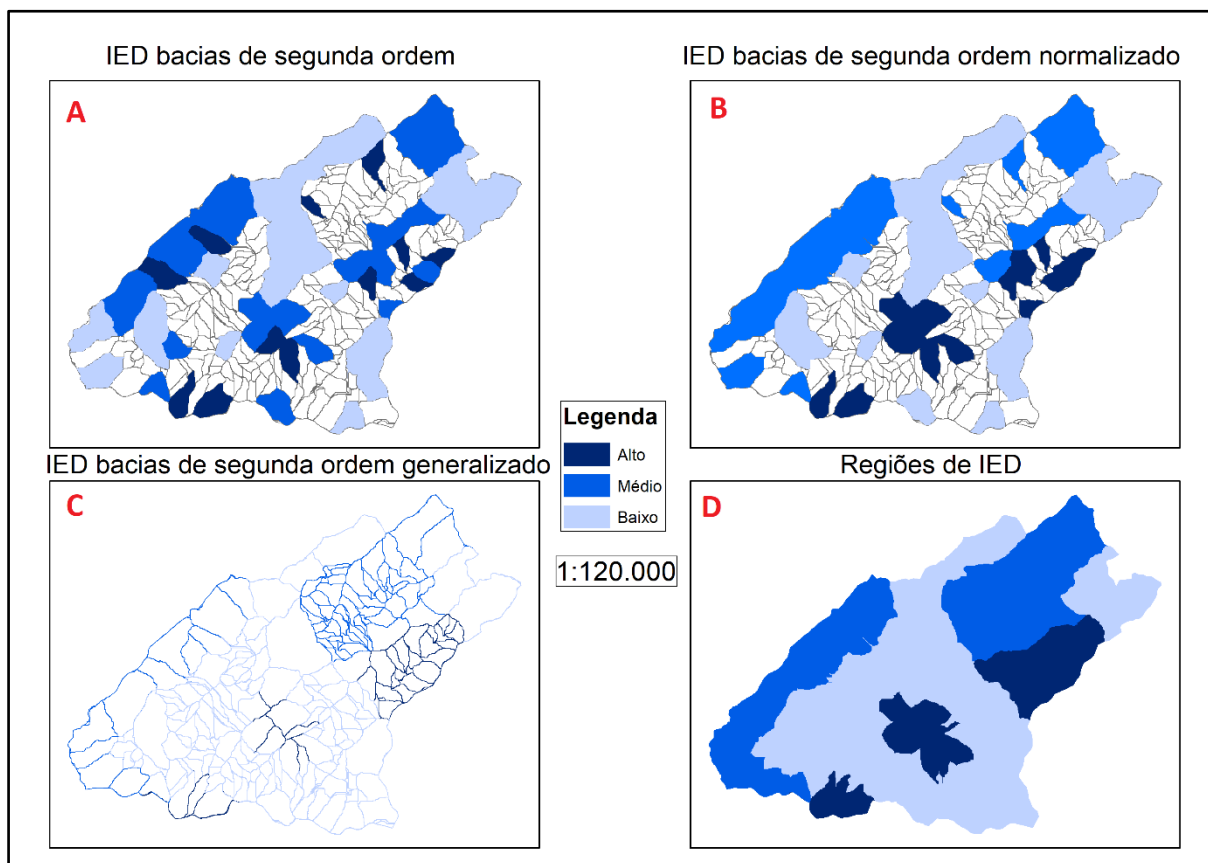


Figura 22: Esquema de procedimentos para a realização do IED – A) realização do mapa de IED em bacias de segunda ordem; B) bacias normalizadas a partir das bacias do entorno; C) generalização das bacias; D) Regiões de IED. Fonte: autor

5.8 Mapeamento Hidrogeomorfológico

O mapeamento hidrogeomorfológico em escala 1:25.000 foi elaborado a partir da sobreposição dos mapeamentos geomorfológico e índice de eficiência de drenagem (IED). Através do *software Arcgis 10.5* os arquivos *shapefile* foram sobrepostos utilizando a ferramenta *Union*, que gerou novo arquivo, onde uma terceira coluna foi criada para cruzar as combinações das duas primeiras colunas por meio da tabela de atributos (*Attribute table*) e da calculadora (*Field calculator*) (Quadro 6). A primeira coluna é composta pelas classes do mapa geomorfológico (Planície, Fundo de vale, Sopé de encosta, Meia encosta, Alta encosta, Divisor aplainado e Divisor agudo), a segunda apresenta as classes do mapa de IED (Baixo, Médio e Alto), enquanto a terceira revela a combinação das duas anteriores, formando assim o mapa

hidrogeomorfológico (Vales muito úmidos, Vales drenados, Planícies úmidas, Planícies drenadas, Sopé muito úmido, Sopé drenado, Meia encosta muito úmida, Meia encosta drenada, Alta encosta mal drenada, Alta encosta bem drenada, Divisor agudo úmido, Divisor agudo drenado, Divisor aplainado muito úmido, Divisor aplainado drenado).

Quadro 6: Classificação do mapa hidrogeomorfológico a partir dos vales de geomorfologia e IED.

Geomorfológico	IED	Hidrogeomorfológico
Planície	Baixo e Médio	Planícies úmidas
	Alto	Planícies drenadas
Fundo de vale	Baixo e Médio	Vales muito úmidos
	Alto	Vales drenados
Sopé de encosta	Baixo e Médio	Sopé muito úmido
	Alto	Sopé drenado
Meia encosta	Baixo e Médio	Meia encosta muito úmida
	Alto	Meia encosta drenada
Alta encosta	Baixo	Alta encosta mal drenada
	Médio e Alto	Alta encosta bem drenada
Divisor aplainado	Baixo	Divisor aplainado muito úmido
	Médio e Alto	Divisor aplainado drenado
Divisor agudo	Baixo	Divisor agudo úmido
	Médio e Alto	Divisor agudo drenado

Fonte: autor

As classes “úmidas” e “drenadas” estão relacionadas diretamente com os IEDs levantados em cada setor da encosta. As classes úmidas são oriundas das classes Baixo e Baixo/Médio, pois apresentam maior tempo de retenção da água nas vertentes, o que acaba por caracterizar uma tendência maior a infiltração e maior presença de umidade nestas vertentes. Por outro lado, as classes drenadas apresentam as classes Alto e Médio/Alto, o que configura menor retenção de água pelas vertentes, tornando-as mais drenadas.

5.9 Mapeamento de Uso e Cobertura do Solo

A elaboração do mapeamento de Uso e Cobertura do Solo, em escala 1:25.000, para o ano de 2014, foi feita a partir da atualização do mapeamento de uso e cobertura do Projeto RJ25, para o ano de 2008, elaborado pelo IBGE com o Governo do Estado do Rio de Janeiro, através da Secretaria Estadual de Ambiente (SEA-RJ). Segue abaixo as informações sobre a proposta do mapeamento do Projeto RJ25, do mapeamento proposto pela presente pesquisa, das diferenças metodológicas entre ambos e dos procedimentos realizados para o novo mapeamento.

Os metadados do Projeto RJ25 (IBGE, 2020) mostram que foram utilizadas e interpretadas fotografias aéreas adquiridas pelo IBGE, na escala aproximada de 1:30.000 obtidas, em sua maioria, de 2005 a 2006, com resolução espacial de 0,7m. O levantamento de uso e cobertura do IBGE levou em consideração treze classes de vegetação, entretanto, apenas quatro destas foram encontradas no recorte de estudo da bacia hidrográfica do Valão d'Anta, são elas: Floresta, Campo, Macega Chavascal e Cultivada. Considerou-se também o polígono de Área Edificada utilizado no mapeamento original, que foi comparado com o polígono produzido neste estudo.

A atualização do mapeamento proposto pelo Projeto RJ25 ocorreu através da atualização dos polígonos das diferentes classes, para o ano de 2014, sob diferentes bases. Ressalta-se que a imagem utilizada para atualização foi do ano de 2014, pois estas foram cedidas pelo Laboratório Espaço/UFRJ, não sendo possível encontrar uma imagem mais recente, de qualidade similar da área de estudo e de forma gratuita. Utilizou-se uma imagem RapidEye, ano 2014, como base para o novo uso e cobertura e imagens do Google Earth Pro do mesmo ano ou similar para dirimir dúvidas sobre a densidade visual de determinada vegetação.

As classes levantadas neste estudo são: Floresta, Floresta secundária inicial, Pioneira, Pastagem, Silvicultura, Agricultura e Área Edificada. A classe Floresta foi considerada pela vegetação clímax, neste caso, a Floresta Tropical Subcaducifólia ou Floresta Estacional Semidecidual; a classe Floresta secundaria inicial foi considerada como a vegetação em estágio inicial de regeneração, comumente chamada de capoeira; a classe Pioneira é composta de pastos abandonados com presença de arbustos, também chamada de macega; a classe Silvicultura é composta por eucaliptos plantados na área de estudo; a classe Agricultura é representada por

culturas de curta duração; e a classe Área Edificada que é composta pelo polígono de construções de urbanização na área estudo.

Os levantamentos se diferem quanto ao tipo de imagem utilizada, uma vez que o Projeto RJ25 utiliza fotografias aéreas e o presente estudo utiliza imagens RapidEye, ano 2014, e imagens do Google Earth Pro de forma auxiliar. Entretanto, entende-se que não houve perda de qualidade na aquisição das classes, pois as cinco bandas da imagem RapidEye fornecem combinações de cor que realçam as feições encontradas e favorecem na classificação, por exemplo, o infravermelho próximo para realçar a vegetação, além do uso de imagens auxiliares do Google Earth Pro. Estas foram consideradas satisfatórias para um estudo de semidetalhe na escala 1:25.000.

Outra diferença em relação aos mapeamentos foi em relação as classes levantadas por ambos. O Projeto RJ25 detectou um total de cinco classes, enquanto este estudo detectou sete classes. As diferenças residem na interpretação de Macega Chavascal, que foi aprofundada e dividida em Floresta secundária inicial e Pioneira, sendo a diferença entre elas a densidade de vegetação, que foi dirimida através do Google Earth Pro, quando a RapidEye não forneceu tal diferenciação de forma clara.

Houve diferença de interpretação também em relação a classe Cultivada, uma vez que este estudo a dividiu em Silvicultura e Agricultura, pois estes cultivos apresentam diferente morfologia, tempo de plantio e forneceram parâmetros diferentes para o mapeamento de Suscetibilidade a Movimentos de Massa. Não menos importante, a classe Campo foi classificada como Pastagem, por entender que esta nomenclatura é mais adequada para o presente estudo, embora o que foi entendido como Campo é equivalente ao que foi entendido como Pastagem.

A segmentação dos polígonos foi feita a partir do programa *Ecognition 9.0* tendo a imagem RapidEye, ano 2014, como base. A segmentação foi exportada para o arquivo *Shapefile* e manejada no sistema de informação geográfica (SIG) *Arcgis 10.5*. Para a realização da atualização foram sobrepostos o mapeamento do Projeto RJ25, a imagem de satélite RapidEye, ano 2014, e o *Shapefile* da segmentação da área de estudo. Deste modo, após análise visual, os fragmentos entendidos como iguais foram classificados da mesma forma, já os diferentes foram reclassificados, enquanto outras duas classes foram divididas e geraram quatro classes novas supracitadas. A ferramenta *Cut Polygon Tools* foi utilizada para dividir possíveis incongruências nos polígonos levantados pela segmentação.

A atualização do mapeamento de uso e cobertura do solo foi fundamental para a elaboração do mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa. O aumento da acurácia na aquisição de classes permitiu uma maior gama de parâmetros para a confecção do mapeamento principal e, conseqüentemente, um maior grau de confiabilidade no mapeamento proposto.

5.10 Mapeamento de Suscetibilidade a movimentos de massa

O mapeamento de suscetibilidade a movimentos de massa em escala 1:25.000 foi realizado em meio digital através de uma sequência de etapas. A primeira etapa consiste na classificação das suscetibilidades, a partir das condicionantes levantadas, onde os resultados são os níveis Muito Alto, Alto, Médio, Baixo e Muito Baixo (Quadro 7). A segunda etapa reside na sobreposição dos mapas temáticos de geologia-geotecnia e hidrogeomorfologia, onde as classes de suscetibilidade prévia foram definidas. Em seguida, as classes de suscetibilidade foram sobrepostas ao mapa de uso do solo e cobertura vegetal, onde a classe de Floresta mitigou a suscetibilidade, o que pode resultar na classificação final. Por fim, se realizou a sobreposição do inventário de cicatrizes a movimentos de massa com o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa, a fim de que os resultados gerados fossem validados.

A primeira etapa consistiu na classificação dos níveis de suscetibilidade, onde se levou em consideração a ocorrência de cada tipo de movimento de massa frente as condicionantes correlacionadas, configurando assim as classificações do mais alto até o mais baixo nível. Em relação a geotecnia, foram analisados os saprolitos rasos e espessos, os colúvios, alúvios e afloramentos rochosos. No mesmo sentido, o mapa litológico forneceu as litologias de Gnaisse Calcissilicático, Mármore, Ortognaisse e Quartzito, que foram analisadas em conjunto do mapa geotécnico para formar o mapa geológico-geotécnico. Este mapa configurou cobertura geotécnicas com os tipos de sedimentos gerados a partir das litologias, segundo as séries de Goldich e Bowen.

Além disso, foram consideradas as classes geomorfológicas de Divisor agudo e Escarpa, Divisor aplainado, Alta encosta, Meia encosta, Sopé de encosta, Fundo de Vale e Planície de inundação, sendo estas fundamental para posicionar os possíveis movimentos de massa. Ademais, o IED foi utilizado para entender a velocidade com que a água escoar nas vertentes da área de estudo, o que gera informações

importantes sobre infiltração e escoamento superficial. Outra condicionante relevante é a hidrogeomorfologia, que combinou cada setor geomorfológico da bacia com a velocidade de passagem de água ao longo das vertentes.

Quadro 7: Classificação dos níveis de suscetibilidade do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.

Tipo de Movimento de Massa	Geológico-Geotécnico	Hidrogeomorfológico	Suscetibilidade prévia	Suscetibilidade após o Uso do solo e cobertura vegetal	Suscetibilidade Final
Translacional	Saprolito Raso Argiloso	Meia encosta muito úmida	Muito alto	Floresta – Diminui 1 nível	Deslizamento Translacional – Muito Alto
		Meia encosta drenada	Alto		Deslizamento Translacional – Alto
		Alta encosta mal drenada	Muito alto		Deslizamento Translacional – Muito Alto
		Alta encosta bem drenada	Médio		Deslizamento Translacional – Médio
	Saprolito Raso Arenoso	Meia encosta muito úmida	Alto		Deslizamento Translacional – Alto
		Meia encosta drenada	Baixo - Inexistente		Deslizamento Translacional – Baixo
		Alta encosta mal drenada	Médio		Deslizamento Translacional – Médio
		Alta encosta bem drenada	Baixo		Deslizamento Translacional – Baixo
	Saprolito Raso Areno-argiloso	Meia encosta muito úmida	Muito alto	Floresta – Diminui 1 nível	Deslizamento Translacional – Muito Alto
		Meia encosta drenada	Alto		Deslizamento Translacional – Alto
		Alta encosta mal drenada	Alto		Deslizamento Translacional – Alto
		Alta encosta bem drenada	Médio		Deslizamento Translacional – Médio
	Qualquer material	Divisor agudo úmido	Alto	Floresta – Diminui 1 nível	Deslizamento Translacional – Alto
		Divisor aplainado muito úmido	Médio		Deslizamento Translacional – Médio
		Divisor agudo drenado	Baixo		Deslizamento Translacional – Baixo
		Divisor aplainado drenado	Baixo		Deslizamento Translacional – Baixo
Rotacional	Saprolito Espesso Argiloso	Meia encosta muito úmida	Muito alto	Floresta – Diminui 1 nível	Deslizamento Rotacional – Muito Alto
		Meia encosta drenada	Alto		Deslizamento Rotacional – Alto

		Alta encosta mal drenada	Médio		Deslizamento Rotacional – Médio
		Alta encosta bem drenada	Baixo		Deslizamento Rotacional – Baixo
	Saprolito Espesso Areno-argiloso + Colúvio	Meia encosta muito úmida	Muito alto	Floresta – Diminui 1 nível	Deslizamento Rotacional – Muito Alto
		Meia encosta drenada	Alto		Deslizamento Rotacional – Alto
		Alta encosta mal drenada	Alto		Deslizamento Rotacional – Alto
		Alta encosta bem drenada	Médio		Deslizamento Rotacional – Médio
Fluxo de Detritos	Saprolito Raso Argiloso	Vale muito úmido	Baixo	Floresta – Diminui 1 nível	Fluxo de Detritos – Baixo
		Vale drenado	Médio		Fluxo de Detritos – Médio
	Saprolito Raso Arenoso	Vale muito úmido	Baixo		Fluxo de Detritos – Baixo
		Vale Drenado	Médio - Inexistente		Fluxo de Detritos – Médio
	Saprolito Raso Areno-Argiloso	Vale muito úmido	Baixo		Fluxo de Detritos – Baixo
		Vale Drenado	Baixo		Fluxo de Detritos – Baixo
	Saprolito Espesso Argiloso	Vale muito úmido	Alto		Fluxo de Detritos – Alto
		Vale drenado	Muito alto		Fluxo de Detritos – Muito Alto
	Saprolito Espesso Areno-argiloso	Vale muito úmido	Médio		Fluxo de Detritos – Médio
		Saprolito Espesso Areno-argiloso + Colúvio	Vale Drenado		Alto
Rastejo	Colúvio	Vale muito úmido	Muito alto	Indiferente	Rastejo – Muito alto
		Sopé muito úmido	Alto		Rastejo – Alto
		Sopé Drenado	Médio		Rastejo – Médio
Nenhum	Qualquer combinação que não esteja exposta acima		Muito Baixo	Indiferente	Muito Baixo

Fonte: autor

Todas essas análises prévias permitiram a interpretação dos mapas geológico-geotécnico com a hidrogeomorfologia. Os níveis de suscetibilidade gerados, frente as condicionantes existentes, foram classificados em Muito Alto, Alto, Médio, Baixo e Muito Baixo. Portanto, conforme os procedimentos metodológicos foram realizados, as interpretações das sobreposições puderam ser feitas.

Deste modo, a segunda etapa para a realização do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa consta da sobreposição dos *shapefiles* dos mapas geológico-geotécnico e hidrogeomorfológico. Este procedimento ocorreu em ambiente de SIG *Arcgis* 10.5, através da ferramenta *Union*. Em seguida, ocorreu a interpretação das classes sobrepostas para gerar a suscetibilidade prévia, que foi dividida em cinco níveis: Muito Alto, Alto, Médio, Baixo e Muito Baixo.

A segunda etapa da realização do mapa de suscetibilidade reside na sobreposição da classe de Floresta, pertencente ao mapa de uso do solo e cobertura vegetal, com as classes já interpretadas do mapeamento de suscetibilidade prévio. As classes de suscetibilidade que apresentaram sobreposição com a classe de Floresta foram rebaixadas em um nível, tendo em vista que a Floresta exerce relativa estabilidade em relação aos movimentos de massa. As exceções para este tipo de ocorrência foram para as classes já classificadas como “Baixo”, que não foram rebaixadas para Muito Baixo, as classes de “Muito Baixo”, que não foram rebaixadas para uma nova classe mais abaixo, além das classes de “Rastejo”, pois a vegetação não exerce influência neste tipo de movimento de massa. A partir disso, foi gerada a classificação final do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.

Por fim, ocorreu a sobreposição do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa com o inventário de cicatrizes de movimentos de massa. Os *shapefiles* do inventário são do tipo ponto e foram plotados sobre o mapa de suscetibilidade. Isso gerou uma combinação entre as ocorrências de cicatrizes levantadas com as suscetibilidades. A análise destes pontos em relação as suscetibilidades levantadas permitiram a validação do mapa proposto.

5.11 Inventário de cicatrizes de movimentos de massa

O inventário de cicatrizes de movimentos de massa foi construído a partir da comparação de imagens do *Google Earth Pro* em diferentes recortes temporais e os

registros plotados em SIG *Arcgis* 10.5, sobre a imagem *RapidEye*, ano 2014. As imagens utilizadas pelo *Google Earth Pro* no levantamento foram *Landsat/Copernicus* e *NASA*, estas compreenderam os anos de 2007 até 2020, sendo que os anos exatos dos levantamentos foram 2007, 2010, 2011, 2015, 2016, 2017, 2018 e 2020.

Os registros do inventario foram captados a partir da diferença percebida nas diferentes imagens presentes para cada recorte da área de estudo e plotadas sobre a imagem *RapidEye*, ano 2014, em *Shapefile* na forma de pontos. As cicatrizes dos movimentos de massa encontrados estão subdivididas nas classes Rotacional e Translacional. Foram encontrados 58 registros de cicatrizes de movimentos de massa no levantamento, sendo que 52 de deslizamentos translacionais e 6 de deslizamentos rotacionais.

Esses valores já contam com a exclusão dos deslizamentos relacionados aos cortes de estrada, tendo em vista que estes dados poderiam enviesar a análise. O inventário de cicatrizes de movimentos de massa é parte importante do estudo, tendo em vista que valida a eficácia do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa, principal produto desta pesquisa.

6 RESULTADOS

Neste capítulo foram discutidas cada uma das condicionantes geoambientais que compõem o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa. É importante destacar que cada condicionante apresenta influência direta, a partir de suas próprias características, e influência indireta, uma vez que a sobreposição das condicionantes pode compor diferentes situações, o que tende a atenuar ou intensificar os movimentos de massa na área de estudo. Portanto, cada um dos mapas abaixo foi discutido levando em consideração as outras condicionantes geoambientais de forma integrada.

6.1 Mapa Geológico e Análises Litoestruturais

O mapa geológico da bacia do Valão D'Anta na escala 1:25.000 (Figura 23) apresenta litologias e estruturas que são compatíveis com os mapeamentos regionais pretéritos nas escalas 1:100.000 e 1:400.000. Os mapas pretéritos considerados para a análise das litologias levantadas são a Folha São Fidélis (SF.24-V-C-IV), em escala 1:100.000, elaborada através de parceria entre o DRM e a UERJ, e o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:400.000, elaborado pela CPRM, que juntos fornecem importantes subsídios para o entendimento da geologia regional.

Segundo mostram Nogueira *et al.* (2012) na Folha São Fidélis é possível entender que a área de estudo está geotectonicamente localizada no Terreno Oriental do compartimento central da Faixa Ribeira, especificamente no Domínio Cambuci. Este domínio é descrito pelo mesmo autor como uma “sucessão meta-vulcano-sedimentar metamorfizada na fácies anfibolito superior a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides”. No mapa geológico da Folha São Fidélis este domínio é representado pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana, que apresenta predominantemente gnaisses associados a rochas metabásicas, gnditos, rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos. Sendo que esta última vem a atestar sua condição metassedimentar.

Na região foram encontrados Gnaisses caracterizados pela alternância de bandamentos máficos e félsicos em diferentes espessuras. Os conjuntos máficos foram formados principalmente por biotitas e traços de magnetitas. Enquanto que os

félsicos possuem composição tonalítica a granodiorítica contendo porfiroblastos de k-feldspato, Gnaiss migmatítico rico em minerais como biotita e granada, além de mármore e gnaisses calcissilicáticas (Nogueira *et al.*, 2012).

Conforme mostram Silva e Cunha (2001) no mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, a área de estudo está inserida nas unidades Italva (MNpi) e Itaperuna (MNpit), que apesar de divergirem na nomenclatura, convergem para os resultados litológicos e estruturais encontrados. A unidade Italva configura mármore, que se encontram tectonicamente imbricados com granada-biotita-sillimanita gnaisses, que variam de quartzo-feldspáticos até quartzo-anfibólio-clinopiroxênio gnaisses (rochas calcissilicáticas). Por outro lado, a unidade Itaperuna é constituída essencialmente por paraganulitos, por vezes predominando as rochas calcissilicáticas, fusões quartzo-feldspáticas e, mais raro, quartzitos e mármore.

Esta compreensão do contexto geológico regional foi fundamental para a realização do mapa geológico da área de estudo (Figura 23). Os levantamentos de dados de campo configuraram a identificação de quatro unidades geológicas associadas a litologias metamórficas com diferentes representações espaciais: Ortognaiss, Mármore, Gnaiss Calcissilicático e Quartzito (Figura 25). Durante as idas a campo somente duas porções e pequenas da área de estudo não puderam ser diretamente analisadas, uma vez que houve dificuldade em acessar estas localidades. Isto acabou gerando duas pequenas porções inferidas, sendo uma a nordeste e outra a sudoeste da área de estudo.

A primeira litologia e de maior representação espacial (Figura 24) é o Ortognaiss (41,2%). Esta litologia apresenta granulação grossa e é composta por quartzo, feldspato e traços de biotita e granada. Os levantamentos de campo configuraram dezessete pontos (Pontos 1, 3, 5, 6, 8, 10, 11, 12, 13, 15, 17, 18, 28, 29, 30, 31, 34) com amostras desta litologia, sendo estas posicionadas em todos os setores da bacia. Este resultado é condizente com o mapeamento regional de Nogueira *et al.* (2012), que indica que nas faixas transicionais entre a Klippe Italva e próximas ao Domínio Cambuci afloram ortognaisses pertencentes ao Complexo Rio Negro. Estas rochas são descritas como ortognaisses em matriz quartzo-feldspática, com sua granulação variando entre média à grossa e textura inequigranulares a porfiríticas, podendo conter pequenos cristais de biotita ou hornblenda.

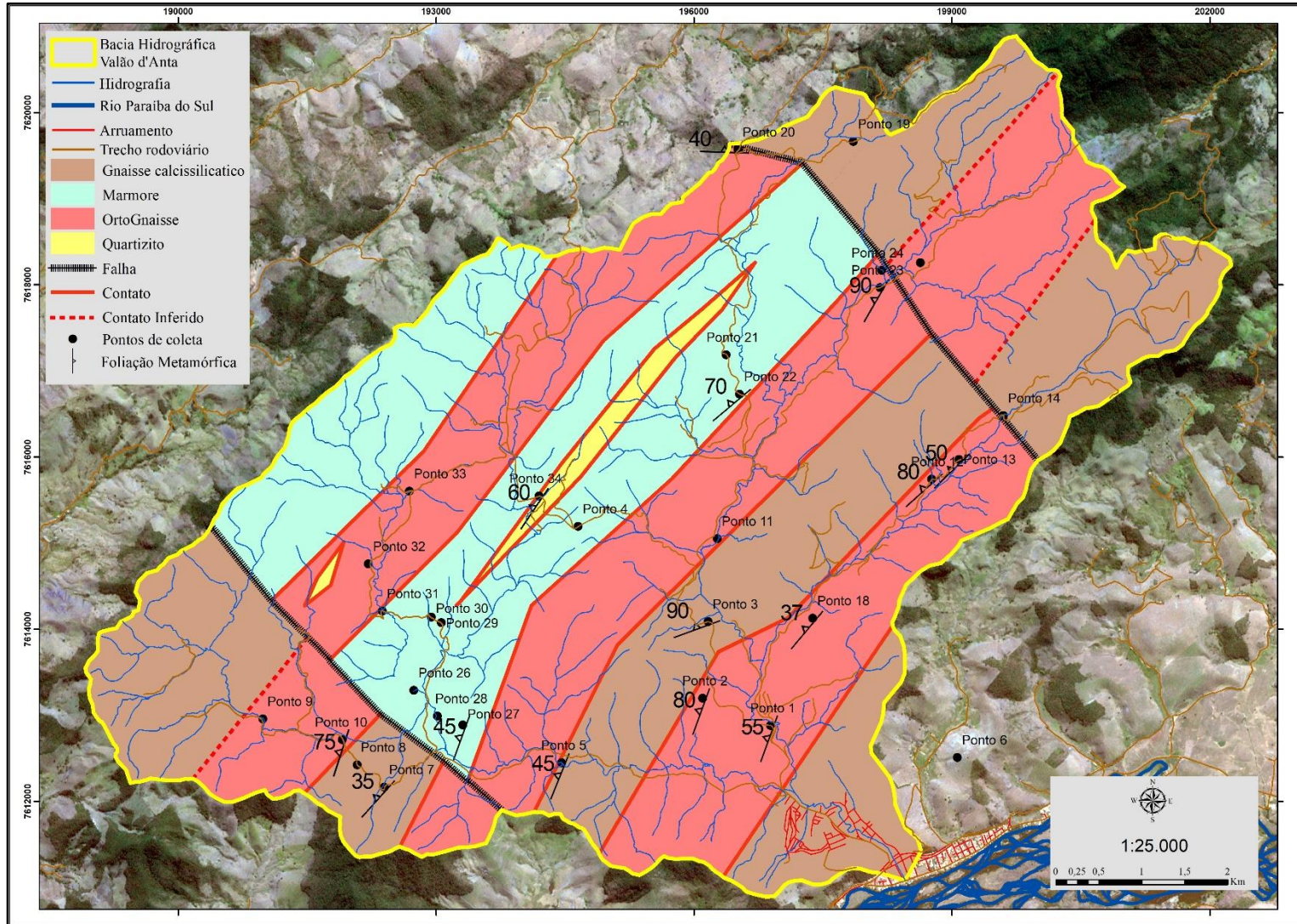


Figura 23: Mapa Geológico da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: Paloma Lisboa

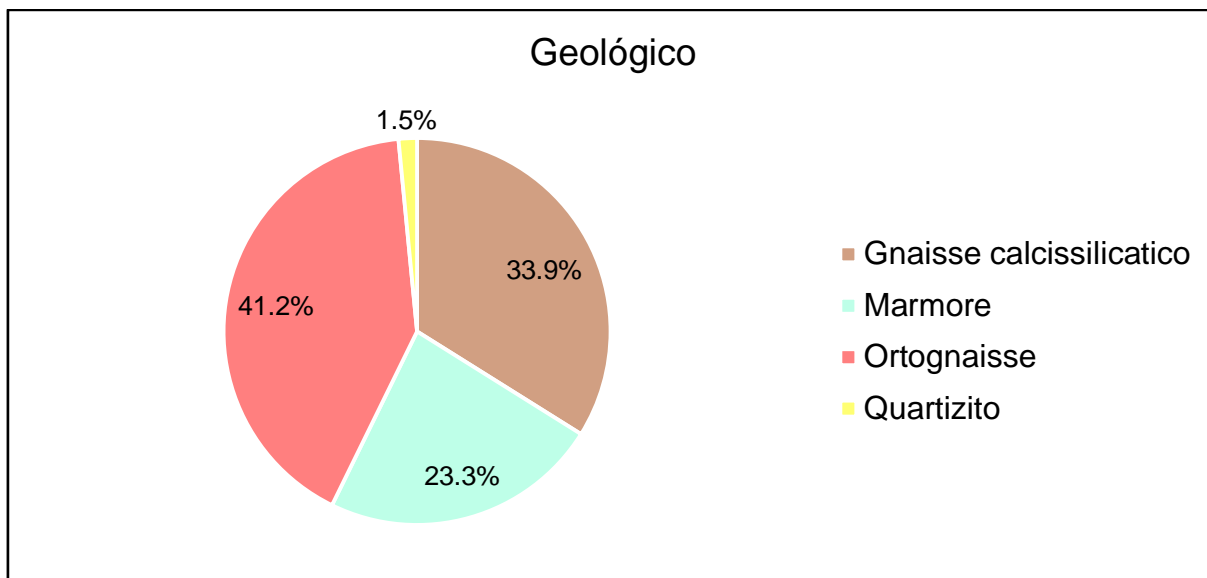


Figura 24: Distribuição em área das unidades geológicas. Fonte: Paloma Lisboa

O Gnaisse calcissilicático (33,9%), por sua vez, possui granulação fina e presença de carbonatos, quartzo, hornblenda e pouca biotita. Os levantamentos de campo configuraram seis pontos nesta litologia (Pontos 2, 7, 9, 20, 24 e 25). Foram coletadas amostras desta litologia, localizadas em faixa no baixo e médio curso da bacia e houve interferências das mesmas nas porções sudoeste e nordeste da área de estudo. Este resultado é condizente com os mapeamentos regionais pretéritos.

Silva e Cunha (2001) concluem que a unidade Itálva apresenta diferentes litologias tectonicamente imbricadas, dentre elas o quartzo-anfibólio-clinopiroxênio gnaisses (rochas calcissilicáticas). Os mesmos autores caracterizam que a unidade Itaperuna apresenta predominância de paragranelitos e, por vezes, de rochas calcissilicáticas. Para Nogueira *et al.* (2012), o Domínio Cambuci é representado pela unidade Bom Jesus do Itabapoana, que apresenta litologias que variam de gnaisses com diferentes associações, dentre elas as de rochas calcissilicáticas.

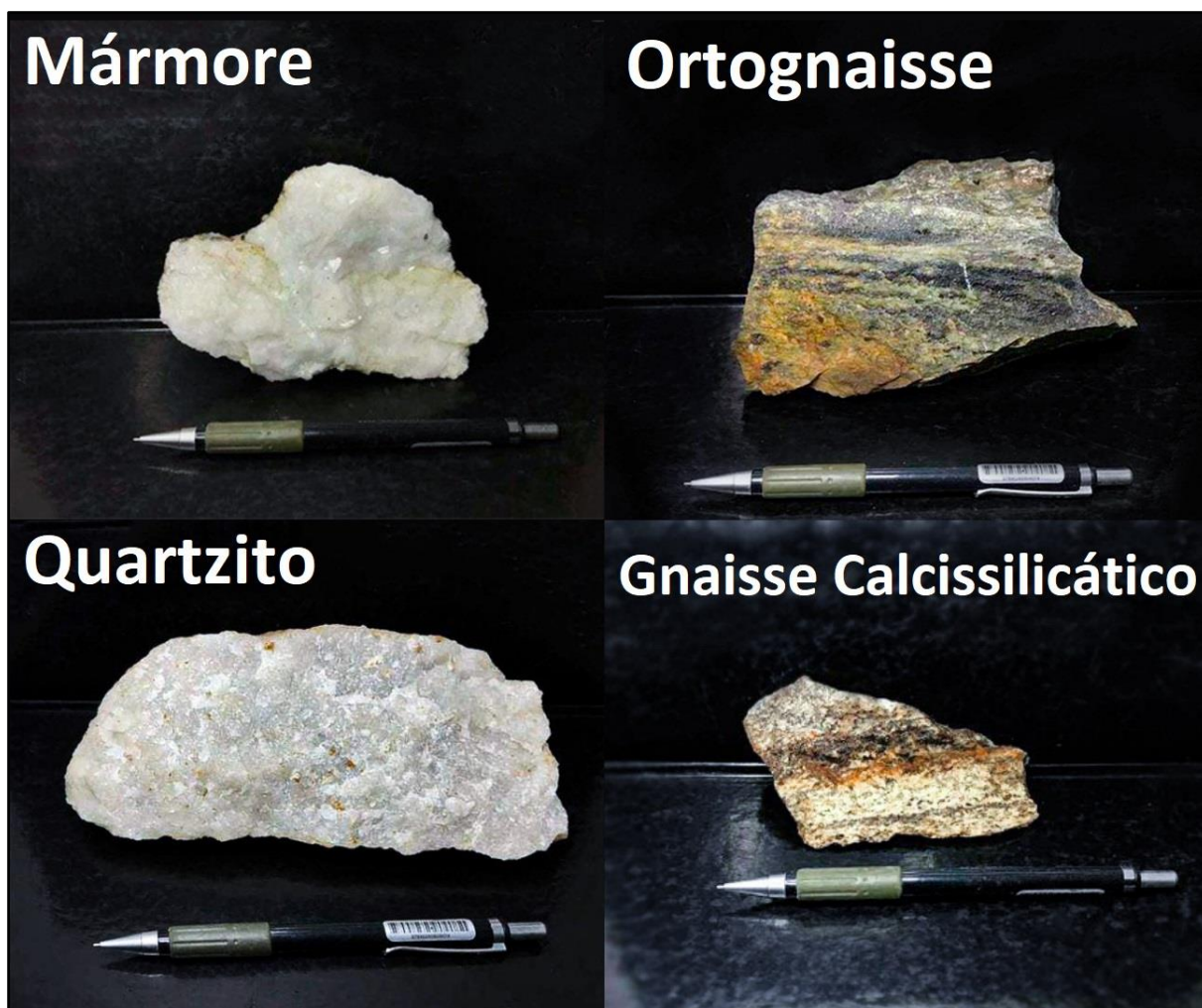


Figura 25: Dobra e exemplos de amostras de rochas da área de estudo. Fonte: Paloma Lisboa

A terceira unidade litológica de expressão na bacia é o Mármore (23,3%), sendo encontrado na área de estudo como uma textura maciça e apresentando por vezes textura granoblástica. Os levantamentos de campo configuraram seis pontos desta litologia (Pontos 19, 22, 23, 26, 27 e 33), sendo estas concentradas na porção centro-noroeste da bacia. O mármore possui grande valor econômico devido à confecção de pedras ornamentais, sendo um produto regional, sobretudo em municípios como Itaperuna e Santo Antônio de Pádua. Durante as idas a campo moradores locais relataram a tentativa prévia de empresas de mineração na intenção de explorar o recurso, entretanto tais projetos não foram executados.

Em relação a bibliografia regional, o levantamento destas litologias se mostra condizentes com a literatura. Para Silva e Cunha (2001), o mármore encontrado em Cambuci é, em geral, dolomítico e mais raramente calcítico, por vezes com impurezas de diopsídio, forsterita, entre outros. Apresentam-se com aspecto maciço, sacaróide

e/ou lamelar, com textura granoblástica média a grosseira. O mesmo autor caracteriza que a unidade Italva configura mármores imbricados com outras litologias também presentes na bacia de estudo, enquanto a unidade Itaperuna apresenta menor participação. Em Nogueira *et al.* (2012), há relatos que a unidade Bom Jesus do Itabapoana configura gnaisses associados a outras litologias, com menor proporção para mármores dolomíticos, sendo bastante condizente com a representação desta feição na área de estudo.

A litologia menos expressiva na bacia é o Quartzito (1,5%), mapeado apresentando traços de muscovita e granada. É bem cristalizado e possui granulometria média. Os levantamentos de campo configuraram três pontos (Pontos 4, 21 e 32) com amostra dessa litologia, sendo estas concentradas em pequenos veios na porção centro-noroeste da bacia. Esta litologia é encontrada na área de estudo em menor proporção do que as outras litologias mapeadas, mostrando-se também similar aos mapeamentos regionais pretéritos. Em Silva e Cunha (2001) temos que a unidade Italva não configura quartzitos, enquanto a unidade Itaperuna apresenta, raramente, esta litologia. Já Nogueira *et al.* (2012) não citam para a unidade Bom Jesus do Itabapoana ocorrências de quartzitos.

Além dessas litologias, foram encontrados indicadores estruturais que mostraram veios de quartzo, deslocamentos de camadas indicando falhas e brechas, que permitiram identificar a existência de duas falhas ortogonais à zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Essa forma de cisalhamento representa a orientação principal da foliação metamórfica regional no sentido NW-SE. As foliações metamórficas, por sua vez, foram verificadas e apresentaram uma direção principal NE-SW e mergulhos muito inclinados a verticalizados, variando entre 55° e 90° graus. Por diversas vezes, a foliação reflete a lineação mineral predominante das biotitas, e anfibólios. A associação entre as redes de canais e as litoestruturas demonstram um forte controle estrutural na área de estudo.

Conforme foi relatado por Nogueira *et al.* (2012), a geologia estrutural do domínio Cambuci é principalmente caracterizada pela ocorrência de dobras fechadas e verticalizadas. Para o autor, essas dobras estão associadas às zonas de cisalhamentos. Além disso, indica também a geração da xistosidade em gnaisses conferidas pela orientação de minerais como biotita, entretanto essas feições não foram muito nitidamente observadas em campo.

6.2 Mapa Geotécnico e Unidades do Regolito

O mapa geotécnico da área de estudo (Figura 26) se mostra condizente com os levantamentos e observações realizados em campo, além disso, mostra-se bastante compatível com a literatura geomorfológica regional. A geotecnia da área de estudo permitiu a categorização de cinco classes de materiais do regolito, são eles: saprolitos rasos, saprolitos espessos, colúvio, aluvio e afloramento rochoso. Apesar dos afloramentos rochosos não serem regolitos propriamente, foram colocados no mapa para mostrar a localização dos materiais mais resistentes, ou seja, de elevada coesão e também para não ficar como polígono vazio no SIG. Estes materiais foram individualizados de acordo com a origem e espessura dos solos e apresentam diferentes representações espaciais na área de estudo.

O mapeamento geotécnico apontou uma expressiva representação espacial de saprolitos rasos e espessos e, de maneira complementar, foram observadas as classes de colúvio, aluvio e afloramento rochoso (Figura 28). Estas classes são esperadas no contexto geomorfológico regional, associados com a unidade morfoescultural das depressões interplanálticas com alinhamentos serranos do Norte-Noroeste Fluminense (DANTAS, 2000). Segundo Dantas (2000) esta região é marcada pela ocorrência de morros e morrotes baixos intercalados por alinhamentos serranos e planícies aluviais estreitas. Ademais, as classes de saprolitos rasos e espessos quando confrontadas aos outros mapeamentos das condicionantes geoambientais, tais como a geomorfologia, o IED e o uso do solo e cobertura vegetal, tornam-se mais susceptíveis para a ocorrência de movimentos de massa.

A primeira e de maior representação espacial (Figura 27) é a classe de saprolito raso (64,60%). Esta classe é composta por rochas intensamente intemperizadas com espessura inferior a 3 metros, sendo assim considerados solos rasos. Este tipo de material de menor espessura apresenta ampla distribuição espacial na área de estudo, o que pode ser explicado pela dificuldade de desenvolvimento de material intemperizado mais espesso, uma vez que pode ocorrer o rompimento do material sob episódios de intensa precipitação, onde ocorre a rápida elevação da poropressão com consequente redução da sucção e ruptura do material.

O desencadeamento dos movimentos de massa translacionais neste setor da área de estudo está relacionado com o relevo de grandes desníveis topográficos, conforme a geomorfologia regional. Além disso, há o predomínio de setores de encosta com gradiente topográfico elevado, conforme o mapa geomorfológico (Figura 31). Também foi observado que a bacia neste setor apresenta as três classes de IED (Figura 33), com valores significativos entre Médio e Alto, o que gera a saída mais rápida de água da bacia e, somada a geomorfologia da área de estudo, pode configurar uma maior suscetibilidade aos deslizamentos. A rarefação da cobertura vegetal do tipo Floresta nos setores de encosta com estes saprolitos rasos, conforme o mapa de uso do solo e cobertura vegetal (Figura 37), e a cobertura de Pastagem corrobora para a instabilidade dos solos e o conseqüente o aumento da suscetibilidade de movimentos de massa translacional neste tipo de material.

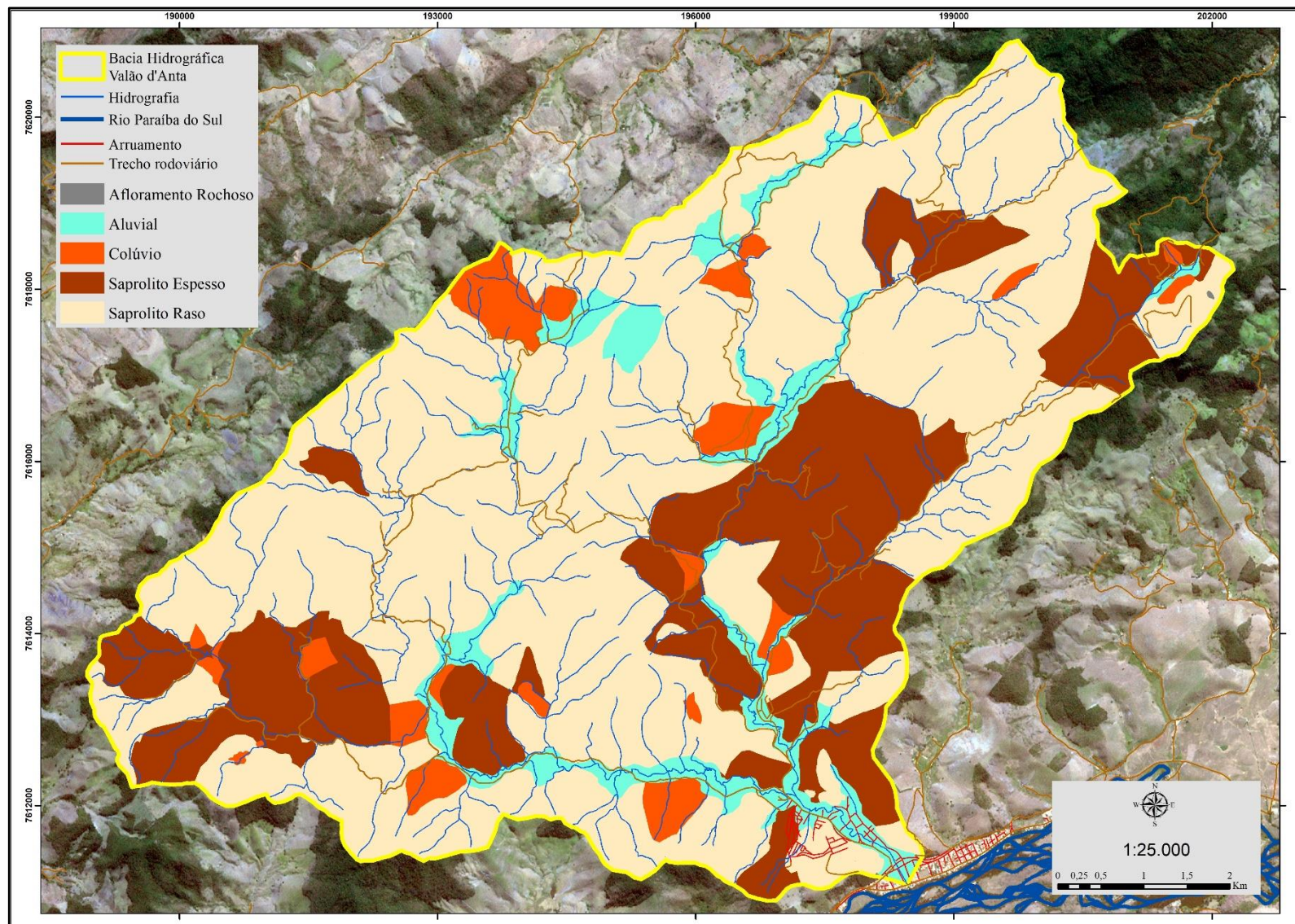


Figura 26: Mapa Geotécnico da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

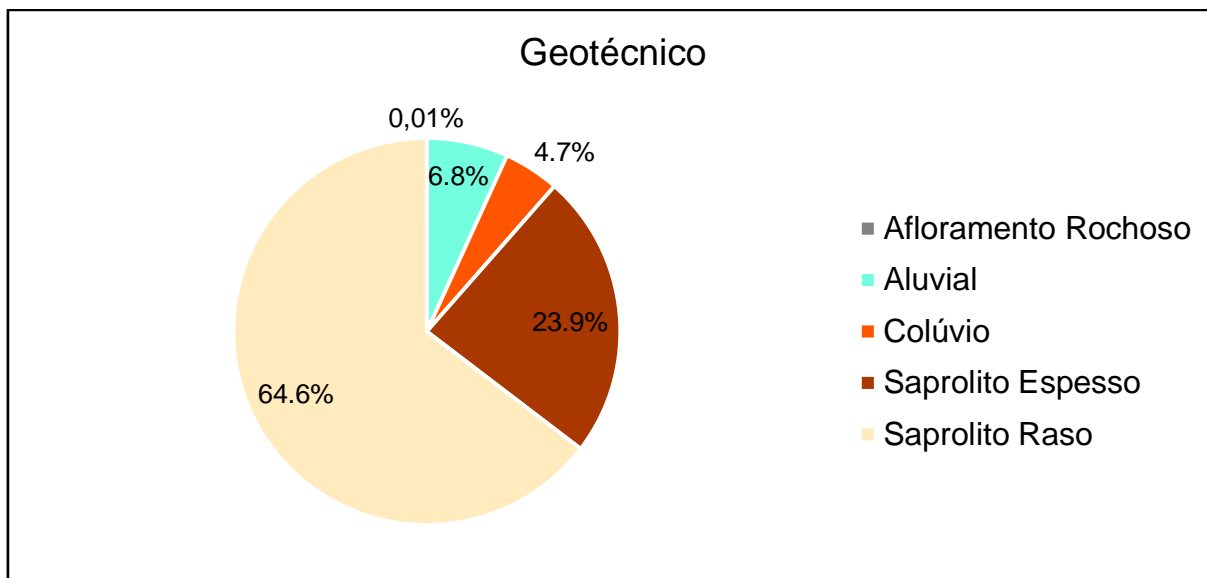


Figura 27: Distribuição espacial das feições do mapa geotécnico. Fonte: autor

Os saprolitos espessos (23,90%), por sua vez, são compostos por mantos de intemperismo superiores a 3 metros de espessura. Estes apresentam distribuição espacial mais concentrada nas porções da bacia com menor gradiente topográfico, sendo presentes em área substancialmente menor do que os saprolitos rasos. Acredita-se que essa concentração possa ser explicada pela menor expressão de condições geomorfológicas para a formação dos saprolitos espessos, situados, em grande parte, na porção centro-nordeste da área de estudo. A ocorrência dos saprolitos espessos vincula-se às áreas com desnível topográfico mais suave, sobretudo em encostas convexas, como a dos morros e morrotes, o que tende a favorecer a formação do material intemperizado com menor propensão ao deslizamento translacional.

Há de se ressaltar que este manto de intemperismo mais espesso está fortemente vinculado a deslizamentos rotacionais. É possível perceber nas idas a campo a ocorrência de movimentos de massa rotacionais provocados por cortes de talude em estradas. Deve ser considerado sua menor ocorrência quando comparado aos deslizamentos translacionais, o que pode estar relacionado com a dificuldade de mapear eventos pretéritos deste tipo de movimento. Além disso, há sua associação com voçorocas e o crescimento da cobertura vegetal, conforme foi visto através do inventário de cicatrizes (Figura 42) da área de estudo.

Em relação ao IED, predomina no setor com maior concentração de intemperismo espesso a classe Baixo, o que tende a fazer com que a água demore

mais para sair da bacia, mitigando assim a possibilidade da ocorrência do movimento de massa. Por outro lado, este setor da bacia também apresenta baixa cobertura vegetal do tipo Floresta (Figura 37), enquanto que a cobertura de Pastagem se mostra abundante, o que pode aumentar a instabilidade do solo sob eventos de intensa precipitação, aumentando assim a suscetibilidade de ocorrência de movimentos de massa rotacional.

A classe de colúvio (4,80%) é caracterizada por materiais inconsolidados que foram depositados nas partes médias e inferiores de vertentes por processos gravitacionais de massa. A ocorrência deste tipo de material na área de estudo é substancialmente menor que a dos saprolitos rasos e espessos. Isto pode ser explicado pelas condições da geomorfologia da bacia de estudo predispor a intercalação entre morros e morrotes e feições escarpadas na paisagem, o que dificulta a formação da feição coluvionar.

Em relação aos movimentos de massa, o acúmulo de aporte sedimentar somado aos setores mais íngremes da encosta favorecem a ocorrência do movimento de massa translacional, sobretudo em declives $>35^\circ$. Por outro lado, em setores da encosta menos declivosos, tais como os de $10-20^\circ$, a ocorrência do rastejo (creep) é mais presente, em especial, no 17° , conforme trabalho de Avelar (2002). O IED, por sua vez, predomina entre o Baixo e o Médio, isto pode corroborar para a passagem mais lenta da água pela bacia e aumentar a suscetibilidade ao rastejo. No mesmo sentido, a concentração de colúvio em baixa encosta faz com que sua cobertura vegetal predominante seja a de Pastagem, o que pode contribuir para a ocorrência dos movimentos de massa, sobretudo o rastejo, dada a baixa coesão do material pelas raízes das gramíneas.



Figura 28: Paisagens da bacia contendo as classes Saprolito Espesso, Saprolito Raso, Afloramento Rochoso, Colúvio e Planície fluvial. Fonte: autor

A classe Aluvial (6,80%) está predominantemente distribuída no baixo curso, enquanto que no médio e alto curso a feição é mais encaixada no relevo serrano. Isso pode ser explicado pela geomorfologia regional configurar morros e morrotes associados às cristas escalonadas do relevo. O que vem a diminuir a expressão espacial dos fundos de vale com depósitos aluviais no geral da bacia, sendo estes mais expressivos próximos ao baixo curso e à foz. A abrangência desta classe geotécnica é condizente com as classes de deposição elencadas no mapa geomorfológico (Figura 31), ainda que as metodologias propostas tenham sido diferentes, sendo a primeira por estereoscopia, enquanto a segunda por declividade e TPI. Em relação aos movimentos de massa, esta classe geotécnica obviamente não se caracteriza por este tipo ocorrência, mas sim pela deposição e acúmulo de depósitos sedimentares provenientes das encostas e carregados em direção a foz.

Entretanto, é importante salientar que através dos levantamentos de campo foram identificados alguns níveis de base local (knickpoints), que são responsáveis pela retenção dos sedimentos, o que forma vales com intensa acumulação sedimentar a montante. Isto pode estar diretamente relacionado com o intenso histórico de uso e ocupação da bacia, onde a cobertura vegetal foi suprimida para a utilização da agropecuária, provocando a instabilidade dos taludes e acelerando o processo erosivo e de movimentos de massa.

Por sua vez, os Afloramentos Rochosos (0,01%) foram considerados incipientes no levantamento da escala proposta, inclusive durante as idas a campo, o que dificultou a visualização estereoscópica e atrapalhou também a elaboração do mapa geológico. Este fato está relacionado ao predomínio do intemperismo químico ligado ao clima tropical úmido, o que tende a gerar uma baixa representação espacial dos afloramentos rochosos em detrimento da alta representação dos saprolitos rasos e espessos, sobretudo por ocorrerem movimentos gravitacionais de massa. Em outras áreas do estado do Rio de Janeiro e estudos a respeito dos movimentos de massa, os afloramentos de rocha geralmente estão associados a quedas de blocos, entretanto não se configuram aqui pela baixa expressão espacial.

6.3 Mapa Geológico-Geotécnico

O mapa geológico-geotécnico da bacia hidrográfica do Valão D'Anta evidenciou feições condizentes com os levantamentos geológico e geotécnico e que corroboram para a ocorrência de movimentos de massa. A composição deste mapeamento ocorreu através da sobreposição do mapa de litologias com o mapa de geotecnia e da interpretação das classes a partir das séries de Goldich e Bowen. Essas duas séries demonstram o grau de estabilidade mineral, bem como a velocidade de intemperização dos minerais, onde a velocidade de intemperismo é inversamente proporcional ao grau de estabilidade, ou seja, minerais mais estáveis tendem a demorar mais para sofrer o processo de desagregação. Nesse sentido, os primeiros minerais a se formarem são menos estáveis enquanto que minerais mais estáveis são os últimos a cristalizar.

Além da composição, a granulometria, a textura e o fraturamento das rochas influenciam na velocidade do intemperismo e conseqüentemente no tamanho dos sedimentos formados. A heterogeneidade da rocha em conjunto com o granulometria fina e o padrão de fraturas podem favorecer a percolação de água e aumentar a superfície de contato tornando a rocha mais suscetível ao intemperismo químico, neste caso, o produto dessas rochas serão solos mais argilosos. Enquanto que rochas homogêneas, maciças e com granulometrias grossas são mais resistentes ao intemperismo gerando solos arenosos.

Deste modo, rochas ricas em minerais estáveis, como o quartzito, tem uma alta resistência a abrasão e possuem tendência a formar sedimentos arenosos. Enquanto o ortognaisse, devido sua composição rica em minerais que variam entre os intermediários aos mais resistentes, tende a formar sedimentos areno-argilosos. Por sua vez, rochas ricas em minerais cálcicos, como o mármore e o gnaisse calcissilicático, apresentam maior propensão ao intemperismo devido a sua baixa estabilidade, como consequência geram sedimentos mais argilosos.

A partir desta base conceitual foi possível a realização do mapa geológico-geotécnico (Figura 29). A cartografia do mapeamento considerou as seguintes classes: saprolito espesso areno-argiloso, saprolito espesso argiloso, saprolito raso arenoso, saprolito raso argiloso, saprolito raso areno-argiloso, afloramento rochoso, colúvio e aluvial. O levantamento geológico-geotécnico da bacia configura ampla representação espacial dos setores de saprolitos rasos e saprolitos espessos combinados com litologias que formam sedimentos argilosos. Ademais, a maior parte

da cobertura geológico-geotécnica apresenta feições propícias para a ocorrência dos movimentos de massa, sobretudo quando relacionadas a outras condicionantes geoambientais, tais como a hidrogeomorfologia e o uso do solo e cobertura vegetal.

A classe de saprolito espesso areno-argiloso (9,3%) resulta da sobreposição das classes de saprolito espesso com a litologia de ortognaisse (Figura 30). A distribuição espacial desta classe consta em setores no baixo e médio curso da área de estudo. Os saprolitos espessos são compostos por solos com mais de 3 metros de espessura e, portanto, favorecem a ocorrência de movimentos de massa rotacionais. A combinação de saprolitos espessos com sedimentos areno-argilosos propicia a infiltração da água e sua consequente retenção no solo, o que tende a favorecer a ocorrência de movimentos de massa, sobretudo quando se considera a hidrogeomorfologia e o uso do solo e cobertura vegetal da área de estudo.

Em relação aos movimentos de massa, considera-se que os deslizamentos rotacionais e os fluxos de detritos são ocorrentes nesta classe geológico-geotécnica. Os deslizamentos rotacionais são propiciados pela grande espessura dos solos e pela maior facilidade de infiltração e retenção da água. Soma-se a isso a ocorrência de meias e altas encostas bem drenadas ou mal drenadas, que geram condições de declividade, altitude e capacidade maior de retenção de água na encosta. Outro fator relevante é a rarefação da vegetação nestes setores da encosta, o que favorece o escoamento superficial e diminui a agregação do solo. Deste modo, a ocorrência de movimento de massa rotacional apresenta significativa relevância.

No mesmo sentido, os fluxos de detritos também ocorrem devido à grande espessura dos saprolitos em concomitância a outras condicionantes. A combinação de vales muito úmidos ou drenados com os saprolitos espessos areno-argilosos pode favorecer a saturação do solo, gerar o escoamento superficial acelerado e provocar o rompimento do talude, que irá se liquefazer e movimentar o fluxo de detritos em direção ao fundo de vale. Ademais, o histórico de ocupação da bacia para a agropecuária tornou os vales praticamente sem a cobertura de Floresta, o que se reflete no mapa de uso do solo e cobertura vegetal (Figura 37), propiciando ainda mais o fluxo de detritos.

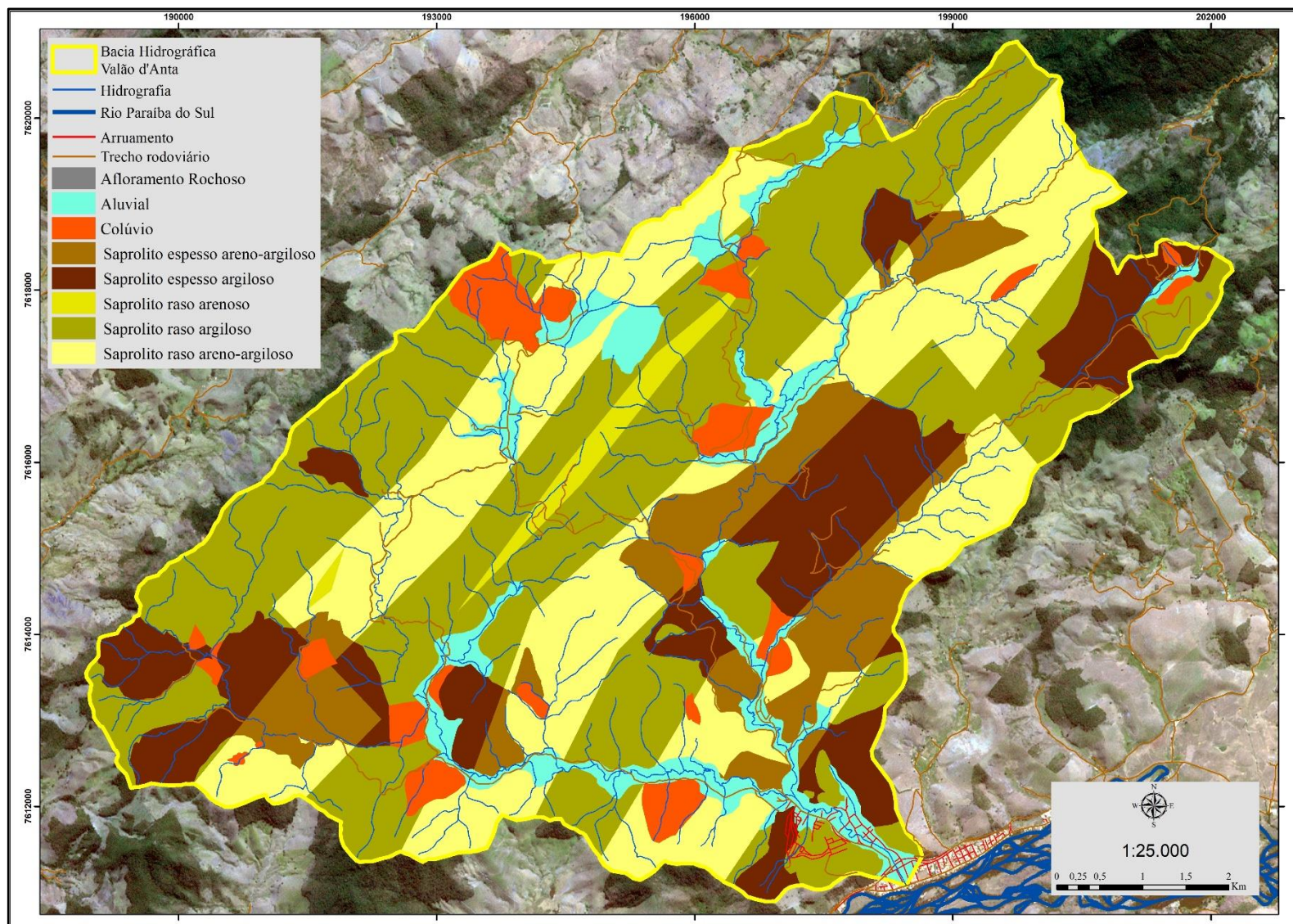


Figura 29: Mapa Geológico-Geotécnico final da bacia hidrográfica do Valão D'Anta – Cambuci-RJ. Fonte: autor

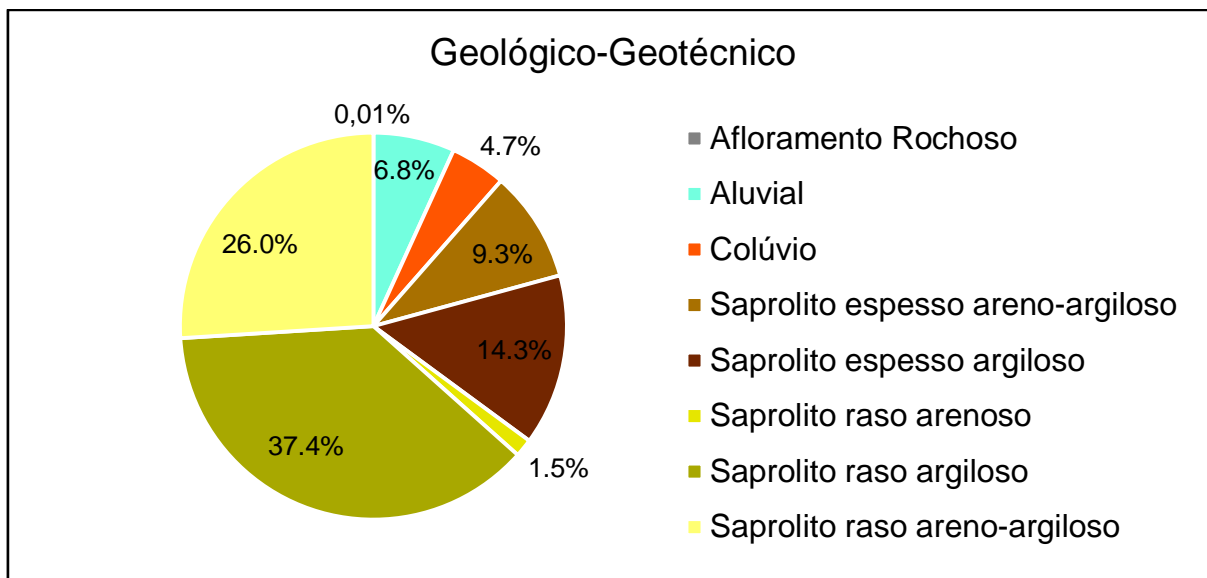


Figura 30: Distribuição espacial das feições do mapa geomorfológico. Fonte: autor

A classe de saprolito espesso argiloso (14,3%), por sua vez, resulta da combinação de saprolitos espessos com as litologias de gnaiss calcissilicático e mármore. A distribuição espacial desta classe consta nos setores nordeste e sudoeste da área de estudo, predominando no médio e alto curso da bacia. Conforme Dantas *et al.* (2020), os solos argilosos apresentam maior microporosidade e porosidade total, maior potencial matricial e menor condutividade hidráulica, o que tende a favorecer a saturação. As características do saprolito espesso argiloso somado às condicionantes de hidrogeomorfologia e uso do solo e cobertura vegetal pode propiciar a ocorrência de diferentes movimentos de massa.

Em relação aos movimentos de massa, neste setor da bacia também se caracterizam os deslizamentos rotacionais e os fluxos de detritos. Os deslizamentos rotacionais são propiciados pela grande espessura dos solos, embora a infiltração e retenção de água gere saturação mais acelerada em solos argilosos. Estas condições, ao ocorrerem em meias e altas encostas bem ou mal drenadas, propiciam a ocorrência dos deslizamentos rotacionais. A ocorrência dos deslizamentos rotacionais em meias encostas muito úmidas e com rarefação da cobertura vegetal tende a ser ainda maior, devido a capacidade de retenção de água na vertente, a consequente saturação e o rompimento do talude.

Por sua vez, os fluxos de detritos podem apresentar significativa incidência sob condições hidrogeomorfológicas de vales muito úmidos e drenados. Em especial, em áreas desmatadas onde não ocorre a vegetação de Floresta, uma vez que o

escoamento superficial se torna acumulado e é acelerado sob eventos de intensa precipitação, o que pode romper o talude e formar o fluxo em direção aos fundos de vale. Os fluxos de detritos podem estar mais frequentemente relacionados a vales drenados do que a vales úmidos, uma vez que este tipo de movimento de massa está associado ao escoamento superficial acumulado e vertentes drenadas propiciam a saída da água de forma acelerada.

A classe de saprolito raso arenoso (1,5%) ocorre da combinação de saprolitos rasos com a litologia de quartizo. Esta apresenta pequena expressão espacial na área de estudo, o que pode ser explicado pelas pequenas lentes de quartzito encontradas no mapeamento geológico na porção central da bacia. Os saprolitos rasos apresentam menor espessura de solo, enquanto os solos arenosos apresentam menor microporosidade, maior porosidade e condutividade hidráulica, o que propicia a infiltração e, segundo Guerra *et al.* (2014), facilita a erosão. Estas características somadas a outras condicionantes geoambientais induzem os deslizamentos.

Em relação aos movimentos de massa, nesta classe se caracterizam os deslizamentos translacionais e os fluxos de detritos. Os deslizamentos translacionais são favorecidos pela pequena espessura dos saprolitos somada a propensão a infiltração e a erosão por parte dos solos arenosos. Outra condicionante relevante reside na hidrogeomorfologia das encostas, em especial nas meias e altas encostas bem ou mal drenadas. A meia encosta muito úmida é a que pode apresentar maiores propensões aos deslizamentos translacionais, devido sua capacidade de retenção de água na vertente. Ressalta-se ainda a rarefação da vegetação nestes setores de encosta, o que pode favorecer a ocorrência de deslizamentos translacionais. Já os fluxos de detritos podem ocorrer nos vales muito úmidos e drenados, embora a pequena espessura do saprolito tenda a diminuir a ocorrência deste tipo de movimento de massa.

Os saprolitos rasos argilosos (37,4%) representam a maior cobertura geológico-geotécnica da área de estudo. Estes ocorrem em todas as porções da área de estudo, em especial nos *trends* NE-SW. Essa significativa presença na área de estudo pode ser explicada pela combinação de classes com grande representação especial, sendo estas a classe geotécnica de saprolitos rasos (64,6%) e as litologias de gnaiss calcissilicático (33,9%) e mármore (23,3%). A espessura inferior a 3 metros dos saprolitos rasos propicia a ocorrência de deslizamentos translacionais, enquanto

que a baixa estabilidade dos agregados do gnaisse calcissilicático e mármore favorecem o intemperismo, o que vem a formar sedimentos argilosos. Por sua vez, os sedimentos argilosos apresentam maior microporosidade e menor condutividade hidráulica e, quando somados aos saprolitos rasos, fornecem condições propícias para os deslizamentos translacionais e os fluxos de detritos, sobretudo quando se relacionam outras condicionantes geoambientais.

Em relação aos movimentos de massa, os deslizamentos translacionais tendem a configurar grande representação espacial, enquanto os fluxos de detritos ocorrem com menor frequência. As condições hidrogeomorfológicas propícias para o deslizamento translacional estão nas meias e altas encostas bem e mal drenadas, sendo estas com substancial representação na bacia, indicando assim que os deslizamentos translacionais são elevados, o que se concretiza no mapa de cicatrizes de movimentos de massa (Figura 42), que configura elevado número de cicatrizes deste tipo de movimento. Soma-se a isso o desflorestamento neste setor da área de estudo, conforme o mapa de uso do solo e cobertura vegetal (Figura 37), que diminui a agregação do solo e contribui para a instabilidade do solo. Ademais, os fluxos de detritos, propícios a ocorrer nos vales úmidos e drenados, tendem a apresentar menor expressão sob a cobertura de saprolitos rasos argilosos, uma vez que a pequena espessura dos saprolitos dificulta sua ocorrência.

Os saprolitos rasos areno-argilosos (26%) compõem a segunda maior classe em distribuição espacial na área de estudo. Estes também ocorrem em todas as porções da bacia, sobretudo nos *trends* NE-SW. Isso pode ser explicado pela significativa presença da classe geotécnica de saprolitos rasos (64,6%) e combinada com a litologia de ortognaisse (41,2%). Conforme já explicitado, o saprolito raso favorece a ocorrência de movimentos translacionais, enquanto que a litologia de ortognaisse apresenta minerais de níveis intermediários a resistentes em relação ao intemperismo, o que acaba por gerar sedimentos areno-argilosos. Por sua vez, os sedimentos areno-argilosos apresentam menor microporosidade e maior condutividade hidráulica, o que tende a favorecer a infiltração e, quando somado aos saprolitos rasos, forma condições propícias para a ocorrência de movimentos de massa translacional, considerando ainda outras condicionantes geoambientais.

Em relação aos movimentos de massa, este tipo de cobertura geológico-geotécnica tende a apresentar, conforme já dito, a ocorrência de deslizamentos

translacionais. As condições hidrogeomorfológicas propícias para este tipo de movimento de massa são as meias e altas encostas bem e mal drenadas, sobretudo as meias encostas muito úmidas devido ao grau de inclinação, potencial cinético e sua capacidade de retenção de água na vertente, o que vem a propiciar a saturação do solo, a elevação da poropressão e seu conseqüente rompimento. Esse tipo de movimento pode ser favorecido pela supressão vegetal intensa na área de estudo, sendo a Pastagem a cobertura mais comum nestes setores de meia e alta encosta.

Os afloramentos rochosos (0,01%), por sua vez, não configuram significativa representação espacial na área de estudo. O que pode ser entendido através da literatura, pois, segundo Dantas *et al.* (2020), os afloramentos rochosos são raros neste recorte de estudo devido a deformação tectônica que formou descontinuidades nas rochas, gerando assim a facilitação da percolação de água e aceleração do intemperismo químico. Logo, os mantos de intemperismo formados pelo clima úmido dificultam o surgimento de significativos afloramentos rochosos. Em contrapartida, durante as idas a campo foram observados pequenos afloramentos em forma de lajedos e paredões rochosos, sendo possível que localmente ocorram quedas de blocos, embora estas feições não tenham sido cartografadas em escala 1:25.000.

Por sua vez, os colúvios (4,7%) configuram significativa importância para o levantamento geológico-geotécnico e para a ocorrência de movimentos de massa. Os solos coluvionares apresentam materiais inconsolidados, tendo em vista que resultam de processos gravitacionais de massa. Este tipo de cobertura converge para a ocorrência de diferentes tipos de movimentos de massa, sendo que outras condicionantes geoambientais como a hidrogeomorfologia e o uso do solo e cobertura vegetal são importantes para aumentar ou mitigar a propensão a estes movimentos.

Em relação aos movimentos de massa, os colúvios são suscetíveis a ocorrência de rastejos (*creep*), fluxo de detritos e deslizamentos rotacionais. Os rastejos ocorrem em áreas onde o lençol freático apresenta subida e descida de nível, o que acaba por movimentar os materiais que compõem os colúvios, sendo eles menos consolidados do que outros tipos de solo. Deste modo, as classes hidrogeomorfológicas condizentes com este movimento são os vales muito úmidos, sopés muito úmidos e sopés drenados, não sendo aplicável a ocorrência de rastejos em partes mais altas da encosta. Ademais, a cobertura vegetal, que já não é mais percebida nestes setores da encosta, não influencia na ocorrência deste tipo de

movimento, pois a coesão gerada pela cobertura vegetal não impede o rastejo, sendo a vegetação também movimentada neste processo.

Os fluxos de detritos tendem a ocorrer especificamente sobre os vales drenados. Isso está relacionado com a menor retenção de água na vertente e a aceleração do fluxo superficial acumulado, soma-se a isso os materiais inconsolidados do colúvio e o fluxo de detritos pode ocorrer, uma vez que haja intensa precipitação. A vegetação de Floresta é importante para mitigar este tipo de movimento de massa, embora esta cobertura não seja mais verificada neste setor da área de estudo. Ademais, os colúvios são também relevantes na ocorrência de deslizamentos rotacionais, sendo as condições hidrogeomorfológicas para esta ocorrência as meias e altas encostas bem e mal drenadas, em especial, as meias encostas muito úmidas. Isso ocorre devido à menor agregação dos sedimentos coluvionares, o que facilita o rompimento sob condições de saturação e elevação da poropressão.

Por fim, a classe de aluvial (6,8%) apresenta significativa cobertura na área de estudo, sendo presente nas planícies fluviais da bacia. Entretanto, esta classe não se configura como área propícia para a ocorrência de movimentos de massa, sendo esta uma área de deposição de sedimentos advindos dos processos erosivos nas encostas e depositados nos fundos dos vales fluviais.

6.4 Mapa Geomorfológico e Implicações Ambientais

O mapa geomorfológico do Valão D'Anta apresenta feições condizentes com a unidade morfoescultural das depressões interplanálticas com alinhamentos serranos do Norte-Noroeste Fluminense, conforme proposto por Dantas (2000). A geomorfologia da bacia configura ampla representação espacial dos setores de encosta e divisores, que se atrelam as maiores amplitudes de relevo e vertentes íngremes. Essas características, quando relacionadas aos diferentes condicionantes geoambientais, tais como a geotecnia, o uso do solo e cobertura vegetal e o IED, contribuem expressivamente para a ocorrência de deslizamentos translacionais, havendo também a possibilidade de ocorrências de deslizamentos rotacionais, rastejo, fluxo de detritos e, pontualmente, quedas de blocos.

A partir disso, a realização do mapa geomorfológico (Figura 31) possibilitou a cartografia das seguintes classes: Planície de inundação, Fundo de vale, Sopé de

encosta, Meia encosta, Alta encosta, Divisor aplainado e, por fim, Divisor agudo e Escarpa. A abrangência espacial mais expressiva dentre todas as classes foram os setores de encosta, seguidos pelas porções próximas aos divisores da bacia e, ademais, as formas deposicionais e de acumulação sedimentar presentes no fundo dos vales.

As classes relacionadas às encostas mostraram-se ser as de maior representação espacial na bacia, isto é, somando-se Alta Encosta (27,9%), Meia Encosta (46,3%) e Sopé de Encosta (12,2%) obtêm-se uma representação de 86,4% do total da área de estudo (Figura 32). Este resultado é o esperado para os domínios de colinas convexo-côncavos, típicos do vale do Paraíba do Sul, que são marcados por topos relativamente estreitos e fundos de vale bem encaixados.

No que se refere às inclinações dessas classes de relevo, observa-se que as encostas apresentam declividades que vão de 10° até $>35^\circ$, criando condições que podem propiciar a ocorrência de movimentos de massa translacional, rotacional, fluxo de detritos e rastejo, considerando a associação com outras condicionantes geoambientais. Conforme apontou o mapa geotécnico (Figura 26), a área de estudo apresenta cerca de 65% de saprolitos rasos que, quando combinados aos setores de encosta citados, são desencadeadores das ocorrências de deslizamentos translacionais. Afirma-se isso por que esses solos tendem a saturar mais facilmente sob eventos de intensa precipitação, gerando a condição mais comum para haver rupturas nos contatos solo-rocha ou nas descontinuidades internas desses solos.

Os saprolitos espessos, por outro lado, representam 25% da área de estudo e podem propiciar a ocorrência de movimentos de massa rotacionais. Isso pode ser explicado pela maior espessura do solo, que sob eventos de intensa precipitação tendem a aumentar a infiltração e, por conseguinte, gerar a saturação do solo, provocando rupturas côncavas, dada a espessura da camada. O movimento de massa rotacional é percebido em menor quantidade quando comparado com o translacional no Valão D'Anta. Isso pode ser explicado pelo predomínio de saprolitos rasos, e não os espessos. Além disso, há dificuldade de se inventariar antigas cicatrizes (Figura 42), devido a sua associação com voçorocas e ou o crescimento da vegetação ao longo do tempo.

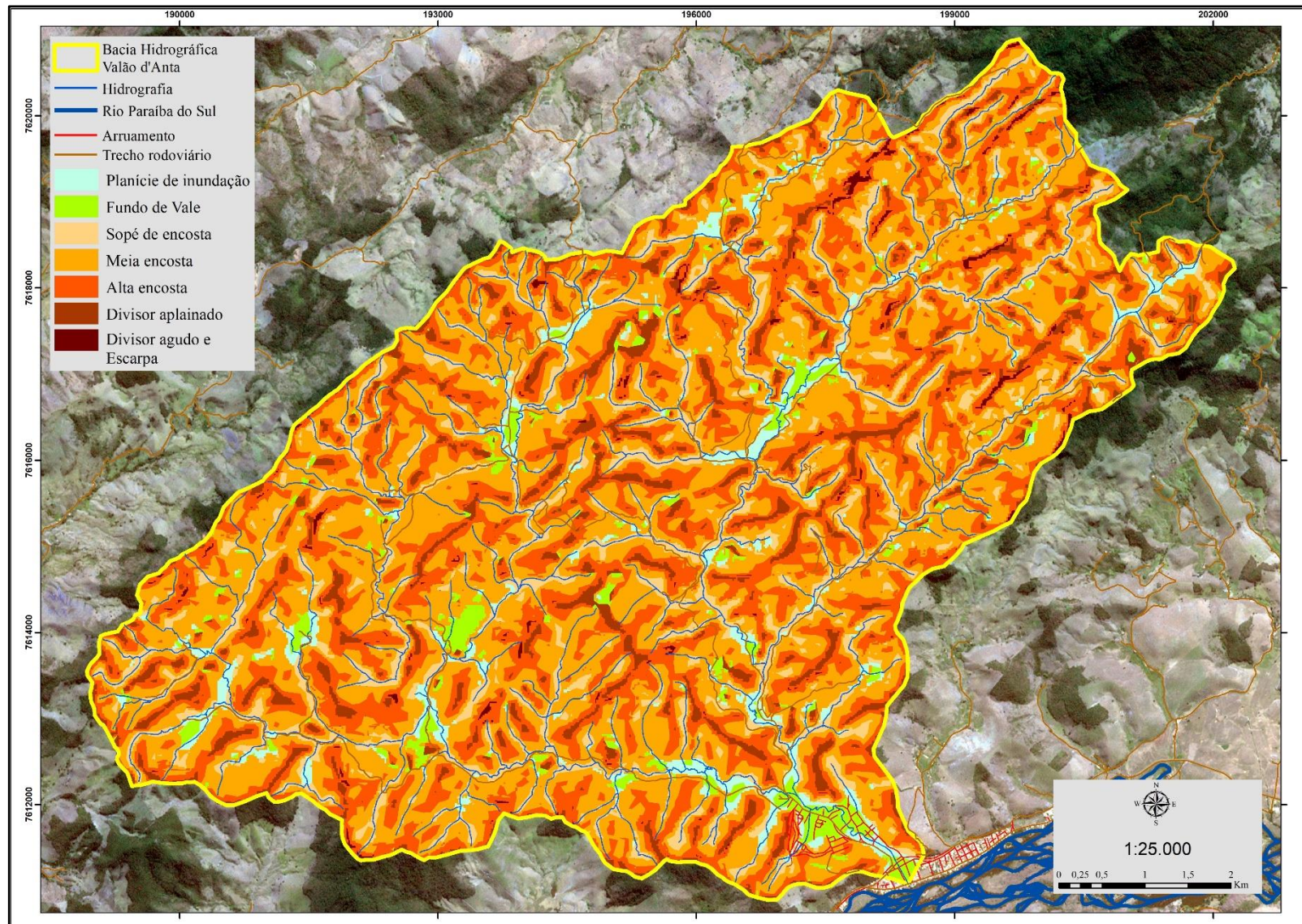


Figura 31: Mapa Geomorfológico Funcional da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

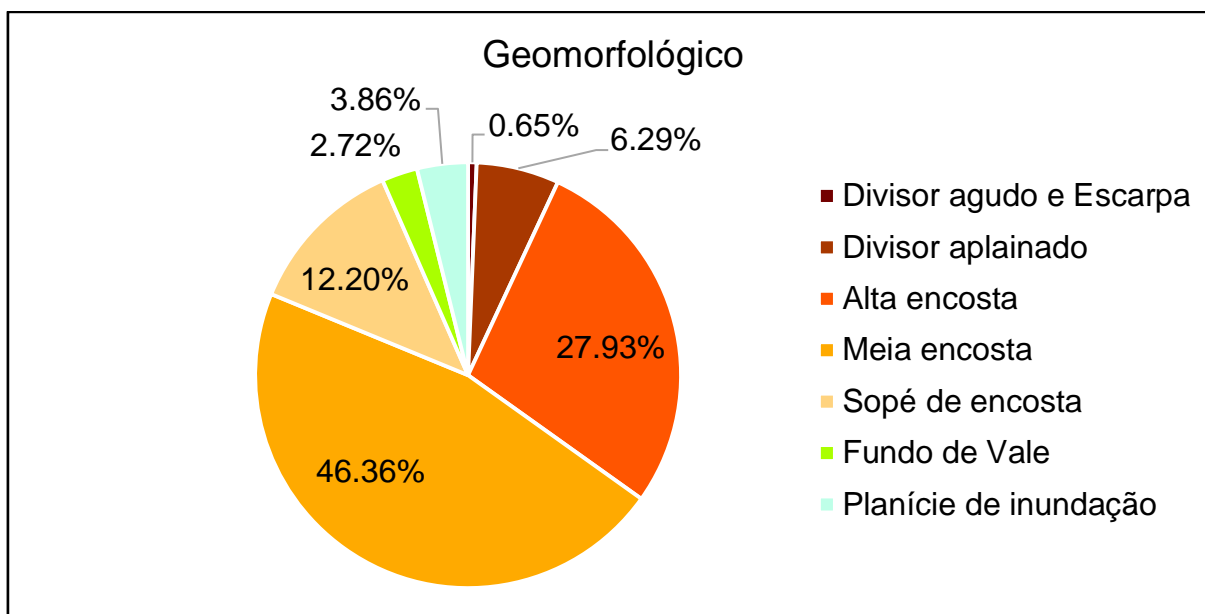


Figura 32: Distribuição espacial das feições do mapa geomorfológico. Fonte: autor

Os fluxos de detritos (*debrisflows*), por sua vez, se relacionam as concavidades dos setores de encosta mais íngremes. O desencadeamento deste tipo de movimento de massa tende a ocorrer sob episódios de intensa precipitação, onde a infiltração eleva a saturação dos solos e gera o aumento súbito da poropressão que, por conseguinte, leva a liquefação do solo. Ocorre, a partir disso um escoamento superficial denso e acumulado e a formação da avalanche de detritos que pode conter fragmentos de rochas, troncos de árvore e materiais mal selecionados. Outro deflagrador deste tipo de movimento de massa decorre da deposição do material de deslizamentos translacionais nos cursos d'água, onde o material ganha umidade e passa a se comportar como fluxo de detritos.

As áreas mais propícias para a ocorrência dos fluxos de detritos são as de elevado IED, conforme mostra o mapa de índice de eficiência de drenagem (Figura 33). Tais áreas estão localizadas próximas aos alinhamentos estruturais no sentido NE-SW, são encontrados no médio e alto curso da bacia. Os elevados índices de IED podem ser explicados pelo grande desnível topográfico, o que resulta em menor retenção de água na subbacia, portanto acelerando o processo de descida do material e propiciando a ocorrência dos fluxos de detritos.

Ainda dentro dos setores de encosta, outra classe geotécnica relevante é a dos colúvios (4,7%). Esses são caracterizados por serem materiais inconsolidados que foram depositados nas partes médias e inferiores de vertentes por processos

gravitacionais. Na área de estudo os materiais coluvionares, tal qual os saprolitos espessos, tendem a apresentar deslizamentos rotacionais, o que pode ser explicado pela sua maior espessura e formação de descontinuidades nas camadas por materiais de diferentes tamanhos. Ademais, outro movimento de massa característico é o rastejo (*creep*), sobretudo quando presentes em sopés de encosta e médias encostas com declividades entre 10-20°, em especial no 17°, conforme o trabalho de Avelar *et al.* (2002).

As quedas de blocos, por fim, não foram incluídas na análise devido à baixa representação espacial dos afloramentos rochosos, sendo estes presentes em apenas 0,01% da área de estudo. Em que pese a possibilidade de quedas de blocos serem observadas nas idas a campo, estas não se configuram espacialmente relevantes em escala 1:25.000.

Esses movimentos de massa estão diretamente entrelaçados com a condicionante geoambiental do uso do solo e cobertura vegetal. A retirada sistemática da cobertura vegetal pode ser percebida desde o século XIX e ocorreu através do plantio do café e da atividade pecuária. Atualmente, conforme o mapa de uso do solo e cobertura vegetal (Figura 37), a classe de Floresta representa apenas 30,8% da área de estudo e se concentra nos divisores da bacia, enquanto que nos setores de encosta predomina a pastagem (54,4%). A vegetação de gramínea diminui a agregação das partículas no solo, uma vez que não desenvolve a serapilheira, inibindo a agregação do solo pela ausência de raízes mais profundas e, por conseguinte, favorecendo a ocorrência de movimentos de massa supracitados.

As classes de Planície de Inundação (3,9%) e Fundos de Vale (2,7%) somadas representam 6,6% do total da área de estudo (Figura 32). Podem ser consideradas de baixa representação espacial quando comparadas às classes de encosta, o que coincide com a geomorfologia regional de fundos de vale bem encaixados. Em relação as inclinações dessas classes, observa-se que as declividades vão de 0° a 10°.

A classe de planície de inundação se associa às áreas de deposição e acúmulo sedimentar, uma vez que é a porção de menor energia potencial no relevo. A maior parte das ocorrências dessa classe se distribui pelo baixo curso, sobretudo próximo a foz, além do médio e alto curso da bacia, onde ocorrem níveis de base local que provocam o alargamento da planície a montante. A associação pedológica

predominante desse setor é a classe de Neossolos Flúvicos com raras incisões de Gleissolos, conforme Guimarães (2021).

A Planície de Inundação, entendida como área direta de transbordamento da calha fluvial, apresenta declividade entre 0-10° e possui maior distribuição espacial do que a classe Fundos de Vale. Encontra-se, em grande parte, presente no baixo curso, já próximo a foz, no mesmo local onde está a principal área urbana do município de Cambuci. É importante salientar que, embora não apresente obviamente movimentos de massa neste setor da bacia, apresenta inundações periódicas. Conforme pôde ser visto em relatos de moradores e jornais de circulação local, sendo as últimas ocorrências de maior relevância nos verões de 2011, 2019 e 2020.

A classe a seguir é a do Fundo de Vale, que está conectada diretamente acima da planície de inundação ou as partes mais baixas de encostas, já no encontro dos rios. É entendida como área de extravasamento esporádico da calha fluvial sob episódios de intensa precipitação. Nesse setor ocorre a deposição de sedimentos e é o primeiro a receber materiais oriundos dos setores de encosta e frequentemente apresenta rampas de alúvio-colúvio.

O terceiro e último setor da bacia é composto pelas classes de Divisor aplainado (6,3%) e Divisor agudo e Escarpa (0,6%), que somadas representam 6,9% da área de estudo (Figura 32). Em relação às inclinações dessas classes de relevo, observa-se que os divisores apresentam declividades que vão de 0° até >35°. O que pode propiciar a ocorrência de movimentos de massa translacional e, pontualmente, quedas de blocos, considerando a associação com a geotecnia e o uso do solo e cobertura vegetal.

O Divisor aplainado apresenta uma variação entre 0°-20°, sendo característico da maior parte dos divisores da área de estudo. A maior representação do divisor aplainado em relação ao divisor agudo pode ser explicada pelo domínio colinoso que se alterna bruscamente com alinhamentos serranos bastante elevados comumente observados nas idas a campo. Ao comparar este setor da bacia com o mapa geotécnico (Figura 26), se percebe a predominância de saprolitos rasos, o que corrobora para ocorrência de movimentos translacionais, uma vez que tendem a apresentar rápido grau de saturação do solo somado a alta topografia. Entretanto, este setor apresenta maior cobertura vegetal de Floresta do que os setores de encosta, o que tende a mitigar a suscetibilidade aos deslizamentos.

Por sua vez, os Divisores agudos e Escarpas apresentam declividade $>35^\circ$, possuem baixa representação espacial e se concentram nas maiores altitudes da bacia. É possível perceber ainda a existência de um alinhamento dos divisores agudos e escarpas marcados por um controle lito-estrutural seguindo o “*trend*” principal NE-SW. Esse alinhamento está de acordo com o contexto geotectônico e é coincidente com as foliações regionais associadas às zonas de cisalhamento do baixo vale do rio Paraíba do Sul. Outro fator relevante para aferir controle na bacia de drenagem são os próprios canais em padrão treliça, que possuem também orientação NE-SW até serem capturados para um canal principal e ao desaguiarem no rio Paraíba do Sul.

A associação pedológica predominante nos Divisores agudos e Escarpas é a classe de Neossolos Litólicos (GUIMARÃES, 2021), o que pode ser explicado pela formação incipiente de solos sob declividades e topografias acentuadas. Este tipo de formação pedológica tende a favorecer a rápida saturação dos solos, propiciando a ocorrência de movimentos translacionais. Ao que tudo indica estes deslizamentos são atenuados devido à cobertura vegetal de floresta preservada neste setor da bacia, com destaque para a Serra de Monte Verde, ao norte da bacia, que faz diminuir a suscetibilidade a deslizamentos, tal qual nos divisores aplainados.

6.5 Mapa do Índice de Eficiência de Drenagem (IED)

O mapa de índice de eficiência de drenagem (IED) do Valão D’Anta configurou feições condizentes com as observações de campo. A partir do mapeamento e generalização das feições, o IED da área de estudo foi elencado em três categorias: Baixo, Médio e Alto. O mapa final apresentou predomínio da classe Baixo e relativo equilíbrio entre o Médio e Alto IED, o que pode ser explicado geomorfologicamente pela unidade dos Alinhamentos Serrados e Degraus Estruturais. Para Dantas (2001), “as colinas apresentam vertentes de gradiente suave a médio e topos alongados ou arredondados, frequentemente recobertos por colúvios”, sendo estas feições comuns na área de estudo. O que pode vir a influenciar na configuração do baixo Gradiente Topográfico (G) e corroborar para o Baixo IED, sobretudo no médio e baixo curso ou em áreas a montante de níveis de base local.

Em contrapartida, segundo o mesmo autor, esta área de estudo também configura que “os gradientes são muito elevados e os topos aguçados e

arredondados, ou em cristas, intercalados por colos profundos, o que configura um estágio avançado de dissecação para o maciço em questão”. Isto configura um desnível acentuado das bacias de segunda ordem da área estudo, especialmente por apresentarem pequenos comprimentos do eixo principal (C) e grande desnível das cotas da bacia (ΔZ), o que pesou para o aumento do Gradiente Topográfico (G), sobretudo no médio e alto curso da área de estudo.

Essas características geomorfológicas presentes na área de estudo corroboram para a construção das feições do mapa de IED. Ao relacionar essas características a outras condicionantes geoambientais, tais como a geotecnia, a geologia, o uso e cobertura e, especialmente, a geomorfologia, é possível indicar áreas preferenciais para a ocorrência de diferentes tipos de movimentos de massa.

A partir da distribuição espacial das três classes (Figura 33), é possível perceber que pouco mais de 52% da área de estudo apresenta Baixo IED (Figura 34). Isso ocorre em grande parte no baixo e médio curso da bacia, onde é possível perceber a presença do relevo de menor altitude com predomínio de colinas, conforme o mapa Geomorfológico (Figura 31). Este tipo de relevo pode contribuir diretamente para a diminuição do IED, mas não necessariamente para a suavização do potencial de suscetibilidade a movimentos de massa na área de estudo, uma vez que, segundo Lima (2014), os movimentos de massa translacionais podem estar associados ao Baixo IED.

A correlação entre o Baixo IED e a ocorrência dos movimentos de massa translacional no Valão D’Anta pode ser percebida através da Tabela 1, sendo sua distribuição considerada proporcional. Isso pode ser explicado pela maior infiltração da água nos solos, considerando que a água demora mais a escoar nestas vertentes, o que tende a facilitar a saturação dos solos sob eventos de intensa precipitação, elevar a poropressão e romper o talude.

Por outro lado, o Baixo e Médio IED, sob a espessura de colúvios, podem apresentar maiores incidências de rastejo (creep). Isto pode estar diretamente relacionado a incidência deste tipo de solo geotécnico, quando mais próximos aos sopés de encosta, apresentarem elevação e diminuição do lençol freático. Ao associar estas condições ao baixo e médio IED, é possível a ocorrência deste tipo de movimento de massa.

Outras condicionantes geoambientais podem influir diretamente para a ocorrência dos movimentos de massa. A rarefação da cobertura vegetal (Figura 37), que incide sobretudo nas vertentes com menor inclinação, pode acelerar este tipo de movimento, uma vez que a ausência de raízes profundas diminui a coesão do solo. A cobertura geotécnica desta área de estudo apresenta o predomínio de saprolitos rasos (Figura 26), que configura menor espessura de solo e, portanto, apresentam maior propensão a saturação sob eventos de intensa precipitação.

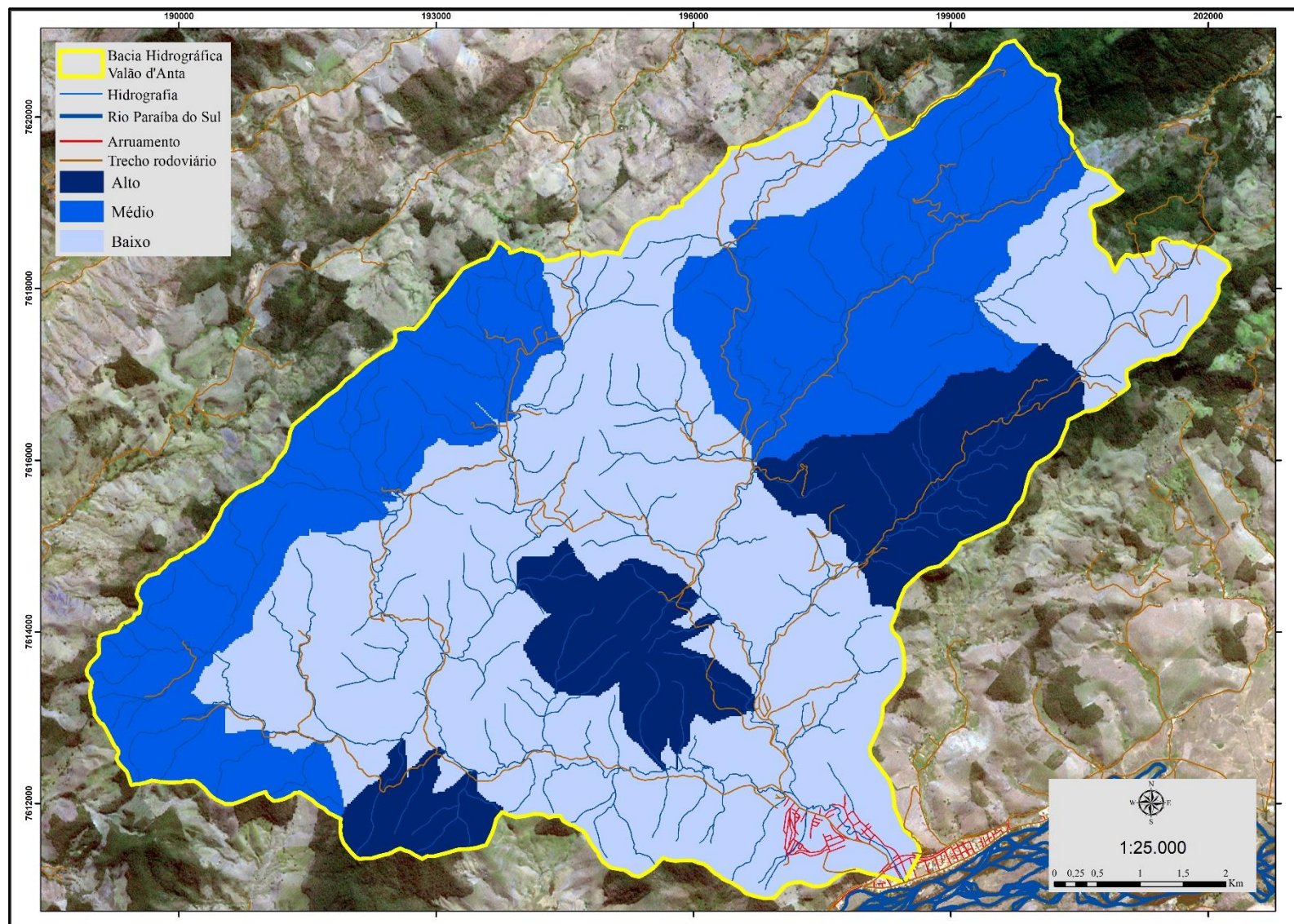


Figura 33: Mapa de Índice de Eficiência de Drenagem da bacia hidrográfica do Valão D'Anta – Camcubi-RJ. Fonte: autor

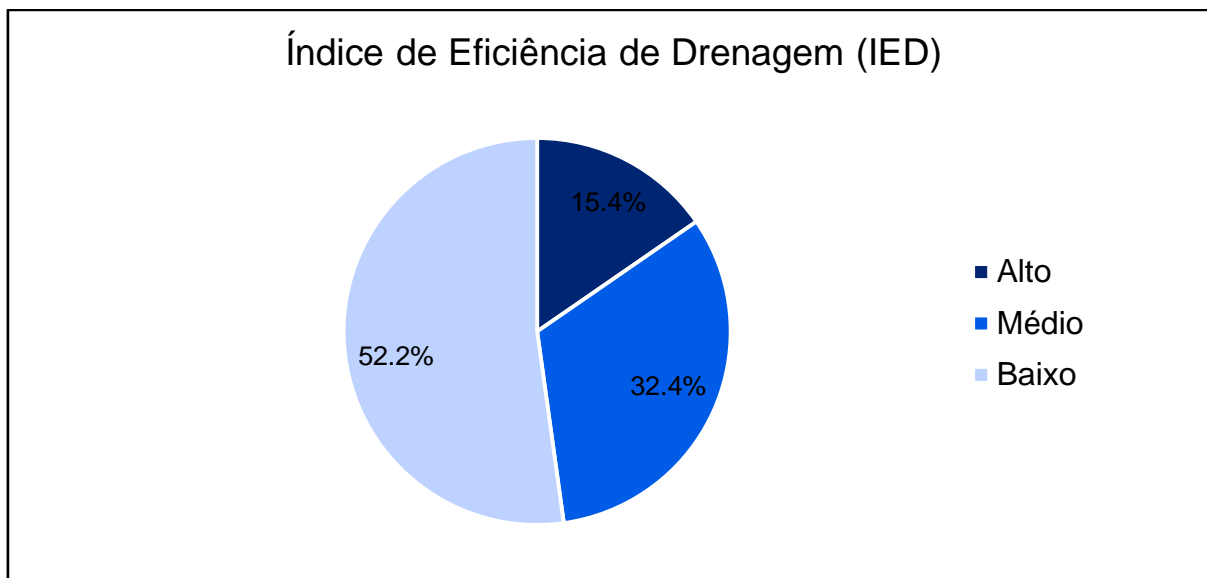


Figura 34: Distribuição espacial das feições do mapa de índice de eficiência de drenagem (IED). Fonte: autor

Por outro lado, as áreas que apresentam classes de Médio e Alto IED, quando somadas, apresentam quase 48% da área de estudo. Estas se concentram, predominantemente, no médio e alto curso da bacia. É possível estabelecer dois “trends” NE-SW, sendo um para o Médio e outro para o Alto IED, o que demonstra que estas áreas estão diretamente relacionadas com os maiores desníveis topográficos da bacia, sobretudo com os alinhamentos estruturais. O Médio e Alto IED, quando atrelados a rarefação vegetal e solos menos espessos, podem contribuir para o aumento da suscetibilidade a movimentos de massa na área de estudo.

O Alto IED pode estar diretamente relacionado as condições de ocorrência de fluxos de detritos (debriflows), conforme analisado nos mapeamentos propostos por Coelho Netto *et al.* (2007) e Lima (2014). Isso pode ser explicado pela maior velocidade que a água é escoada pelas vertentes, onde chega aos fundos de vale com alta energia, o que pode favorecer o rompimento do solo saturado e formar um fluxo de materiais mal selecionados em direção a planície fluvial.

Em relação aos movimentos de massa translacional, esse tende a ser maior no Alto IED do que no Médio IED, conforme a Tabela 1. Isto pode estar relacionado com o desnível topográfico, um importante fator para a ocorrência deste tipo de movimento. Em Lima (2014) a correlação dos inventários de movimentos de massa do tipo translacional estava associada ao Baixo e Médio, enquanto que o Alto IED se relacionava aos fluxos de detritos (debriflows). Esta análise de Lima também é

percebida no Valão D'Anta, embora esta área de estudo apresente forte presença de movimentos translacionais no Alto IED.

Em consonância, o mapa do inventário de cicatrizes de movimentos de massa da área de estudo (Figura 42) demonstra que os movimentos de massa translacionais ocorridos no Valão D'Anta se concentram, proporcionalmente, em regiões de Baixo, Alto e Médio IED, respectivamente (Tabela 1). É importante ressaltar que o mapa de cicatrizes não registrou cicatrizes de fluxos de detritos, devido à dificuldade de identificar estas ocorrências. Além de ter mapeado uma pequena quantidade de movimentos de massa rotacionais, tendo em vista que suas feições possam estar camufladas por voçorocamentos ou pelo crescimento da cobertura vegetal.

Tabela 1: Registros de movimentos de massa translacional por região de IED

Regiões de IED	Distribuição das regiões de IED	Deslizamento Translacional	Distribuição de deslizamentos translacionais por região de IED
Baixo	52,2%	22	42,3%
Médio	32,4%	13	25%
Alto	15,4%	17	32,7%
Total	100%	52	100%

Fonte: autor

6.6 Mapa Hidrogeomorfológico e Análise Hidroerosiva

O mapa hidrogeomorfológico do Valão D'Anta configurou resultados condizentes com o esperado, considerando os aspectos geomorfológicos e de IED da área de estudo. A hidrogeomorfologia da bacia pode ser entendida a partir dos elementos morfológicos relevantes para a regulação hidrológica nas encostas e nos processos erosivos, considerando os diferentes níveis hierárquicos da bacia, conforme trabalhos de Coelho Netto *et al.* (2007, 2014). O presente mapa diferenciou as classes entre úmidas e drenadas, sendo presentes em todos os setores da bacia. A diferença entre essas classes reside no tempo de retenção de água em cada subbacia de drenagem, o que contribui para a ocorrência de movimentos de massa.

O levantamento do mapa hidrogeomorfológico da área de estudo (Figura 35) conjugou o predomínio de classes úmidas (73,3%) em detrimento de classes

drenadas (26,7%). As classes úmidas favorecem as taxas de infiltração, o que pode elevar a poropressão sob eventos de intensa precipitação, provocando assim o rompimento do talude, sendo seus eventos mais característicos os deslizamentos translacionais, rotacionais e rastejos. Por outro lado, as áreas drenadas favorecem as taxas de escoamento superficial acumulado na vertente, o que pode aumentar a energia cinética, gerar processos erosivos acelerados e propiciar a ocorrência de fluxos de detritos (debriflows) sob determinadas condições geomorfológicas.

A hidrogeomorfologia da bacia evidencia uma predisposição a ocorrência de diferentes tipos de movimentos de massa. Em especial, quando somadas a outras condicionantes geoambientais, tais como a geotecnia e o uso do solo e cobertura vegetal. É importante levar em consideração a espessura dos solos saprolíticos nas vertentes, uma vez que saprolitos rasos predispõem a ocorrência de deslizamentos translacionais, enquanto que saprolitos espessos apresentam maior predisposição a deslizamentos rotacionais e, por sua vez, os colúvios configuram com frequência os rastejos, conforme já explicitado no texto.

No mesmo sentido, a rarefação da vegetação pode contribuir para a diminuição da coesão dos solos e da infiltração, gerando assim o aumento do escoamento superficial, o que pode vir a potencializar os movimentos de massa. Essas condicionantes geoambientais complexificam as análises sobre a hidrogeomorfologia da área de estudo quanto a ocorrência dos movimentos de massa.

O presente levantamento elencou catorze categorias, entre as quais estão representadas as classes referentes aos topos (6,97%), os setores de encosta (84,69%), os fundos de vale (2,69%) e as planícies fluviais (5,64%) (Figura 36). As classes relacionadas aos topos são: Divisor agudo drenado, Divisor agudo úmido, Divisor aplainado drenado, Divisor aplainado muito úmido; já as classes de setores de encosta são: Alta encosta bem drenada, Alta encosta mal drenada, Meia encosta drenada, Meia encosta muito úmida, Sopé drenado e Sopé muito úmido; enquanto os fundos de vale são: Vales muito úmidos, Vales drenados; e as planícies são: Planícies drenadas, Planícies úmidas.

As classes de Divisor agudo drenado (0,50%) e Divisor agudo úmido (0,20%) apresentam baixa representação espacial na área de estudo, sendo encontrados nos topos de alguns alinhamentos estruturais da bacia, predominantemente na Serra de Monte Verde. Isso pode ser explicado pela baixa representação de topos aguçados

na área de estudo, uma vez que as cristas e cumeeiras locais apresentam predomínio de topos arredondados. A maior representação espacial de divisores agudos drenados em relação aos divisores agudos úmidos ocorre pela dificuldade de formação de solos mais espessos nestes setores, o que tende a diminuir a formação de divisores agudos úmidos. Apesar da baixa representação espacial, estes setores podem estar associados a ocorrência de deslizamentos translacionais.

No mesmo sentido, as classes de Divisor aplainado drenado (2,69%) e Divisor aplainado muito úmido (3,57%) apresentam baixa representação espacial na área de estudo. Embora, sua distribuição espacial seja mais abrangente que a dos divisores agudos, uma vez que recobrem parte significativa dos divisores da bacia de estudo e das subbacias que compõem o Valão D'Anta. Os divisores aplainados drenados incidem com maior frequência no alto curso da bacia, enquanto os divisores aplainados muito úmidos são mais presentes no médio e baixo curso. A maior representação espacial dos divisores aplainados em relação aos divisores agudos ocorre pela dissecação do relevo através do intemperismo químico, o que acaba por gerar topos menos aguçados no relevo regional, conforme Dantas (2000).

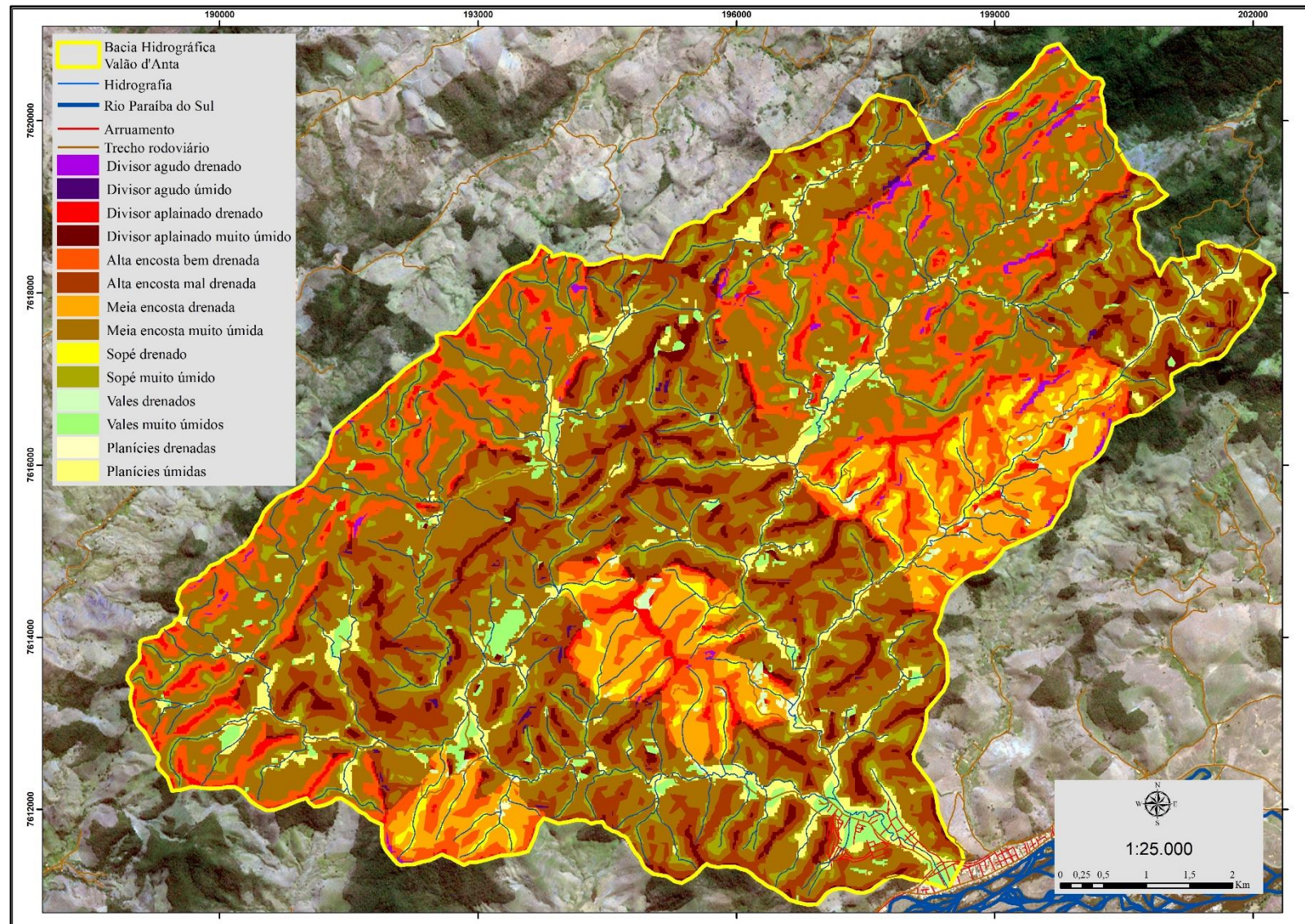


Figura 35: Mapa Hidrogeomorfológico da Bacia Hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

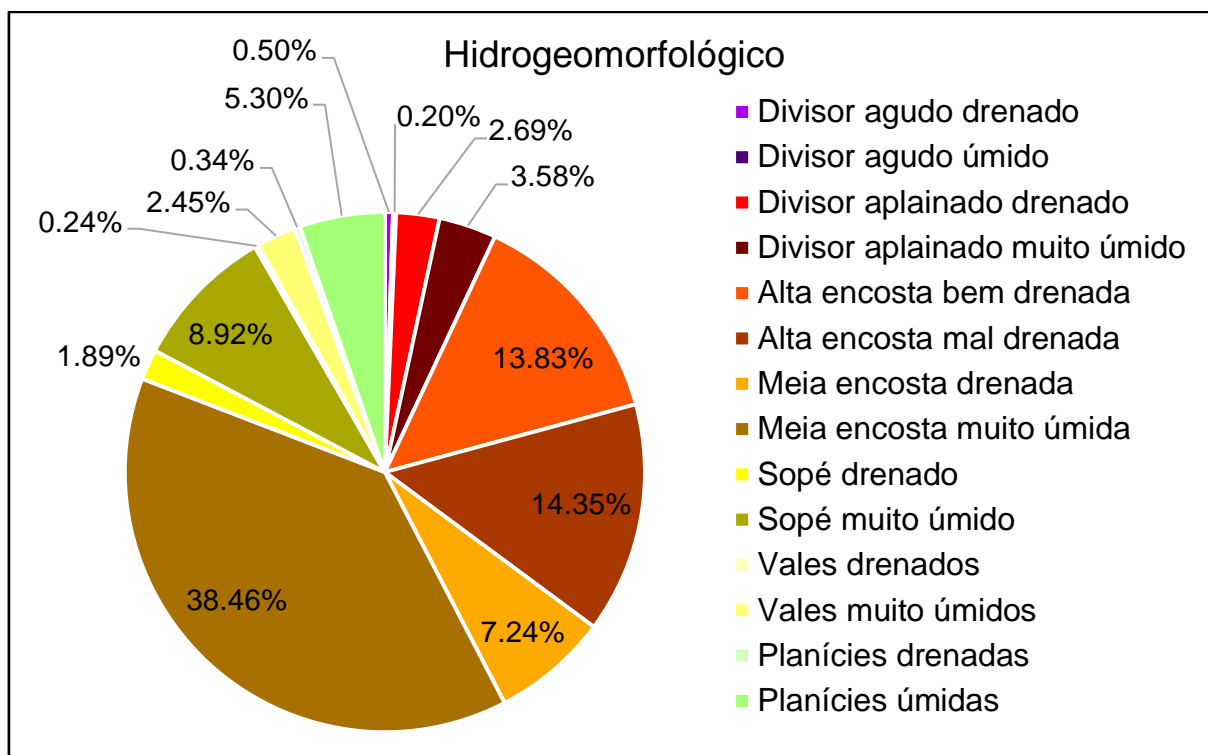


Figura 36: Distribuição espacial das feições do mapa hidrogeomorfológico. Fonte: autor

Em relação aos movimentos de massa, os divisores aplainados drenados e muito úmidos podem apresentar deslizamentos translacionais. Isso pode estar relacionado com a pequena espessura dos solos formados em altos declives, o que dificulta, por exemplo, a ocorrência de deslizamentos rotacionais e rastejo. Quando comparados um ao outro, os divisores aplainados muito úmidos tendem a apresentar maior possibilidade de ocorrência de deslizamentos translacionais, uma vez que a retenção de umidade no solo seria maior, o que pode favorecer o rompimento do talude sob eventos de intensa precipitação.

Os setores de Alta encosta bem drenada (13,83%) e Alta encosta mal drenada (14,35%), por sua vez, apresentam significativa distribuição espacial na área de estudo, onde somados representam mais de um quarto da cobertura total do mapa. Os setores de alta encosta bem e mal drenada apresentam potencial de deslizamentos translacional e rotacional, sendo o primeiro tipo de deslizamento mais comum devido à dificuldade de formação de solos espessos sob condições de alta declividade.

As altas encostas bem drenadas apresentam menor retenção de água ao longo do perfil da vertente, sendo estas mais comuns nos divisores da área de estudo e na

Serra de Monte de Verde, na porção norte da bacia. Essas áreas coincidem com as de maior cobertura vegetal de Floresta, conforme o mapa de uso do solo e cobertura vegetal da bacia (Figura 37). O bom estado de conservação da vegetação tende a diminuir a suscetibilidade de movimentos de massa, sobretudo os translacionais, enquanto os rotacionais são menos observados nestas condições e os rastejos não ocorrem sob estas declividades.

As altas encostas mal drenadas, por outro lado, apresentam maior retenção de água ao longo do perfil da vertente, se distribuem em parte nos limites da bacia e, predominantemente, no médio e baixo curso. A cobertura vegetal é variada, embora os fragmentos florestais sejam menores neste setor da bacia do que no alto curso, o que favorece a ocorrência de processos erosivos. Em relação a geotecnia, a ocorrência de saprolitos rasos sob estas condições pode favorecer a ocorrência de deslizamentos translacionais, enquanto que os saprolitos espessos podem favorecer a ocorrência dos deslizamentos rotacionais, embora este último apresente menores proporções, conforme já explicado.

Os setores de Meia encosta drenada (7,24%) e Meia encosta muito úmida (38,46%) são bastante significativos, seja pela cobertura da área de estudo como por condições propícias a ocorrência dos movimentos de massa. A meia encosta drenada ocupa, exclusivamente, um *trend* no sentido NE-SW da área de estudo, apresenta maior grau de declividade pelo controle estrutural da bacia e formou condição favorável ao Alto IED. Por outro lado, a meia encosta muito úmida é percebida em todos os outros setores da área de estudo, sendo ela classificada a partir de Médio e Baixo IED, o que explica sua grande expressão espacial.

Os setores de meia encosta drenada e meia encosta muito úmida apresentam menor inclinação de encostas quando comparadas as altas encostas. Isso pode favorecer a formação de processos pedogenéticos e o surgimento de solos mais espessos, embora haja predominância de saprolitos rasos na área de estudo, conforme o mapa geotécnico (Figura 26). O menor grau de declividade em relação a Alta encosta propicia ainda a infiltração da água sob episódios de precipitação, o que favorece o processo de saturação dos solos, tornando-os mais propensos ao rompimento do talude. Em que pese a cobertura vegetal se encontrar demasiadamente modificada para o uso agropecuário, classificado em grande parte como Pastagem, o que aumenta a propensão aos deslizamentos.

Ao comparar a meia encosta drenada com a meia encosta muito úmida é possível sugerir que a segunda tende a apresentar maior incidência da ocorrência de movimentos de massa. Isso pode ser explicado pela infiltração da água ser maior neste setor do que no primeiro, o que contribui para tornar os solos mais saturados e suscetíveis ao rompimento. A hidrogeomorfologia e as outras condicionantes geoambientais já expostas indicam a possibilidade de ocorrência de movimentos de massa translacional e rotacional. Os deslizamentos translacionais são mais frequentes do que os rotacionais, tendo em vista predominância de saprolitos rasos em detrimento de saprolitos espessos e colúvios. Ademais, cabe ressaltar que os rastejos e fluxos de detritos não ocorrem neste setor da encosta, sendo estes presentes em setores mais próximos a base da encosta.

Outras categorias de significativa representação espacial na área de estudo são o Sopé drenado (1,89%) e o Sopé muito úmido (8,92%), sendo estas classes presentes na transição dos setores de encosta para os setores de planície. No mesmo sentido das meias encostas, o sopé drenado ocorre exclusivamente em um *trend* no sentido NE-SW da área de estudo, enquanto o sopé muito úmido ocorre em todo o restante da área de estudo. Essa variação espacial do sopé drenado ocorre pelo Alto IED presente neste *trend*, onde a declividade se acentua de forma brusca pela vertente, por outro lado o sopé muito úmido apresenta menor declividade e feições mais alongadas, o que pode gerar IED Baixo e Médio.

Em relação aos movimentos de massa, ambas as classes podem apresentar incidência de rastejo, enquanto movimentos translacionais e rotacionais não são percebidos. O rastejo é comumente percebido sob essas condições quando ocorrem em colúvios, uma vez que a subida e descida do nível dos lençóis freáticos pode influenciar na coesão do material do sopé da encosta e vir a movimentá-lo. Os deslizamentos translacionais e rotacionais não são verificados nos sopés de encosta, tendo em vista que o baixo grau de energia potencial para a descida do material não propicia o movimento.

Ao comparar o sopé drenado com o sopé muito úmido, é possível indicar que o sopé muito úmido apresenta condições mais propícias para a ocorrência de rastejo do que o sopé drenado. Isso pode estar relacionado com a maior retenção de água no sopé muito úmido, o que favorece a saturação do colúvio e o lento deslocamento das partículas, enquanto o sopé drenado verifica maior escoamento superficial.

Entretanto, cabe ressaltar que ambas as classes podem apresentar significativa ocorrência de rastejo, enquanto outros tipos de movimentos de massa não são verificados.

As classes de Vales drenados (0,25%) e Vales muito úmidos (2,45%) estão presentes nas partes mais elevadas dos fundos de vale da área de estudo, posicionadas logo abaixo dos sopés de encosta. Os vales drenados especificamente estão situados no *trend* NE-SW, enquanto os vales muito úmidos se distribuem em todas as outras partes da área de estudo, o que justifica a predominância de vales muito úmidos em detrimento dos vales drenados. No mesmo sentido, a ocorrência localizada dos vales drenados se justifica pela maior declividade presente neste *trend*, o que proporciona o escoamento superficial mais acelerado e gera um Alto IED. Por outro lado, os vales muito úmidos apresentam menor declividade, geram Baixo e Médio IED e sua abrangência espacial é amplificada.

Em relação aos movimentos de massa, é possível destacar a ocorrência de rastejos e em grande parte de fluxos de detritos. Os rastejos predominam em condições de solos geotécnicos coluvionares com maior capacidade de retenção de umidade, o que pode ser caracterizado através de vales muito úmidos. Por outro lado, os fluxos de detritos se mostram ainda mais presentes, uma vez que ocorrem tanto em vales drenados como em vales muito úmidos. Os fluxos de detritos resultam do fluxo superficial acumulado, onde ocorre o rompimento do talude e materiais mal selecionados são carregados em direção as planícies fluviais. Este tipo de movimento pode ser potencializado por coberturas geotécnicas de saprolitos espessos e mitigado por saprolitos rasos, o que pode ser explicado pela maior quantidade de material disponível para o fluxo ocorrer.

Ao comparar o vale drenado com o vale muito úmido, é possível indicar que os vales drenados apresentam condições mais propícias para a ocorrência dos fluxos de detritos. Isso pode estar relacionado com o Alto IED e a menor retenção de água na vertente, uma vez que os fluxos ocorrem preferencialmente através de fluxo superficial intenso. Entretanto, é importante ressaltar que sob eventos de intensa precipitação ambas as classes apresentam significativo potencial hidroerosivo, portanto, este tipo de movimento de massa tende a ser mais comum neste setor da bacia.

Por fim, as classes do setor de planície fluvial são as Planícies drenadas (0,35%), Planícies úmidas (5,30%), que somadas representam 5,65% da área de

estudo. Esta proporção é condizente com a geomorfologia regional de planícies estreitas e amplitudes de relevo com encostas íngremes. Embora estas classes juntas representem significativa porção da área de estudo em que não são verificados movimentos de massa, o que pode ser explicado por serem áreas de deposição de sedimentos provenientes das vertentes. Deste modo, as correlações entre as condicionantes geoambientais e os movimentos de massa não se aplicam neste setor da bacia.

6.7 Mapa de Uso do solo e Cobertura Vegetal

O mapa de uso do solo e cobertura vegetal referente ao ano de 2014 (Figura 37) configurou resultados que corroboram com o histórico de ocupação da região Noroeste Fluminense. O mapeamento do uso do solo e cobertura vegetal resultou em ampla representação espacial de cobertura do tipo Pastagem, sobretudo nas encostas com baixa declividade, além de outras coberturas resultantes da intensa modificação pela ação antrópica. Por outro lado, o uso e cobertura do tipo Floresta se relaciona com setores de alta encosta, onde a ocupação humana é de acesso mais difícil. Ademais, o mapa de uso do solo e cobertura vegetal fornece condicionantes que podem atenuar ou potencializar a ocorrência dos movimentos de massa, sendo este um parâmetro importante quando somado aos outros mapas temáticos e principalmente ao mapa de suscetibilidade de movimentos de massa.

O principal uso e cobertura presente na área de estudo é a Pastagem (54,4%) (Figura 38), resultado de intenso processo de ocupação da região, especialmente para as já findadas lavouras de café e que, atualmente, são ocupadas por gado de corte e leite. Ressalta-se que a produtividade pode ser considerada baixa, pois, segundo o Censo Agropecuário (IBGE, 2017), todo o município de Cambuci possui 931 cabeças de gado bovino. Esse dado não parece ser preciso, pois é possível perceber que em determinadas porções da bacia é nítido um número significativo de cabeças de gado. Apesar disso, os pastos de forma geral aparentam estar subutilizados, provavelmente relacionado à precária nutrição destas gramíneas para o gado.

As gramíneas dessas pastagens conferem grande cobertura na área e estão presentes em todos os setores com exceção aos divisores mais agudos, e pode estar diretamente associada aos movimentos de massa, em especial os do tipo

translacional. A partir do mapa geotécnico (Figura 26), pode-se perceber que neste setor da área de estudo predominam os saprolitos rasos, enquanto que no mapa geomorfológico (Figura 31) predominam os domínios de encosta. A combinação entre o desflorestamento para o uso do pastoreio, solos rasos e encostas declivosas tende a aumentar o potencial para a ocorrência dos movimentos de massa. Isto ocorre devido à ausência de cobertura vegetal com raízes profundas nesses solos menos espessos sob alto grau de inclinação, favorecendo a rápida saturação do solo nos eventos de intensa precipitação. Estas condições podem elevar a poropressão no interior desses solos, principalmente no contato solo-rocha e provocar o rompimento do talude.

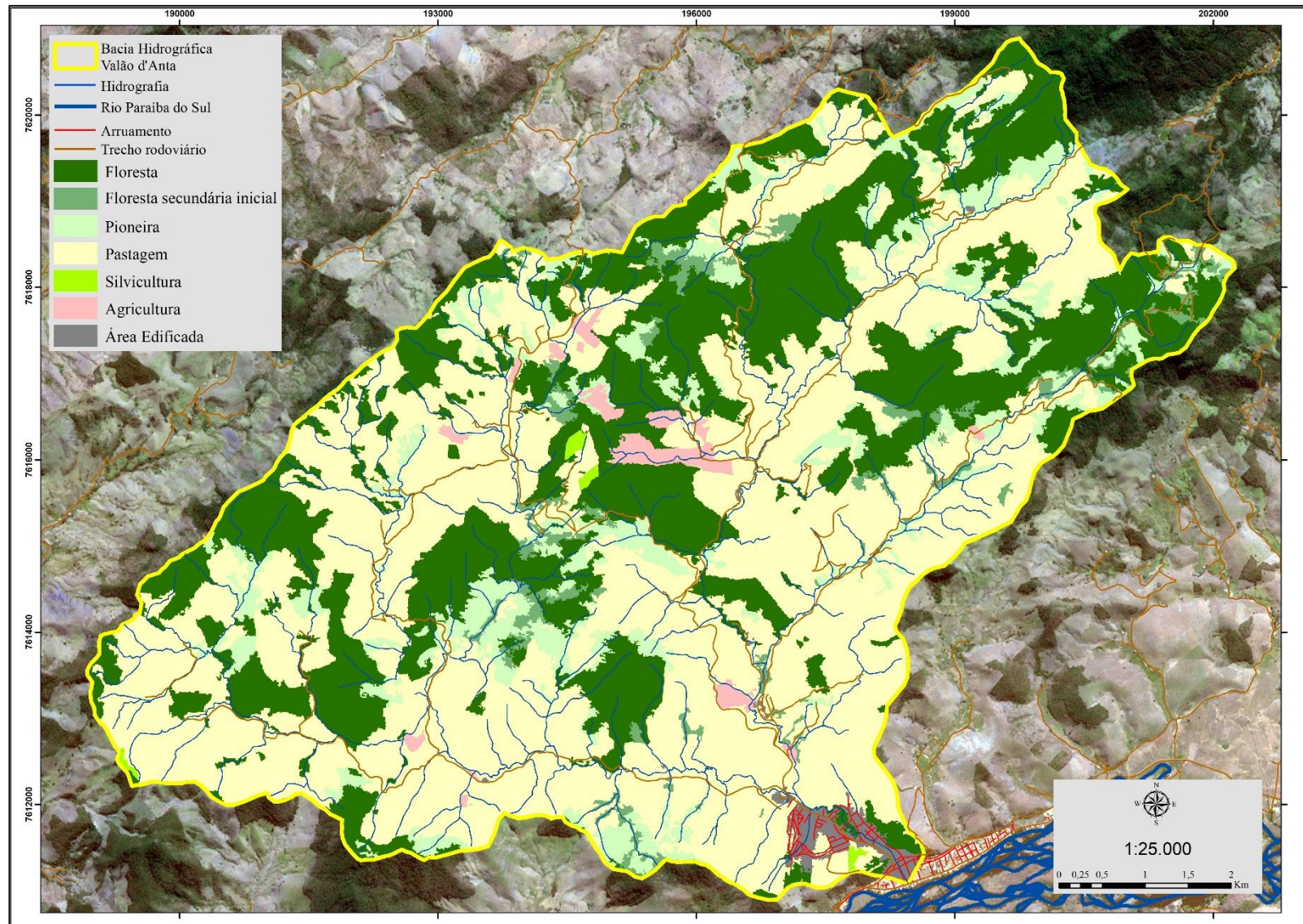


Figura 37: Mapa de uso de cobertura da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

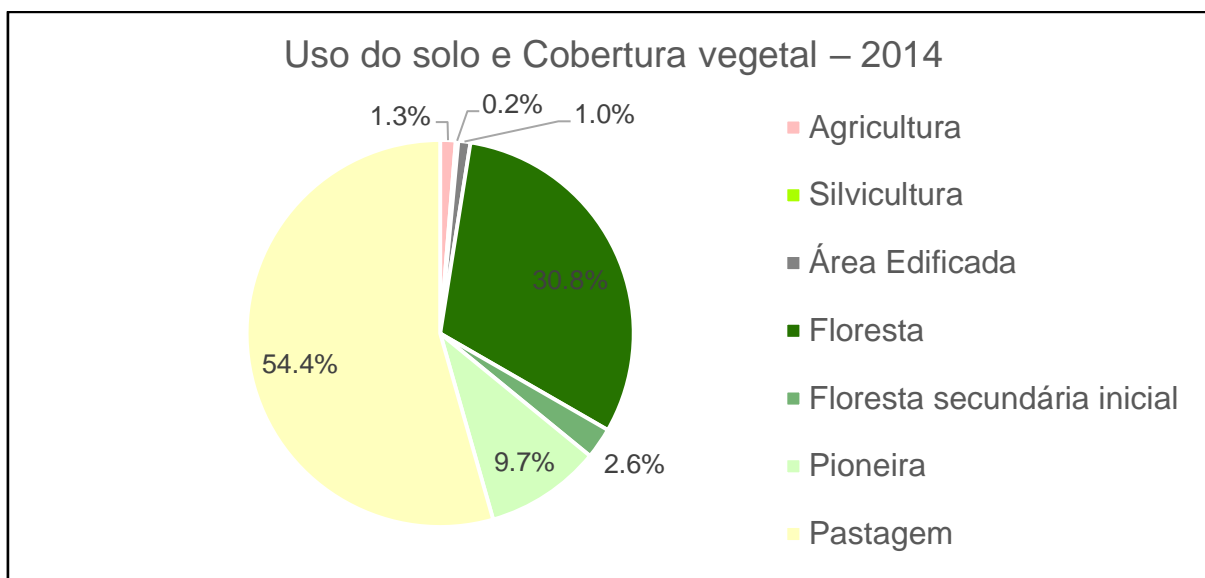


Figura 38: Distribuição em área das classes de uso do solo e cobertura vegetal. Fonte: autor

Outra cobertura vegetal ainda expressiva é a Floresta (30,8%), sendo na área de estudo classificada como uma Floresta Estacional Semidecidual ou Subcaducifólia. Esta encontra-se presente, sobretudo, nos topos de morros e em áreas de difícil acesso, majoritariamente no alto curso da bacia estudada e na Serra de Monte Verde, que se insere na área de estudo. É possível perceber que esta cobertura vegetal não se apresenta uniformemente distribuída na bacia hidrográfica, uma vez que o processo de desmatamento fragmentou e isolou diversos remanescentes florestais.

Em Dias e Coelho Netto (2011), é possível perceber a dificuldade de regeneração florestal espontânea no contato entre floresta-gramínea. No citado trabalho levou-se em consideração a análise da amplitude térmica diária nos fundos de vale e a alta temperatura nos topos de morro, que influenciam na baixa umidade relativa do ar, além da própria ocorrência de queimadas. Esta situação reforça a importância de projetos de reflorestamento com foco na criação de corredores ecológicos, voltados para a manutenção da biodiversidade e regeneração ambiental, especialmente para reduzir movimentos de massa.

Neste contexto, a cobertura de Floresta é a mais significativa para a contingência dos movimentos de massa, embora este tipo de evento possa ocorrer também sob esta cobertura. A manutenção da cobertura vegetal com raízes mais profundas, principalmente quando contornam blocos de rochas, servem para o desvio dos fluxos subsuperficiais (ROSAS, 1992). Além disso, as copas de árvores atuam com maior capacidade de absorção sob eventos de intensa precipitação, favorecem

a estabilidade dos solos. Na área de estudo isso pôde ser observado através do inventário de cicatrizes de movimentos de massa (Figura 42), uma vez que na cobertura vegetal de Floresta não foram observados registros de deslizamentos translacionais ou rotacionais para o período inventariado.

Em paralelo a Floresta, o mapeamento detectou o uso da Floresta Secundária Inicial (2,6%), comumente chamada de Capoeira. Este uso e cobertura é considerado como um estágio de recuperação florestal sobre gramíneas. Esta classe apresenta vegetação arbórea de idade aproximada de uma década com troncos finos e adensamento menor quando comparada com a floresta clímax (IBGE, 2012). Sua expressão espacial na área de estudo é considerada baixa e predominante no alto curso da bacia ou em áreas de difícil acesso, o que pressupõe uma regeneração por falta de uso do solo para outras atividades, como a pastagem, ou por própria intensão localizada de regeneração florestal.

A Floresta Secundária Inicial apresenta características similares a cobertura de Floresta no que tange o contingenciamento dos movimentos de massa. Embora, o adensamento das copas das árvores seja menor, a cobertura pode ser considerada mais adequada quando comparada a outras coberturas que mantêm o solo mais exposto. Conforme pode ser visto no inventário de cicatrizes de movimentos de massa (Figura 42), este tipo de cobertura também não configura movimentos de massa pretéritos, o que pode ser explicado pela estabilização dos solos ou pela baixa representação espacial desta cobertura na área de estudo, o que torna mais difícil a análise.

Outra categoria de cobertura vegetal identificada foi a Pioneira (9,6%), comumente chamada de Macega. Esta cobertura é caracterizada, principalmente, por formações vegetacionais arbustivas e capim alto, ainda muito atrelada ao pasto sujo ou abandonado (IBGE, 2012). Percebe-se uma representação espacial bastante significativa na área de estudo, o que pode estar relacionada com o esvaziamento econômico regional e o abandono da atividade agropastoril de baixo retorno econômico.

Em relação aos movimentos de massa, a cobertura de vegetação Pioneira apresenta características mais similares a Pastagem. Deste modo, a configuração do desflorestamento com solos rasos e setores de encosta declivosos tende a favorecer a ocorrência de movimentos de massa, principalmente, os translacionais. Quando se

compara o mapa de inventário de cicatrizes (Figura 42) a esta cobertura vegetal é possível perceber a presença de cicatrizes de movimentos translacionais e rotacionais, embora a amostragem do movimento rotacional seja pequena no inventário proposto.

O uso do solo para a Agricultura (1,3%) foi encontrado em menor proporção quando comparado a outros na área de estudo. Este uso é caracterizado por pequenas propriedades e baixo grau de mecanização da produção. Os principais produtos encontrados nas plantações são o tomate, o café e o milho, além de outros não identificados. Sua distribuição espacial na bacia consta em áreas de médio e alto curso, próximos a locais com vegetação de Floresta e que concentram canais fluviais mais significativos, o que é imprescindível para a produção agrícola.

A Agricultura apresenta maior propensão aos movimentos de massa. A rarefação sazonal da cobertura vegetal para o plantio propicia o carreamento dos sedimentos, sendo mais alto o potencial erosivo. No mesmo sentido, este tipo de cobertura vegetal também propicia a ocorrência de movimentos de massa. Entretanto, sua pequena cobertura na área de estudo e a sazonalidade das áreas de produção agrícola não permitem maior aprofundamento do comportamento dos movimentos de massa neste tipo de uso.

Outro uso de pequena expressão identificado na área de estudo é a Silvicultura (0,2%), voltado exclusivamente para a produção de eucalipto e presente próximo às áreas de Agricultura. A silvicultura presente na área de estudo pode ser entendida como uma tentativa de aumentar a rentabilidade econômica da propriedade rural, uma vez que a agropecuária é considerada pouco produtiva. Em relação aos movimentos de massa, este uso pode ser considerado mais estável, uma vez que a cobertura vegetal presente configura árvores com copas e raízes mais profundas, o que pode torna-la menos suscetível, sobretudo quando comparada a outras coberturas.

Não obstante, na saída da bacia foi identificado o uso do solo para a Área Edificada (1,0%). Este setor em que predominam as construções urbanas estão próximos à foz do Valão d'Anta e alguns diminutos polígonos de edificações espalhados pela bacia, tais como sítios, fazendas e outras construções. Este uso é considerado relativamente constante, tendo em vista que a área de estudo apresenta baixo dinamismo econômico, portanto, poucas transformações urbanas ocorreram ao longo do tempo. Entretanto, construções de baixo padrão são percebidas em encostas

desmatadas. Nestes casos, a infraestrutura das residências é precária e pode propiciar a ocorrência de movimentos de massa sob intensas precipitações, o que seria preocupante para um possível adensamento populacional neste setor da área de estudo.

6.7.1 Comparação do Uso do Solo e Vegetação com a Base RJ25

O uso do solo e cobertura vegetal da área de estudo proposto para o ano de 2014 pode ser comparado com o do Projeto RJ25 para o ano de 2008, apesar das diferenças metodológicas, nomenclaturas e classes propostas em ambos (Tabela 2). Os mapeamentos apresentam diferenças significativas para determinadas classes, embora ressalte-se que nem todas estão diretamente relacionadas com o tempo entre um mapeamento e outro, mas com a metodologia e interpretação utilizada para determinada classe. O levantamento apresentou pouca variação nas classes Cultivada e Área Edificada, uma vez que a Área Edificada não tenha apresentado significativo crescimento, enquanto a área Cultivada tenha sido desmembrada em Agricultura e Silvicultura e suas diferenças somadas podem ser explicadas pela sazonalidade dos cultivos.

Tabela 2: Distribuição em área das classes de uso do solo e cobertura vegetal dos mapas de 2014 e 2008.

Uso do solo e Cobertura vegetal 2014		Uso do solo e Cobertura vegetal 2008	
Agricultura	1,29	1,3	Cultivada
Silvicultura	0,21		
Área Edificada	1,01	1,0	Área Edificada
Floresta	30,81	28,48	Floresta
Floresta secundária inicial	2,59		
Pioneira	9,68	4,42	Macega
Pastagem	54,42	64,8	Campo

Fonte: autor

As principais diferenças residem nas classes de vegetação. O mapeamento de 2014 reinterpretou as feições encontradas em 2008, detectou mudanças e

subdimensionou as áreas de Campo no mapeamento de 2008, que apresentaram perda aproximada de 10%, sendo estas distribuídas para a classe Pioneira, Floresta secundária inicial e Floresta no mapeamento de 2014. Ressalta-se que as mudanças exatas de cada classe são imprecisas, pois o mapeamento de 2008 não considerava a classe Floresta secundária inicial. De todo modo, pode-se considerar que a cobertura vegetal apresentou regeneração entre o primeiro e o segundo levantamento.

As diferenças de classe levantadas pelos mapeamentos levaram em consideração a elaboração do mapeamento de Suscetibilidade a movimentos de massa da área de estudo. Estas são justificáveis, especialmente, quando se considera que o mapeamento mais atual propõe uma divisão maior de classes, pois as coberturas propostas apresentam parâmetros diferentes para a construção da suscetibilidade. Portanto, o intuito de subdividi-las é aumentar a acurácia do mapeamento final.

6.8 Mapa de Suscetibilidade a movimentos de massa

O mapa de suscetibilidade a movimentos de massa resultou da convergência e integração direta dos mapas de geologia-geotecnia e hidrogeomorfologia. Além desses, utilizou-se o mapa de uso do solo e cobertura vegetal como fator de mitigação à suscetibilidade. As combinações das feições encontradas em cada setor da área de estudo foram interpretadas e classificadas, a partir dos diferentes tipos de movimentos de massa (deslizamentos translacional e rotacional, fluxo de detritos e rastejo), em Muito Alto, Alto, Médio, Baixo e Muito Baixo. Os resultados foram considerados satisfatórios e condizentes com o esperado para a área de estudo, uma vez que se ajustaram às análises prévias quanto a geologia, a geotecnia, a geologia-geotecnia, a geomorfologia, o IED, a hidrogeomorfologia e o uso do solo e cobertura vegetal.

Deste modo, a realização do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa (Figura 39) possibilitou a cartografia de dezesseis categorias (Tabela 3). As classes de maior abrangência espacial e relevância para o estudo são as de deslizamentos translacional e rotacional com suscetibilidades Muito Alto e Alto, sendo presentes em todas as porções da bacia hidrográfica do Valão D'Anta (Tabela 3). Não obstante, a classe Muito Baixo também apresenta significativa abrangência espacial e decorre de

zonas onde a ocorrência é desprezível na escala 1:25.000. O somatório das classes de Deslizamento Translacional – Muito Alto, Alto, Médio e Baixo apresentam especialmente 57,4% da área de estudo (Figura 40), sendo, portanto, as classes de maior significância.

A significativa expressão espacial dos deslizamentos translacionais decorre do amplo registro de saprolitos rasos, soma-se a isso também a geomorfologia da bacia, que compreende os alinhamentos serranos com significativas feições de setores de encosta e divisores locais, conforme pode ser visto através do trabalho de Dantas (2000). De modo mais específico, as classes de suscetibilidade Muito Alto e Alto apresentam elevado potencial gravitacional e, juntas, somam 37,5% do total da área de estudo. Isso demonstra que a bacia apresenta significativo potencial para a ocorrência deste tipo de deslizamento.

Deslizamentos translacionais

A classe de Deslizamento Translacional – Muito Alto abrange 20,04% da área de estudo, sendo a classe de potencial gravitacional com maior distribuição espacial na bacia. Além disso é responsável pela maior parte dos polígonos que compõem as classes de nível Muito Alto (Figura 41). Esta classe se concentra na maior parte dos setores da área de estudo, em especial nos alinhamentos NE-SW e nos divisores da bacia. A classificação Muito Alto foi gerada pela combinação de saprolitos rasos argilosos com meia encosta muito úmida e alta encosta mal drenada, abrangendo também saprolitos rasos areno-argilosos com meia encosta muito úmida.

Essas condicionantes geomorfológico-geotécnicas conjugam fatores relevantes para a ocorrência de deslizamentos translacionais. Os saprolitos rasos, por exemplo, possuem espessura inferior a três metros e quando combinados com solos argilosos, que apresentam tendência a rápida saturação e baixa condutividade, tendem a gerar substancial incidência de deslizamentos. Outro fator importante é que a meia encosta é um setor da vertente que apresenta maior potencial de retenção de água comparado a outros setores de encosta devido ao grau de inclinação. Soma-se a isso o fato de estarem em grandes altitudes, o que gera energia potencial para o talude romper. Ocorre então que estes solos apresentam condições mais favoráveis para infiltração e acúmulo de água sob eventos de intensa precipitação, o que acaba

por gerar a saturação e aumento da poropressão. Diante das situações acima, pode-se dizer que esses fatores em conjunto tendem a gerar um nível Muito Alto de suscetibilidade a ocorrência deste tipo de movimento de massa.

No mesmo sentido, a classe de Deslizamento Translacional – Alto abrange 17,4% da área de estudo e consta como a segunda em abrangência espacial na área de estudo. Esta classe também se concentra nos alinhamentos NE-SW e em divisores da bacia. A classificação Alto foi considerada através da combinação de saprolitos argilosos com meia encosta drenada, saprolitos rasos arenosos com meia encosta muito úmida, saprolitos rasos areno-argilosos com meia encosta drenada e alta encosta mal drenada, abrangendo também qualquer tipo de material em divisor agudo úmido.

A totalidade dessas combinações representam coberturas geológico-geotécnicas com pequena espessura. Ocorre uma tendência moderada a saturação e maior condutividade hidráulica, tendo em vista a presença de sedimentos arenosos e areno-argilosos, abrangendo também os setores de encosta com menor retenção de água e de alta inclinação. Estas características atenuam a suscetibilidade, embora sua classificação ainda seja considerada de Alto grau.

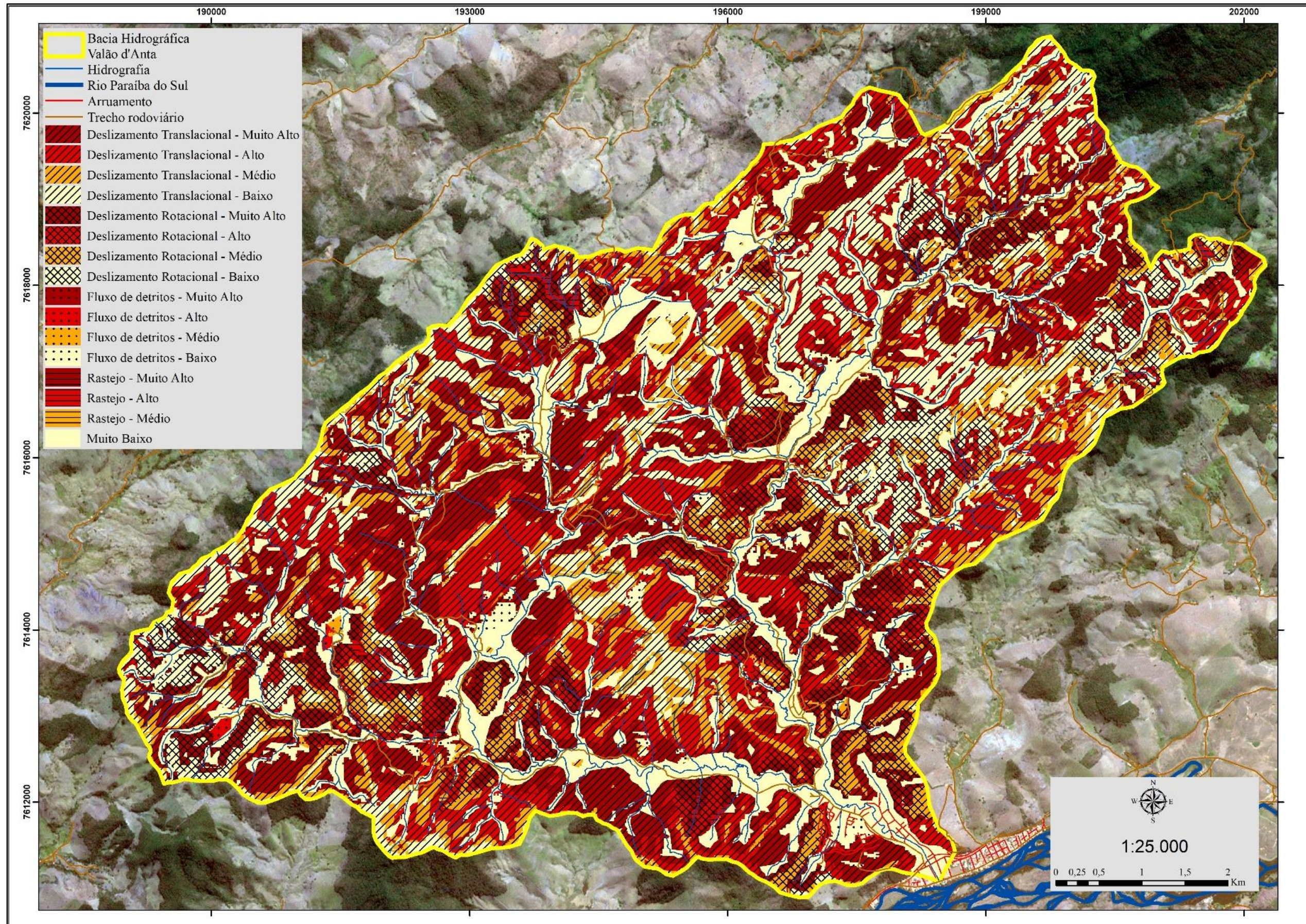


Figura 39: Mapa de suscetibilidade a movimentos de massa da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

Tabela 3: Distribuição em área das classes de suscetibilidade a movimentos de massa.

Classes de Suscetibilidade a movimentos de massa	Área (%)
Deslizamento Translacional – Muito Alto	20,04%
Deslizamento Translacional – Alto	17,44%
Deslizamento Translacional – Médio	10,27%
Deslizamento Translacional – Baixo	9,63%
Deslizamento Rotacional – Muito Alto	7,93%
Deslizamento Rotacional – Alto	5,93%
Deslizamento Rotacional – Médio	4,36%
Deslizamento Rotacional – Baixo	3,07%
Fluxo de detritos – Muito Alto	0,01%
Fluxo de detritos – Alto	0,17%
Fluxo de detritos – Médio	1,06%
Fluxo de detritos – Baixo	0,19%
Rastejo – Muito Alto	0,06%
Rastejo – Alto	0,51%
Rastejo – Médio	0,02%
Muito Baixo	19,31%
Total	100%

Fonte: autor

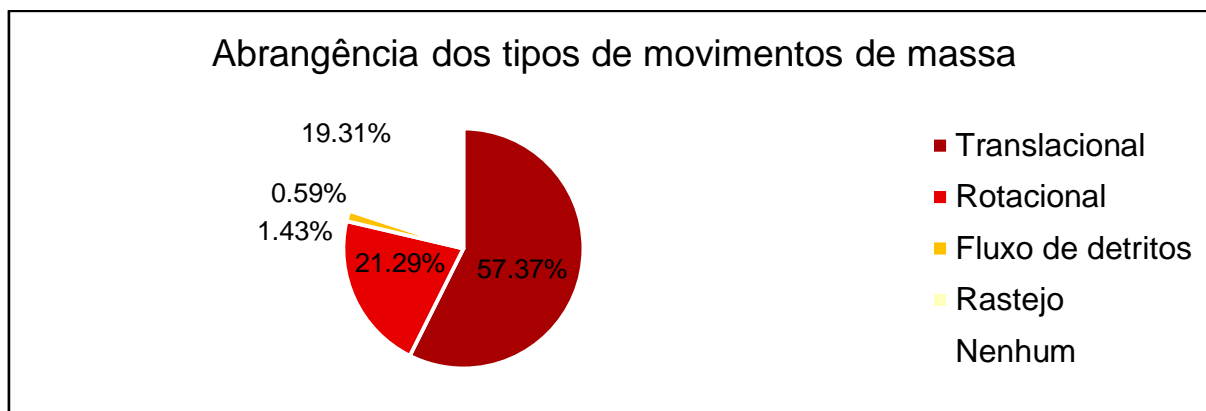


Figura 40: Distribuição em área da abrangência dos tipos de movimentos de massa. Fonte: autor

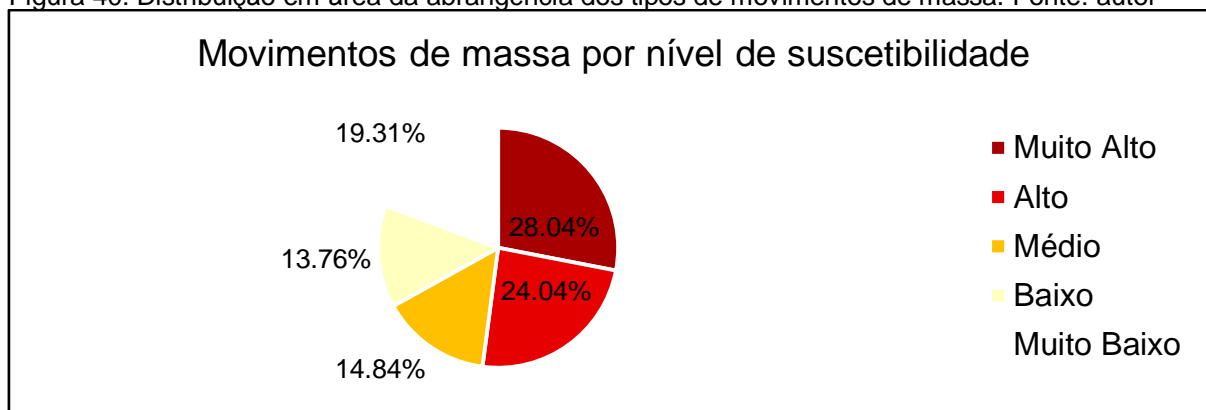


Figura 41: Distribuição dos de movimentos de massa por nível de suscetibilidade. Fonte: autor

A classe de Deslizamento Translacional – Médio abrange 10,3% da bacia hidrográfica do Valão D'Anta. Essa classe se situa principalmente nos divisores mais aplainados e em altas encostas na porção centro-norte da área de estudo. A classificação Médio advém da conjugação de saprolitos rasos argilosos com alta encosta bem drenada, saprolitos rasos arenosos com alta encosta mal drenada, saprolitos rasos areno-argilosos com alta encosta bem drenada e qualquer outro material com divisor aplainado muito úmido.

Essas associações têm como predominância os solos rasos com pequena espessura, especialmente por se situarem no topo ou em setor próximo. A saturação do solo pode ser considerada rasa e a condutividade hidráulica é elevada, tendo em vista que a hidrogeomorfologia tende para vertentes drenadas. Ademais, as altas encostas tendem a concentrar menor volume de água do que as médias encostas, tendo em vista a alta inclinação da encosta. Essa composição corrobora para a diminuição do risco de deslizamento. Deste modo, a suscetibilidade a deslizamentos translacionais nessas condições de terreno tende a diminuir, conforme a encosta aumenta de gradiente, levando então para a interpretação do nível Médio de suscetibilidade ao deslizamento.

Já a classe de Deslizamento Translacional – Baixo conta com apenas 9,6% do total da área de estudo. Sua dispersão espacial abarca os divisores aplainados e agudos, sobretudo na região centro-norte da bacia. Entende-se pela classificação Baixo as conjugações entre saprolitos rasos arenosos relacionados com alta encosta bem drenada e qualquer material com divisor agudo drenado e divisor aplainado drenado. A sobreposição destas condicionantes gera solos rasos com espessura muito pequena, improvável saturação, elevada condutividade hidráulica e alta inclinação da encosta. Deste modo, a água tende a percolar mais rapidamente, sem infiltrar tanto no solo, diminuindo assim a suscetibilidade do mesmo ao movimento de massa, o que acaba por gerar a classificação Baixo.

Deslizamentos rotacionais

O somatório das classes de Deslizamento Rotacional – Muito Alto, Alto, Médio e Baixo apresentam espacialmente 21,3% da área de estudo (Figura 40). A expressão espacial dos deslizamentos rotacionais é substancialmente menor que a dos

deslizamentos translacionais. Isso pode ser explicado pela menor presença das coberturas geotécnicas de saprolitos espessos e colúvios, que são preponderantes para a ocorrência deste tipo de movimento de massa. A distribuição espacial dentro da bacia é equilibrada entre as classes Muito Alto, Alto, Médio e Baixo, sendo estas localizadas entre o baixo curso próximo a foz e se espalham para as direções nordeste e oeste da bacia, no médio e alto curso.

A classe de Deslizamento Rotacional – Muito Alto possui 7,9% do total da área da bacia. Localiza-se em setores do baixo, médio e alto curso da bacia nas meias encostas muito úmidas. A classificação Muito Alto conjuga saprolitos espessos argilosos com meias encostas muito úmidas e saprolitos espessos areno-argilosos e colúvios com meias encostas muito úmidas. As meias encostas possuem declividades propícias para o processo de formação pedogenética, o que tende a favorecer a formação de solos, como os saprolitos com espessura superior a três metros e a deposição de colúvios provenientes de materiais inconsolidados.

Ademais, a maior retenção de umidade pelas encostas muito úmidas tende a favorecer a retenção de água no solo, o que pode gerar a saturação do solo, elevar a poropressão e induzir o rompimento do talude. Em que pese os sedimentos argilosos apresentarem maior microporosidade e menor condutividade hidráulica, o que tende a dificultar a infiltração. Por outro lado, os sedimentos areno-argilosos e colúvios apresentam maior porosidade e condutividade hidráulica, favorecendo assim a infiltração e, conseqüentemente, a saturação. Deste modo, a soma destas condicionantes pressupõe condições ideais para a suscetibilidade ser de nível Muito Alto.

No mesmo sentido, a classe de Deslizamento Rotacional – Alto abrange 5,9% da área da bacia. A localização desta classe está, em grande parte, no médio e alto curso da bacia. A classificação Alto abarca os saprolitos espessos argilosos com meias encostas drenadas e saprolitos espessos areno-argilosos e colúvios com meias encostas drenadas e altas encostas drenadas. Os saprolitos espessos, conforme já dito, apresentam profundidade maior do que três metros e os colúvios apresentam materiais inconsolidados. Já os sedimentos argilosos contribuem para menor infiltração por meio da microporosidade e menor condutividade hidráulica, enquanto os sedimentos areno-argilosos configuram maior porosidade e maior condutividade hidráulica, logo a infiltração é mais eficiente.

Por outro lado, as meias e altas encostas drenadas possibilitam maior escoamento superficial em detrimento da infiltração, em que pese as meias encostas apresentarem declividade mais propícia para a infiltração. Esses diferentes fatores tendem a diminuir ou aumentar a suscetibilidade ao deslizamento, embora as condicionantes de espessura, declividade da encosta e a composição sedimentar ainda apresentem maior propensão ao deslizamento, sobretudo em eventos de intensa precipitação. Sendo assim, se considera como Alto o nível de suscetibilidade ao deslizamento rotacional.

Por sua vez, a classe de Deslizamento Rotacional – Médio confere 4,4% do total da área de estudo. A localização desta classe também consta em setores do baixo, médio e alto curso da área de estudo. A conjugação das condicionantes para a formação da classe Médio consta de saprolitos espessos argilosos com alta encosta mal drenada e saprolitos espessos areno-argilosos e colúvios em alta encosta bem drenada.

Os solos argilosos se caracterizam por apresentar menor infiltração, embora neste caso estejam combinados com a alta encosta mal drenada, que se caracteriza por maior retenção de água. No mesmo sentido, os solos areno-argilosos e coluvionares apresentam maior propensão a infiltração, enquanto a alta encosta bem drenada tende a apresentar maior escoamento superficial. Deste modo, as características de ambas as conjugações se contrapõem quanto à possibilidade de saturação da encosta e o conseqüente rompimento, o que tende a tornar a suscetibilidade em nível Médio.

A classe de Deslizamento Rotacional – Baixo abrange 3,1% do total da área de estudo. Localiza-se em setores do médio e alto curso, sobretudo próximo aos divisores da bacia. A classificação Baixo conjuga as feições de saprolitos espessos argilosos com alta encosta bem drenada. Os solos argilosos tendem a apresentar menor infiltração e condutividade hidráulica, enquanto altas encostas bem drenadas apresentam menor infiltração e maior escoamento superficial. Deste modo, o solo tende a necessitar de eventos sucessivos de precipitação para que possa vir a saturar, gerar poropressão e romper o talude. Este tipo de cenário é menos comum quando comparado aos anteriores, portanto, o nível de suscetibilidade é considerado Baixo.

Fluxo de detritos

O somatório das classes de Fluxo de detritos – Muito Alto, Alto, Médio e Baixo apresentam espacialmente 1,4% da área da bacia (Figura 40). A suscetibilidade aos fluxos de detritos configura uma área substancialmente menor que os deslizamentos translacionais e rotacionais. Isso pode ser explicado pelos setores de encosta necessários para a ocorrência deste tipo de movimento de massa, sendo estes os vales muito úmidos e drenados, enquanto os outros tipos de deslizamento ocorrem com maior ou menor predisposição em outros setores da encosta. Os fluxos de detritos ocorrem dispersos em toda a área de estudo, embora possam ocorrer com maior probabilidade no médio e alto curso, onde os vales são encaixados e a energia potencial é maior.

A classe de Fluxo de detritos – Muito Alto ocupa 0,01% da área de estudo. Esta classe está distribuída nos fundos de vale na porção nordeste da área de estudo. A ocorrência dos fluxos de detritos se relaciona diretamente com a excepcionalidade de fortes eventos de precipitação. Além disso, as condicionantes de solo mais propícias a isso são os solos mais espessos, pois podem se liquefazer e formar uma massa densa e viscosa, o escoamento superficial acumulado, que pode ser favorecido por solos argilosos onde a infiltração tende a ser menor, e por terrenos drenados, uma vez que a água escoar de forma mais acelerada. A pequena expressão espacial desta classe pode ser explicada justamente pela conjugação específica de saprolitos espessos argilosos com vales drenados. Isso tende a aumentar a suscetibilidade à ocorrência de fluxo de detritos, por isso a classificação é de nível Muito Alto.

No mesmo sentido, a classe de Fluxo de detritos – Alto recobre 0,17% do total da área de estudo. Esta classe ocorre nas porções nordeste e oeste da área de estudo. A classificação Alto ocorre a partir da conjugação de saprolitos espessos argilosos com vales muito úmidos e saprolitos espessos areno-argilosos e colúvios com vales drenados. O nível de suscetibilidade tende a ser mitigado pela presença de vales muito úmidos, onde a infiltração é maior, e em saprolitos com sedimentos areno-argilosos, onde a porosidade aumenta e a infiltração também. Apesar disso, as precipitações excepcionais, fator preponderante para a ocorrência do fluxo de detrito, tendem a saturar os solos e aumentar o escoamento superficial acumulado, o que manteria a suscetibilidade a este movimento de massa em nível Alto.

A classe de Fluxo de detritos – Médio abrange uma área aproximada de 0,19% da bacia do Valão D'Anta. Ocorre nas porções do baixo, médio e alto curso da bacia, sua dispersão está associada à presença de saprolitos rasos, sendo estes mais comuns na área de estudo do que os saprolitos espessos. A classificação em Médio foi gerada pela combinação de saprolitos rasos argilosos com vales drenados e saprolitos espessos areno-argilosos com vales muito úmidos. A presença de saprolitos rasos tende a diminuir a suscetibilidade devido a menor cobertura de materiais com potencial de rompimento e formação da avalanche, em que pese estar associado a vales drenados, onde o escoamento superficial acumulado é mais frequente.

No mesmo sentido, os sedimentos de solos areno-argilosos, embora espessos, apresentam maior porosidade e tendem a infiltrar e percolar a água, enquanto sua associação com solos muito úmidos favorece também a infiltração. Estas condicionantes sob precipitação intensa podem saturar os solos e romper sobre o fluxo superficial acumulado, gerando assim a avalanche densa e viscosa. Embora, a ocorrência destas condicionantes juntas apresente um cenário de suscetibilidade inferior aos anteriores, o que gera o nível Médio.

Já a classe de Fluxo de detritos – Baixo abarca 1,06% do total da área de estudo, sendo esta a maior classe dentre as de fluxo de detritos. Isso pode estar relacionado com a presença de saprolitos rasos e vertentes muito úmidas, o que aumenta a área desta classe, que pode ser observada em todos os setores da área de estudo. As classes que a conjugam são os saprolitos rasos argilosos com vales muito úmidos, saprolitos rasos arenosos com vales muito úmidos, abrangendo também os saprolitos rasos areno-argilosos com vales muito úmidos e vales drenados. As classes de saprolitos rasos tendem a diminuir a suscetibilidade a este tipo de movimento, uma vez que a quantidade de material a ser movimentada é menor.

Os saprolitos rasos argilosos apresentam potencial de saturação menor devido a microporosidade presente na argila, embora a presença em vales muito úmidos tenda a aumentar a infiltração da vertente, o que acaba por diminuir a suscetibilidade. A ocorrência de saprolitos rasos arenosos com vales muito úmidos favorece a infiltração de água no solo, o que diminui a probabilidade de ocorrer fluxo superficial acumulado. No mesmo sentido, os saprolitos rasos areno-argilosos presentes em vales muito úmidos e vales drenados tendem a infiltrar a água e diminuir o escoamento

superficial acumulado. Estas condicionantes demonstram menor propensão ao fluxo de detritos, portanto, foram classificadas como Baixo.

Rastejo

O somatório das classes de Rastejo – Muito Alto, Alto e Médio apresentam espacialmente 0,59% da área da bacia (Tabela 3). A classe de rastejo é a que apresenta a menor distribuição espacial dentre todos os tipos de movimentos de massa mapeados. Isso está diretamente relacionado com a pequena cobertura do colúvio (4,7%) na bacia, sendo esta uma cobertura essencial para a ocorrência de rastejo. Além disso, o colúvio está distribuído em diferentes setores de encosta e nem todos estes setores configuram os rastejos. De modo geral, os rastejos ocorrem dispersos por toda a área de estudo, embora se concentrem mais em partes do médio e alto curso da bacia.

A classe de Rastejo – Muito Alto ocupa uma área de 0,06% da bacia do Valão D'Anta. A localização desta classe se distribui nas porções norte e nordeste da área de estudo, com feições mais alongadas no mapa. A classificação Muito Alto foi gerada pela conjugação de colúvios com vales muito úmidos. Isso pode ser explicado pela subida e descida do nível do lençol freático quando incidentes em solos coluvionares. Essa subida e descida se relaciona com períodos de cheia e estiagem dos rios, enquanto os solos coluvionares são compostos de sedimentos inconsolidados e apresentam menor resistência à movimentação. Essa movimentação, por sua vez, é realizada pela água infiltrada no solo, o que explica a ocorrência de rastejos nas partes mais baixas da encosta. Soma-se a isso a umidade dos vales, ou seja, a capacidade de retenção de água nestas vertentes, que favorece esse processo. Deste modo, se entende que a suscetibilidade aos rastejos é de nível Muito Alto.

No mesmo sentido, a classe de Rastejo – Alto abrange 0,51% da cobertura da bacia do Valão D'Anta. A localização destas feições consta em áreas adjacentes as de registro Muito Alto. A classificação Alto advém da combinação de colúvios com sopés muito úmidos. Conforme já explicado, a subida e descida do lençol freático pode movimentar os sedimentos inconsolidados presentes nas coberturas coluvionares. Entretanto, a ocorrência deste fenômeno em sopés de encosta carece de movimentação mais significativa do que quando ocorre em vales, sendo o vale um

setor abaixo na encosta. Deste modo, a suscetibilidade é classificada em nível inferior, o que gera a classe Alto.

Já a classe de Rastejo – Médio ocupa aproximadamente 0,02% da área de estudo. A distribuição espacial desta classe consta em pequenas feições no baixo e médio curso da área de estudo. A composição da classe Médio abarca os colúvios combinados com sopés drenados. Os sopés drenados, além de estarem acima dos vales no setor de encosta, apresentam menor tendência à infiltração e maior ao escoamento superficial. Sendo assim, esta classe apresenta menos umidade do que as anteriores. Deste modo, seu nível de suscetibilidade tende a ser menor que os anteriores e sua classificação é Médio.

Improbabilidade de ocorrência de movimentos de massa (Muito Baixo)

Ademais, uma das classes de maior representação espacial é a de suscetibilidade Muito Baixo (19,3%) para todos os tipos de movimentos de massa mapeados. Esta classe se distribui em todos os setores da área de estudo e configura as planícies aluviais, sendo estas áreas de deposição de sedimentos advindos dos setores de encosta. A composição desta classe é abrangente, uma vez que considera as combinações de diferentes coberturas geotécnicas e hidrogeomorfológicas que não conjugam a ocorrência de movimentos de massa.

As principais classes levantadas como Muito Baixo são influenciadas pelo mapa hidrogeomorfológico. As classes de planícies drenadas e planícies úmidas são setores deposicionais, logo não apresentam a ocorrência de movimentos de massa, mesmo quando relacionados com outras coberturas do mapa geológico-geotécnico. No mesmo sentido, o sopé drenado e o sopé muito úmido não configuram a ocorrência de movimentos de massa na área de estudo, tendo em vista o baixo grau de declividade e a baixa energia potencial para a ocorrência do movimento gravitacional. A exceção para os sopés drenados e úmidos é a combinação com os colúvios, o que pode gerar os rastejos.

6.8.1 O papel da Floresta conservada frente a suscetibilidade aos movimentos de massa

O mapa de uso e cobertura do solo e cobertura vegetal da área de estudo é composto por oito classes, sendo a Floresta a classe de maior relevância para a atenuação da suscetibilidade. Entende-se que a cobertura de Floresta tende a aumentar a estabilidade dos solos e mitigar a suscetibilidade ao movimento de massa, principalmente aos translacionais rasos. Isso está diretamente relacionado com fatores como a interceptação das copas sob eventos de precipitação, a coesão do solo decorrente das raízes das árvores e a ancoragem entre as raízes e a rocha matriz. A classe de Floresta em bom estado de conservação recobre 30,8% de toda a área de estudo. Após interpretação deste efeito de atenuação, observa-se que 26% do total da área de estudo foi diretamente mitigado pela presença desta cobertura vegetal. Por outro lado, obviamente, os outros 4,8% foram distribuídos em áreas onde a presença da Floresta não era significativa para a ocorrência de deslizamentos.

Todas as classes do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa apresentaram alguma cobertura da classe de Floresta quando sobrepostas. Entretanto, as classes de rastejo apresentam indiferença em relação a presença de cobertura de Floresta, sendo isso já explicitado no texto acima. Por sua vez, a classe Muito Baixo também não apresenta significativa ocorrência de qualquer movimento de massa, além de abarcar as áreas de deposição sedimentar, portanto, a cobertura de Floresta também não apresenta significativa importância para a suscetibilidade. Deste modo, a classificação final do mapa contou com a suscetibilidade inicial e, quando verificada a presença de Floresta, a classe era rebaixada para a suscetibilidade inferior, excetuando-se a classe Baixo, na qual era mantida a suscetibilidade no mesmo nível, conforme pode ser observado na tabela abaixo (Tabela 4).

A classe de deslizamento translacional sofreu a maior modificação frente a cobertura de Floresta. A mudança mais significativa ocorreu entre as classes de Muito Alto para Alto, uma vez que 10,4% da cobertura foi mitigada, enquanto a classe Médio para Baixo sofreu redução de 7,8%. O total de mudanças entre as classes foi na ordem de 18,2%, considerando um total de 57,4% de deslizamentos translacionais. Isso pode estar relacionado com a grande abrangência espacial de deslizamentos translacionais em médias e altas encostas da bacia, ao mesmo tempo em que a cobertura vegetal de Floresta também predomina nos setores mais altos da encosta, o que acaba por gerar significativa mudança quando sobrepostos.

Tabela 4: Mudança de suscetibilidade aos movimentos de massa frente a mitigação da cobertura vegetal de Floresta.

Legenda do Mapa	Suscetibilidade inicial	Suscetibilidade sob Floresta	Área Total	Área Total da Classe
Deslizamento Translacional - Muito Alto	Muito Alto	-	20,04%	20,04%
Deslizamento Translacional - Alto	Muito Alto	Alto	10,42%	17,44%
	Alto	-	7,02%	
Deslizamento Translacional - Médio	Alto	Médio	2,66%	10,27%
	Médio	-	7,61%	
Deslizamento Translacional - Baixo	Médio	Baixo	7,83%	9,63%
	Baixo	-	1,80%	
Deslizamento Rotacional - Muito Alto	Muito Alto	-	7,93%	7,93%
Deslizamento Rotacional - Alto	Muito Alto	Alto	2,19%	5,93%
	Alto	-	3,74%	
Deslizamento Rotacional - Médio	Alto	Médio	1,18%	4,36%
	Médio	-	3,18%	
Deslizamento Rotacional - Baixo	Médio	Baixo	1,60%	3,07%
	Baixo	-	1,47%	
Fluxo de detritos - Muito Alto	Muito Alto	-	0,01%	0,01%
Fluxo de detritos - Alto	Muito Alto	Alto	0,001%	0,17%
	Alto	-	0,17%	
Fluxo de detritos - Médio	Alto	Médio	0,03%	0,19%
	Médio	-	0,16%	
Fluxo de detritos - Baixo	Médio	Baixo	0,14%	1,06%
	Baixo	-	0,92%	
Rastejo - Muito Alto	Muito Alto	Indiferente	0,06%	0,06%
Rastejo - Alto	Alto	Indiferente	0,51%	0,51%
Rastejo - Médio	Médio	Indiferente	0,02%	0,02%
Muito Baixo	-	-	19,31%	19,31%

Fonte: autor

As classes de deslizamento rotacional apresentaram redução da suscetibilidade substancialmente menor que as classes de deslizamento translacional. A redução entre as classes é bastante equilibrada e está na ordem de 5% do total de polígonos da área de estudo, considerando um total de 21,3% de deslizamentos rotacionais. Isso pode ser explicado pela menor abrangência espacial deste fenômeno em relação ao translacional. Ademais, os deslizamentos rotacionais ocorreram em encostas com maior acessibilidade de ocupação humana, o que acabou por diminuir a presença de Floresta neste setor, dado o uso para Agricultura ou Pastagem.

No mesmo sentido, as classes referentes aos fluxos de detritos perceberam menores reduções de suscetibilidade quando comparadas às categorias anteriores. Em que pese a menor abrangência espacial desta classe, as mudanças frente à cobertura vegetal de Floresta residem em 0,17% do total da área de estudo, considerando um total de 1,43% de fluxos de detritos. Isso pode estar diretamente relacionado com a ocorrência deste tipo de movimento nos vales muito úmidos e drenados, sendo estes setores do terreno de fácil acesso para a ocupação humana. Deste modo, o desmatamento ao longo do tempo se fez presente neste setor da bacia.

6.9 Validação do mapa de Suscetibilidade através do Inventário de cicatrizes de movimentos de massa

A superposição do inventário de cicatrizes de movimentos de massa sobre as classes de suscetibilidade pode ser considerada satisfatória. Sendo que a maior parte dos registros de cicatrizes de movimentos de massa estão concentrados na porção nordeste da área de estudo e em áreas de alto curso da bacia. A classificação das cicatrizes não incluiu os registros de deslizamentos associados aos cortes de estrada, tendo em vista que isso poderia distorcer a validação do mapa de suscetibilidade a movimentos de massa.

O número total de cicatrizes levantadas foi na ordem de 58 registros, sendo 52 de deslizamentos translacionais e 6 de deslizamentos rotacionais (Figura 42). Isso evidencia uma preponderância da ocorrência de deslizamentos translacionais na área de estudo. Por outro lado, a baixa representação espacial dos deslizamentos rotacionais pode estar relacionada não somente com a baixa ocorrência deste tipo de

deslizamento na bacia, como por possíveis influências decorrentes de voçorocas na geração rotacional. Nestas cicatrizes rotacionais é bastante comum o crescimento da vegetação pioneira, o que pode dificultar a visualização da feição nas imagens de satélite disponibilizadas no Google Earth Pro.

A validação do mapa de suscetibilidade apresentou congruências e incongruências, entre o que era esperado e o que foi validado pela sobreposição do inventário de cicatrizes (Figura 43). A validação dos deslizamentos rotacionais foi considerada satisfatória, apesar do baixo número de ocorrências dessa feição na área de estudo (Tabela 5). O total de 4/6 (66,6%) das cicatrizes de deslizamentos rotacionais ocorreram superpostas às classes de deslizamentos rotacionais indicadas no mapeamento. As incongruências estão na ordem de 2/6 (33,3%) das feições encontradas em área de deslizamento translacional, que devem estar associadas à evolução de um processo erosivo superficial que culminou em voçorocamento com rupturas adjacentes, o que pode ter confundido o levantamento das feições rotacionais com voçorocas.

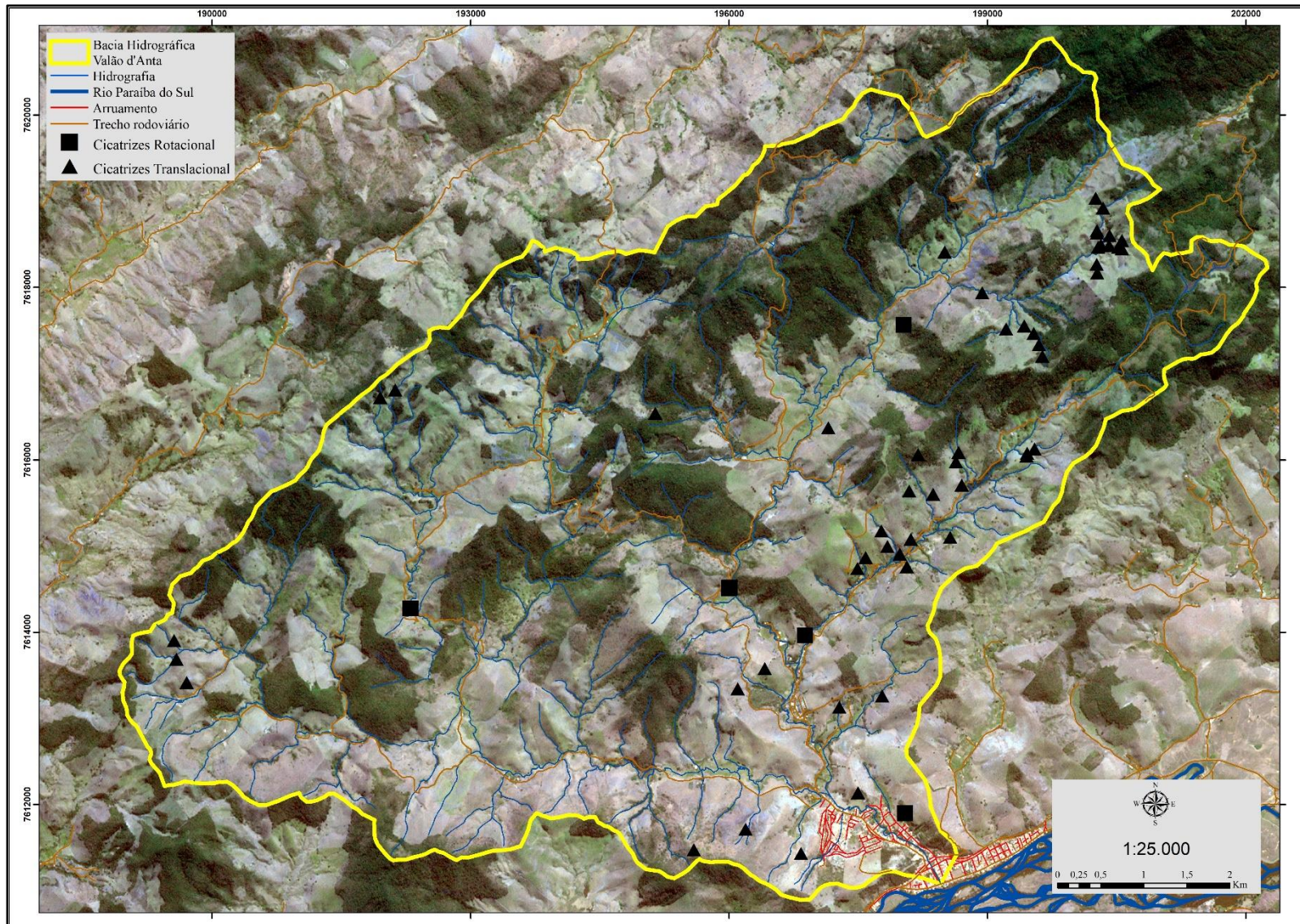


Figura 42: Mapa de inventário de Cicatrizes de movimentos de massa da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor

Tabela 5: Distribuição das cicatrizes de deslizamentos rotacionais frente a classificação de suscetibilidade.

Classificação de Suscetibilidade	Rotacional	%
Translacional - Muito Alto	1	16,7%
Translacional - Alto		
Translacional - Médio	1	16,7%
Translacional - Baixo		
Rotacional - Muito Alto		
Rotacional - Alto	4	66,6%
Rotacional - Médio		
Rotacional - Baixo		
Total	6	100%

Fonte: autor

No que se refere à análise da classe de suscetibilidade de deslizamento translacional, houve boa concordância entre o esperado mapa de suscetibilidade e o inventário de cicatrizes dessa classe (Tabela 6). O total de 22/52 das cicatrizes de deslizamentos translacionais ocorreram sobre as classes de suscetibilidade a deslizamentos translacionais produzidas no mapeamento. Isso mostra que resultou em 42,3% do total de cicatrizes deste tipo plotadas em áreas esperadas pelo mapeamento. De um modo geral, o percentual de validação foi menor do que o esperado para esta classificação. Entretanto, outras condições específicas podem auxiliar no entendimento desse resultado, como mencionado a seguir.

Entende-se que parte das incongruências entre a classificação proposta pelo mapa suscetibilidade e a ocorrência de cicatrizes pode estar relacionada com a pedologia da área de estudo. O total de 15/52 (28,7%) dos movimentos de massa translacionais estavam superpostos às classes de ocorrência de movimentos rotacionais. A presença de solos (geotécnicos) espessos nesta área predispõe a geração de deslizamentos rotacionais. Entretanto o registro de deslizamentos translacionais foi considerado acima do esperado. Isso acredita-se que possa estar essencialmente relacionado com a pedologia local, onde predominam os argissolos e cambissolos, conforme trabalho de Guimarães (2021).

Tabela 6: Distribuição das cicatrizes de deslizamentos translacionais frente a classificação de suscetibilidade.

Classificação de Suscetibilidade	Translacional	%
Translacional - Muito Alto	13	25%
Translacional - Alto	6	11,5%
Translacional - Médio	3	5,8%
Translacional - Baixo		
Rotacional - Muito Alto	7	13,4%
Rotacional - Alto	1	1,9%
Rotacional - Médio	2	3,8%
Rotacional - Baixo	5	9,6%
Fluxo de detritos - Baixo	3	5,8%
Muito Baixo	12	23%
Total	52	100%

Fonte: autor

A sobreposição das cicatrizes de deslizamentos translacionais com o mapa de solos confirma que 10/15 (66,6%) dos pontos estão situados em classe de cambissolo, enquanto 5/15 (33,3%) dos pontos estão sobre o argissolo. Os Cambissolos se caracterizam por apresentar horizonte B incipiente (Bi), de textura francoarenosa a mais argilosa, subjacente a qualquer horizonte (em geral o C), além de serem de rasos a pouco profundos (SOLOS, 2018). Esse tipo de solo é precariamente desenvolvido e pode apresentar uma superfície de descontinuidade hidráulica sobre o horizonte Bi, facilitando assim a geração de deslizamentos translacionais, mesmo em condições ambientais que teoricamente predominariam os deslizamentos rotacionais.

Por outro lado, os argissolos apresentam horizonte B textural (Bt) imediatamente abaixo de qualquer horizonte superficial (SOLOS, 2018). Isso tende a favorecer o acúmulo de água e a formação de uma descontinuidade hidráulica, propiciando assim o rompimento translacional. Diante disso, é possível inferir que a pedologia da bacia exerceu influência expressiva sobre a ocorrência dos deslizamentos, suscitando assim uma revisão sobre a estimativa das espessuras dos solos geotécnicos e a possibilidade de aperfeiçoamento da metodologia proposta.

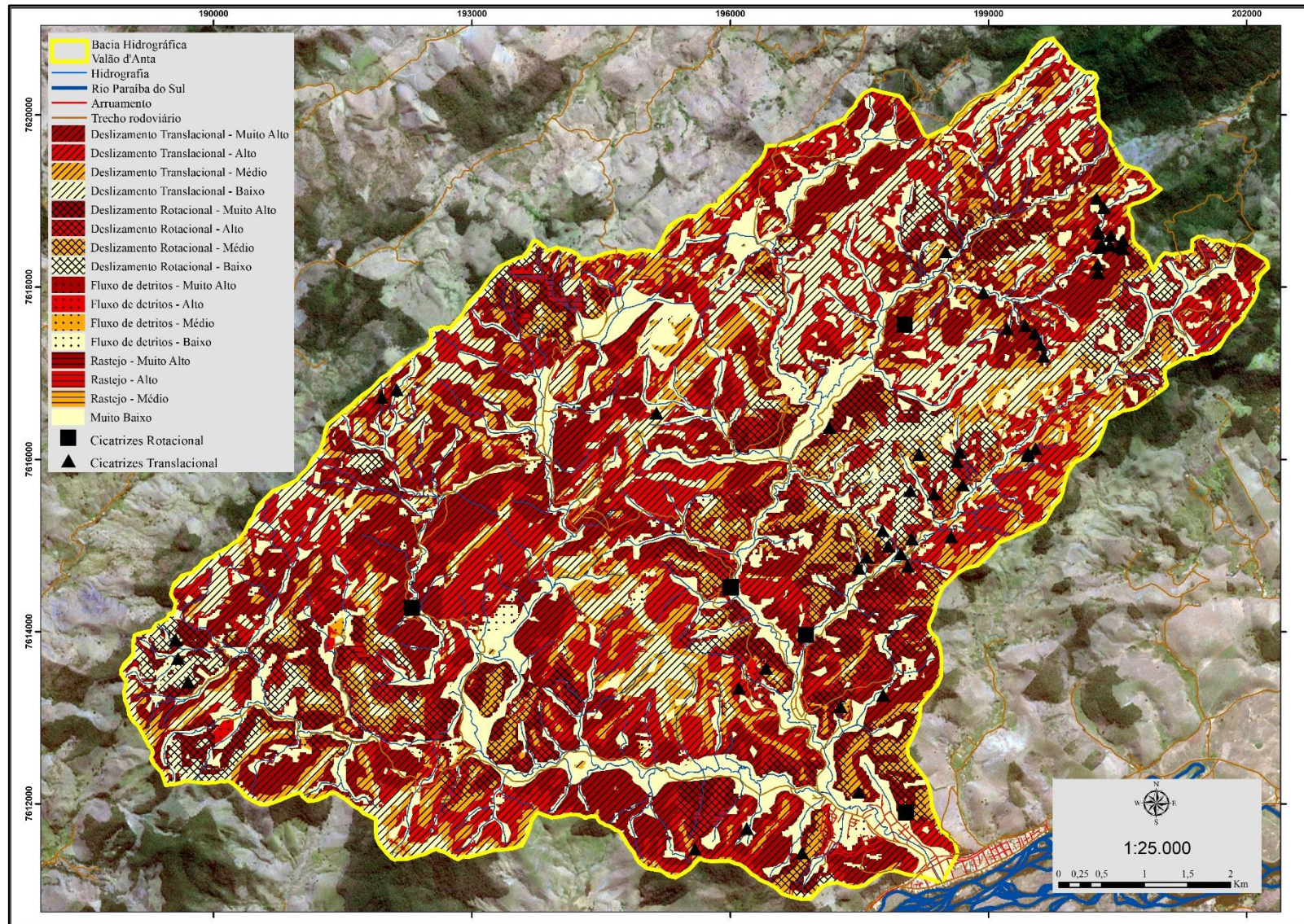


Figura 43: Mapa de Suscetibilidade a movimentos de massa e cicatrizes da bacia hidrográfica do Valão d'Anta. Fonte: autor.

Outra inconsistência verificada na validação do mapa de suscetibilidade pode ser percebida pela ocorrência de deslizamentos translacionais nas classes indicadas como também na classe Fluxo de detritos e Muito Baixo. A classe de Fluxo de detritos mostrou 3/52 (5,8%) das ocorrências de deslizamentos translacionais, enquanto a classe Muito Baixo apresentou 12/52 (23%) das ocorrências de deslizamentos translacionais. Essas inconsistências somadas representam 15/52 (28,8%) do total de ocorrências de translacionais. Acredita-se que esta incongruência possa ter ocorrido por duas questões centrais: a primeira a relação entre a infiltração e a exfiltração na encosta, enquanto a segunda seria uma limitação técnica dos dados levantados em escala 1:25.000.

A primeira hipótese para a ocorrência de deslizamentos translacionais nas partes próximas ao sopé de encosta e ao fundo de vale seria a condição de infiltração nas partes superior e média, com conseqüente exfiltração na base das encostas, o que fica evidente na Figura 44. O esperado para a infiltração e para a condutividade hidráulica seria o movimento descendente da água pela encosta, a partir da alta encosta em direção a meia encosta. Deste modo, ocorreria o aumento da poropressão, a exfiltração da água e o conseqüente deslizamento translacional, conforme pôde ser visto nos deslizamentos translacionais nos trabalhos de Coelho Netto *et al.* (2007) e Borges (2016).

As áreas de estudo dos referidos trabalhos são, respectivamente, o Parque Nacional da Tijuca (RJ) e o Córrego Dantas (Nova Friburgo-RJ), onde os relevos são predominantemente mais escarpados, apresentando maior declividade e instabilidade das encostas. Por outro lado, o relevo associado ao Valão D'Anta conjuga alinhamentos serranos com a presença de colinas e morros altos e baixos (DANTAS, 2000), o que fica evidente pelo predomínio de meias encostas, resultando em condições de menor inclinação quando comparada às outras áreas. Essa diferença de gradiente pode gerar um efeito de retenção da água ao longo da encosta, a partir disso, provocar o rompimento abaixo da meia encosta e mais próxima ao sopé de encosta ou do fundo de vale, onde o teor de umidade seria maior. O efeito disso é o aumento da poropressão e a conseqüente ruptura.

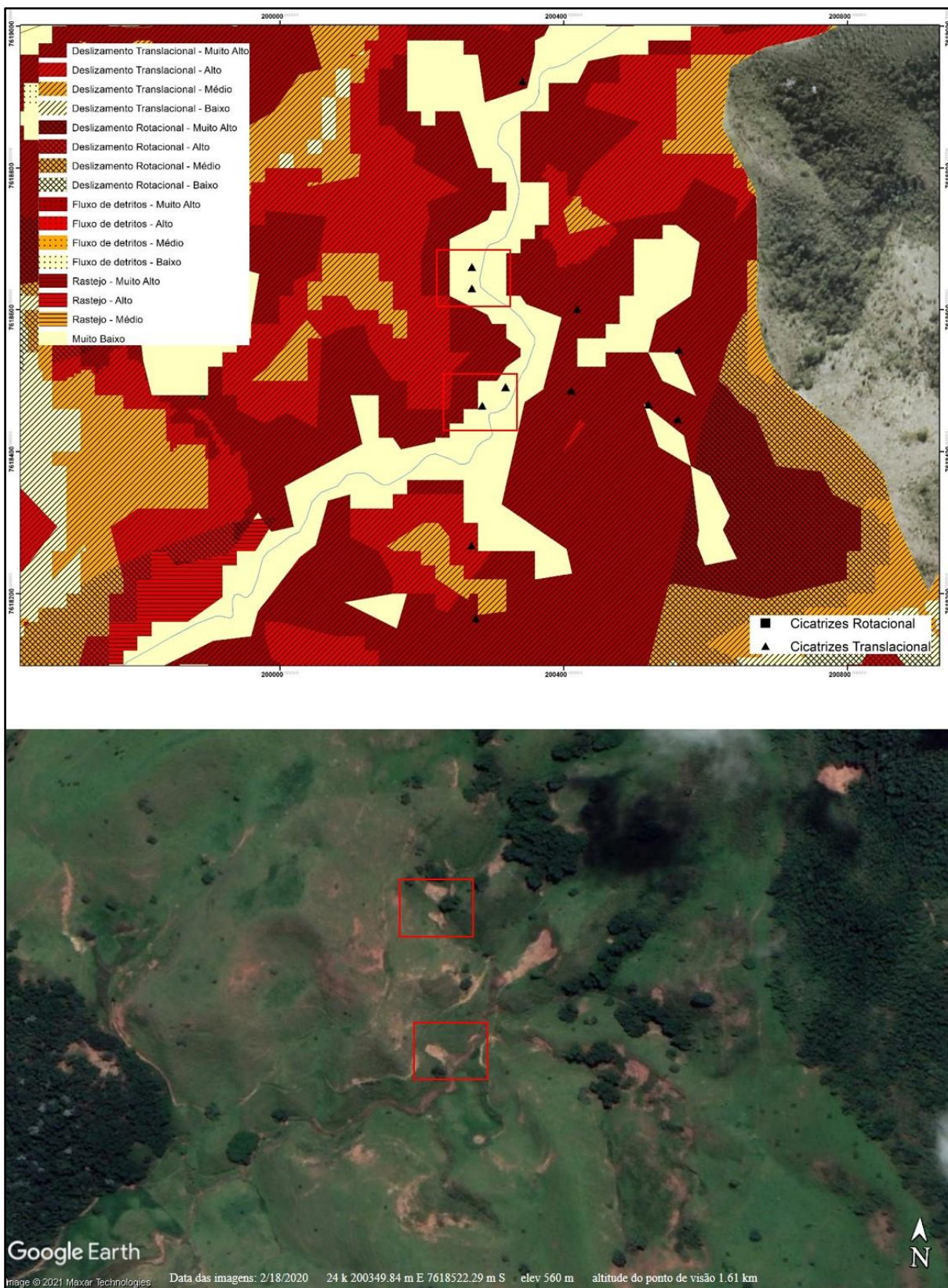


Figura 44: Ocorrência de deslizamentos translacionais em sopé de encosta. Fonte: autor

A segunda hipótese reside na limitação técnica do MDE utilizado para a construção dos mapas. O presente estudo foi elaborado a partir do MDE utilizado para a geração do Projeto RJ25, elaborado a partir de aerofotografias com escala aproximada de 1:30.000, sendo esse de matriz 10x10m. Entretanto, o MDE foi reamostrado para 20x20m com convolação cúbica, tendo em vista que o TPI produzido apresentava distorções geométricas.

A reamostragem corrigiu as feições erráticas, embora possa ter aumentado a generalização dos mapas propostos a partir dessa base, como o geomorfológico que é baseado no TPI e na Declividade. É possível que a utilização deste dado tenha promovido uma generalização de determinadas feições da encosta, sobretudo quando aplicado em escala 1:25.000. A partir disso, deslizamentos translacionais podem ter ocorrido no terreno em vertentes com alta inclinação, porém foram classificados como sopé de encosta e fundo de vale, divergindo assim da suscetibilidade que fora proposta nesta pesquisa.

Essa hipótese ganha ainda mais relevância quando se considera o trabalho de Barbosa (2015), que discute a divergência na geração de resultados do TPI a partir de MDE variados. O primeiro trabalho relacionado é o de Martinez (2014), que propôs um mapa de suscetibilidade utilizando a metodologia do TPI sobre a base de dados do Instituto Pereira Passos (IPP), em escala 1:10.000, levantado através de aerofotogrametria, imagens de satélite e scanner laser. Enquanto o segundo trabalho relacionado é o de Barbosa (2015), que replica a metodologia do TPI, mas utiliza o MDT 1:10.000 levantado através do LiDAR. As diferenças entre os dois levantamentos são substancialmente sensíveis, considerando que o levantamento de Barbosa apresenta maior acurácia nas feições mapeadas. É possível correlacionar essa situação com a proposta feita para o presente estudo, uma vez que o levantamento de TPI realizado para o Valão D'Anta, embora tenham sido realizados testes visuais para aumentar a acurácia das feições, pode ter sido limitado dada a fonte dos dados utilizados.

Deste modo, entende-se que as incongruências encontradas na validação do mapa de suscetibilidade foram geradas por três condições específicas. A primeira está relacionada com a influência dos solos pedológicos, tanto o cambissolo como o argissolo nos processos de geração dos movimentos de massa. A segunda consta do processo de infiltração e exfiltração das partes altas para a base da vertente, tendo

em vista que as declividades encontradas na bacia possam produzir elevada exfiltração na porção mais abaixo da vertente do que o esperado. E, por fim, a terceira está relacionada com a limitação técnica percebida no MDE disponível para a elaboração do mapa geomorfológico.

7 CONCLUSÕES, CONSIDERAÇÕES FINAIS E DESDOBRAMENTOS

A análise geoambiental da bacia hidrográfica do Valão D'Anta foi capaz de detectar diferentes impactos ambientais, mais especificamente sobre o uso do solo e cobertura vegetal com foco nos movimentos de massa. A área de estudo apresenta significativo impacto antrópico devido ao histórico de uso e ocupação, decorrente do ciclo econômico do café e o uso agropecuário. Isso resultou em um uso do solo e cobertura vegetal predominantemente de gramíneas voltado para a atividade agropastoril, resultado do acentuado desmatamento da floresta ombrófila semidecidual. Também resultou em diminuto dinamismo econômico. Esse cenário de degradação corroborou para a potencialização da ocorrência de movimentos de massa, o que pôde ser percebido através dos mapeamentos realizados na pesquisa.

A proposta metodológica utilizada na dissertação pode ser considerada satisfatória para o estudo proposto, embora possa ser aperfeiçoada. A conjugação dos diferentes mapeamentos temáticos, utilizando análises prévias das diferentes combinações ambientais voltadas para os movimentos de massa, trouxe resultados robustos para a pesquisa. A utilização de análises prévias das combinações se mostrou mais fidedigna do que propostas que utilizam sistema de atribuição de valores e pesos, uma vez que a atenção dada a cada tipo de combinação baseada na literatura aumenta a acurácia. Entretanto, cabe ressaltar que a pesquisa poderia ter tido ainda mais acurácia, caso dados da topografia (MDE) fossem mais precisos e estivessem disponíveis a baixo custo, como o uso de imagens LiDAR para a realização dos mapas base. Além de maior precisão em relação ao levantamento das espessuras dos solos e uma consideração maior sobre a pedologia local.

O mapa de litologias apresentou congruência com os levantamentos geológicos prévios, realizados em escala regional, em especial pela predominância de ortognaisses e gnaisses calcissilicáticos. Além disso, o mapa de solos geotécnicos mostrou-se adequado, tendo em vista a metodologia simples de realização e mais prática do que outros sugeridos na literatura. Isso o torna um produto menos custoso no trâmite de elaboração e fornece bons resultados, embora seja passível de melhoras na mensuração de determinadas espessuras. O mapa geotécnico apresentou predominância de saprolitos rasos, sendo estes relacionados principalmente aos deslizamentos translacionais, sendo consistente com o que foi

observado através do mapa de suscetibilidade e da validação. A conjugação do mapa geológico com o mapa geotécnico ficou sintetizado no mapa geológico-geotécnico, sendo este um importante resultado para a correlação da granulometria dos solos com os tipos de intemperismo das rochas e, conseqüentemente, para subsidiar as análises dos potenciais de deslizamentos nas vertentes.

Soma-se às análises anteriores, o mapa geomorfológico de base funcional que se mostrou uma ferramenta essencial para a elucidação da suscetibilidade na área de estudo. As feições encontradas apresentaram congruência com a realidade encontrada na área de estudo, especialmente pela ampla representação das meias encostas. No mesmo sentido, o mapa de IED propiciou o entendimento sobre as vertentes com maior e menor retenção de água, o que afeta diretamente a propensão aos diferentes tipos de movimentos de massa, ocorrendo uma significativa presença das classes Baixo e Médio. A elaboração do mapa hidrogeomorfológico, baseado na geomorfologia e IED, apresentou coerência entre as declividades e a retenção de água ao longo das vertentes, um fator importante para o entendimento da suscetibilidade na bacia.

Observou-se a expressiva consistência na conjugação dos mapas de geologia-geotecnia e hidrogeomorfologia, além do mapa de uso do solo e cobertura vegetal, que formaram o mapa de suscetibilidade a movimentos de massa, o principal desta pesquisa. Os resultados foram satisfatórios, considerando os mapas prévios e as análises de campo, havendo amplo predomínio dos deslizamentos translacionais em todos os níveis. Em que pese a validação ter detectado a ocorrência de algumas incongruências, como os deslizamentos translacionais ocorrendo em áreas de rotacionais, o que pode ser explicado pela pedologia da área de estudo. Outras incongruências encontradas residem na infiltração/exfiltração, que pode estar ocorrendo mais abaixo do que o esperado na vertente, além disso, a fonte dos dados que não permitiu maior acurácia no estudo.

A presente pesquisa mostrou-se consistente frente às discussões sobre os movimentos de massa, sendo importante pela inédita geração de informações geoambientais na área de estudo e que corroboram com dados pré-existentes em escala regional. Outro aspecto importante foi o entendimento de que a região Noroeste Fluminense apresenta condições geoambientais favoráveis para a ocorrência de movimentos de massa, algo que precisa ser aprofundado em futuros

estudos na região, tendo em vista a relevância social do tema. Por fim, segure-se desdobramentos e estudos baseados nesta pesquisa:

- Realização de estudos comparando a base de dados utilizada com outra de maior acurácia, como o LiDAR;
- Elaboração do mapa de risco a movimentos de massa na área de estudo;
- A reconstituição de APPs em cenário alternativo para recalculer a suscetibilidade a movimentos de massa;
- Realização do mapa de suscetibilidade à erosão dos solos na área de estudo;
- Elaboração de estudos sobre a geomorfologia quaternária da bacia, considerando possíveis bacias hidrográficas suspensas e as formas de relevo côncavo-convexas.

REFERÊNCIAS

AGRITEMPO. Agritempo: Sistema de Monitoramento Agrometeorológico. Disponível em:

<<https://www.agritempo.gov.br/agritempo/jsp/Estatisticas/pesquisaAvancada.jsp?siglaUF=RJ>>. Acesso em: 4 jan. 2021.

ALMEIDA, W. S. D.; CARVALHO, D. F. D.; PANACHUKI, E.; VALIM, W. C.; RODRIGUES, S. A.; VARELLA, C. A. A. Erosão hídrica em diferentes sistemas de cultivo e níveis de cobertura do solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v. 51, n. 9, p. 1110-1119, 2016.

AMARAL JUNIOR, A. F.; ZUQUETTE, L. V.. Zoneamento geológico-geotécnico de porção da região da Costa Verde-RJ, escala 1: 10.000. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 37, n. 4, p. 727-744, 2016.

AMORIM, R. S. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F.; MATOS, A. T.. Influência da Declividade do Solo e da Energia Cinética de Chuvas Simuladas na Erosão Entre Sulcos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, Campina Grande, v. 5, n.1, p. 124-130, 2001.

ANDRADE, A. G. D.; PORTOCARRERO, H., CHAVES, T. D. A., LIMA, J. D. S., BARROSO, D., & de CAMPOS, T. M. P.. Manejo de solo, água, planta e resíduo para o controle da erosão e recuperação de áreas degradadas. In: Embrapa Solos-Artigo em anais de congresso (ALICE). In: SEMINÁRIO DA REDE AGROHIDRO, 1., 2012, Rio de Janeiro. Água: desafios para a sustentabilidade da agricultura: anais. Rio de Janeiro: Embrapa Solos, 2014. p. 52-54.

APÓS chuvas de janeiro, RJ tem mais 8 cidades em situação de emergência. G1, 2 fev. 2011. Disponível em: <<http://g1.globo.com/rio-de-janeiro/chuvas-no-rj/noticia/2011/02/apos-chuvas-de-janeiro-rj-tem-mais-8-cidades-em-situacao-de-emergencia.html>> Acesso em: 10 jan. 2021.

ARAÚJO, B. P.; LEMOS, L. M.. Dinâmicas territoriais no Estado do Rio de Janeiro: reflexões em torno da região Noroeste Fluminense. In: MARAFON, G. J.; RIBEIRO, M. A.. (Org.). *Revisitando o território Fluminense VI*. 1ed. Rio de Janeiro: EDUERJ, 2017, v. 01, p. 1-350.

ASSUMPÇÃO, A. R. Políticas Públicas e Movimentos de Massa Gravitacionais em Angra dos Reis. *Seminários Espaços Costeiros*, v. 1, 2011.

AVELAR, A.S. Investigação histórica e geotécnica do movimento de massa do Soberbo (RJ). Dissertação de Mestrado, COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, 1996, 122p.

AVELAR, A.S. & LACERDA, W.A. "Causas iniciais do movimento de massa do Soberbo, RJ – Brasil", II Simp. Panam. sobre Escorregamentos e II Conf. Bras. Estab. de Encostas – COBRAE, Rio de Janeiro, v.1, 1997 p. 3-12.

AVELAR, A. S.; LACERDA, W. A.; COELHO NETTO, A. L.. Análise de susceptibilidade a movimentos de massa no Maciço da Tijuca (RJ) utilizando SIG. In: Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas - COBRAE III, 2002, Rio de Janeiro. Anais do: Conferência Brasileira Sobre Estabilidade de Encostas - COBRAE III, 2002. v. único. p. 133-140.

AVELAR, A. S., COELHO NETTO, A. L., LACERDA, W. A., BECKER, L. B., MENDONÇA, M. B. Mechanisms of the recent catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil. In: Landslide science and practice. Springer, Berlin, Heidelberg, 2013. p. 265-270.

AZEVEDO, A. C.; DALMOLIN, R. S. D. Solos e ambiente: uma introdução. Santa Maria: Palloti, 2004.

BABAR, M. Hydrogeomorphology: Fundamentals Applications and Techniques. Nova Delhi: NIPA, 2005, 274p.

BALLAIS, J. L., CHAVE, S., DELORME, V., & ESPOSITO, C. Hydrogéomorphologie et inondabilité. Géographie physique et Quaternaire, v. 61, n. 1, p. 75-84, 2007.

BALLAIS, J. L., CHAVE, S., DELORME, V., & ESPOSITO, C. Le lit majeur exceptionnel: premier bilan. Revue Géographique de l'Est, v. 51, n. 3-4, 2011.

BARBOSA, L. S., AVELAR, A. S., COUTINHO, B. H., COELHO NETTO, A. C. Geração de parâmetros morfométricos obtidos de lidar na bacia do rio cachoeira, maciço da Tijuca (RJ). Revista geonorte, v. 5, n. 16, p. 161-166, 2014.

BARBOSA, L. S. Avaliação de Modelos Digitais de Terreno gerados por escaneamento a laser (LiDAR) no Maciço da Tijuca, RJ. Dissertação de Mestrado. Departamento de Geografia. Universidade Federal do Rio de Janeiro. 131 p., 2015.

BASTOS, J.; NAPOLEÃO, P. O estado do ambiente: indicadores ambientais do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: SEA (Secretaria Estadual do Ambiente)/INEA (Instituto Estadual do Ambiente), 2010.

BAUM, R. L.; SAVAGE, W. Z.; GODT, J. W. TRIGRS: a Fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis, version 2.0. Denver, CO, USA: US Geological Survey, 2008.

BAUZYS, F.. Mapa de inventário dos movimentos de massa ocorridos no alto da bacia do ribeirão Belchior, Gaspar, Santa Catarina. Revista Geonorte, v. 3, n. 4, p. 788-799, 2012.

BERTOLINO, A. V. F. A.; SOARES, I. L. P. ; CUNHA, L. J. S. . Dinâmica hidrológica e erosiva em agricultura tradicional de corte e queima no bioma de mata Atlântica (RJ) - Brasil. TERRITORIUM (COIMBRA), v. 22, 2015, p. 65-75.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. Conservação do solo. Icone, 6ª ed. São Paulo, 2008, 355p.

BIGARELLA, J. J. BECKER, R. D.; PASSOS, E.; Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. Da UFSC, v. 2. 875 p., 1996.

BORGES, G. F. ; LIMA, P. H. ; AVELAR, A. S.. Geomorfologia, Solos e Movimentos de massa ocorridos em janeiro de 2011 na bacia do Córrego Dantas, Nova Friburgo (RJ). Revista Geonorte, v. 10, p. 141-145, 2014.

BORGES, G. F. Infiltração e sucção dos solos: Subsídios aos estudos dos movimentos de massa na bacia do Córrego Dantas, Nova Friburgo, RJ, 2016. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geografia, Rio de Janeiro, 2016.

BRANDÃO, C. B., da SILVA, A. S., de MIRANDA, R. A. C., & GUERRA, A. J. T.. A Determinação do Perfil Climatológico do Município de Santo Antônio de Pádua-RJ e Sua Aplicabilidade na Recuperação de Áreas Degradadas. Anuário do Instituto de Geociências, 39(1), 2016, 5-12.

BRASIL. Capacitação em mapeamento e gerenciamento de risco. Brasília: Ministério das Cidades, 2004. (CD-ROM)

BRITO, M. M. Identificação de cicatrizes de movimentos de massa na borda oriental da bacia do paraná com base em imagens Landsat 5-TM. Revista Brasileira de Geografia Física, v. 8, n. 01, p. 056-070, 2015.

BRIZZI, R. R.; SOUZA, A. P.; COSTA, A. J. S. T. Influência do manejo agrícola na suscetibilidade dos solos  erosão na sub-bacia hidrográfica do rio São Romo, Nova Friburgo/RJ. Estudos Geográficos, Rio Claro, v. 15, n. 2, p. 171-191, 2017.

BRIZZI, R. R.; PORTOCARRERO, H., COSTA, N. M. C. D., SOUZA, A. P. D., & COSTA, A. J. S. T. D.. Análise das características físico-químicas do horizonte superficial de um latossolo amarelo sob pastagem como subsídio  compreensão de processos erosivos no município de Paraty-RJ. Caminhos de Geografia, v. 20, n. 69, p. 223-236, 2019.

CAMBUCI. Decreto municipal nº 1.100, de 3 de junho de 2013. Cria o Refúgio de Vida Silvestre do Chauá e dá outras providências. Cambuci, 2013. Disponível em: <https://drive.google.com/drive/folders/1y23Wzm1cjQnWhfa82xWkIDv0e41sE-JF>. Acesso em: 04 jan. 2021.

CARDOZO, G. L.. Utilização da ferramenta r. randomwalk para a avaliação de movimentos de massa na bacia do rio Mascarada–RS. 2018.

CARVALHO, C. S. e GALVÃO, T. 2006. Ação de Apoio à Prevenção e Erradicação de Riscos em Assentamentos Precários. In: BRASIL. CARVALHO, C. S. e GALVÃO, T. (orgs.). Prevenção de Riscos de Deslizamentos em Encostas: Guia para Elaboração de Políticas Municipais. Brasília: Ministério das Cidades; Cities Alliance, 2006, p. 10-17.

CARVALHO, M. V. A. DA SILVA, G. F., CRUZ, C. B. M., & VICENS, R. S. Análise da Expansão Urbana na Cidade do Rio de Janeiro–Área de Planejamento 4. Revista Continentes, n. 8, p. 88-105, 2016.

CARVALHO FILHO, A. D., LUMBRERAS, J. F., AMARAL, F. C. S. D., NAIME, U. J., DANTAS, M. E., SHINZATO, E., ... & DAVIS, E. G.. Projeto Rio de Janeiro: estudo geoambiental do estado do Rio de Janeiro. CPRM; DRM, 2001.

CASSETI, V. Ambiente e apropriação do relevo. São Paulo: Contexto, 1991. 136p.

CASTRO, U. N., NEVES, S. R. A., SILVA, L. F. T. C., MENDES, S. P., GUERRA, A. J. T.. Mapeamento de feições erosivas e cicatrizes de escorregamento por unidades de relevo na sub-bacia do Rio Sana (Macaé–RJ). Revista de Geografia (Recife), v. 27, n. 3. Esp, p. 19-33, 2011.

CASTRO, A. L. C.. Manual de planejamento em defesa civil. Ministério da Integração Nacional, Secretaria Nacional de Defesa Civil, 1999.

CASTRO, U. N., NEVES, S. R. A., SILVA, L. F. T. C., MENDES, S. P., GUERRA, A. J. T. Mapeamento de feições erosivas e cicatrizes de escorregamento por unidades de relevo na sub-bacia do Rio Sana (Macaé–RJ). Revista de Geografia (Recife), v. 27, n. 3. Esp, p. 19-33, 2010.

CHAVES, T. de A.; ANDRADE, A. G., LIMA, J. D. S., & PORTOCARRERO, H.. Recuperação de áreas degradadas por erosão no meio rural. Embrapa Solos-Fôlder/Folheto/Cartilha (INFOTECA-E), 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo. Editora Edgard Blucher, 2º ed. 1980. p 149.

COELHO, J. O. M.; ZAINÉ, J. E.; RODRIGUES, F. H.. Análise fisiográfica, a partir de técnicas de fotointerpretação, aplicada ao mapeamento geológico-geotécnico de obras rodoviárias. *Revista Brasileira de Cartografia*, v. 68, n. 10, 2016.

COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. S.; SATO, A. M.; DIAS, M. A.; NEGREIROS, A. B. Vulnerabilidade em Geossistemas Montanhosos e Desastres Causados na Interface Floresta-Urbana: Controles Geológicos, Geomorfológicos e Geoecológicos. In: LARCEDA, W. A.; PALMEIRA, E. M.; COELHO NETTO, A. L.; EHRLICH, M. Desastres Naturais : Suscetibilidade e riscos, mitigação e prevenção, gestão e ações emergenciais. Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 2012. 211 p.

COELHO NETTO, A. L., AVELAR, A. S., FERNANDES, M. C., & LACERDA, W. A. Landslide susceptibility in a mountainous geocosystem, Tijuca Massif, Rio de Janeiro: The role of morphometric subdivision of the terrain. *Geomorphology*, v. 87, n. 3, 2007, p. 120-131.

COELHO NETTO, A. L., AVELAR, A. S., SATO, A. M., FERNANDES, M. C., OLIVEIRA, R. R., COSTA, R. V. C., ... & LACERDA, W. A. Landslides susceptibility and risk zoning at Angra Dos Reis, Rio de Janeiro State, SE-Brazil: a quali-quantitative approach at 1: 5,000 scale. In: LARCEDA, W. A.; PALMEIRA, E. M.; COELHO NETTO, A. L.; EHRLICH, M. Extreme rainfall induced landslides: an international perspective,, v. 1, p. 262-296, 2014.

COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M.; FREITAS, L. E. Land use-vegetation-landslide interactions in the mountainous region of Rio de Janeiro State: scientific basis for risk assessment and management. *Anais Regional Conference of International Geographical Union*. Moscow, 2015

COSTA, G. C. P. D.; SILVA, A. S. D. Aumento da erosão pela compactação do horizonte superficial causada pelo pisoteio bovino em Santo Antônio de Pádua–RJ. In: 15 Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental, Rio Grande do Sul. 2015.

COUTINHO, M. P. ; MEDEIROS, J. D. ; SORIANO, E. ; LONDE, L. R. ; LEAL, P. J. V. ; SAITO, S. . O Código Florestal Atual (Lei Federal nº 12.651/2012) e suas implicações na prevenção de desastres naturais. *SUSTENTABILIDADE EM DEBATE*, v. 4, p. 237-256, 2013.

CUNHA, S. B.; GUERRA, A.J.T. - A questão ambiental: Diferentes abordagens. 4ª edição, Rio de Janeiro, Bertrand Brasil, 2008.

DANTAS, M. E. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro: Texto explicativo do mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro na escala 1: 50.000. CPRM/DRM. Rio de Janeiro: CPRM/DRM, 2000.

DANTAS, M. E. Geomorfologia do estado do Rio de Janeiro. Silva, LC; Cunha, HVS Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2001.

DANTAS, M. E., SHINZATO, E., MEDINA, A. I. D. M., SILVA, C. R. D., Pimentel, J., Lumbreras, J. F., ... & CARVALHO FILHO, A. D.. Diagnóstico geoambiental do estado do Rio de Janeiro, 2005.

DANTAS, M. E., MORAES, J. M., FERRASSOLI, M. A., JORGE, M. D. Q., & HILQUIAS, V. A. Geodiversidade do estado do Rio de Janeiro. 2020.

DE REU, J., BOURGEOIS, J., BATS, M., ZWERTVAEGHER, A., GELORINI, V., DE SMEDT, P., ... & VAN MEIRVENNE, M.. Application of the topographic position index to heterogeneous landscapes. *Geomorphology*, v. 186, p. 39-49, 2013.

DIAS, M.A.; COELHO NETTO, A.L. A influência da topografia na distribuição de gramíneas em um fragmento de floresta Atlântica urbana montanhosa: maciço da Tijuca/RJ. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 12, n. 2, p. 3-14, 2011.

DIAS, E.O.; MARÇAL, R.S.; MORAES, N.; BERTOLINO, A. V. F. A.; BERTOLINO, L. C.. Monitoramento da pluviosidade e da perda de solo em parcelas de erosão com diferentes usos: DGEO/UERJ/FFP. In: XXXII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo, 2009, Fortaleza. O solo e a produção de bioenergia: perspectivas e desafios, 2009.

DORAIS, A.; CARDILLE, J.. Strategies for incorporating high-resolution google earth databases to guide and validate classifications: Understanding deforestation in Borneo. *Remote Sensing*, v. 3, n. 6, p. 1157-1176, 2011.

DOURADO, F., ARRAES, T. C., FERNANDES, M.. O Megadesastre da Região Serrana do Rio de Janeiro: as causas do evento, os mecanismos dos movimentos de massa e a distribuição espacial dos investimentos de reconstrução no pós-desastre. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 35, n. 2, p. 43-54, 2012.

ENTRALGO, J. F. T.. Análise espacial e estatística dos movimentos de massa deflagrados pelas chuvas dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na região serrana do estado do Rio de Janeiro, Brasil. 2013.

FAO, ITPS. Status of the world's soil resources (SWSR)—main report. Food and agriculture organization of the United Nations and intergovernmental technical panel on soils, Rome, Italy, v. 650, 2015.

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*, v. 2, n. 1, 2001.

FERNANDES, N. F.; AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológico. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (org.) *Geomorfologia e meio ambiente*. 4 ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 123-194p.

FELL, R., COROMINAS, J., BONNARD, C., CASCINI, L., LEROI, E., SAVAGE, W. Z.. Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land-use planning. *Engineering geology*, v. 102, n. 3-4, p. 99-111, 2008.

FERRERIA, A. O., GONZATTO, R., SOARES, F. C., MIOLA, A., PINTO, J. S., ELTZ, F. L. F., AMADO, T. J. C. Influência da declividade e de níveis de cobertura do solo no processo de erosão com chuva simulada. *Revista verde de agroecologia e desenvolvimento sustentável*, v. 5, n. 5, p. 182-190, 2010.

FERREIRA, P. A. H. O papel da cobertura vegetal na proteção do solo contra a erosão através do Ensino Baseado em Casos. 2019.

FIRJAN - FEDERAÇÃO DAS INDÚSTRIAS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. Retratos regionais - anuário econômico. 2018.

FLORENZADO, T.G.. Iniciação em sensoriamento remoto, Terceira. ed. Oficina de Texto, São Paulo, 2011

FORNASA, T. L.. Mapeamento geológico-geotécnico e análise de suscetibilidade a movimentos de massa em Braço do Norte-SC. 2018.

FREITAS, E. P. Análise integrada do mapa de uso e ocupação das terras da microbacia do Rio Jundiaí-Mirim para fins de gestão ambiental. Dissertação em Agricultura Tropical e Subtropical. Campinas. Instituto Agrônomo, 2012.

GAMA-RODRIGUES, A. C.; GAMA-RODRIGUES, E. F.; BRITO, E. C.. Decomposição e liberação de nutrientes de resíduos culturais de plantas de cobertura em argissolo vermelho-amarelo na região noroeste Fluminense (RJ). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 31, n. 6, p. 1421–1428, 2007.

GARCIA M. I. M., NETTO, A. L. C., JARA, S. D. M., SCHLEE, M. B., & DA SILVA JÚNIOR, O. P.. Uso do Solo e Vulnerabilidade Socioambiental na Sub-Bacia do Alto Rio das Pedras (Rio de Janeiro/RJ): Subsídios para Regeneração de Rios Neotropicais. *Revista do Departamento de Geografia*, v. 32, p. 29-38, 2016.

GIL, V.. Geomorfología fluvial de la cuenca del arroyo El Negro, Buenos Aires, Argentina. 2011.

GOERL, R. F.; KOBIYAMA, M.; SANTOS, I.. Hidrogeomorfologia: princípios, conceitos, processos e aplicações. Revista Brasileira de Geomorfologia, v. 13, n. 2, 2012.

GOLDICH, S. S. A study in rock-weathering. The Journal of Geology, v. 46, n. 1, p. 17-58, 1938.

GOMES, F. S.. Estudo da Erodibilidade e Parâmetros Geotécnicos de um solo em Processo Erosivo. Tese de Doutorado. Dissertação de Mestrado. UFPE. Engenharia Civil, Recife-PE. 2001.

GONÇALVES, Y. D. C.. Estudo de movimento de massa do tipo rastejo (Creeping) no morro do Benjamin, em São José-SC. 2014. Tese de Doutorado. Universidade Federal de Santa Catarina.

GOUDIE, A. Encyclopedia of Geomorphology. Routledge: London, 2004, 1200 p.

GREGORIO, L. T. D.; GRAMINHA, C. A.; LEAL, P. J. V.; NERY, T. D. Contributions of GIDES Project for Sediment Disaster Early Warnings in Brazil. International Journal of Erosion Control Engineering, v. 11, p. 73-84, 2019.

GUERRA, A. T.. Dicionário Geológico Geomorfológico. 8 Edicao. Ministerio de Planejamento, Orcamento e Gestao. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE. Rio Janeiro, 1993.

GUERRA, A.J.T. Processos Erosivos nas Encostas. In: Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos. Editores: GUERRA, A.J.T.; CUNHA, S.B. 2aed, Bertrand Brasil, Rio de Janeiro, RJ, 1995.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. Geomorfologia: e meio ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

GUERRA, A. J. T. Encostas e a questão ambiental. In: CUNHA, S. B.; GUERRA, A. J. T. (org.) A questão ambiental: diferentes abordagens. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 191-218p.

GUERRA, A.J.T.; SILVA, A.S.; BOTELHO, R,G,M. (Org.) Erosão e conservação dos solos: conceitos, temas e aplicações. 2ª Ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2005. 339 p.

GUERRA, A. T.; DA CUNHA, S. B.. Geomorfologia do Brasil. Bertrand Brasil, 2006.

GUERRA, A. J. T.; MARÇAL, M. S. Geomorfologia Ambiental, Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006

GUERRA, A.J.T.; JORGE, M. C. O. (Org.) . Degradação dos Solos no Brasil. 1. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2014. v. 1. 317p .

GUHA-SAPIR, D., VOS, F., BELOW, R., PONSERRE, S.. Annual disaster statistical review 2011: the numbers and trends. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), 2012.

GUIDICINI, G.; NIEBLE, C. M.. Estabilidade em Taludes Naturais e de Escavação. São Paulo: 2º ed. Edgard Blücher,. 194p, 1984.

GUIMARÃES, Laís Rosa. Mapeamento de classes de solos e feições erosivas da bacia hidrográfica do Valão d'Anta – Cambuci (RJ). 2021. 90 p. Monografia (Bacharel e Licenciatura em Geografia) – Instituto de Geografia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

GUIMARÃES, R.F.; CARVALHO JUNIOR, O.A.; GOMES, R.A.T.; FERNANDES, N.F. Movimentos de Massa. In: FLORENZANO, T. (org) Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais. São Paulo: Oficina de Textos, 2008.

GUIMARÃES, R. Z., LIGNAU, C., RIZZI, N. R., SCHECHI, R. G., BIANCHI, R. C. Espacialização da perda de solo por erosão laminar na micro-bacia do rio Campinas. Joinville, Santa Catarina. RaE Ga, v. 23, p. 32-64, 2011.

GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M., REICHENBACH, P.. Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. Geomorphology, v. 31, n. 1-4, p. 181-216, 1999.

GUZZETTI, F., MONDINI, A. C., CARDINALI, M., FIORUCCI, F., SANTANGELO, M., CHANG, K. T.. Landslide inventory maps: New tools for an old problem. Earth-Science Reviews, v. 112, n. 1-2, p. 42-66, 2012.

HANSEN, M. J.. Strategies for classification of landslides. In Slope Instability. 1984, pp. 1 - 25

HEILBRON, M. O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Rio de Janeiro, 1995.

HEILBRON, M., VALERIANO, C. D. M., VALLADARES, C. S., & MACHADO, N.. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 25(4), 249-266, 2017.

HONDA, S. C. D. A. L., VIEIRA, M. D. C., ALBANO, M. P., MARIA, Y. R.. Planejamento ambiental e ocupação do solo urbano em Presidente Prudente (SP). *Revista Brasileira de Gestão Urbana*, v. 7, n. 1, p. 62-73, 2015.

HUNGR, O.; EVANS, S. G.; BOVIS, M. J.; HUTCHINSON, J.N. A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience*, v. 7, n. 3, p. 221-238, 2001.

IBGE. Censo Agropecuário 2017. Disponível em: < <https://sidra.ibge.gov.br/tabela/6907#resultado> >. Acesso em: 14 de janeiro de 2021.

IBGE. Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais. Manual técnico de geomorfologia. 2. ed. Rio de Janeiro, RJ, 2009.

IBGE. Base cartográfica contínua do Estado do Rio de Janeiro na escala 1:25.000 - BC25_RJ. Disponível em < http://www.metadados.geo.ibge.gov.br/geonetwork_ibge/srv/por/metadata.show?uid=f607e687-6f9c-4140-9d2b-f28376ca3364 > Acessado em: 23/12/2020

IBGE, R. Manual técnico da vegetação brasileira. 2012.

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas. Manual técnico de uso da terra. 3 ed. Rio de Janeiro, 2013.

INÁCIO, E. S. B.; CANTALICE, J. R. B.; NACIF, P. G. S.; ARAÚJO, Q. R.; BARRETO, A. C. Quantificação da erosão em pastagem com diferentes declives na Microbacia do Ribeirão Salomea. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.11, p.355–360, 2007.

JARDIM, H. L.; FERNANDES, N. F.; DE SOUZA, A. P.. Perda de solo em parcelas de erosão, sob diferentes culturas e técnicas de manejo e a análise de estratégias de conservação. *Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento*, v. 1, p. 4394-4405, 2017.

JENNESS, J; BROST, B.; BEIER, P. Manual: Land Facet Corridor Designer. 2013. Disponível em: < http://www.jennessent.com/downloads/Land_Facet_Tools.pdf > Acessado em: 29/12/2020

JULIÃO, R. P., NERY, F., RIBEIRO, J. L., CASTELO BRANCO, M., & ZÊZERE, J.. Guia metodológico para a produção de cartografia municipal de risco e para a criação de sistemas de informação geográfica (SIG) de base municipal. 2009.

KAZMIERSKI, M.; SANTOS, A. G.; ODEBRECHT, E.. O uso das raízes no aumento do fator de segurança de taludes. In: VII Conf. Brasileira sobre Estab. de Encostas.

2017, Florianópolis, Santa Catarina. Anais VI Conf. Brasileira sobre Estab. de Encostas.

KOBIYAMA, M., MENDONÇA, M., MORENO, D. A., MARCELINO, I. P. V. O., MARCELINO, E. V., GONÇALVES, E. F., ... & RUDORFF, F. D. M. (2006). Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos. Curitiba: Organic Trading.

LEPSCH, I. F. Formação e conservação de solos. Oficina de Textos. São Paulo – SP, 2002. 178p

LIMA, E.. Erosão do solo: fatores condicionantes e modelagem matemática. Revista Cadernos do Logepa, v. 1, n. 1, p. 3-43, 2003.

LOLLO, J. A. O Uso da técnica de avaliação do terreno no processo de elaboração do mapeamento geotécnico: Sistematização e aplicação na quadricula de Campinas. 1996. 2v.Tese (Doutorado em Geotecnia). Escola de Engenharia de São Carlos. Universidade de São Paulo. São Carlos. 1996.

LOPES, E. S. S. Modelagem espacial dinâmica em sistema de informação geográfica– uma aplicação ao estudo de movimentos de massa em uma região da Serra do Mar paulista. Rio Claro, 2006.

LUZ, L. M.; MARCAL, M. S.. A perspectiva geográfica do antropoceno. Revista de Geografia, v. 33, n. 2, 2016.

MACÊDO, R.; SOUZA, C.; DA SILVA COSTA, D. F.. Análise do uso e cobertura do solo no município de Parelhas–RN. Revista do CERES, v. 1, n. 2, p. 58-61, 2015.

MALHEIROS, M.. Homens da fronteira: Índios e Capuchinhos na ocupação dos Sertões do Leste , do Paraíba ou Goytacazes (Séculos XVIII e XIX). 2008. Tese (Doutorado em História) - Instituto de Ciências Humanas e Filosofia, Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2008.

MARCELINO, E. V.; NUNES, L. H.; KOBIYAMA, M.. Banco de dados de desastres naturais: análise de dados globais e regionais. Caminhos de Geografia, v. 7, n. 19, 2006.

MARCHIORO, E.; FERNANDES, N. F.; MACEDO, J. R. D.; BHERING, S. B.; GONÇALVES, A. O.. Aplicação do Código Florestal Brasileiro como subsídio para o planejamento ambiental: um estudo de caso na região noroeste do estado do Rio de Janeiro. Sociedade & Natureza, v. 22, n. 1, 2010.

MARCHIORO, E.; FERNANDES, N. F.; DE MACEDO, J. R.; BHERING, S. B.; GONÇALVES, A. O., & PRADO, R. B.. Modelagem da produção de sedimentos

usando cenário ambiental alternativo no noroeste do Rio de Janeiro-Brasil. Embrapa Solos-Artigo em periódico indexado (ALICE), 2014.

MARINHO, I.. Processo De Regionalização Do Noroeste Fluminense. Revista Tamoios, v. 13, n. 2, p. 78–93, 2017.

MARQUES, M. C. O.; COELHO NETTO, A. L.; SATO, A. M.. Influência de floresta secundária e gramínea na deflagração de deslizamentos translacionais rasos em Nova Friburgo, Rio de Janeiro. Revista brasileira de geomorfologia, v. 19, p. 793-806, 2018.

MENDONÇA, P. C.. Aplicação do modelo Shalstab para delimitação de áreas susceptíveis a escorregamento no município de Niterói-RJ. 2017.

MESSIAS, C. G.. Análise de uso do solo utilizando diferentes técnicas e imagens de média e alta resolução espacial. Revista de Geografia-PPGEO-UFJF, v. 2, n. 1, 2012.

MINISTÉRIO DAS CIDADES. Capacitação em mapeamento e gerenciamento de risco. [S.l.,]. Disponível em: <<http://www.defesacivil.mg.gov.br/images/documentos/Defesa%20Civil/manuais/mapeamento/mapeamento-grafica.pdf>>. Acesso em: 10 out. 2020.

MIRANDA, J., G.. Mapeamento geotécnico e estudo da susceptibilidade à erosão na bacia do Ribeirão Ponte de Pedra (MT), escala 1: 100.000. 2005. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

MONTEBELO, L. A., CASAGRANDE, C. A., BALLESTER, M. V. R., VICTORIA, R. L., & CUTOLO, A. P. A.. Relação entre uso e cobertura do solo e risco de erosão nas áreas de preservação permanente na bacia do ribeirão dos Marins, Piracicaba-SP. Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, v. 12, p. 3829-3836, 2005.

MORAIS, N.; PIMENTA, M.L.F. ; VICENS, R. S.; BERTOLINO, A. V. F. A.. Análise do escoamento superficial em áreas de pastagem com diferentes declives na bacia hidrográfica do rio São João, RJ. In: VIII Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2010, Recife. Sensitividade de paisagens: a geomorfologia no contexto das mudanças, 2010.

MORAIS, N. B.; VICENS, R. S.; BERTOLINO, A. V. F. A.. Avaliação da condutividade hidráulica e a sua relação com escoamento superficial em áreas de colinas situadas na bacia hidrográfica do rio São João, RJ. Revista Tamoios, v. 9, n. 1, 2013.

MORGAN, R. P. C. (1986) Soil erosion and conservation. Longman Scientific and technical, 298p.

MORTARI, Diógenes. Caracterização geotécnica e análise do processo evolutivo das erosões no Distrito Federal. Brasília, 1994.

NOGUEIRA, J. R., TUPINAMBÁ, M., GONTIJO, A., PALERMO, N., MENESES, P. T., HEILBRON, M., ... & SILVA, F. L.. Geologia e recursos minerais da folha São Fidélis SF. 24-VC-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1: 100.000. 2012.

NOLA, I. T. S.. Avaliação de dados geológico-geotécnicos prévios para elaboração de carta de eventos perigosos de movimentos de massa gravitacionais por meio de redes neurais artificiais e probabilidade. 2015. Dissertação (Mestrado em Geotecnia) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2015.

OKUNISHI, K. Concept and methodology of hydrogeomorphology. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 15A, p. 5-18, 1994.

OKUNISHI, K. Hydrogeomorphological interactions: a review of approach and strategy. Transactions, Japanese Geomorphological Union, 12, p. 99-116, 1991.

OLIVEIRA, A. C. ; RUBATINO, I. ; ALMEIDA, P. M. M. ; CRUZ, C.B.M. . Mapeamento do uso e cobertura da terra no entorno da baía de Sepetiba em apoio à identificação de pressões sobre os manguezais. Mares, Revista de Geografia e Etnociências, v. 1, p. 93-105, 2019.

OLIVEIRA, M. A. T. Processos Erosivos e Preservação de Áreas de Risco de Erosão por Voçorocas. In: GUERRA, A. J. T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Org.). Erosão e Conservação dos Solos – Conceitos, Temas e Aplicações. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, p. 57-99, 2005.

OLIVEIRA, T. B.; LIMA, G. S. A. de; CANEDO, G. S.; FARIA, K. M. S. de. Potencialidade a ocorrência de processos erosivos laminares e lineares no município de Chapadão do Céu, Goiás, Brasil. In: PEREZ FILHO, A; AMORIM, R.R. (Org.). Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento. 1ed.Campinas - SP: INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - UNICAMP, 2017, v. 1, p. 4483-4495.

PANAGOS, P.; BORRELLI, P.; MEUSBURGER, K.; ALEWELL, C.; LUGATO, E.; MONTANARELLA, L. Estimating the soil erosion cover-management factor at the European scale. Land Use Policy, v.48, p.38-50, 2015. DOI: 10.1016/j.landusepol.2015.05.021.

PEREIRA, L. S.; JORGE, M.; RODRIGUES, A.; GUERRA, A.. Contribuição das chuvas de baixa intensidade nos processos erosivos superficiais em ambiente degradado bacia hidrográfica do rio Maranduba, Ubatuba/SP. Revista Equador, 2015.

PEREIRA, L. S.; RODRIGUES, A. M.; JORGE, M. D. C. O.; GUERRA, A. J. T.; FULLEN, M. A.. Processos hidro-erosivos em solos degradados em relevo de baixa declividade. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 17, n. 2, 2016.

PINTO, R.; PASSOS, E.; CANEPARO, S.. Mapeamento de suscetibilidade aos movimentos de massa com uso da Avaliação Multicritério pelo método da Média Ponderada Ordenada/Mapping of susceptibility to mass movements using the (...). *Caderno de Geografia*, v. 25, n. 43, p. 116-143, 2015.

RECKZIEGEL, E. W.. Identificação e mapeamento das áreas com perigo de movimento de massa no município de Porto Alegre, RS. 2012. 90 f. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2012.

RIBEIRO, L. S.; ALVES, M. G.. Análise de suscetibilidade à erosão laminar no município de Campos dos Goytacazes/RJ através de técnicas de geoprocessamento. *Estudos Geográficos: Revista Eletrônica de Geografia*, v. 6, n. 1, p. 89-100, 2008.

RODRÍGUEZ, A. C. M.; FILHO, P. H.; MOREIRA, M. A. Mapeamento multitemporal do uso e cobertura do solo do município de São Sebastião-SP, utilizando técnicas de segmentação e classificação de imagens TM-Landsat e HRV-SPOT. São José dos Campos: INPE, 2000.

ROSAS, R.O. Formação de solos em ambiente montanhoso florestal, maciço da Tijuca. 1992. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

SANTOS, C. P.; BERTOLINO, A.V.F.A.. Perdas erosivas por escoamento superficial associados ao potencial da água no solo em manejos distintos. In: Lidriana de Souza Pinheiro; Adryane Gorayeb. (Org.). *Geografia Física e as Mudanças Globais*. 1ed. Fortaleza: Editora UFC, 2019, v. , p. 45-57.

SELBY, M. J. *Hillslope Materials and Processes* Oxford Univ. Press. 1993.

SIDLE, R. C.; ONDA, Y. Hydrogeomorphology: overview of na emerging science. *Hydrological Processes*, n. 18, p. 597-602, 2004.

SILVA, T. M.. Mapeamentos geomorfológicos: escalas, aplicações e técnicas de compartimentação do relevo. *Geo Uerj*, v. 1, n. 17, p. 70-94, 2007.

SILVA, L. C.; CUNHA, H. C. S.. *Geologia do estado do Rio de Janeiro*. Organizadores. CDROM. CPRM. Serviço Geológico do Brasil, 2001.

SILVA, L. F. T. C.; BEZERRA, J. F. R. B. R.; GUERRA, A. J. T.. Implicações da mudança na cobertura vegetal em relação à erosão na sub-bacia hidrográfica do rio São Pedro-RJ. *Revista Geonorte*, v. 3, n. 10, p. 1-16, 2012.

SILVA, T. Q.. Análise de risco geológico-geotécnico em áreas sujeitas à movimentos de massa. 2016.

SISTO, F. P.. Comparação entre os modelos SHALSTAB e SINMAP no estudo de áreas susceptíveis a escorregamentos em São Sebastião-SP. 2018.

SOLOS, Embrapa. Sistema brasileiro de classificação de solos. Centro Nacional de Pesquisa de Solos: Rio de Janeiro, 2018.

SOMBRA, Y. B. S. ; SILVA, T. P. . Avaliação de suscetibilidade a inundações e a movimentos de massa no baixo curso da bacia de drenagem do rio Muriaé (RJ) com base no geoprocessamento. *Geopuc (rio de janeiro)*, v. 11, p. 7, 2019.

SORBINO, G.; SICA, C.; CASCINI, L. Susceptibility analysis of shallow landslides source áreas using physically based models. *Natural Hazards*, 53(2), p. 313-332, 2010

SOUZA, L. V., SILVA, R. C., COSTA, D. P., JÚNIOR, J. G. S.. Método para Avaliação de Suscetibilidade a Movimentos de Massa na Bacia Hidrográfica do Córrego Marilândia. 2017.

SOUZA, G. B. N. Degradação ambiental e a ocupação do solo na várzea do Rio Ouricuri, Capanema (PA). *Revista GeoUerj*, p. 800-807, 2004.

SOUZA, F. R. C. D.; PAULA, D. P. D.. Análise de perda do solo por erosão na bacia hidrográfica do rio Coreaú (Ceará-Brasil). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 20, n. 3, 2019.

TEIXEIRA, J., CHAMINÉ, H. I., MARQUES, J. E., GOMES, A., CARVALHO, J. M., ALBERTÍ, A. P., & ROCHA, F. T.. Integrated approach of hydrogeomorphology and GIS mapping to the evaluation of ground water resources: an example from the hydro-mineral system of Caldas Da Cavaca, NW Portugal. In: *Global Groundwater Resources and Management: Selected Papers from the 33rd International Geological Congress*; Paliwal, BS, Ed. 2008. p. 227-249.

TEIXEIRA, J., CHAMINÉ, H. I., CARVALHO, J. M., PÉREZ-ALBERTI, A., & ROCHA, F.. Hydrogeomorphological mapping as a tool in groundwater exploration. *Journal of Maps*, v. 9, n. 2, p. 263-273, 2013.

TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T.R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. ed. *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos, 2000.

TOMINAGA, L. K.. Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP. 2007. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

TOMINAGA, L. K.. Desastres naturais: por que ocorrem? In: TOMINAGA, L. K., SANTORO, J. e AMARAL, R. (orgs). Desastres naturais: conhecer para prevenir. São Paulo: Instituto Geológico, 2009a.

TOMINAGA, L. K.. Escorregamentos In: TOMINAGA, L. K., SANTORO, J. e AMARAL, R. (orgs). Desastres naturais: conhecer para prevenir. São Paulo: Instituto Geológico, 2009b.

TRIBUNAL DE CONTAS DO ESTADO DO RJ. Estudo Socioeconômico. Cambuci, 2019.

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina, ceped – Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2012: volume Brasil. Florianópolis: CEPED-UFSC, 2013.

UNDRR. The Human Cost of Disasters - An overview of the last 20 years 2000-2019. Disponível em: <<https://reliefweb.int/report/world/human-cost-disasters-overview-last-20-years-2000-2019#:~:text=In%20the%20period%202000%20to,over%20the%20previous%20twenty%20years.>> Acessado em: 15/10/2020

UNISDR, UNOFDRR. Terminology on disaster risk reduction. Geneva, Switzerland, 2009.

VARNES, D. J.. Slope movement types and processes. Special report, v. 176, p. 11-33, 1978.

VARNES, D. J.; CRUDEN, D. M. Landslide types and processes. Landslides: investigation and mitigation, Transportation Research Board special report, v. 247, 1996.

VIÉGAS, V. S. ; OLIVEIRA, A. P. ; ROCHA, E. M. F. . Change Detection Applied to the Identification of Anthropic Areas in the City of Rio de Janeiro - Brazil, Between 2000 and 2015 - Case Study for Planning Area 4. IOSR Journal of Applied Geology and Geophysics (IOSR-JAGG), v. 6, p. 15-21, 2018.

VIEIRA, B. C., FERNANDES, N. F., AUGUSTO FILHO O., MARTINS T. D.. Assessing shallow landslide hazards using the TRIGRS and SHALSTAB models, Serra do Mar, Brazil. Environmental Earth Sciences, v. 77, n. 6, p. 260, 2018.

VITÓ, C. V. G.; SILVA, L. J. B. F. da; OLIVEIRA, K. de M. L.; GOMES, A. T.; NUNES, C. R. de O. Avaliação Da Qualidade Da Água: Determinação Dos Possíveis Contaminantes Da Água De Poços Artesianos Na Região Noroeste Fluminense. *Acta Biomédica Brasiliensia*, v. 7, n. 2, p. 59, 2016.

WANG, X.; ZHAO, X.; ZHANG, Z.; YI, L.; ZUO, L.; WEN, Q.; LIU, F.; XU, J.; HU, S.; LIU, B. Assessment of soil erosion change and its relationships with land use/cover change in China from the end of the 1980s to 2010. *Catena*, v.137, p.256-268, 2016. DOI: 10.1016/j.catena.2015.10.004.

WANG, J.; XIANG, W.; WANG, S.. Study on Morphological Characteristics of Coarse Particles in Sliding Zones of Huangtupo Landslide in Three Gorges Reservoir Area, China. In: *Recent Advances in Modeling Landslides and Debris Flows*. Springer, Cham, 2015. p. 275-287.

WECKMÜLLER, R.; VICENS, R. S.. Detecção de Mudanças Florestais em Séries Temporais Utilizando os Algoritmos Landtrendr: Estudo de Caso no Estado do Rio de Janeiro. *Revista do departamento de Geografia*, v. 37, p. 44-57, 2019.

ZAIDAN, R. T.; FERNANDES, N. F.. Análise de riscos de escorregamentos nas encostas edificadas da bacia de drenagem urbana do córrego do independência – Juiz de Fora (MG). *Revista de Geografia-PPGEO-UFJF*, v. 5, n. 1, 2016.

ZAINE, José Eduardo. Mapeamento geológico-geotécnico por meio do método do detalhamento progressivo: ensaio de aplicação na área urbana do município de Rio Claro (SP). 2000.

ZANATTA, F. A. S.; LUPINACCI, C. M.; BOIN, M. N.. O uso da terra e alterações do relevo na alta bacia do ribeirão Areia Dourada, Marabá Paulista (SP): um estudo a partir de princípios da antropogeomorfologia. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 16, n. 1, 2015.