



CONTRIBUIÇÕES SOBRE PREVISÃO DE FLUXO DE DETRITOS

Danúbia Teixeira Silva

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Engenharia Civil.

Orientador (a): Anna Laura Lopes da Silva Nunes

Rio de Janeiro
Fevereiro de 2016

CONTRIBUIÇÕES SOBRE PREVISÃO DE FLUXO DE DETRITOS

Danúbia Teixeira Silva

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO INSTITUTO ALBERTO LUIZ COIMBRA DE PÓS-GRADUAÇÃO E PESQUISA DE ENGENHARIA (COPPE) DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM ENGENHARIA CIVIL.

Examinada por:

Prof. Anna Laura Lopes da Silva Nunes, Ph.D.

Prof. Alberto de Sampaio Ferraz Jardim Sayão, Ph.D.

Prof. Rogério Luiz Feijó, D.Sc.

Prof. Willy Alvarenga Lacerda, Ph.D.

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

FEVEREIRO DE 2016

Silva, Danúbia Teixeira

Contribuições sobre previsão de fluxo de detritos/
Danúbia Teixeira Silva. – Rio de Janeiro: UFRJ/ COPPE,
2016.

XIV, 111 p.: il.; 29,7 cm.

Orientadora: Anna Laura Lopes da Silva Nunes

Dissertação (mestrado) – UFRJ/ COPPE/ Programa de
Engenharia Civil, 2016.

Referências Bibliográficas: p. 105 – 108.

1. Fluxos de detritos. 2. Geotecnologias. 3. Sensoriamento
remoto 4. Suscetibilidade natural. 5. Estabilidade. I. Nunes,
Anna Laura Lopes da Silva. II. Universidade Federal do Rio
de Janeiro, COPPE, Programa de Engenharia Civil. III. Título.

Dedico este trabalho aos brasileiros e às brasileiras que fazem da Ciência um instrumento de busca por dias melhores.

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais, Beloniza e Manoel, e às minhas irmãs, Núbia e Juliane, pelas lições de superação que me guiam em cada conquista.

Ao Nicolás, pelo carinho e paciência sempre constantes.

Aos amigos, Rafa, Alline, Bebel, Filipe, Lucas, Carol, Patrícia, Bia e Xande pelos momentos de descontração e por terem sido minha família aqui no Rio de Janeiro.

Aos queridos amigos maceioenses, por não entenderem minha quase interminável ausência, querendo-me junto para compartilhar todos bons momentos dos quais optei por abrir mão para o desenvolvimento deste trabalho.

À minha orientadora, professora Anna Laura, pelas valiosas conversas (ensinamentos para a vida), amizade, apoio acadêmico, e inspiração necessários à conclusão deste trabalho.

Ao eterno professor Roberaldo, pelo exemplo de força e pela prova empírica de que a educação é o caminho que nos permite vislumbrar um futuro melhor para nossas crianças e, em consequente, para nosso país.

À referência personificada na figura da Alline Lamenha, pela prontidão em ajudar e pelas contribuições. Que o futuro reserve pessoas com igual presteza em seu caminho.

Aos professores da COPPE/UFRJ, pelos grandes ensinamentos que me proporcionaram. Aos eternos mestres da UFAL, pela contribuição dada à minha formação.

Às funcionárias Marcia e Alice da secretaria do laboratório de Geotecnia da COPPE/UFRJ, pelo suporte técnico-administrativo durante o período de realização desta dissertação.

Ao CNPQ, pela bolsa de estudos a mim concedida durante os dois anos de formação acadêmica de mestrado.

A todos que, de forma direta ou indireta, contribuíram para a realização desta pesquisa.

Resumo da Dissertação apresentada à COPPE/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M.Sc.)

CONTRIBUIÇÕES SOBRE PREVISÃO DE FLUXO DE DETRITOS

Danúbia Teixeira Silva

Fevereiro/2016

Orientador: Anna Laura Lopes da Silva Nunes

Programa: Engenharia Civil

Os fluxos de detritos são conhecidos como um dos tipos de movimentos de massa mais catastróficos da natureza, em função da rapidez, energia e volume elevados. A análise dos agentes condicionantes e deflagradores desse movimento de massa proporciona a apreciação de cada um dos fatores envolvidos nos processos de instabilização de encostas, permitindo a obtenção de resultados de interesse, no que diz respeito ao seu modo de atuação. Este trabalho tem por objetivo apresentar uma nova técnica de avaliação e previsão de fluxos de detritos. Consiste na geração de mapas de suscetibilidade natural e de estabilidade das encostas a fluxos de detritos por meio de geotecnologias, associadas aos dados de sensoriamento remoto. A unidade de análise selecionada é a bacia do Córrego D'Antas, localizada na Região Serrana do Rio de Janeiro e que foi muito afetada por fluxos de detritos deflagrados após o evento extraordinário de precipitações em Janeiro de 2011. A nova técnica foi aplicada ao caso de estudo e os resultados obtidos foram comparados com as características reais do evento, indicando análises consistentes, que corroboram o emprego desta metodologia para análises de risco e, conseqüentemente, avaliação de cenários de ocupação e projetos de estruturas de convivência e mitigação de fluxos de detritos.

Abstract of Dissertation presented to COPPE/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

CONTRIBUTIONS ON DEBRIS FLOW FORECAST

Danúbia Teixeira Silva

February/2016

Advisor: Anna Laura Lopes da Silva Nunes

Department: Civil Engineering

Debris flows are known as one of the most catastrophic mass movements of nature, depending on the speed, power and high volume. The analysis of conditioning agents and triggers of this mass movement provides the assessment of each of the factors involved in the slopes instabilisation processes, allowing the achievement of results of interest, regarding his way of acting. This work aims at the development of a new evaluation and prediction technique of debris flows. This work aims to generate natural susceptibility maps and stability of slopes debris flows through geotechnology, associated with remote sensing data. The selected analysis unit is the basin of the Córrego D'Antas located in the mountainous region of Rio de Janeiro and was very affected by debris flows triggered after the extraordinary event of precipitation in January 2011. The new technique was applied to the case study and the results obtained were compared to the actual characteristics of the event, indicating consistent analyses, which support the use of this methodology for risk analysis and thus assessment of occupation scenarios and projects of coexistence structures and mitigation of debris flow.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
1.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 ORGANIZAÇÃO.....	3
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 MOVIMENTOS DE MASSA	4
2.2 FLUXO DE DETRITOS.....	9
2.3 CARACTERÍSTICAS	10
2.4 AGENTES CONDICIONANTES E DEFLAGRADORES	14
2.5 ESTIMATIVAS DE PARÂMETROS DE FLUXO DE DETRITOS	20
2.6 PROGRAMAS COMPUTACIONAIS	23
2.7 MEDIDAS DE MITIGAÇÃO E CONVIVÊNCIA.....	25
2.8 CASOS HISTÓRICOS DE FLUXOS DE DETRITOS NO BRASIL.....	31
2.9 IDENTIFICAÇÃO E ANÁLISE DE ÁREA RISCO	39
CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA DE ESTUDO	44
3.1 GERAÇÃO DO MAPA DE SUSCETIBILIDADE NATURAL	44
3.2 MAPA DE INVENTÁRIO DE CICATRIZES DE FLUXOS DE DETRITOS	45
3.2 GERAÇÃO DOS PLANOS DE INFORMAÇÃO	45
3.3 TABULAÇÃO CRUZADA	47
3.4 PADRONIZAÇÃO DOS MAPAS TEMÁTICOS	47
3.5 DEFINIÇÃO DOS PESOS UTILIZANDO A TÉCNICA AHP	47
3.6 GERAÇÃO DO MAPA DE SUSCETIBILIDADE NATURAL	51
3.7 APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB	51
CAPÍTULO 4 - CASO DE ESTUDO: BACIA DO CÓRREGO D'ANTAS.....	60
4.1 FLUXOS DE DETRITOS DA BACIA DO CÓRREGO D'ANTAS.....	60
CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES	73
5.1 GERAÇÃO DO MAPA DE SUSCETIBILIDADE NATURAL	73
5.1.1 Mapa de altimetria	73
5.1.2 Mapa de declividade	75

5.1.3	Mapa de Curvatura Horizontal	76
5.1.4	Mapa de Curvatura Vertical	77
5.1.5	Mapa Geológico	79
5.1.6	Mapa de inventário	81
5.1.7	Correlação entre os planos de informação e os fluxos de detritos	83
	Correlação entre altimetria e fluxos de detritos	83
	Correlação entre declividade e fluxos de detritos	84
	Correlação entre geologia e os fluxos de detritos	85
	Correlação entre curvatura horizontal e fluxos de detritos.....	85
	Correlação entre curvatura vertical e fluxos de detritos.....	86
5.1.8	Padronização dos Mapas Temáticos.....	87
5.1.9	Definição dos pesos dos mapas de fatores utilizando a técnica AHP.....	90
5.1.10	Geração do mapa de suscetibilidade natural	91
5.2	APLICAÇÃO DO MODELO SHALSTAB	95
CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS		101
6.1	CONCLUSÕES	101
6.2	SUGESTÕES PARA PESQUISAS FUTURAS.....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		105
ANEXO 1 – Tutorial para aplicação do modelo SHALSTAB no ambiente ArcGIS		109

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Perfil esquemático de fluxo de detritos com frente granular (NUNES & SAYÃO, 2014).	11
Figura 2.2 - Zonas características de fluxo de detritos: zona de iniciação, zona de transporte e erosão e zona de deposição (NUNES & SAYÃO, 2014).	12
Figura 2.3 - Diagrama esquemático de uma seção erodida em um canal de fluxo de detritos (adaptado HUNGR et al., 2003).	13
Figura 2.4 - Caracterização do gradiente de um fluxo de detritos (YI WU, 2003).	13
Figura 2.5 - Formas de deposição possíveis de fluxo de detritos livre e canalizado (Adapt. NETTLETON et al., 2005).	14
Figura 2.6 - Formas de Perfis de encostas (Valeriano, 2008a).	17
Figura 2.7 - Características de um fluxo de detritos (adapt. NETTLETON et al., 2005).	20
Figura 2.8 - Métodos de mitigação de fluxo de detritos (NUNES & RIOS FILHO, 2009).	26
Figura 2.9 – Barreiras permeáveis para mitigação de fluxo de detritos – Parque Waraira Reparo (Ávila) – Caracas, Venezuela.	28
Figura 2.10 – Barreiras permeáveis – Muro de Gabião – Parque Waraira Repano (Ávila) Caracas, Venezuela.	28
Figura 2.11 – Barreira de gabiões – Parque Waraira Repano (Ávila) Caracas, Venezuela.	29
Figura 2.12 – Bacias de deposição para fluxos de detritos, Japão (HORIUCHI, 1998). 29	
Figura 2.13 – Barreira flexível – BR040 – RJ (NUNES, 2013).	30
Figura 2.14 – Bermas dissipadoras de energia, La Guaira, Venezuela (1996).	30
Figura 2.15 – Túnel falso para proteção da rodovia (NUNES, 2009).	31
Figura 2.16 - Serra das Araras, RJ (1967).	32
Figura 2.17 - Caraguatatuba, SP (1967).	33
Figura 2.18 -Carro soterrado pelos escombros, Petrópolis, RJ (1988).	34
Figura 2.19 - Vista da região afetada pelo fluxo de detritos de 1994 em Cubatão (KANJI et al., 2008).	35
Figura 2.20 - Córrego D’Antas em Nova Friburgo afetada pelos movimentos de massa.	36

Figura 2.21 - Sensoriamento Remoto Aplicado a Análise da Paisagem (FLORENZANO, 2013).	40
Figura 2.22 - Bacia de abastecimento ilimitado (adaptado de JAKOB, 2005).	41
Figura 2.23 - Bacia de abastecimento limitado (adaptado de JAKOB, 2005).	42
Figura 3.1 – Escala para comparação pareada pelo método AHP.	48
Figura 3.2 – Modelo de Encosta Infinita.	52
Figura 3.3 – Representação do modelo hidrológico (MONTGOMERY E DIETRICH, 1994).	55
Figura 4.1 – Localização da Bacia do Córrego D’Antas.	61
Figura 4.2 – Precipitação do ano de 2011 registrada na estação Fazenda Mendes.	62
Figura 4.3 – Precipitação do ano de 1967 registrada na estação Fazenda Mendes.	63
Figura 4.4 – Precipitação do ano de 1988 registrada na estação Fazenda Mendes.	63
Figura 4.5 – Precipitação do ano de 1996 registrada na estação Fazenda Mendes.	63
Figura 4.6 – Precipitação do ano de 2007 registrada na estação Fazenda Mendes.	64
Figura 4.7 – Presença de solo residual em cicatriz do Córrego D’Antas.	65
Figura 4.8 – Zona de Iniciação do movimento de massa do Morro Das Pedras.	66
Figura 4.9 – Trajetórias do movimento de massa do Morro Das Pedras (PELIZONE, 2014).	67
Figura 4.10 – Zona de transporte e erosão do fluxo de detritos no Morro Das Pedras com direção Córrego D’Antas.	68
Figura 4.11 – Zona de deposição do fluxo de detritos no Morro duas Pedras na direção Córrego D’Antas.	69
Figura 4.12 – Tálus/Colúvio na base do Morro duas Pedras.	70
Figura 4.13 – Condição da área antes do Evento Córrego D’Antas, Julho de 2010 (GOOGLE EARTH, 2010).	71
Figura 4.14 – Condição da área após o Evento Córrego D’Antas, Julho de 2010 (GOOGLE EARTH, 2010).	72
Figura 5.1 – Mapa de altimetria da área de estudo.	74
Figura 5.2 – Mapa de declividade da área de estudo.	75
Figura 5.3 – Mapa da curvatura horizontal das encostas na área de trabalho.	76
Figura 5.4 – Mapa da curvatura vertical das encostas na área de trabalho.	78
Figura 5.5 – Mapa geológico da área de estudo.	80
Figura 5.6 – Mapa de inventário.	81

Figura 5.7– Mapa Temático da altitude escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.	87
Figura 5.8– Mapa Temático da declividade escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.	88
Figura 5.9– Mapa Temático da Curvatura Vertical escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.	88
Figura 5.10– Mapa Temático da Curvatura Horizontal escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.	89
Figura 5.11– Mapa Temático da Litologia escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.	89
Figura 5.12 – Mapa de áreas suscetíveis a fluxos de detritos.....	92
Figura 5.13 – Sobreposição do mapa das áreas suscetíveis a fluxo de detritos no Google Earth.	93
Figura 5.14 – Ênfase da sobreposição do mapa das áreas suscetíveis a fluxo de detritos da Bacia do Córrego D’ Antas no Google Earth.	94
Figura 5.15 – Mapa de a/b da bacia do Córrego D’Antas.	97
Figura 5.16 – Mapa com a distribuição das cicatrizes e as classes de estabilidade na Bacia do Córrego D’Antas.	98
Figura 5.17 – Ênfase da distribuição das cicatrizes e nas classes de estabilidade na Bacia do Córrego D’Antas.	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Classificação de movimentos em encostas (adaptado de VARNES, 1978).	5
Tabela 2.2 - Classificação brasileira para movimentos de massa (AUGUSTO FILHO, 1992).	7
Tabela 2.3 - Classificação de fluxo de detritos em função do volume, vazão, área inundável e consequências (NUNES, 2013, Mod. JAKOB & HUNGR, 2005).	8
Tabela 2.4 - Relações empíricas propostas na literatura (adapt. PELIZONE, 2014).	22
Tabela 2.5 - Parâmetros e características dos programas numéricos para análise de fluxo de detritos (NUNES & SAYÃO, 2014, adapt. PELIZONE, 2014).	24
Tabela 2.6 – Medidas ativas para mitigação de fluxo de detritos (NUNES E RIOS FILHO, 2009).	27
Tabela 2.7 - Características de alguns fluxos de detritos no Brasil (modificado de GRAMANI, 2001).	37
Tabela 3.1 – Características dos planos de informação utilizados na criação dos mapas temáticos.	46
Tabela 3.2 – Escala de julgamento de importância do método AHP (SAATY, 1990).	48
Tabela 3.3 – Valores de índice randômico (IR) em função da ordem da matriz (SAATY, 1980 apud PAMPLONA, 1999).	51
Tabela 5.1 - Distribuição da área por classes hipsométricas.	74
Tabela 5.2 - Distribuição da área por classe de declividade.	76
Tabela 5.3 - Distribuição da área por classe de curvatura horizontal.	77
Tabela 5.4 - Distribuição da área por classe de curvatura vertical.	78
Tabela 5.5 - Distribuição da área por tipos litológicos.	81
Tabela 5.6 – Localização das cicatrizes de fluxos de detritos.	82
Tabela 5.7 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes hipsométricas.	83
Tabela 5.8 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos flow por classes de declividade.	84
Tabela 5.9 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes de litologia.	85
Tabela 5.10 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxos de detritos por classes de curvatura horizontal.	86

Tabela 5.11 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes de curvatura vertical.	86
Tabela 5.12 - Matriz de comparação pareada para ponderação dos fatores.....	90
Tabela 5.13 - Pesos definidos pela técnica AHP.	90
Tabela 5.14 - Índice de consistência e razão de consistência.	91
Tabela 5.15 – Parâmetros de resistência dos materiais considerados.	95

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 Considerações iniciais

Os movimentos de massa são processos naturais ou induzidos, classificados de acordo com o tipo e granulometria envolvida em sua matriz, seguindo trajetórias que dependem de um conjunto de fatores que caracterizam o movimento, resultando em riscos, perdas e consequências socioeconômicas de grande magnitude.

Dentre os movimentos de massa o Fluxo de Detritos, conhecido como *Debris Flow*, destaca-se por resultar em um movimento muito complexo, ocorrendo de forma súbita e com potencial suficiente para provocar danos catastróficos. É deflagrado geralmente por fortes precipitações, em curtos períodos de tempo ou por precipitações leves em períodos prolongados, ou ainda por sismos.

Até o ano de 2000 foram registradas oficialmente 104 mil mortes provocadas por grandes movimentos de massa, em sua maioria do tipo fluxo de detritos. O fato de alguns fenômenos acontecerem de forma recorrente permitiu o estudo dos movimentos e a obtenção de métodos empíricos e analíticos.

Nas regiões tropicais, a forma inadequada de se reportar os fluxos de detritos, a falta de padronização das informações ou inexistência e até mesmo o registro de apenas grandes movimentos justificam a importância de caracterizar o comportamento de tal evento, que comumente é deflagrado por causas típicas de cada região. No Brasil, as causas desse movimento de massa são em sua maioria associadas a grandes precipitações ou a precipitações finas de longa duração.

Durante muito tempo os casos mais relevantes e tomados como referência no Brasil eram os da região serrana de Cubatão em São Paulo e Serra das Araras no Rio de Janeiro, no ano de 1967 em que ocorreram precipitações atípicas. Mas em janeiro de 2011, uma tragédia na Região serrana do Rio de Janeiro, deflagrada por uma intensa precipitação de chuvas que resultaram em temporais, superou qualquer evento ocorrido em dimensões e dados catastróficos. As vítimas fatais oficiais chegaram a 912, mas estima-se que este número está longe de representar a realidade, devido ao fato de famílias inteiras terem desaparecido.

Os fenômenos de instabilização de encostas são condicionados por muitos fatores, como o clima, a litologia e as estruturas de arcabouço rochoso, a morfologia, a ação do homem e outros. A análise dos condicionantes geológicos e geotécnicos envolvidos em movimentos de massa proporciona a apreciação de cada um dos fatores envolvidos nos processos de instabilização, permitindo uma melhor compreensão em relação ao modo de atuação destes fatores.

A previsão da ocorrência dos escorregamentos vem assumindo importância crescente na literatura geotécnica, com diferentes concepções do problema e formas de investigação. Grande parte das metodologias propostas visa a definição de áreas mais susceptíveis à ocorrência do processo e a caracterização do risco envolvido, englobando tanto a possibilidade de ocorrência do processo quanto os danos decorrentes.

A identificação e o mapeamento das áreas com predisposição à ocorrência de processos naturais catastróficos, que resultam em danos e ameaça a sociedade, é uma demanda de elevada importância, principalmente pelo papel que exerce em situações de planejamento e gestão ambiental, territorial e de riscos.

1.2 Objetivos

Este trabalho tem por objetivo o desenvolvimento de nova técnica para avaliação e previsão de áreas suscetíveis ao movimento fluxo de detritos e análise de estabilidade das encostas por meio da aplicação de geotecnologias, associadas aos dados de sensoriamento remoto. A nova metodologia deve permitir a observação dinâmica de aspectos geológicos-geotécnicos de áreas de estudo propensas a fluxo de detritos e/ou de eventos recorrentes.

Para alcançar a finalidade desta pesquisa, vários objetivos específicos foram visados:

- (i) Estudo de mecanismos e comportamento típicos de fluxo de detritos;
- (ii) Investigação detalhada dos eventos de fluxo de detritos de Córrego D'Antas na Região Serrana do Rio de Janeiro, área selecionada como caso de estudo;
- (iii) Desenvolvimento de metodologias para análise de fatores condicionantes e deflagradores de fluxos de detritos;

- (iv) Emprego de novos subsídios ao planejamento urbano, com o emprego de SIG e sensoriamento remoto, através da detecção de áreas suscetíveis a movimentos de massa;
- (v) Análise dos resultados obtidos com as metodologias apresentadas neste trabalho.

1.3 Organização

Esta dissertação está estruturada em 6 capítulos, sendo este primeiro voltado à inserção da pesquisa no contexto e à exposição dos objetivos e estruturação do presente trabalho.

No Capítulo 2 é desenvolvida a fundamentação teórica dos principais termos abordados, com destaque para os parâmetros e características que determinam a identificação do movimento fluxo de detritos, bem como o fator deflagrador associado, com ênfase no mapeamento das áreas com predisposição à ocorrência desses processos naturais catastróficos, que resultam em danos e ameaça à sociedade.

A metodologia aplicada no presente trabalho é exposta no Capítulo 3, no qual são apresentados a formulação e os procedimentos necessários à obtenção dos mapas de suscetibilidade natural a fluxos de detritos. Apresenta também as técnicas de análises de estabilidade das encostas com o modelo SHALSTAB, por meio de dados de sensoriamento remoto e inventário de cicatrizes de movimentos de massa.

O Capítulo 4 dedica-se à apresentação da bacia do Córrego D'Antas, área selecionada para estudo, na qual foram aplicados os novos procedimentos de análise desenvolvidos e a análise da cicatriz no Morro Duas Pedras com a observação do comportamento do fluxo de detritos ocorrido e a detecção das zonas características do movimento.

No Capítulo 5, são apresentados todos os resultados obtidos e discussões desenvolvidas, na análise da nova técnica aplicada ao caso de estudo.

As considerações finais, conclusões e recomendações desta pesquisa são expostas no Capítulo 6.

Finalmente, este documento também apresenta um Anexo com informações complementares ao trabalho.

CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo apresenta uma revisão dos principais conceitos de movimentos de massa, com destaque para os aspectos correspondentes ao fluxo de detritos. São apresentadas as principais características, os principais parâmetros de influência, os tipos de análise, as técnicas de controle e os principais casos históricos deste tipo de fenômeno ocorridos no Brasil.

2.1 Movimentos de massa

Os movimentos de massa são fenômenos naturais e fazem parte da evolução da paisagem. O termo “movimento de massa” tem sido utilizado para designar de forma generalizada todos os processos gravitacionais de deslocamento em encostas, nas margens de rios e lagos, ou no litoral.

Os processos de movimentos de massa são bastante comuns em regiões montanhosas ou serranas no mundo todo. Mas, em muitos casos, os movimentos de massa são iniciados devido à influência humana, principalmente pela ocupação de áreas inadequadas, aumentando a suscetibilidade de ocorrência de rupturas de encostas.

Em decorrência deste fato, os movimentos de massa envolvendo solos e rochas têm sido estudados em diferentes regiões, devido principalmente às consequências econômicas e sociais destes processos, proporcionando maiores subsídios para o controle e previsão dos diversos tipos de movimento.

Entre os principais fatores naturais que contribuem para a geração de movimentos de massas nas encostas destacam-se a geometria e geomorfologia do local, a duração e intensidade de precipitações, a geologia do material que compõe a massa de solo ou rocha susceptível à movimentação, cobertura vegetal, ocupação do solo, sismos ou outras situações incomuns tais como rompimento de barragens (NUNES, 2009). Estes fatores somados às forças gravitacionais definem o tipo de movimento originado e as consequências dos danos ocasionados.

Diversas classificações dos movimentos de massa são propostas na literatura, destacando-se, entre outros, SHARPE (1938), TERZAGHI (1950), VARNES (1958 e 1978), HUTCHINSON (1988) e SASSA (1989).

Inicialmente as classificações eram realizadas a partir de observação direta destacando-se aquelas que descreviam o material constituinte da massa mobilizada e a velocidade do movimento, mas com o desenvolvimento de avaliações experimentais e análises morfológicas dos depósitos, diversas classificações de movimentos de massa incluindo fluxo de detritos foram surgindo na literatura.

A classificação de VARNES (1958) tornou-se ponto de referência para a terminologia internacional no estudo de movimentos de massa, mas não incluía os movimentos do tipo fluxo de detritos. Somente em 1978 foi modificada pelo mesmo (Tabela 2.1), descrevendo as corridas como um movimento rápido ou lento, de material granular, detritos e solo comportando-se como um fluido denso saturado ou não (PELIZONI, 2014).

Tabela 2.1 - Classificação de movimentos em encostas (adaptado de VARNES, 1978).

Tipo de Movimento		Tipo de Material		
		Rocha	Solo	
			Grosseiro	Fino
Quedas		Blocos de rocha	Detritos	Terra
Tombamentos		Blocos de rocha	Detritos	Terra
Escorregamentos	Rotacionais	Desmoronamento de rocha	Desmoronamento de detritos	Desmoronamento de terra
	Translacionais	Deslizamento de blocos de rocha	Deslizamento de detritos	Deslizamento de terra
Espalhamentos laterais		Blocos de rocha	Detritos	Terra
Corridas/escoamentos		Avalanche de blocos de rocha (rastejo profundo)	Detritos	Terra
Complexo		Combinação de dois ou mais dos principais tipos de movimento		

A classificação original de VARNES (1978) e sua atualização (CRUDEN & VARNES, 1996), distinguem apenas dois tipos de material de deslizamentos: *debris* (detritos), representados por mais de 20% de material rochoso e outros, e solo quando esta porcentagem de material rochoso é menor que 20%. HUNGR et al. (2001) propõem a

substituição destas definições ao considerar geologicamente a distinção de três materiais de deslizamentos:

- Solo, que deve representar um material argiloso sem classificação e colúvios derivados das argilas e rochas intemperizadas, com consistência mais perto do limite plástico que do limite líquido. Esta composição produz movimentos lentos a rápidos que deslizam com discretas superfícies de ruptura;
- Lama, que se refere a um material argiloso líquido ou semilíquido (BATES & JACKSON, 1984 apud HUNGR *et al.*, 2001). O termo lama é usado para solos argilosos cuja matriz (areia e finos) é significativamente plástica (solos moles). Este material argiloso ou solo seco é potencialmente instável ao se misturar rapidamente com águas superficiais, superando o limite líquido;
- Detritos, termo definido como um material solto de baixa plasticidade, resultante de movimentos de massa (colúvio), intemperismo (solo residual), transporte glacial (depósitos de gelo), explosões vulcânicas (depósitos piroclásticos), ou de atividade humana (exploração de minas). Em função da textura, os *debris* são uma mistura de areia, rocha, blocos de rocha geralmente com distintas proporções de silte e lama, podendo conter uma proporção significativa de material orgânico.

AUGUSTO FILHO (1992) propõe uma classificação, baseada em VARNES (1978), que agrupa os movimentos de massa tipicamente encontrados no Brasil. Esta classificação diferencia de forma clara os diferentes tipos de movimento, em função dos planos de ruptura, materiais e velocidades associadas ao movimento (Tabela 2.2).

Por sua vez, uma classificação proposta por JAKOB e HUNGR (2005), baseada na magnitude do fluxo de detritos e que foi adaptada por NUNES (2013), considera nove classes em função do volume, vazão de pico, área de dispersão ou área afetada e suas possíveis consequências (Tabela 2.3).

Para fluxos muito rápidos e extremamente rápidos, com velocidades típicas superiores a 5m/s, não há medida a ser tomada pela simples razão de não se dispor de tempo hábil para uma resposta ao movimento. Velocidades típicas de 3m/min a 5m/s são muito maiores que a velocidade de corrida de uma pessoa, o que impossibilita em uma resposta humana para o controle, redução ou eliminação do movimento, quando este é deflagrado.

Tabela 2.2 - Classificação brasileira para movimentos de massa (AUGUSTO FILHO, 1992).

Movimento	Características
Rastejo ou fluência	Vários planos de deslocamento (internos) Velocidades muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes Solo, depósitos, rocha alterada/fraturada Geometria indefinida
Escorregamentos	Poucos planos de deslocamento (externo) Velocidades médias (km/h) a altas (m/s) Pequenos a grandes volumes de material Geometria e materiais Variáveis Planares em solos pouco espessos e solos e rochas com um plano de fraqueza Em cunha em solos e rochas com dois planos de fraqueza
Quedas	Sem planos de deslocamento Movimentos em queda livre ou em plano inclinado Velocidades muito altas (vários m/s) Material rochoso Pequenos a médios volumes Geometria variável: lascas, placas e blocos Rolamento de matacão Tombamento
Corridas	Muitas superfícies de deslocamento (internas e externas à massa instável) Movimento semelhante ao de líquido viscoso Desenvolvimento ao longo das drenagens Velocidades de médias a altas Mobilização de solo, rocha, detritos e água Grandes volumes de material Extenso raio de alcance, inclusive em áreas planas

A importância da classificação destes movimentos deve-se principalmente ao suporte na escolha de métodos de mitigação de acordo com o mecanismo de ruptura e dos materiais

envolvidos em cada caso. Todas as classificações de movimentos são válidas, considerando-se que estes movimentos não possuem um comportamento padronizado, o que torna difícil estabelecer uma classificação única.

Tabela 2.3 - Classificação de fluxo de detritos em função do volume, vazão, área inundável e consequências (NUNES, 2013, Mod. JAKOB & HUNGR, 2005).

Classe	Volume (m ³)	Vazão de pico (m ³ /s)	Área afetada (m ³)	Consequências
1	$< 10^2$	< 5	$< 4.10^2$	Danos localizados. Pode ocasionar a morte de trabalhadores florestais em pequenos talvegues, danos em construções menores.
2	$10^2 \cdot 10^3$	5 – 30	$4.10^2 - 2.10^3$	Soterramento de carros, destruição de construções de pequeno porte e árvores, descarrilhamento de trens.
3	$10^3 \cdot 10^4$	30 – 200	$2.10^3 - 9.10^3$	Destruição de edifícios de maior porte, danos em pilares de pontes de concreto, rodovias e dutos.
4	$10^4 \cdot 10^5$	200 – 1.500	$9.10^3 - 4.10^4$	Destruição de aldeias, corredores de infraestrutura, pontes, obstrução de riachos.
5	$10^5 \cdot 10^6$	1.500 – 12.000	$4.10^4 - 2.10^5$	Destruição de cidades e obstrução de vales até várias dezenas de km ² de área. Bloqueio de rios.
6	$10^5 \cdot 10^6$	Não Observado	$> 2.10^5$	Destruição de partes de cidades e obstrução de vales até várias dezenas de km ² de área. Bloqueio de grandes rios.
7	$10^6 \cdot 10^7$	Não Observado	Não Observado	Destruição de cidades e obstrução de vales até várias dezenas de km ² de área. Bloqueio de grandes rios.
8	$10^7 \cdot 10^8$	Não Observado	Não Observado	Destruição de grandes cidades e inundação de vales até 100 km ² de área. Bloqueio de grandes rios.
9	$> 10^8$	Não Observado	Não Observado	Vasta e completa destruição de centenas de km ² .

2.2 Fluxo de detritos

O fenômeno fluxo de detritos está localizado dentro do amplo grupo dos movimentos de massa, que são processos naturais ou induzidos envolvendo materiais de variada granulometria. E estas massas formadas por solo, rocha, detritos, material orgânico são movimentadas devido às forças gravitacionais ou a situações extraordinárias, seguindo trajetórias que dependem de um conjunto de fatores que caracterizam o movimento. No Brasil os fluxos de detritos também são denominados por corrida de detritos.

As características e os mecanismos de fluxo de detritos por muito tempo permaneceram mal compreendidos, induzindo ao surgimento de uma diversificada nomenclatura que reflete as várias origens, composições e aparências de fluxos de detritos.

A ocorrência desse fenômeno em diversas partes do mundo, impulsionando seu estudo e caracterização particularizada de acordo com a topografia, condições climáticas, geologia, geomorfologia, dentre outros fatores típicos de cada lugar, fez surgir diversas definições para este tipo de movimento.

STINY (1910) foi um dos primeiros a estudar e definir corrida de detritos como um tipo específico de deslizamento de massa. A definição de fluxo de detritos começa com a descrição de um fluído em uma montanha inclinada em que a quantidade de sedimentos transportados pelo fluxo aumenta e passa a constituir uma massa viscosa que contêm água, areia, cascalho, rochas e madeira misturada, fluindo como uma lava até um vale. Sharpe (1938), em uma distinção entre fluxo de detritos e avalanches de detritos, define fluxo de detritos como um fluxo rápido saturado de detritos em um canal íngreme. Embora alguns autores (BLACKWELDER, 1928; BULL, 1964; CRANDELL, 1957) definam fluxo de detritos como *mudflow* (fluxo de grãos finos gerados por uma rápida erosão em encostas semiáridas), a maioria dos pesquisadores reconhecem que em canais granulares íngremes há uma diferença entre inundações carregadas de sedimentos e fluxo de detritos (JAKOB & HUNGR, 2005).

O fator deflagrador desse tipo de movimento também é um questionamento muito discutido. Muitos estudiosos afirmam que inicialmente se desenvolve como um deslizamento, que é parcialmente ou completamente mobilizado até formar um fluxo de detritos.

TAKAHASHI (2007) afirma que tal fenômeno era considerado como desastre fantasma no Japão e vem sendo reportado desde tempos antigos, por moradores que residiam próximos as encostas e que denominavam fluxo de detritos como *Já-nuke* (caminho da serpente), *Yama-tsunami* (tsunami na montanha) e *Yama-shio* (onda da montanha).

Para CHEN (1999), o fluxo de detritos é um fluxo gravitacional de solo, rocha e/ou água, iniciado por um deslizamento. Este processo se caracteriza por ter um início, transporte e deposição de todos estes materiais, cujas consequências não só são causadas pelo volume e velocidade dos materiais transportados, senão por sua inesperada ocorrência.

JAKOB (2010) prefere uma definição híbrida de HUNGR et al. (2005) e IVERSON (2009). Os autores definem fluxo de detritos como um fluxo de minerais não plásticos saturados e detritos orgânicos em um canal íngreme que incluem cerca de 50-70% de grãos sólidos em volume, que podem atingir velocidades de fluxo de 10 m/s e pode variar entre 10 e 109 m³ de volume. Fluxos de lama podem ser contrastado pelo maior teor de água e um índice de plasticidade maior que 5%.

NUNES E SAYÃO (2014) descrevem fluxo de detritos como o tipo de movimento de massa mais difícil de ser previsto e o mais catastrófico que ocorrem geralmente em áreas escarpadas, sendo deflagrados por sismos, chuvas torrenciais curtas ou chuvas moderadas prolongadas, abalos por desmonte a fogo, entre outros fatores.

2.3 Características

O fluxo de detritos causa um duplo impacto, representado pelos danos por deslizamento de terra e danos por inundações, e, portanto, são mais perigosos do que a ocorrência de um único deslizamento de terra ou de uma inundação.

O corpo do fluxo de detritos apresenta como principais feições três partes (Figura 2.1), diferenciadas pelos tamanhos das partículas (NUNES & SAYÃO, 2014; PIERSON, 1986):

- Parte frontal (cabeça), que apresenta a maior porcentagem de partículas de maior diâmetro;
- Parte central do fluxo (corpo), onde se encontra uma massa constituída de material fino e detritos;

- Parte final (cauda), que sofre fluxo turbulento com maior porcentagem de água do que sedimentos, sendo similar a um fluxo de lama.

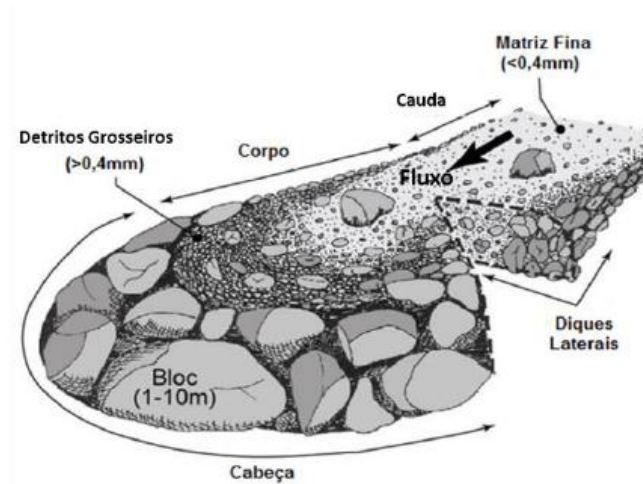


Figura 2.1 - Perfil esquemático de fluxo de detritos com frente granular (NUNES & SAYÃO, 2014).

MOTTA (2014) afirma que a influência da cabeça do fluxo de detritos vai crescendo significativamente conforme se desenvolve o movimento, mas este efeito é normalmente considerado desprezível frente ao seu comportamento inicial, sendo o comportamento do fluxo mensurado pela característica do corpo.

Em relação às condições de ocorrência, este movimento possui um comportamento muito característico, que é dividido em três zonas que leva em consideração a trajetória percorrida e o seu gradiente. Essa divisão e suas respectivas zonas são identificadas e indicadas na Figura 2.2.

A zona de iniciação corresponde à origem do movimento, localizada em uma falha na parte alta da encosta, ou na lateral de um talude ou no canal principal (HUNGR, 2005).

Segundo TAKAHASHI (1991), a área de iniciação geralmente possui declividade elevada e o fluxo de detritos pode ser iniciado de três maneiras: 1) um deslizamento de terra adquire maior mobilidade e se transforma em fluxo de detritos; 2) o colapso de uma estrutura ou barreira de solo e sedimento; 3) quando as margens do canal se tornam instáveis a partir da ocorrência ou aumento do escoamento superficial.

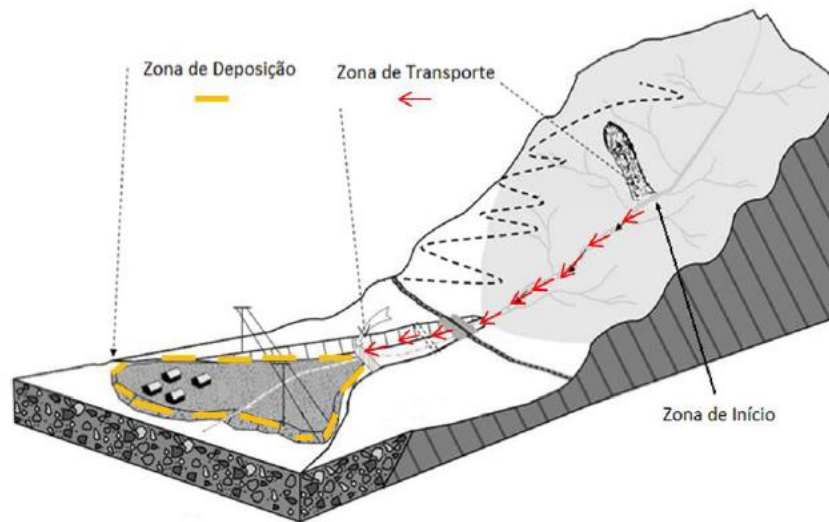


Figura 2.2 - Zonas características de fluxo de detritos: zona de iniciação, zona de transporte e erosão e zona de deposição (NUNES & SAYÃO, 2014).

A zona de transporte corresponde a área percorrida pelo material originado na zona de início e geralmente seu volume é incrementado ao longo do percurso devido à erosão da região por onde passa ou devido ao carregamento de material existente já depositado.

É nessa área que o movimento se desenvolve e segundo HUNGR (2005) encontra-se em declividades superiores a 15° . O material do leito do canal e das margens, que é erodido pela passagem de massa em movimento irá influenciar no volume final e na intensidade dos fluxos de detritos (Figura 2.3).

O grau de erosão vai depender principalmente das características geológicas do material, se a zona de transporte possuir características rochosas. Por exemplo, o substrato rochoso é mais difícil de ser afetado e, quando erodido, a sua estimativa pode ser feita por simples inspeção visual, identificando possíveis erosões quando há ocorrência de rochas intensamente fraturadas ou muito alteradas.

HUNGR & MCDOUGALL (2004) relatam que a variação do volume devido à erosão e ao arraste do material durante a trajetória do movimento é uma característica importante de muitos movimentos de massa rápidos do tipo fluxo de detritos.

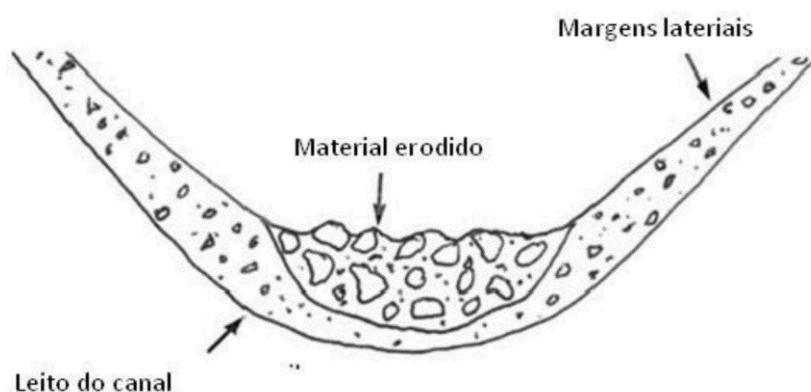


Figura 2.3 - Diagrama esquemático de uma seção erodida em um canal de fluxo de detritos (adaptado HUNGR et al., 2003).

A zona de deposição do material corresponde a uma área estável geralmente em forma de leque, na qual os detritos que transformaram toda energia cinética em outra forma de energia se depositam (IVERSON, 1999). Frequentemente essa deposição é resultado da combinação de redução da inclinação da encosta com a perda de confinamento (HUNGR, 2005).

Os ângulos de inclinação da zona de deposição são muito variáveis, indicando que cada evento de fluxo de detritos deve ser avaliado de acordo com a geomorfologia da zona de trajetória e a área de deposição disponível (NUNES & SAYÃO, 2014). A Figura 2.4 caracteriza a sequência do movimento de um fluxo de detritos de acordo com os gradientes de uma encosta.

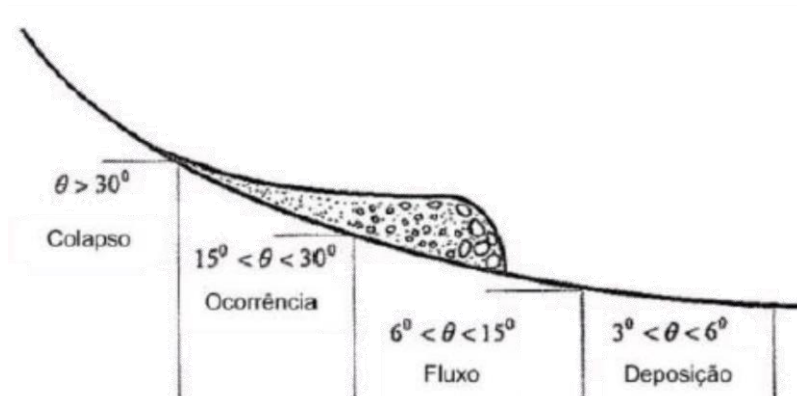


Figura 2.4 - Caracterização do gradiente de um fluxo de detritos (YI WU, 2003).

A deposição do material proveniente do movimento é baseada nas características topográficas e geológicas do local, apresentando duas situações possíveis: livre e

canalizada. Quando a deposição é livre há a formação de leque ou cunha, e para deposição canalizada o depósito tende a assumir a forma do canal (Figura 2.5).

Os fluxos de detritos não canalizados iniciam-se tipicamente como escorregamento do material solto sobre superfícies, sob ação de fortes chuvas. A zona de falha normalmente associada ao fluxo elevado de água na superfície do terreno resulta em grande mobilidade e erodibilidade. Por sua vez, os fluxos canalizados são gerados pela mobilização de sedimentos ao longo dos vales confinados, incluindo o colapso das barreiras naturais que por ventura tenham acumulado sedimentos em eventos anteriores (NETTLETON et al., 2005).

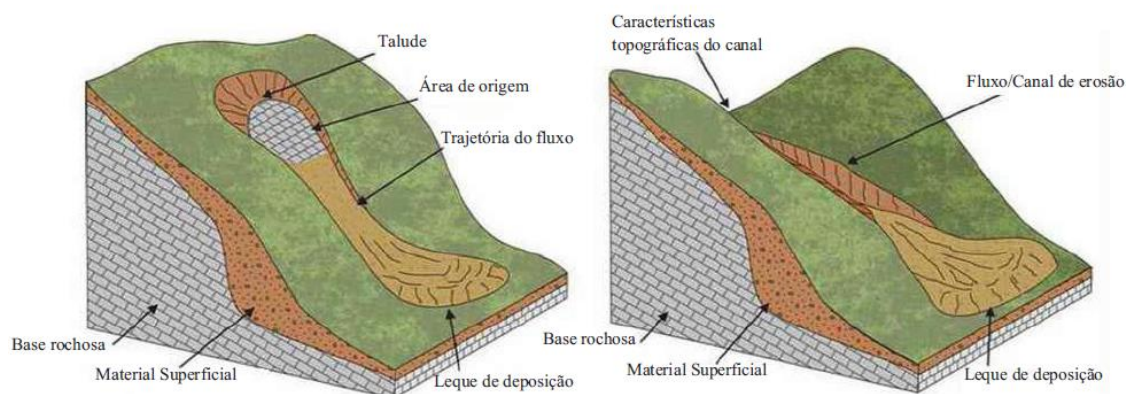


Figura 2.5 - Formas de deposição possíveis de fluxo de detritos livre e canalizado (Adapt. NETTLETON et al., 2005).

2.4 Agentes condicionantes e deflagradores

Os fatores de influência para fluxos de detritos são numerosos e complexos, mas em sua maioria incluem estrutura geológica, topografia, características do solo e da vegetação, hidrologia, intensidade de precipitações e as atividades humanas no local (LIN et al., 2012).

Os fatores geológicos que condicionam os movimentos de massa levam em conta o tipo e a distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas, que apresentam diferentes comportamentos quanto à resistência ao cisalhamento, permeabilidade e outras características. Frente aos fenômenos de instabilidade, cada litologia comporta-se de forma diferente. Assim, os materiais do substrato podem ser divididos em maciços rochosos e maciços terrosos, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas, com características geotécnicas específicas.

Nos maciços rochosos os principais processos de instabilização ocorrem em taludes de corte e em áreas de escarpa. O grau de alteração da rocha e as estruturas anisotrópicas existentes no maciço, tais como falhas, disjunções e juntas de alívio servem como zonas preferenciais de percolação de água e alteração de rocha, diminuindo a resistência e atuando na deflagração dos processos de instabilização.

Segundo NUNES (2013), os maciços rochosos podem se instabilizar em função da: (i) perda de propriedades de resistência provocada pela ação do intemperismo químico e físico na rocha ao longo do tempo e (ii) alteração do estado de tensões *in situ* original, devido, por exemplo, à execução de cortes, desmonte mecânico e por fogo, aplicação de sobrecargas e drenagem deficiente. Os principais mecanismos de instabilização em taludes rochosos são representados pelas rupturas circular, planar e em cunha, tombamento e queda de blocos, e fluxo de detritos.

Os maciços terrosos estão diretamente relacionados com os processos morfogenéticos de formação do relevo. Na caracterização dos maciços terrosos que ocorrem nas encostas, os processos pluviais gravitacionais são os mais importantes, pois são os responsáveis pela origem dos depósitos do tipo colúvio e tálus (AZAMBUJA et al., 2001).

Segundo LARA et al. (1997), colúvios são constituídos por solos que sofreram um processo de transporte ao longo da encosta e não mostram qualquer estrutura da rocha de origem. Podem apresentar alguns blocos e/ou fragmentos de rocha imersos numa matriz de solo, porém a matriz é sempre predominante em todo o depósito. Por outro lado, depósitos de tálus são aqueles formados por material detrítico da encosta à montante, com indícios de serem provenientes de movimentos de massa pretéritos que mobilizaram blocos rochosos de dimensões, forma e até litologias variadas, estando dispostos de forma caótica e envoltos em matriz coluvionar. Estes depósitos apresentam maior concentração de blocos à montante e maior volume de matriz coluvionar à jusante.

Os condicionantes de caráter litológicos são fundamentais nos processos de formação dos solos residuais e, portanto, nos fenômenos de instabilidade que ocorrem nos taludes constituídos por este tipo de solo. É o tipo de rocha que define as características de permeabilidade, por conseguinte, o tipo de drenagem e textura, além da resistência ao intemperismo. A presença de fraturas tectônicas, ou resultantes de alívio de pressão, pode gerar pontos de descontinuidade e menor resistência, constituindo-se em caminhos preferenciais à erosão e movimentos de massa (DA SILVA et al., 2011).

As camadas finas de solo de menor resistência proporcionam uma superfície susceptível à erosão pela passagem da água. A longo prazo, o intemperismo de solos e de rochas é responsável pela maior probabilidade de falhas.

Os condicionantes de cunho geomorfológicos têm influência direta na instabilidade das encostas e são os mais utilizados na previsão de movimentos de massa pela grande maioria dos autores, que fazem uso de um ou mais parâmetros topográficos, entre eles a declividade da encosta e a forma do perfil da encosta (côncava ou convexa), estas duas características do relevo exercem um papel preponderante na deflagração de movimentos de massa.

A declividade natural ou resultante da intervenção humana nas encostas influencia no desencadeamento de movimentos de massa. Os condicionantes geomorfológicos incluem as formas de vertente, a declividade, a amplitude do relevo, etc. A declividade fornece a medida da inclinação do relevo em relação ao plano do horizonte. A velocidade de deslocamento de material e, portanto, a capacidade de transporte de massas sólidas e líquidas, é diretamente proporcional à declividade. As declividades acima de 30° apresentam risco de movimentos de massa mais frequente. Acima de 60°, a camada de solo residual é menos espessa o que, teoricamente, diminuiria o risco de escorregamentos (DA SILVA et al., 2011).

A variação de altura está relacionada ao encaixamento dos vales. Quanto maior for essa variação, maior a energia cinética aplicada às vertentes e, conseqüentemente, maior é a capacidade de deslocamento de material, principalmente se associada a altas declividades.

A geometria das vertentes atua direta e indiretamente no escoamento superficial e nos desenvolvimentos dos processos erosivos. As formas do terreno resultam da combinação entre as curvaturas vertical (côncavo, retilíneo e convexo) e horizontal (convergente, planar e divergente) como pode ser observado na Figura 2.6. A curvatura vertical relaciona-se com os processos de transporte e acumulação de água, minerais e matéria orgânica no solo. Assim, as formas das vertentes poderá ser um indicativo da dinâmica erosiva da área abordada (VALERIANO, 2008b). A curvatura horizontal das vertentes refere-se ao direcionamento dos fluxos de água orientados pela forma da vertente.

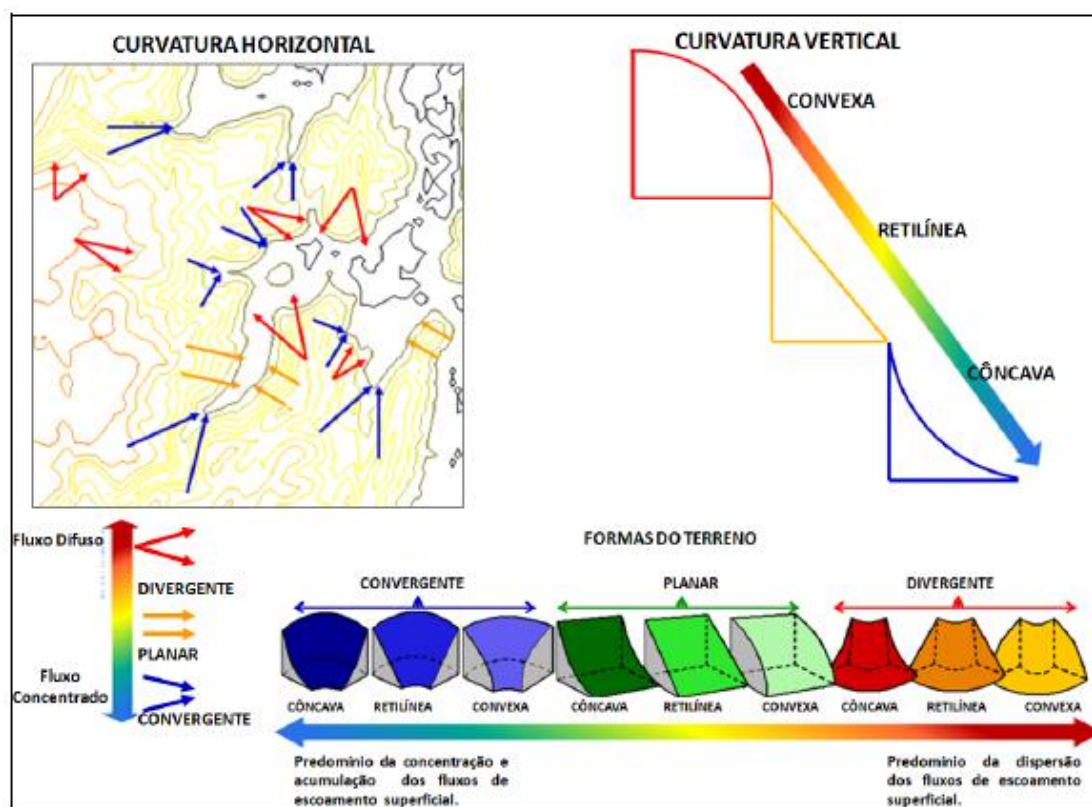


Figura 2.6 - Formas de Perfis de encostas (Valeriano, 2008a).

Segundo BIGARELLA (2003), a curvatura horizontal das vertentes indica as áreas de escoamento superficial divergente e convergente, de modo que as vertentes de fluxos concentrados (convergente) tende ao transporte de partículas maiores, que aquelas movidas pelo escoamento laminar difuso (divergente).

Dessa forma, quanto mais concentrados os fluxos d'água, maior seu potencial de erosão pluvial. A erosão torna-se mais efetiva, pois o material colocado em suspensão nas águas passa a ser transportado vertente abaixo com uma energia capaz de desagregar maiores porções de solo e produzir sulcos de erosão (BIGARELLA, 2003).

Com base na literatura, considerou-se a forma do terreno, côncava-convergente como a classe de maior concentração e acúmulo de escoamento superficial, que corresponderia também à classe com maior vulnerabilidade aos processos erosivos mais intensos. As formas do terreno convexas-divergentes caracterizam-se como a classe de maior dispersão do escoamento superficial e menor concentração e acúmulo.

De acordo com MOTTA (2014), existe uma combinação crítica de fatores naturais e antropogênicos a qual dá origem ao processo de fluxo de detritos e a relação entre eles

respondem por controlar a probabilidade, a duração e a magnitude deste fenômeno. Neste contexto, os movimentos são causados particularmente por dois fatores:

1. *Fatores condicionantes*, que são aqueles capazes de reduzir a resistência do terreno, deixando-o suscetível ao movimento sem, no entanto, deflagrá-lo, se analisado de forma isolada. Observa-se que se faz necessário uma combinação de condições para que o movimento se inicie, incluindo:
 - Camadas finas de solo de menor resistência, de origem coluvionar ou de intemperismo da rocha;
 - Superfícies rochosas expostas, com juntas e falhas;
 - Vegetação, pobre e esparsa, expondo encostas ao intemperismo;
 - Ruptura de encostas íngremes, induzindo subseqüente movimentos;
 - Condições climáticas extremas;
 - Drenagem ineficiente;
 - Ocupação desordenada e ilegal de encostas.

Um estudo detalhado dos condicionantes possibilita o conhecimento necessário para o desenvolvimento de novas abordagens e modelos capazes de prever o risco desse fenômeno acontecer. Em geral, os métodos de análise de estabilidade necessitam do conhecimento dos parâmetros de resistência dos materiais envolvidos.

A possibilidade de previsão de fluxos de detritos com dados retirados de retroanálises de eventos surge como uma alternativa atraente para um parecer preliminar do comportamento da encosta e utilização de modelos matemáticos de previsão de áreas suscetíveis a esses movimentos depende de uma melhor compreensão dos diferentes fatores condicionantes envolvidos.

2. *Fatores deflagradores*, que por si só iniciam o movimento:

- Alteração dos parâmetros de resistência dos materiais, como a diminuição do efeito de coesão aparente (sucção) em decorrência do aumento da umidade, e perda da cimentação por dissolução;
- Aumento do peso específico dos materiais da encosta, aumentando as solicitações externas;

- Desenvolvimento de poropressões positivas no solo, de subpressões nas descontinuidades rochosas e das forças de percolação;
- Alteração do perfil da encosta por erosão dos materiais mais expostos.

O intemperismo sobre a rocha forma uma camada de solo, que possui pouca resistência e espessura, resultando em uma superfície de cisalhamento potencial ao longo da interface. O maciço rochoso quando exposto sofre um aumento de desgaste ao longo das juntas e falhas, o que compromete sua integridade.

A vegetação pode ser vista como uma aliada quando modifica a umidade do solo através do processo de evapotranspiração e quando suas raízes fornecem mais coesão para o solo, porém muitas vezes raízes de plantas podem se desenvolver ao longo de falhas e juntas, aumentando a força de tração e conseqüentemente sua abertura, permitindo a penetração de água e ocorrência do intemperismo.

A destabilização de material em encostas íngremes, bem como o retrabalhamento de depósitos antigos situados ao longo de cursos d'água, são condicionantes da ocorrência de deslizamentos, que dependendo de sua altitude, pode adquirir grandes velocidades e forças de impacto quando tal material é mobilizado.

Chuvas de menor intensidade contribuem para a deterioração geral da encosta. Enquanto que, eventos extraordinários são capazes de levar um grupo de encostas à ruptura ao mesmo tempo. A intensidade de uma chuva é responsável por iniciar um movimento, mas a duração fará com que os detritos se movam, de modo a fluírem para os canais de drenagem.

A ocupação desordenada em encostas com o decorrer do tempo pode torná-la vulnerável devido às atividades de construção envolvendo cortes e aterros, causando uma redução em seu fator de segurança, atingindo valores inferiores a 1,0.

Em ambientes tropicais e montanhosos o fator deflagrador de fluxo de detritos mais importante é a elevação das poropressões ao longo de superfícies de ruptura pré-existentes ou potenciais, resultantes de tempestades intensas e de longa duração, da elevação do nível da água subterrânea ou da associação de ambos os fatores. A Figura 2.7 ilustra diversos fatores que caracterizam as áreas que são propícias a deflagrar movimentos de massa do tipo fluxo de detritos e, conseqüentemente, culminam na insegurança das pessoas que habitam a região.

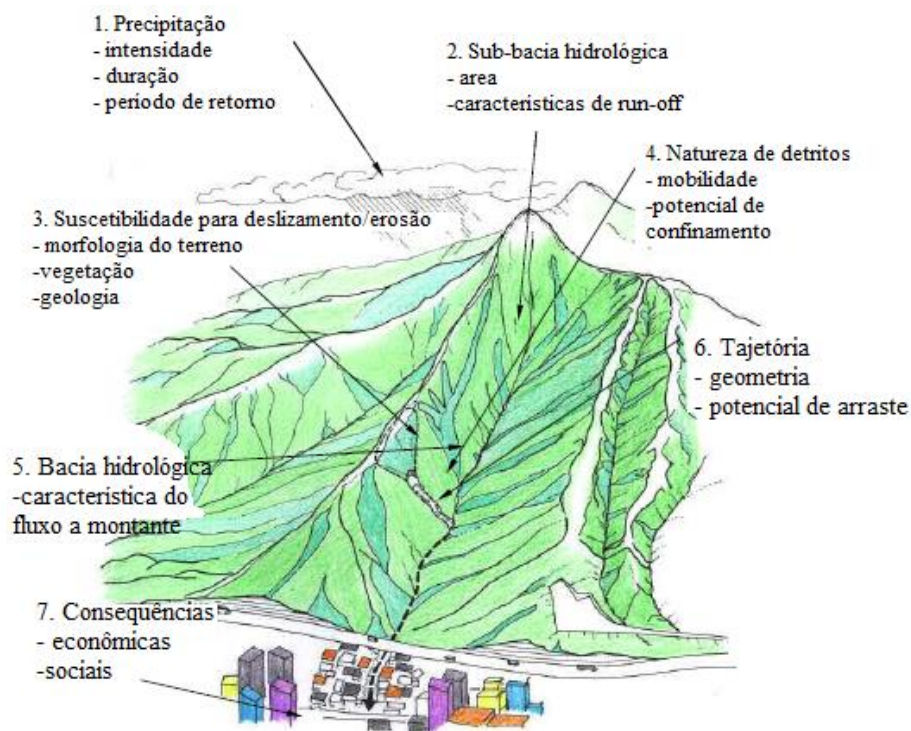


Figura 2.7 - Características de um fluxo de detritos (adapt. NETTLETON et al., 2005).

2.5 Estimativas de parâmetros de fluxo de detritos

Diversos métodos têm sido desenvolvidos para a avaliação dos parâmetros de fluxo de detritos, destacando-se os métodos empíricos e numéricos. A relação estabelecida individualmente e posteriormente combinadas destes parâmetros cria uma classificação de periculosidade do movimento, mais aplicada em análises regionais.

Os métodos empíricos geralmente são baseados na análise estatística de dados obtidos da observação e avaliação de eventos ocorridos ou de movimentos simulados em laboratório. Esses métodos envolvem uma significativa dispersão de dados, mas permitem análises preliminares para projetos básicos e mapeamento de áreas de risco.

Segundo RICKENMANN (1999), para que seja possível avaliar o risco e eventualmente projetar estruturas de proteção contra os fluxos de detritos, torna-se necessário a estimativa dos seguintes parâmetros do movimento:

- Volume;
- Velocidade;
- Vazão de pico;

- Distância total percorrida e ângulo de viagem;
- Área de deposição.

O volume de um fluxo de detritos é definido pelo material transportado até a área de depósito e correspondente a uma única movimentação (pulso ou onda). De acordo com JAKOB (2005), esses volumes podem ser estimados por meio de mapas dos depósitos, desde que indiquem a superfície de interseção entre o terreno original e o ocupado pelo evento. Recentemente a técnica de fotogrametria tem sido utilizada para a obtenção de parâmetros a partir de fotos aéreas, sendo particularmente influenciada pela cobertura vegetal (NUNES & SAYÃO, 2014).

A velocidade de um fluxo de detritos é uma forma de avaliar algumas propriedades do fluxo, como a resistência ao cisalhamento ao longo do deslizamento, e até diferenciar o tipo de material envolvido, mas trata-se de uma variável que, de forma isolada, é insuficiente para descrever o movimento (MOTTA, 2014). A velocidade pode ser indiretamente estimada usando-se a superelevação, representada pela elevação causada por impacto em estruturas ou através de características do canal (JAKOB, 2005).

A vazão de pico é um parâmetro de difícil obtenção direta, visto que a área máxima, a velocidade e a própria vazão são raramente medidas durante o movimento. A estimativa da vazão é usualmente realizada com correlações empíricas em função do volume do fluxo de detritos (NUNES & SAYÃO, 2014).

A distância total percorrida é representada pela projeção horizontal que une o primeiro ponto da zona de iniciação do movimento e o material depositado durante o deslizamento. A distância total percorrida é a soma de 3 parcelas: comprimento do deslizamento inicial, comprimento percorrido durante o desenvolvimento do evento e comprimento do depósito (POLANCO, 2010). Pode ser determinado por meio de medições em campo, fotogrametria, ou até mesmo, a partir da interpolação da coordenada inicial e final do movimento, obtidas por meio de GPS (MOTTA, 2014).

O estudo das características da área de deposição de fluxo de detritos é importante para a determinação das áreas que podem ser afetadas pelo movimento, constituindo uma importante ferramenta para a elaboração de mapas de risco de uma região (SHEIDL & RICKENMANN, 2010). A Tabela 2.4 apresenta as relações empíricas para estimar os principais parâmetros de fluxo de detritos.

Tabela 2.4 - Relações empíricas propostas na literatura (adapt. PELIZONE, 2014).

Parâmetro	Autores	Equação
Volume (m ³)	Polanco (2010) Takahashi (1991) Rickenmann (1999) Gramani (2001) Motta (2014)	$V = 252,84 * (\frac{L}{H})^{4,72}$ $V = (665 * q_t)^{0,85}$ $V = (\frac{L}{1,19 * H^{0,83}})^{1/0,16}$ $V = (\frac{L * 1,87}{H})^{1/0,105}$ $V = (\frac{L}{2,72})^{1/0,37} * \frac{1}{H}$
Vazão de pico (m ³ /s)	Mizuyama et al. (1992) Bovis & Jakob (1999) Polanco (2010) Rickenmann (1999) Motta (2014)	$Q = 0,135 * M^{0,78}$ $Q = 0,4 * M^{0,90}$ $Q = 0,0309 * V^{0,8279}$ $Q = 0,1 * V^{0,83}$ $q_t = 0,29 * V^{0,51}$
Velocidade (m/s)	Rickenmann (1999) Kherkheulidze (1975) Zhang et al. (1985) Sibnuy (1966)	$Vel = 2,1 * Q^{0,33} * S^{0,33}$ $Vel = 5,8 * y^{0,55} * S^{0,33}$ $Vel = 21 * H^{0,48} * S^{0,5}$ $Vel = 5,15 * Q^{0,67} * S^{0,25}$
Distância total percorrida (m)	Rickenmann (1999) Hungar et al. (2005) Polanco (2010) Motta (2014)	$L = 1,9 * V^{0,16} * H^{0,83}$ $L = \frac{H}{\tan \alpha}$ $L = 106,61 * V^{0,2591}$ $L = (\frac{H}{3,55})^{1/0,69}$
Distância de deposição (m)	Rickenmann (1999) Crosta et al. (2001)	$R = 15 * V^{1/3}$ $R = 7 * M^{1/3}$
Área de deposição (Seção planimétrica) (m ²)	Iverson (1998) Polanco (2010) Motta (2014)	$AP = 200 * (V)^{2/3}$ $AP = 7 * (V)^{0,66}$ $AP = 24,37 * (V)^{0,77}$
Área de deposição (seção transversal) (m ²)	Iverson (1998) Griswold & Iverson Motta (2014)	$A = 0,05 * V^{2/3}$ $A = 0,22 * V^{0,59}$ $A = 0,23 * V^{0,57}$
Obs: AP: Área de deposição com seção planimétrica; A: Área de deposição com seção transversal; R: distância de deposição; L: Distância total percorrida; Vel: Velocidade; Q: Vazão de pico; V: Volume; M: Massa.		

2.6 Programas computacionais

Com a finalidade de mitigar os danos causados por movimentos de massa de difícil previsão, como é o caso de fluxo de detritos, vários métodos analíticos e numéricos vêm sendo desenvolvidos. A modelagem do movimento de massa usa as leis da física, da dinâmica dos sólidos e dos fluidos, a maioria desses modelos analíticos é solucionado numericamente, através de diferenças finitas e elementos finitos.

Tais métodos analíticos utilizam a analogia do bloco deslizante por equilíbrio limite e os modelos numéricos são baseados na dinâmica do contínuo, eles foram desenvolvidos por pesquisadores com o apoio do avanço da ciência a partir de casos históricos mundiais.

Há diversas propostas de análises desenvolvidas por programas numéricos para o comportamento de fluxo de detritos, disponibilizando a reprodução dos fenômenos reais e sua possível previsão e, desta maneira, contribuem com os métodos de prevenção e mitigação de eventos reais.

PELIZONI (2014) cita os seguintes programas numéricos que mais se destacam atualmente: (i) RAMMS 3D; (ii) DAN-W; (iii) DAN3D (versão 3D atualizada do DAN-W).

Mais recentemente, VALVERDE SANCHO (2016) apresenta uma revisão crítica dos programas computacionais existentes e analisa o desempenho dos programas DAN-W (2D) e DAN3D (3D e dinâmico), aplicando-os a 4 eventos de fluxos de detritos, incluindo o de Córrego D'Antas, selecionado para estudo nesta pesquisa.

Além dos programas supracitados, a Tabela 2.5 resume outros programas que têm sido validados e calibrados analisando casos históricos registrados por diversos autores. Todos os programas numéricos apresentados exigem o conhecimento do modelo constitutivo dos materiais envolvidos na simulação de movimentos de massa.

Diante do grande número de ocorrências desse tipo de movimento, um grande número de empresas, inseridas no desenvolvimento da infraestrutura na geotecnia e que atuam fornecendo soluções para mitigação das áreas de risco, passaram a desenvolver alguns programas para análise de fluxo de detritos. A maioria deles são destinados a estimar os seguintes parâmetros: volume, vazão de pico e força de impacto. Tais programas possuem finalidade comercial, indicando o tipo de estrutura a ser adotada para mitigar danos.

Tabela 2.5 - Parâmetros e características dos programas numéricos para análise de fluxo de detritos (NUNES & SAYÃO, 2014, adapt. PELIZONI, 2014).

Programa Dimensão	Método	Características e Vantagens	Referência
FLO - 2D 2D	Euler	Modelo Constitutivo de Voellmy Modelagem de eventos de precipitação Obtenção de forças de impacto e pressões Eventos simulados: Selvetta, Itália (2008) e Tresenda, Itália (2002)	O'Brien et al. (1993)
DAN - W 1D	Lagrange	Modelos Constitutivos frictional, Voellmy e Bingham Modelagem de fluxo confinado Eventos simulados: Regina torrent, Itália (2011)	Hungr (1995)
TITAN 2D 2D	Lagrange	Modelo constitutivo de atrito	Pitman & Le (2005)
MADFLOW 3D	Lagrange	Modelo constitutivo de atrito	Chen & Lee (2000)
KANAKO 1 1D	Lagrange	Modelo constitutivo de atrito Modelagem de fluxo confinado Simulação de erosão	Nakatani et al. (2007)
DAN3D 3D	Lagrange	Modelos constitutivos frictional, Voellmy e Bingham Simulação de diferentes materiais e modelos constitutivos Simulação da erosão Resultados em função do tempo e de valores máximos Resultados em mapas e formato GRD e de texto Exportação de resultados para diversos programas (Cad, Excel, Surfer) Eventos simulados: Perigalam, Índia (2004); Frank, Alberta, Canadá (1903) e Faucon, França (2003)	McDougall & Hungr (2009)

MassMov2D 3D	Euler	Modelos constitutivos frictional, Voellmy e Bingham Simulação da erosão Resultados em mapas, gráficos e formato de texto Interface amigável Computacionalmente eficiente com simulação de vários casos simultaneamente Eventos simulados: Perigalam, Índia (2004); Faucon, França (2003) e Tresenda, Itália (2002)	Begueira et al. (2009)
RAMMS 3D	Lagrange	Modelos constitutivos de Voellmy Simulação da erosão Resultados em mapas e gráficos Interface amigável Exportação de resultados para outros programas (ESRI, Google Earth) Eventos simulados: Faucon, França (2003)	WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF (2010)

2.7 Medidas de mitigação e convivência

Fluxos de detritos resultam em riscos e perdas que podem ser importantes, sobretudo em áreas urbanizadas. A maioria dos fluxos de detritos ocorre com velocidades classificadas como muito a extremamente rápidas ($5 \times 10 \text{ mm/s}$ a $5 \times 10^5 \text{ mm/s}$), constituindo fenômenos de natureza catastrófica, em geral com danos materiais significativos e perdas de vidas. As medidas de mitigação envolvem diversos aspectos, abrangendo desde a análise da geomorfologia do local de estudo à avaliação do risco potencial de danos. Em função disto, diversas medidas podem ser tomadas, a fim de mitigar eventos catastróficos deste tipo. Velocidades típicas variam de 3 m/min a 5 m/s , muito maiores que a velocidade de corrida de uma pessoa, o que implica em uma resposta humana nula para o controle, redução ou eliminação do movimento, quando este é deflagrado.

Dois tipos de medidas podem ser adotados na prevenção e controle dos fluxos de detritos: as medidas ativas e as medidas passivas. Segundo PELIZONI (2014), as medidas ativas são aquelas que interferem diretamente no processo de instabilização, eliminando as

possibilidades de ruptura e os riscos, são medidas predominantemente técnicas. Enquanto que, as medidas passivas são associadas aos processos de instabilização na tentativa de reduzir os riscos e danos de rupturas, sem, no entanto, evitá-las. Essas medidas podem ser combinadas, tanto técnicas quanto político-administrativas. A Figura 2.8 apresenta a classificação dessas principais medidas de mitigação.

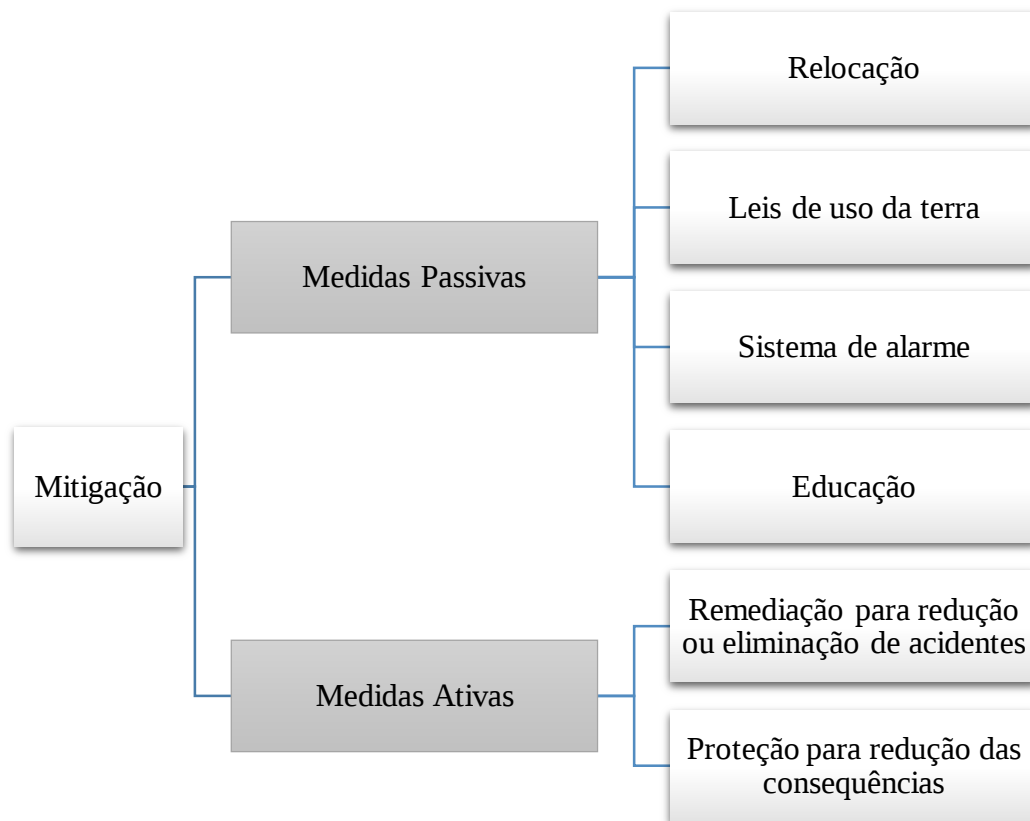


Figura 2.8 - Métodos de mitigação de fluxo de detritos (NUNES & RIOS FILHO, 2009).

Segundo HUEBL & FIEBIGER (2005), as medidas ativas de proteção atuam no fator deflagrador, no transporte e no processo de deposição, fazendo alterações na magnitude e frequência do movimento. Tais medidas também podem ser responsáveis pela mudança na probabilidade de ocorrência do movimento.

De acordo com MOTTA (2014), a escolha do tipo de estrutura de controle a adotar (ou mais de um) depende das características topográficas, do depósito e da estrutura local para a realização da obra. Em geral elas se dividem ainda em dois grupos: estruturas abertas e estruturas fechadas. As estruturas abertas têm o objetivo de confinar o fluxo e canalizá-lo, enquanto que estruturas fechadas possuem o objetivo de contê-lo.

A Tabela 2.6 resume as principais medidas ativas para mitigação de fluxo de detritos

Tabela 2.6 – Medidas ativas para mitigação de fluxo de detritos (NUNES E RIOS FILHO, 2009).

Função	Medida
Redução de <i>runoff</i>	Reflorestamento Controle de descarga Desvio de <i>runoff</i> para outras áreas
Redução de erosão	Reflorestamento Uso de bioengenharia Drenagem Estabilização do talude Alargamento de canal Estabilização de leito de canal Desvio de <i>runoff</i>
Controle de descarga	Criação de reservatórios Alargamento de canal
Controle de detritos	Bacia de deposição de detritos Bermas de deflexão <i>Debris flow breaker</i> Túneis para detritos Túneis falsos para proteção Barragens permeáveis Barreiras rígidas e flexíveis

As principais medidas que podem ser empregadas para a mitigação e a convivência com este tipo de problema, uma vez que fluxos de detritos são dificilmente evitados ou eliminados, são mostradas nas Figuras 2.9 a 2.15.



Figura 2.9 – Barreiras permeáveis para mitigação de fluxo de detritos – Parque *Waraira Reparo* (Ávila) – Caracas, Venezuela.



Figura 2.10 – Barreiras permeáveis – Muro de Gabião – Parque *Waraira Repano* (Ávila) Caracas, Venezuela.



Figura 2.11 – Barreira de gabiões – Parque *Waraira Repano* (Ávila) Caracas, Venezuela.



Figura 2.12 – Bacias de deposição para fluxos de detritos, Japão (HORIUCHI, 1998).



Figura 2.13 – Barreira flexível – BR040 – RJ (NUNES, 2013).



Figura 2.14 – Bermas dissipadoras de energia, *La Guaira*, Venezuela (1996).

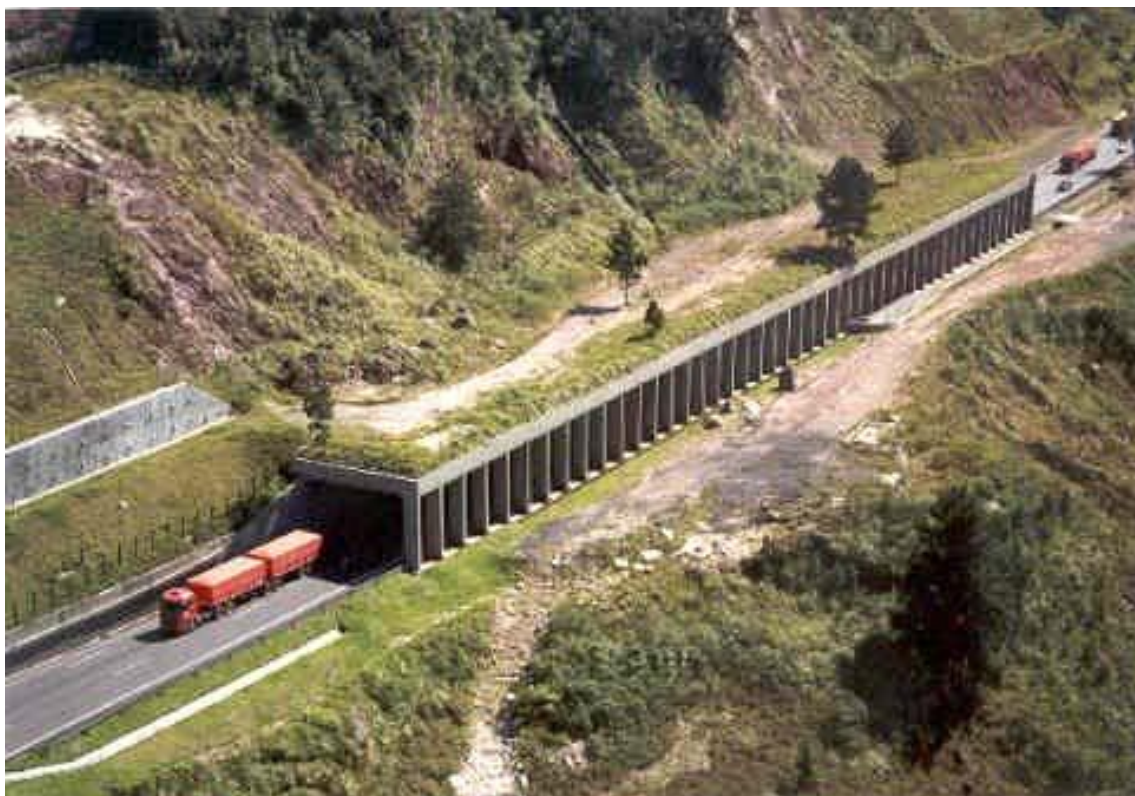


Figura 2.15 – Túnel falso para proteção da rodovia (NUNES, 2009).

As medidas passivas são essenciais para a redução dos riscos e danos provocados por fluxos de detritos, apesar de não atuarem diretamente no movimento. Compreendem o mapeamento de áreas, relocação de infraestruturas e moradores, instalação de sistemas de alerta e educação (NUNES & SAYÃO, 2014).

Diferentes estruturas podem ser implementadas para mitigar este tipo de movimento e uma combinação de medidas ativas e passivas viabilizam a relação custo-benefício. Tais medidas deverão ser implantadas de acordo com as características e condições de cada evento analisado. Recomenda-se ainda que mapeamentos e definições de áreas de riscos deverão ser elaborados pelas instituições governamentais para definir as áreas que deverão ser expropriadas ou mantidas em estado de alerta durante os eventos ou na previsão destes.

2.8 Casos históricos de fluxos de detritos no Brasil

As características geomorfológicas do Brasil, associadas à presença de significativos maciços montanhosos, implicam na ocorrência de importantes eventos de movimentos de massa se configurando como grave problema de ordem socioeconômica.

Os desastres associados às fortes chuvas têm sido relatados desde a época do império. Registros do Corpo de Bombeiros do Rio de Janeiro consta que o primeiro foi em setembro de 1711, quando ocorreram grandes inundações, porém não há informações sobre os danos e o segundo foi em abril de 1756, quando três dias consecutivos de fortes chuvas causaram inundações, desabamentos de casas e mortes.

O verão de janeiro de 1967 foi caracterizado por eventos chuvosos excepcionais, e a ocorrência de fluxo de detritos na Serra das Araras, no estado do Rio de Janeiro, envolvendo uma enorme movimentação de solo, rocha e matéria orgânica pelas encostas e canais de drenagem (Figura 2.16). Em março desse mesmo ano, outro fluxo de detritos foi deflagrado em São Paulo na Cidade de Caraguatatuba, região de altos declives, sendo registrados deslizamentos com características de grande violência. A tragédia aconteceu sob intenso temporal que chegou a acumular 586 mm de chuvas em dois dias. Foi considerado como um dos maiores desastres ocorrido em território brasileiro (Figura 2.17). KANJI et al. (2008) afirmam que escavações realizadas recentemente nas áreas de depósito dos sedimentos em Caraguatatuba evidenciaram a existência de cinco camadas adicionais de depósitos de fluxo de detritos, comprovando o retorno periódico deste tipo de fenômeno.



Figura 2.16 - Serra das Araras, RJ (1967).



Figura 2.17 - Caraguatatuba, SP (1967).

O fluxo de detritos no local conhecido como Viaduto IV, na Cidade de São Paulo em 1971, foi composto principalmente de lama e blocos de rochas de diversas dimensões, que geraram uma grande energia, destruindo o viaduto e atingindo também a estrada de ferro Santos-Jundiaí (POLANCO, 2010).

Em 1974, especificamente na bacia do Rio Tubarão no estado de Santa Catarina, foram registrados fluxos de detritos deflagrados após fortes chuvas e escorregamentos.

A Serra de Maranguape no estado do Ceará apresenta encostas com elevada inclinação, tal característica foi registrada como fator que favoreceu o acidente que ocorreu em 1974, considerado como avalanche de detritos devido às altas velocidades.

GRAMANI (2001) relata que o gigantesco escorregamento de 1975, conhecido como Grota Funda, ocorreu nas escarpas da Serra do Mar nas proximidades do Município de Paranapiacaba, Estado de São Paulo, expondo uma área de aproximadamente 300.000 m² e provocando uma profunda cicatriz na encosta, com dezenas de metros de largura. Os jornais da época retratam que, no dia 24 de dezembro, enormes pedras rolaram de um morro destruindo um viaduto inutilizado, ao lado do viaduto Sebastião Moraes.

Em 1988 a Cidade de Petrópolis no Rio de Janeiro foi vítima de uma anomalia climática, como muitos jornalistas da época costumavam se referir às fortes chuvas que precipitaram

sobre a região serrana do Rio de Janeiro em um curto período de tempo, e que desencadeou uma catástrofe em forma de trombas d'água. Relatos da época descrevem que a infiltração de água proveniente dessas fortes chuvas deslocou pedras imensas que rolaram com um rio de lama sobre as construções (Figura 2.18).



Figura 2.18 -Carro soterrado pelos escombros, Petrópolis, RJ (1988).

Em Cubatão, São Paulo, a área da Refinaria Presidente Bernardes Cubatão localizada no pé da Serra do Mar a 800m de altura, e vizinha a três bacias hidrográficas, é caracterizada como uma região de fluxos de detritos. O primeiro foi registrado em 1994 e teve sua origem na bacia ao norte, maior e mais importante, desenvolvendo ao longo do Córrego das Pedras, o principal afluente. Este evento ocorreu no início da noite de 6 de fevereiro e teve como principal agente deflagrador uma chuva com intensidade de 60mm em 1 hora.

O período de retorno das chuvas foi calculado em cerca de 200 anos. Segundo KANJI et al. (2008), os fluxos de detritos causaram destruição e danos a várias instalações da refinaria, suas operações foram interrompidas por cerca de 3 semanas e o prejuízo ultrapassou os 40 milhões de dólares (Figura 2.19). Como consequência, a refinaria decidiu adotar medidas de proteção para futuros fluxos de detritos, representando assim um passo importante para o desenvolvimento do estudo desse fenômeno no Brasil. Um

grupo multidisciplinar foi criado para entender o mecanismo do movimento, desenvolver critérios de projeto e propor as necessárias obras de controle. Em 1996, um novo fluxo de detritos de menor escala ocorreu na mesma área e o volume de sólidos alcançou aproximadamente 16000 m³.



Figura 2.19 - Vista da região afetada pelo fluxo de detritos de 1994 em Cubatão (KANJI et al., 2008).

Na Cidade de Ubatuba, Estado de São Paulo, em 1996 foram registrados 182 pontos de escorregamentos de dimensões variáveis. As precipitações intensas e de longa duração foram consideradas como o deflagrador principal do acidente.

Fortes chuvas registradas na Cidade do Rio de Janeiro em 1996 provocaram escorregamentos e fluxos de detritos em diversos pontos da serra, mais especificamente nas bacias do Rio Quitite e Papagaio, na zona oeste da cidade. GRAMANI (2001) relata que os fluxos alcançaram mais de 1 km de extensão.

Um evento extremo com fortes chuvas ocorridas nos dias 10, 11 e 12 de dezembro de 1999 na bacia do Rio Pilões afetou a Via Anchieta na altura do km 42, na Serra do Mar paulista, Município de Cubatão, deflagrando vários escorregamentos. No dia 11 foram registrados 128 mm em 24 horas e um acumulado de 274 mm em 72 horas nos dias 10 a 12. O trecho total percorrido pelo fluxo de detritos foi cerca de 3 km ao longo do Rio Pilões, passando sob o viaduto da Rodovia Imigrantes (LOPES & RIEDEL, 2007).

De acordo com POLANCO (2010), o evento ocorrido próximo da Cidade de Lavrinhas, no Estado de São Paulo em 2000, foi causado por chuvas que atingiram a área. O material depositado durante o evento é composto por grandes blocos de rochas na porção frontal do fluxo, seguido de material com menores dimensões, envoltos numa matriz areno-argilosa.

Em novembro de 2008 a Cidade de Rio dos Cedros, localizada no Vale do Itajaí em Santa Catarina, presenciou a ocorrência de fluxos de detritos na bacia do Rio Cunha. Os movimentos de massa que ocorreram foram deflagrados pelo acúmulo de chuvas que

precipitadas sobre a região durante os meses de outubro e novembro de 2008. Segundo KOBAYAMA et al. (2010), na semana do evento, choveu um total de 256 mm, o que correspondia a duas vezes a quantidade de chuva esperada para o mês de novembro.

No mês de Janeiro de 2011, a Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, na área da Serra dos Órgãos, foi atingida por grandes volumes de chuva, que acumulava desde o final do ano anterior, culminando em eventos catastróficos concentrados nos dias 11 e 12 deste mesmo mês, denominado pelas autoridades de tragédia da Região Serrana do Rio de Janeiro. Segundo MOTTA (2014), a tragédia foi deflagrada pela entrada de massas de ar da Zona de Convergência do Atlântico Sul, resultando em temporais de 297mm acumulados de chuvas na noite do dia 11 para o dia 12 de janeiro de 2011, já tendo sido precedidas por um alto índice pluviométrico, de 388mm, no mês de dezembro de 2010. As principais cidades da região foram devastadas, ocasionando danos em infraestrutura, meio ambiente e muitas perdas de vida, afetando mais de 20.000 pessoas e com grandes perdas econômicas. As estimativas do Banco Mundial apontam para prejuízos da ordem de R\$ 4,7 bilhões (Figura 2.20).



Figura 2.20 - Córrego D'Antas em Nova Friburgo afetada pelos movimentos de massa.

Entre os municípios mais afetados na região encontram-se Nova Friburgo, Petrópolis, Teresópolis, Bom Jardim, São José do Vale do Rio Preto e Sumidouro, com mais de 970 mortes oficiais e mais de 20.000 pessoas desabrigadas (NUNES et al., 2013).

Em 12 e 13 de Janeiro de 2014, chuvas intensas e concentradas atingiram o Córrego Guarda Mão em Itaoca no Estado de São Paulo. O evento pluviométrico provocou a geração de inundações em extensas áreas, deslizamentos generalizados em encostas e fluxos de detritos. As inundações foram repentinas e causaram grandes impactos econômicos e sociais nas áreas de baixada. A maior parte dos deslizamentos ocorreu em setores preservados das encostas, em cotas elevadas, mobilizando solo e rocha. Os fluxos de detritos se desenvolveram em, pelo menos, duas linhas principais de drenagem, causando grandes mobilizações de blocos de rocha e intensa erosão lateral e do leito dos córregos (GRAMANI, 2014).

A Tabela 2.7 resume os principais fluxos de detritos no Brasil e suas características.

Tabela 2.7 - Características de alguns fluxos de detritos no Brasil (modificado de GRAMANI, 2001).

Ano	Local	Desnível H/L	Área da Bacia (km ²)	Chuva registrada (mm)	Velocidade* (m/s)	Volume (m ³)
1967	Serra das Araras – RJ	-	-	114/1h – 275/24h	-	10.000.000
1967	Caraguatatuba – SP	0,07	-	420/24h – 586/48h	-	7.600.000
1971	Viaduto IV, Ferrovia de Santos – SP	0,15	-	-	-	100.000
1974	Tubarão – SC	-	-	394/72h – 742/16d	-	-
1975	Maranguape – CE	0,28	10,4	140/24h	-	-
1975	Grota Funda – SP	0,15	-	-	8,4	1.000.000
1976	Rio Cachoeira, Cubatão – SP	-	4	40/1h – 276/24h	-	100.000

1976	Braço Norte, Cubatão – SP	0,16	-	276/24h	-	156.0000
1988	Petrópolis – RJ	-	-	145/24h – 414/144h	-	-
1994	Córrego das pedras, Cubatão (RPBC) – SP	0,27	2,64	60/1h	10	300.000
1995	Timbé do Sul – SC	0,35	23,10	500/1h	2,2	3.000.000
1996	Córrego das pedras, Cubatão (RPBC) – SP	0,27	2,64	-	10	16.000
1996	Estrada de Ubatuba – SP	-	-	10/10min – 442/13h	-	-
1996	Morro do Quitite – RJ	0,47	2,13	202/24h	5,3	90.000
1996	Morro do Papagaio – RJ	0,47	2,53	-	2,8	42.000
1999	Via Anchieta km 42 – SP	0,18	-	128/24h – 274/72h	-	300.000
2000	Lavrinhas – SP	0,13	17,50	70/1h	22	1.600.000
2008	Rio dos cedros A – SC	-	-	21,47/24h	-	55.920
2008	Rio dos cedros B – SC	-	-	21,47/24h	-	61.340
2008	Rio Cunha – SC	0,37	-	92,9/24h	-	
2011	Córrego D’ antas, Nova Friburgo- RJ	0,53	-	297/24h	-	10.275
2011	Caleme, Teresópolis- RJ	0,54	-	297/24h	-	4.264
H, L: altura e comprimento do fluxo de detritos, respectivamente. *Velocidade estimada e/ou calculada						

Os fluxos de detritos ocorridos no Brasil, em sua maioria, possuem localização nas principais áreas montanhosas: Serra do Mar, de Maranguape e Serra Geral, evidenciando que esses movimentos de massa ocorrem geralmente em áreas escarpadas, sendo deflagrados por chuvas torrenciais curtas ou chuvas moderadas prolongadas.

2.9 Identificação e análise de área risco

Os métodos para analisar os riscos de fluxos de detritos variam de país para país, de região para região e de análise para análise. Alguns países têm desenvolvido roteiros de como qualificar e mapear riscos de fluxo de detritos. A Áustria notavelmente foi o primeiro país a desenvolver uma legislação e um método para compreender e analisar os possíveis riscos de ocorrência desse fenômeno.

Segundo JAKOB (2005) um roteiro-guia para reconhecer e analisar os riscos para fluxos de detritos consiste em:

- 1- Reconhecimento do risco;
- 2- Estimativa da probabilidade de ocorrer;
- 3- Estimativa da magnitude e da intensidade;
- 4- Produção de fluxo de detritos e relação frequência-magnitude;
- 5- Estimativa da magnitude e da intensidade do fluxo de detritos;
- 6- Apresentação dos riscos por meio de mapas e descrição das análises;

No campo, os possíveis sinais de atividade de fluxos de detritos na zona de transporte incluem: canal bem definido, presença de rastros de lama com pedregulhos e cicatriz de impacto de detritos, bem como a presença de grandes blocos de rochas e de troncos de árvores que foram arrancados e conseqüentemente foram ficando no caminho.

Os sinais de atividade de fluxo de detritos na área de deposição são reconhecidos por: falta de triagem ou imbricação, a angularidade dos pedregulhos, presença de troncos de árvores enterradas e gradação inversa de sedimentos.

Uma terminologia, proposta por VARNES (1984), traz as seguintes definições:

- Perigo Natural (*Natural Hazard*) define a probabilidade de ocorrência de um fenômeno natural potencialmente danoso dentro de um período de tempo e uma área determinados;

- Risco (*Risk*) define o número esperado de perdas de vida, danos pessoais, danos à propriedade ou destruição de atividade econômica devido a um fenômeno natural em particular;
- Zoneamento (*Zonation*) refere-se à divisão de unidades homogêneas do terreno e à definição de graus de perigo atual ou potencial, causados por movimentos de massa;
- Perigo de deslizamentos (*Landslide Hazard*) são geralmente mostrados em mapas que definem a distribuição espacial de classes de perigo (ou zoneamento de perigo a deslizamentos).

As fotografias aéreas e as imagens de satélite são ferramentas indispensáveis no reconhecimento e análise dos danos provocados por fluxos de detritos. Diversos estudos têm utilizado o potencial de ferramentas de Sensoriamento Remoto e Sistema de Informações Geográficas (SIG) para identificar, modelar e analisar movimentos de massa através de técnicas de zoneamento de instabilidade de encostas.

No âmbito das geotecnologias, o sensoriamento remoto insere-se, como indica a própria nomenclatura, na perspectiva da obtenção de dados por meio de sensores, sem que haja contato físico direto com o objeto de estudo. Esse processo encontra-se esquematicamente exposto na Figura 2.21.

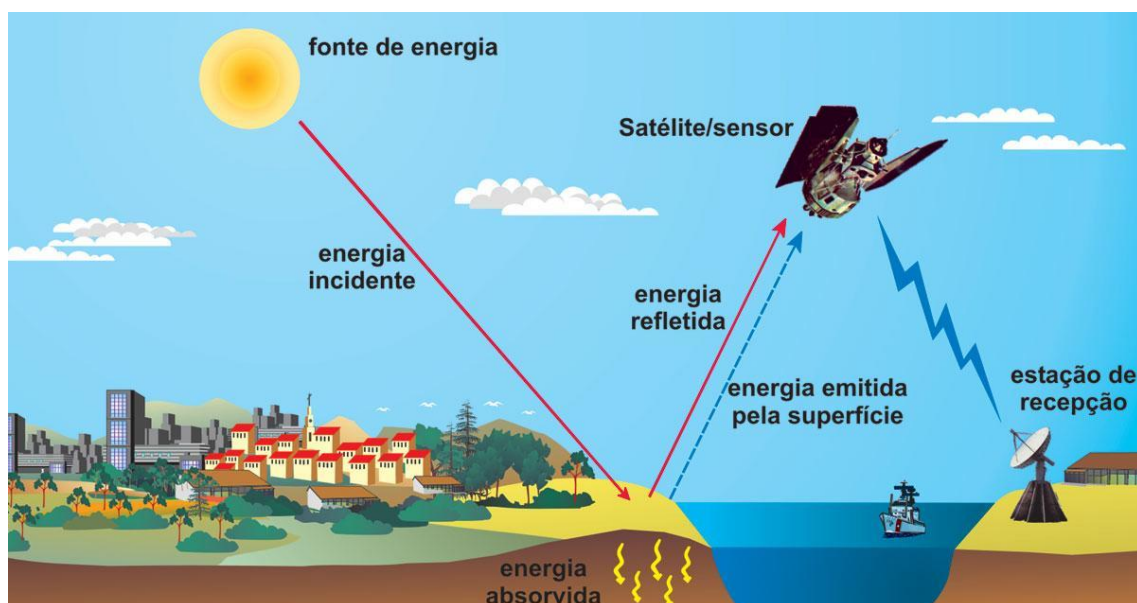


Figura 2.21 - Sensoriamento Remoto Aplicado a Análise da Paisagem (FLORENZANO, 2013).

O sensoriamento remoto de recursos terrestres consiste na utilização conjunta de sensores e equipamentos modernos para processamento e transmissão de dados, a partir de plataformas como aeronaves e espaçonaves, a fim de estudar o meio ambiente através do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias constituintes do sistema terrestre (NOVO, 1989, CAMPBELL, 1996).

Em geral, um sistema de sensoriamento remoto é composto pela fonte de energia, alvo ou objeto sensoriado, caminho de transmissão e sensor. A dinâmica entre esses elementos apresenta influência sobre as informações captadas. Nesse sentido, a utilização do sensoriamento remoto no monitoramento ambiental vem tornando-se uma prática recorrente em diversas linhas de pesquisa.

A probabilidade de ocorrência de fluxo de detritos é função da avaliação da erodibilidade de sedimentos em canais, da probabilidade de ocorrência de deslizamento de detritos e a frequência em que os limiares hidroclimáticos são excedidos. Para a avaliação de erosão de sedimentos é útil diferenciar bacias de abastecimento limitado e bacias de abastecimento ilimitado.

Segundo JAKOB (2005), a erosão de talvegues sobre depósitos quaternários fornecem um abastecimento contínuo de sedimentos, que vão se depositando no canal. Toda vez que um limiar hidroclimático é excedido, um fluxo de detrito é acionado. A este tipo de bacia dá-se o nome de bacia de abastecimento ilimitado ou de transporte limitado (Figura 2.22).

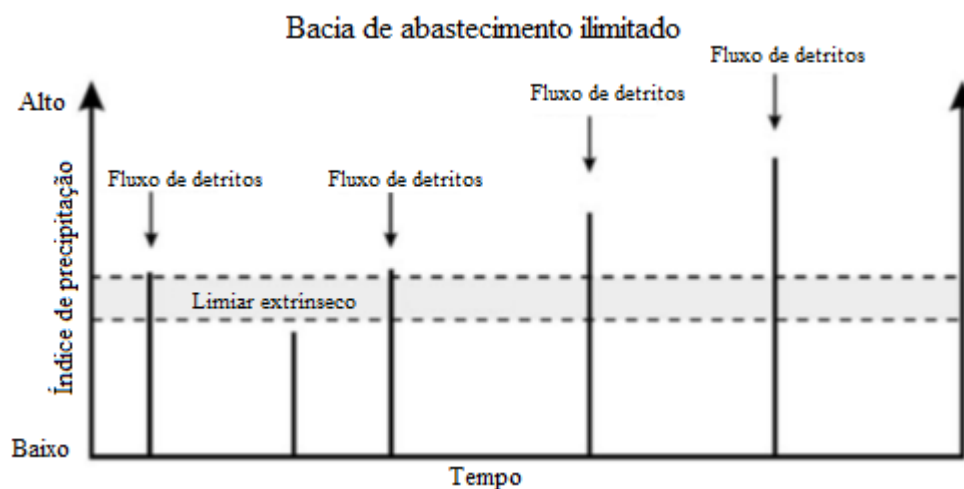


Figura 2.22 - Bacia de abastecimento ilimitado (adaptado de JAKOB, 2005).

Ainda JAKOB (2005) afirma que menos frequentemente fluxos de detritos ocorrem em talvegues com alta condutividade hidráulica e cheios de detritos grosseiros. Isto se deve ao fato de que nessas bacias, os fluxos de detritos são acionados somente durante um evento climático excepcional, muitas vezes combinado com uma anormal condição de umidade.

Nesses canais, após ocorrer um fluxo de detritos, o talvegue é completamente esvaziado e as futuras ocorrências dependem do tempo necessário para o talvegue voltar a ficar cheio de sedimentos novamente, com a condição de umidade apropriada e outro evento climático de baixa frequência. A este tipo de bacia dar-se o nome de bacia de abastecimento limitado (Figura 2.23).

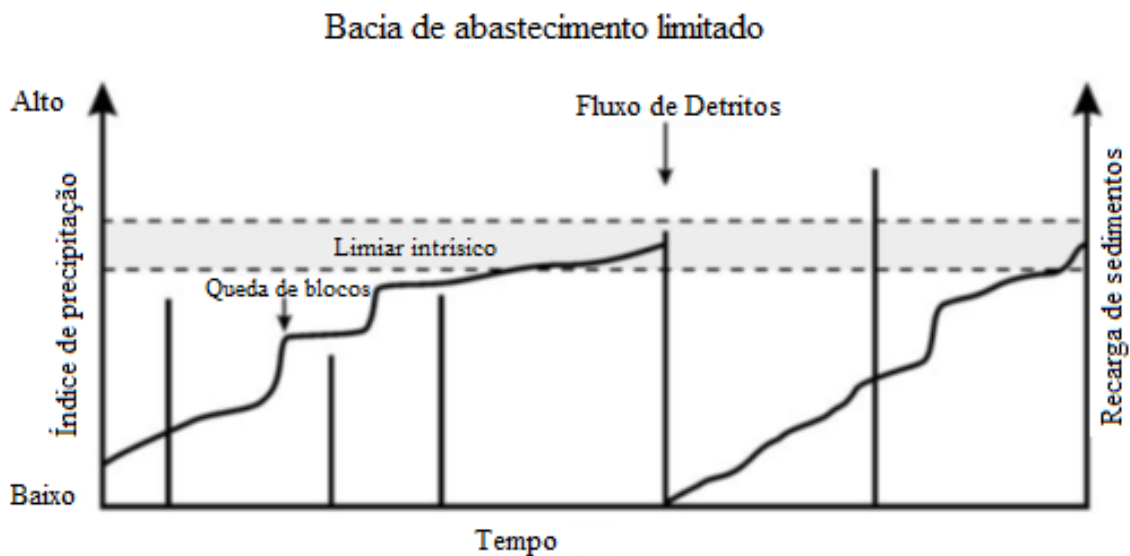


Figura 2.23 - Bacia de abastecimento limitado (adaptado de JAKOB, 2005).

Como fluxos de detritos são considerados eventos independentes, raros, e que acontecem de forma isolada. JAKOB (2005) propõe a seguinte expressão para estimar a probabilidade de ocorrência durante um determinado período de tempo em anos, E_p :

$$E_p = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^n \quad (\text{Eq. 2.1})$$

Onde,

T é o período de retorno de fluxo de detritos;

n é o período de tempo em anos.

Esta expressão não é recomendada para as bacias de abastecimento limitado, porque depois de ocorrido um fluxo de detritos, a probabilidade de ocorrer um novo evento para o mesmo período é muito menor. Pesquisas mostram a diminuição exponencial de detritos no canal e a estabilização das paredes laterais do canal ao longo do tempo (JAKOB, 2005).

CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA DE ESTUDO

A metodologia do presente trabalho consiste na geração do mapa de suscetibilidade natural para fluxos de detritos a partir de um inventário de cicatrizes e de mapas temáticos, possibilitando a correlação de fatores condicionantes com os eventos ocorridos. Adota o modelo SHALSTAB que utiliza o modelo digital de elevação (MDE) associado a uma equação matemática, que combina um modelo de estabilidade de encostas com um modelo hidrológico, obtendo assim uma classificação da estabilidade para área de estudo.

Foram também empregados os seguintes programas computacionais: *ArcGis 10.1* correspondendo ao sistema de informações geográficas; *Google Earth Pro* como *software* auxiliar para realização do inventário de cicatrizes; *Excel* e *Matlab*.

A metodologia de estudo consiste nos seguintes procedimentos:

- Geração do mapa de inventário de cicatrizes de fluxos de detritos;
- Geração dos planos de informação;
- Realização de tabulação cruzada;
- Padronização dos mapas temáticos;
- Definição dos pesos utilizando a técnica AHP;
- Geração do mapa de suscetibilidade natural;
- Aplicação do modelo SHALSTAB.

3.1 Geração do mapa de suscetibilidade natural

Para a obtenção do mapa de suscetibilidade natural a fluxos de detritos foi necessária a reunião de algumas informações tais como:

- O reconhecimento e mapeamento das áreas em que já ocorreram fluxos de detritos em uma base de dados;
- Planos de informação para criação de mapas temáticos;
- Geração dos mapas de fatores;
- Ponderação dos fatores por meio da *Analysis Hierarchy Process* (AHP).

A padronização dos planos de informação foi necessária para tornar estes dados comparáveis, assim como a ponderação de pesos foi fundamental para tornar possível o cruzamento de todos os fatores e, conseqüentemente, a produção do mapa de suscetibilidade natural da área.

3.2 Mapa de inventário de cicatrizes de fluxos de detritos

O mapa de inventário foi criado a partir do reconhecimento e mapeamento de cicatrizes, deixadas pelos eventos de fluxos de detritos, obtidas através de interpretação de imagem de satélite disponibilizada pelo *Google Earth Pro* e interpretação de fotografias aéreas do local.

A criação de um mapa de inventário permite o monitoramento de eventos de fluxos de detritos nas áreas atingidas e, conseqüentemente, a formação de uma base de dados para este tipo de evento, com a finalidade de registrar as variáveis associadas, aprimorar o conhecimento sobre os mecanismos do movimento e gerar dados de análise, visando à previsão de eventos futuros.

3.2 Geração dos planos de informação

Os planos de informação simulam a realidade, fornecendo um modelo conceitual da área de estudo. Eles são gerados a partir de análise de dados em ambiente SIG e são obtidos de banco de dados tais como o do Projeto TOPODATA do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e do GEOBANK do serviço Geológico do Brasil – CPRM.

O projeto TOPODATA caracteriza-se por disponibilizar aos usuários brasileiros de sistemas de informação geográfica (SIG) dados derivados da missão *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), mostrando que o sensoriamento remoto tem evoluído no sentido de tornar-se uma fonte importante da informação de superfície terrestre para estudos de características topográficas, tais como a elevação do terreno.

A missão SRTM foi realizada para mapear o relevo da área continental da Terra com interferometria de radar entre 60° de latitude norte e 54° de latitude sul. A utilização de Modelos Digitais de Elevação (MDEs) em geomorfologia permite o cálculo de variáveis associadas ao relevo com rapidez e precisão (GROHMANN et al., 2008).

As variáveis geomorfométricas locais correspondem aos elementos básicos sobre os quais se fundamentam as técnicas de interpretação e análise do relevo (VALERIANI, 2008a). Além de fornecer dados geométricos de todo o Brasil, o Projeto TOPODATA, aumenta a resolução espacial do SRTM, de 90 m para 30 m pixel.

O GEOBANK disponibiliza geoinformação com interação em tempo real de mapas temáticos com seus atributos, fornecidos em forma vetorial para uso em ambiente SIG.

A Tabela 3.1 mostra os planos de informação utilizados para a criação dos mapas temáticos da área de estudo, o banco de dados de onde foram obtidos e os respectivos formatos.

Tabela 3.1 – Características dos planos de informação utilizados na criação dos mapas temáticos.

Plano de informação	Fonte	Formato
Altimetria	Folha 22S435_ZN - TOPODATA	<i>Raster</i> , resolução de 30m
Curvatura Horizontal	Folha 22S435_HN - TOPODATA	<i>Raster</i> , resolução de 30m
Curvatura Vertical	Folha 22S435_VN - TOPODATA	<i>Raster</i> , resolução de 30m
Geológico	Folha Nova Friburgo – GEOBANK	Vetorial 1:100.000

A partir dos planos de informação foram criados os seguintes mapas temáticos no formato *raster*:

- Mapa de Altimetria;
- Mapa de Declividade;
- Mapa de Curvatura Horizontal;
- Mapa de curvatura Vertical;
- Mapa Geológico.

3.3 Tabulação cruzada

A tabulação cruzada busca correlacionar as áreas em que já ocorreram fluxos de detritos, com os diferentes condicionantes geológico–geomorfológicos definidos para a área de estudo.

O método foi realizado automaticamente com o *software* ArcGis, sendo necessário padronizar todos os mapas temáticos no formato *raster*, georreferenciados, com o mesmo número de linhas e colunas, a mesma resolução espacial e escala.

Os resultados obtidos com a tabulação cruzada foram utilizados posteriormente para a padronização dos mapas de fatores.

3.4 Padronização dos mapas temáticos

Para a geração dos mapas de fatores, foi necessário reduzir todos os mapas temáticos a uma escala de valores para possibilitar a comparação entre eles. Os fatores foram classificados a partir da função linear *fuzzy*, que substitui as rigorosas definições de classes “sim” e “não” por uma faixa de valores de 0 a 1, na qual pode ser alcançado um determinado grau de pertinência de classe.

A lógica *fuzzy* é uma aproximação matemática para quantificar declarações incertas. É indicada sempre que for necessário trabalhar com ambiguidade de abstração em modelos matemáticos ou conceituais, nos quais, por distintas razões, não há, ou não se podem definir, limites rígidos entre classes (BURROUGH E MCDONNELL, 1998). Por meio das funções de pertinência, é possível formular regras, segundo as quais podem ser delimitadas classes. Existem várias funções que podem ser utilizadas para determinar o valor de pertinência, como a linear, a sigmoide e a quadrática.

3.5 Definição dos pesos utilizando a técnica AHP

Buscando determinar um conjunto ótimo de pesos para a combinação dos diferentes mapas de fatores que condicionam os fluxos de detritos da área de estudo, foi avaliada a contribuição relativa de cada fator condicionante, utilizando a técnica de suporte à decisão denominada *Analysis Hierarchy Process* (AHP), desenvolvida por SAATY (1987) e baseada na lógica da comparação pareada. A técnica AHP tem uma base matemática que

permite organizar e avaliar a importância relativa entre critérios e medir a consistência dos julgamentos.

Os diferentes fatores são comparados dois a dois (Figura 3.1) e um critério de importância relativa é atribuído ao relacionamento entre estes fatores, conforme uma escala pré-definida (Tabela 3.2).

1/9	1/7	1/5	1/3	1	3	5	7	9
extrema- mente	bastante	muito	pouco	igual	pouco	muito	bastante	extrema- mente
MENOS IMPORTANTE					MAIS IMPORTANTE			

Figura 3.1 – Escala para comparação pareada pelo método AHP.

Tabela 3.2 – Escala de julgamento de importância do método AHP (SAATY, 1990)

Valores numéricos	Termos verbais	Explicação
1	Igual importância	Dois alternativas contribuem igualmente para o objetivo
3	Moderadamente mais importante	Experiência e julgamento favorecem levemente uma alternativa em relação a outra.
5	Fortemente mais importante	Experiência e julgamento favorecem fortemente uma alternativa em relação a outra.
7	Muito fortemente mais importante	Alternativa fortemente favorecida em relação a outra e sua dominância é demonstrada na prática.
9	Extremamente mais importante	A evidência favorece uma alternativa em relação a outra, com grau de certeza mais elevado.
2, 4, 6, e 8	Valores importantes intermediários	Quando se procura uma condição intermediária entre duas definições.

Portanto, na comparação par a par os pesos dos critérios são definidos conforme o julgamento do decisor e com base na escala fundamental de SAATY. A Equação 3.1 mostra a forma de estruturação da matriz de decisão, conforme propõe o método AHP:

$$A_{n \times n} = \begin{vmatrix} 1 & a_{12} & \dots & a_{1n} \\ a_{21} = 1/a_{12} & 1 & \dots & a_{2n} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ a_{n1} = 1/a_{1n} & a_{n2} = 1/a_{2n} & \dots & 1 \end{vmatrix} \quad (\text{Eq. 3.1})$$

Os elementos da matriz de comparação paritária devem ser positivos, ou seja, $a_{ij} > 0$, indicando o julgamento da linha i e da coluna j . A matriz de comparação deve atender as três propriedades (SAATY, 1999), descritas da seguinte forma:

- Identidade: todos os elementos na diagonal são iguais a 1, ou seja, para todo i , é necessário que $a_{ii} = 1$. Portanto, a diagonal representa cada elemento comparado a si mesmo, ou seja, de igual importância;
- Reciprocidade: cada elemento acima da diagonal da matriz de comparação paritária é igual ao inverso do elemento correspondente, situado abaixo da diagonal, isto é, $a_{ij} = 1/a_{ji}$;
- Consistência ou coerência: a matriz de comparações paritária deve satisfazer a propriedade de transitividade. Significa que na comparação de três critérios: se A é preferível a B e B é preferível a C ; consequentemente A é preferível a C . Se o julgamento for diferente, ou seja, C é preferível a A ou C é igual a A , o decisor foi incoerente. Logo, a consistência ou coerência está relacionada com a racionalidade do julgamento.

Em seguida, calcula-se os autovetores da matriz de comparação paritária. O autovetor normalizado, que corresponde ao autovalor máximo ($\lambda_{\text{máx}}$), fornece a hierarquia ou a ordem de prioridade dos critérios comparados.

O próximo passo é determinar a consistência ou coerência dos julgamentos, por meio do cálculo do autovalor. SAATY (1990) propôs o seguinte procedimento:

1. Determinação do índice de consistência (IC)

A consistência de uma matriz. A consistência de uma matriz positiva recíproca requer que o autovalor máximo ($\lambda_{\text{máx}}$) seja igual ao número de linhas (ou colunas) da matriz de comparações paritárias n (número que representa a ordem da matriz). Quanto mais próximo $\lambda_{\text{máx}}$ for de n , mais consistente será o resultado;

Calcula-se o índice de consistência (IC). O índice de consistência de uma matriz de comparações paritárias indica quanto o autovalor está afastado do valor teórico esperado n , logo esse desvio é dado pela expressão $(\lambda_{\text{máx}} - n)$. Essa diferença é medida em relação ao número de graus de liberdade da matriz $(n - 1)$. Assim, o índice de consistência é dado por:

$$IC = \frac{(\lambda_{\text{máx}} - n)}{(n - 1)} \quad (\text{Eq. 3.2})$$

2. Determinação da razão de consistência (RC)

Calcula-se a razão de consistência (RC) para determinar se o grau de consistência é satisfatório. Para o cálculo da razão de consistência (RC), o índice de consistência (IC) é comparado com o índice randômico (IR) como mostra a Equação 3.3.

$$RC = \frac{IC}{IR} \quad (\text{Eq. 3.3})$$

A razão de consistência (RC) é aceitável para valores menores ou iguais a 0,10 (10%). Para valores maiores que 0,10 podem existir sérias inconsistências nos julgamentos e o resultado da aplicação do AHP pode ser considerado incoerente. Neste caso sugere-se a revisão da matriz de comparações paritárias no intuito de rever os julgamentos, buscando torná-los consistentes.

SAATY (1980 *apud* PAMPLONA, 1999) calculou o índice randômico para uma amostra de 500 matrizes recíprocas positivas, de ordem até 11 por 11, geradas aleatoriamente, encontrando os valores apresentados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 – Valores de índice randômico (IR) em função da ordem da matriz (SAATY, 1980 apud PAMPLONA, 1999)

N	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
IR	0	0	0,58	0,9	1,12	1,24	1,32	1,41	1,45	1,49	1,51

No presente trabalho foi adotado o *software* Matlab para determinar os autovalores e autovetores da matriz de comparações paritárias.

3.6 Geração do mapa de suscetibilidade natural

Para a geração do mapa de suscetibilidade natural foi realizada uma álgebra de mapas através do módulo *weigthed overlay*, do *software* ArcGIS que realiza uma combinação dos mapas de fatores com os respectivos pesos ponderados pelo método AHP.

3.7 Aplicação do modelo SHALSTAB

Existem diversos modelos de estabilidade de encostas e a maioria considera parâmetros geomorfológicos, geotécnicos e hidrológicos em suas formulações. Este tipo de modelo geralmente é estruturado com a combinação de equações da mecânica dos solos (equilíbrio limite e fator de segurança) e hidrologia.

O SHALSTAB (*Shallow Stability*) é um modelo determinístico utilizado na identificação de áreas suscetíveis a escorregamentos translacionais rasos. Este modelo, desenvolvido em 1994 por William Dietrich, na Universidade de Berkeley (Califórnia – E.U.A.), e David Montgomery, na Universidade de Washington (Washington – E.U.A.), prevê que zonas íngremes, próximas aos divisores em uma encosta, são instáveis. O modelo corresponde a uma combinação de modelo de encosta infinita, que associa parâmetros geotécnicos e topográficos (Figura 3.2), com um modelo hidrológico de estado uniforme, que utiliza parâmetros geomorfológicos e hidrológicos para estimar o grau de saturação do terreno.

Na análise de estabilidade de encostas, em geral, assume-se que o fluxo da água no interior da camada de solo se dá em função da condutividade hidráulica do solo. A condutividade hidráulica varia temporal e espacialmente conforme a variação da umidade e da profundidade volumétrica do solo. Um pressuposto muito utilizado na modelagem é

assumir os valores máximos de condutividade para determinado tipo de solo, tal como a condutividade hidráulica saturada (PACK et al., 1998; MONTGOMERY E DIETRICH, 1994).

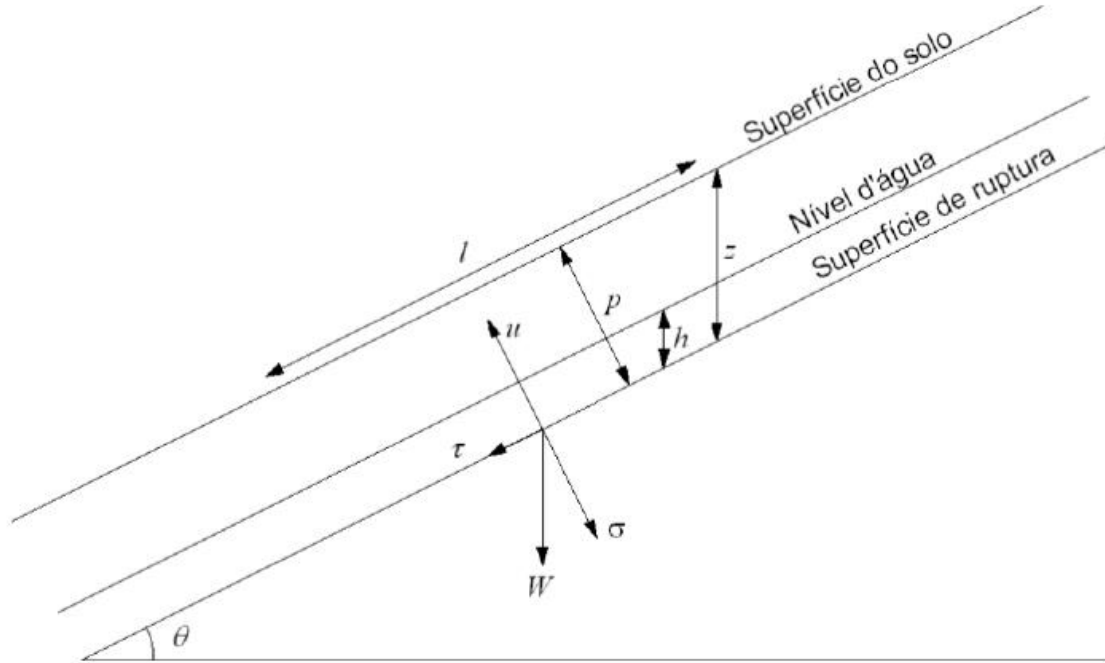


Figura 3.2 – Modelo de Encosta Infinita.

A formulação do modelo de estabilidade de encosta infinita baseia-se no critério de resistência de Mohr-Coulomb em uma abordagem bidimensional, onde, no momento da ruptura de uma encosta, o peso do solo torna-se igual à resultante das forças estabilizadoras:

$$\tau = c + (\sigma - u) \tan \phi \quad (\text{Eq. 3.4})$$

Onde,

τ : tensão cisalhante no momento da ruptura;

c : intercepto de coesão;

σ : tensão normal no plano de ruptura;

u : poropressão;

ϕ : ângulo de atrito interno do solo.

O peso do solo por unidade de largura pode ser expresso por:

$$W = g \cdot l \cdot \rho s \cdot p \quad (\text{Eq. 3.5})$$

Onde,

g: aceleração gravitacional;

l: comprimento da encosta

ρs : densidade do solo;

p: espessura do solo.

A profundidade vertical do solo (z) pode ser representada da seguinte forma:

$$z = \frac{p}{\cos \theta} \quad (\text{Eq. 3.6})$$

Onde,

θ é o ângulo de declividade da encosta.

A componente do peso paralela à encosta representa a tensão cisalhante (τ), enquanto que a componente do peso perpendicular à encosta representa a tensão normal (σ). Tensões precisam ser expressas em força por unidade de área, portanto, ao decompor os vetores do peso, pressupõe-se uma análise bidimensional de talude infinito, onde é considerada uma largura unitária para a massa de solo estendendo-se por toda extensão (l) da encosta analisada. Desta maneira, ao dividir as componentes da força peso por l , obtém-se a tensão cisalhante e a tensão normal por unidade de largura.

$$\tau = \frac{W \cdot \sin \theta}{l} \quad (\text{Eq. 3.7})$$

$$\sigma = \frac{W \cdot \cos \theta}{l} \quad (\text{Eq. 3.8})$$

Substituindo as Equações (3.5) e (3.6) nas Equações (3.7) e (3.8) obtém-se:

$$\tau = g \cdot \rho s \cdot z \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \quad (\text{Eq. 3.9})$$

$$\sigma = g \cdot \rho_s \cdot z \cdot \cos^2 \theta \quad (\text{Eq. 3.10})$$

A poropressão (u) corresponde à pressão da água nos poros do solo e atua no sentido de aliviar a tensão normal do solo. Esta variável pode ser expressa de diversas maneiras e sua formulação depende da complexidade com a qual os fenômenos hidrológicos que ocorrem na bacia serão abordados. A pressão dos poros pode ser expressa por:

$$u = g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta \quad (\text{Eq. 3.11})$$

Onde,

ρ_w : densidade da água;

h : altura da coluna d'água dentro da camada de solo.

SELBY (1993) substituiu as Equações (3.9), (3.10) e (3.11) na Equação de Mohr Coulomb (3.4), aplicando-a em modelos de estabilidade de encosta infinita:

$$\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \sin \theta \cdot \cos \theta = c + (\rho_s \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta - g \cdot \rho_w \cdot h \cdot \cos^2 \theta) \cdot \tan \phi \quad (\text{Eq. 3.12})$$

Tendo por base o modelo de estabilidade de encostas infinitas, a Equação 3.12 é resolvida em função de h/z , que é a porção saturada do solo no momento da ruptura da encosta:

$$\frac{h}{z} = \frac{c}{\rho_w \cdot g \cdot z \cdot \cos^2 \theta \cdot \tan \phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \right) \quad (\text{Eq. 3.13})$$

Dessa forma, é possível calcular a altura da coluna d'água na camada de solo necessária para que a encosta venha a se desestabilizar. Além disso, é possível definir outras duas condições extremas: (i) Solo está completamente seco e há ausência de coluna d'água, logo h/z é igual à zero; e (ii) Solo completamente saturado e h igual a z , consequentemente h/z torna-se 1.

Em relação à primeira condição, é possível estabelecer um ângulo θ limite, acima do qual não há possibilidade de estabilidade, mesmo em condições completamente secas. Quando algum pixel apresenta θ acima deste ângulo limite é dito incondicionalmente instável. Este ângulo é dado pela seguinte equação:

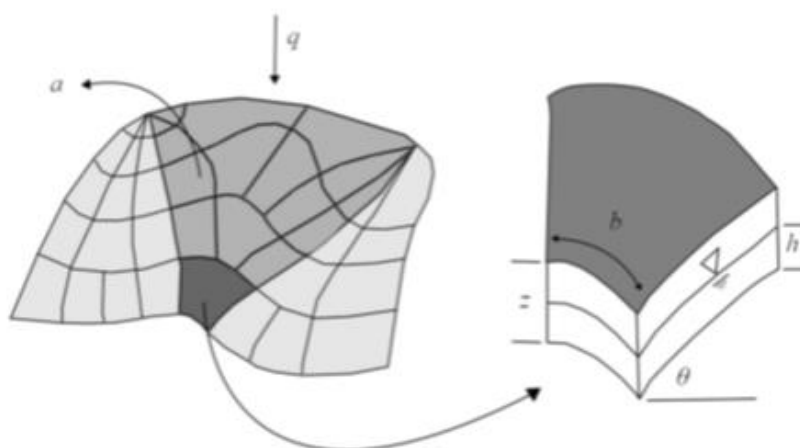
$$tg\theta > tg\phi + \frac{c}{\rho s x g x z x \cos\theta^2} \quad (\text{Eq. 3.14})$$

Para a segunda condição, é possível estabelecer um ângulo θ abaixo do qual, mesmo em condições de completa saturação do solo, não há possibilidade de ruptura da encosta e será classificado como incondicionalmente estável. Esta condição é descrita pela seguinte equação:

$$tg\theta \leq tg\phi \cdot \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) + \frac{c}{\rho s x g x z x \cos\theta^2} \quad (\text{Eq. 3.15})$$

No caso de uma encosta não ser tão íngreme ao ponto de ser incondicionalmente instável (Equação 3.14) ou tão suave ao ponto de ser incondicionalmente estável (Equação 3.15), haverá uma altura de coluna d'água capaz de ocasionar a ruptura. Assim, é necessário estabelecer com um modelo hidrológico, a porcentagem de saturação em cada pixel da imagem da encosta.

O SHALSTAB baseia-se no modelo hidrológico de estado uniforme (*steady state*) descrito por BEVEN E KIRKBY (1979) e O'LOUGHLIN (1986). O modelo considera um estado uniforme de recarga que simula o padrão de variação espacial da umidade (altura da coluna d'água) que ocorre em época chuvosa, a qual não apresenta estado uniforme. A Figura 3.3 mostra, de forma simplificada, o modelo hidrológico de estado uniforme.



- a: área de contribuição a montante;
- b: comprimento de contorno da fronteira inferior de cada elemento;
- q: taxa de recarga uniforme.

Figura 3.3 – Representação do modelo hidrológico (MONTGOMERY E DIETRICH, 1994).

A quantidade total de água que entra Q_e , pela área de contribuição é expressa por:

$$Q_e = q \cdot a \quad (\text{Eq. 3.16})$$

A condutividade hidráulica saturada K_s é considerada constante para toda a camada de solo acima da rocha impermeável. Assim, a quantidade total de água que sai Q_s pela camada saturada é expressa pelo produto da velocidade do fluxo pela área de saída. A velocidade do fluxo é descrita pela Lei de Darcy. O gradiente hidráulico i é o quociente entre a carga hidráulica e o comprimento do meio poroso a ser percorrido. A carga hidráulica é representada pela diferença altimétrica entre o ponto inicial e o ponto final do escoamento, e o comprimento do meio poroso é representado pelo comprimento da encosta. Desta forma, o gradiente hidráulico pode ser representado por $\sin \theta$ e desta forma, a quantidade total de água que sai Q_s é expressa por:

$$Q_s = K_s \cdot i \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b = K_s \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b \quad (\text{Eq. 3.17})$$

Em condição uniforme, a quantidade total da água que entra é igual àquela que sai do sistema, assim a Equação 3.16 se iguala à equação 3. 17:

$$q \cdot a = K_s \cdot \sin \theta \cdot h \cdot \cos \theta \cdot b \quad (\text{Eq. 3.18})$$

Quando o solo está inteiramente saturado, a quantidade da água que sai pela camada de solo se torna máxima, e a Equação 3.17 modifica-se para:

$$Q_{smax} = K_s \cdot \sin \theta \cdot z \cdot \cos \theta \cdot b = b \cdot T \cdot \sin \theta \quad (\text{Eq. 3.19})$$

Onde, T é a transmissividade dada por:

$$T = K_s \cdot z \cdot \cos \theta \quad (\text{Eq. 3.20})$$

O'LOUGHLIN (1986) definiu a umidade como a parcela saturada do solo em um dado estado uniforme de recarga. Então, o nível de saturação do solo é obtido pela relação entre a água que entra no sistema sob forma de recarga uniforme e a água que sai através da camada saturada do solo, por meio de:

$$w = \frac{Qe}{Q_{smax}} = \frac{q.a}{b.T.\text{sen}\theta} \quad (\text{Eq. 3.21})$$

Onde,

w é a umidade do solo.

Substituindo as Equações 3.17 e 3.18 na Equação 3.20:

$$w = \frac{Ks.\text{sen}\theta.h.\cos\theta.b}{b.Ks.z.\cos\theta.\text{sen}\theta} = \frac{h}{z} \quad (\text{Eq. 3.22})$$

A Equação 3.21 pode ser reescrita como:

$$w = \frac{q.a}{b.T.\text{sen}\theta} = \frac{h}{z} \quad (\text{Eq. 3.23})$$

A partir da Equação 3.22 é possível determinar, a partir de parâmetros geomorfológicos e hidrológicos, a parcela saturada do solo em determinado ponto. Igualando as Equações 3.13 e 3.21 tem-se a combinação dos modelos de estabilidade de encosta e hidrológico, utilizado pelo SHALSTAB:

$$\frac{q.a}{b.T.\text{sen}\theta} = \frac{c}{\rho_w.g.z.\cos\theta^2.tg\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) \quad (\text{Eq. 3.24})$$

O SHALSTAB soluciona a Equação 3.24 em função da razão q/T, que consiste no parâmetro hidrológico, o qual permite a previsão de zonas suscetíveis à ocorrência de escorregamentos rasos:

$$\frac{q}{T} = \frac{\text{sen}\theta}{a/b} \cdot \left\{ \frac{c}{\rho_w.g.z.\cos\theta^2.tg\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) \right\} \quad (\text{Eq. 3.25})$$

Desconsiderando-se a coesão existente no solo (o que corresponde a uma situação de maior instabilidade), a Equação 3.25 pode ser reescrita da seguinte forma:

$$\frac{q}{T} = \frac{\text{sen}\theta}{a/b} \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{tg\theta}{tg\phi}\right) \quad (\text{Eq. 3.26})$$

São determinadas classes de estabilidade em função do parâmetro livre q/T. Originalmente o SHALSTAB gera sete classes de estabilidade: incondicionalmente

instável; incondicionalmente estável; e outras cinco classes que são determinadas em função de intervalos de valores de q/T . Assim as classes de estabilidade expressam uma probabilidade de ocorrência de escorregamento, sendo que quanto menor o valor de q/T , maior a probabilidade de ruptura da encosta. A partir da classificação original realizada pelo modelo, há a possibilidade de assumir um único valor de q/T para o limiar de estabilidade. Desta maneira, as sete classes são reduzidas a apenas quatro: incondicionalmente instável; incondicionalmente estável; instável e estável.

O parâmetro q/T representa a razão entre a taxa de recarga uniforme (q) e a transmissividade do solo (T). A taxa de recarga uniforme expressa a magnitude do evento chuvoso e a transmissividade expressa a capacidade do solo em conduzir o volume de água que está infiltrando. Desta maneira, para uma bacia com características uniformes de transmissividade, quanto maior o valor de q/T calculado pelo modelo, maior é a magnitude do evento chuvoso requerida para gerar instabilidade no terreno. Os valores de q/T são numericamente muito pequenos, por isso são expressos pelo seu logaritmo em base 10.

De acordo com PACK et al. (1998), na modelagem de escorregamentos, q não está relacionada com o valor médio da chuva durante um longo período (por exemplo, durante um ano), e sim durante um período crítico de chuva capaz de desencadear escorregamentos.

DIETRICH E MONTGOMERY (1998) e DIETRICH et al. (2001), calibraram e validaram o modelo SHALSTAB em diversas bacias na Califórnia. Seus resultados mostraram que adotando-se como limiar de instabilidade o valor de $\log q/T$ igual a -3,1, o modelo foi capaz de detectar 56% do volume total de escorregamentos ocorridos nestas bacias, sendo que a área classificada como instável representou apenas 8% da área total. Aumentando o valor do limiar de estabilidade para $\log q/T$ igual a -2,8, houve um aumento do volume de escorregamentos detectados para 72%. Entretanto a área considerada instável na bacia passou para 13%. Adotando-se como critério a maior razão entre porcentagem de escorregamentos detectados e porcentagem de área instável, o valor de $\log q/T$ igual a -3,1 foi estabelecido como limiar de estabilidade. Desta maneira, a área instável total da bacia foi calculada pela soma da área na classe incondicionalmente instável e onde $\log q/T < -3,1$.

O presente capítulo apresentou a metodologia de desenvolvimento da pesquisa, indicando as etapas e as ferramentas utilizadas. Vale enfatizar, mais uma vez, que os estudos foram restritos aos movimentos provocados por intensa pluviosidade, descartando àqueles provocados por sismos, vulcanismos e degelo, atividade estas incomuns no Brasil.

CAPÍTULO 4 - CASO DE ESTUDO: BACIA DO CÓRREGO D'ANTAS

O presente trabalho conta com a análise em dois estágios: *a priori*, é avaliada a suscetibilidade natural das encostas da bacia a partir dos condicionantes geomorfológicos de um inventário de cicatrizes. Em segunda etapa, analisou-se a bacia a partir do modelo de estabilidade SHALSTAB.

4.1 Fluxos de detritos da Bacia do Córrego D'Antas

A bacia do córrego D'Antas está localizada na Cidade de Nova Friburgo, na região serrana do estado do Rio de Janeiro, Brasil, com uma área de 53 km² (Figura 4.1). Essa região encontra-se inserida no contexto morfoclimático da Serra do Mar, apresentando relevos escarpados e índices pluviométricos elevados, durante o verão.

As intensas precipitações dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 que atingiram a região serrana fluminense deram origem aos aumentos de subpressão resultantes da percolação de água nas fraturas e provocaram o deslocamento de grandes volumes de rocha, que iniciaram fluxos de detritos observados nesta área.

A região serrana é caracterizada como uma região de alta suscetibilidade a escorregamentos, devido a um conjunto de características: geológicas, geomorfológicas, hidrológicas e de uso ocupacional do solo. Este último geralmente é inadequado e colabora diretamente nos danos ocasionados durante fenômenos naturais, tais como enchentes, movimentos de massa, entre outros.

CANEDO et al. (2001) descrevem que a região serrana do estado do Rio de Janeiro é suscetível a desastres naturais, por ser uma região com relevo montanhoso com rios hidraulicamente rápidos, marcados por enchentes de curta duração, com grande capacidade erosiva e dinamicamente relacionados com a intensidade das chuvas.

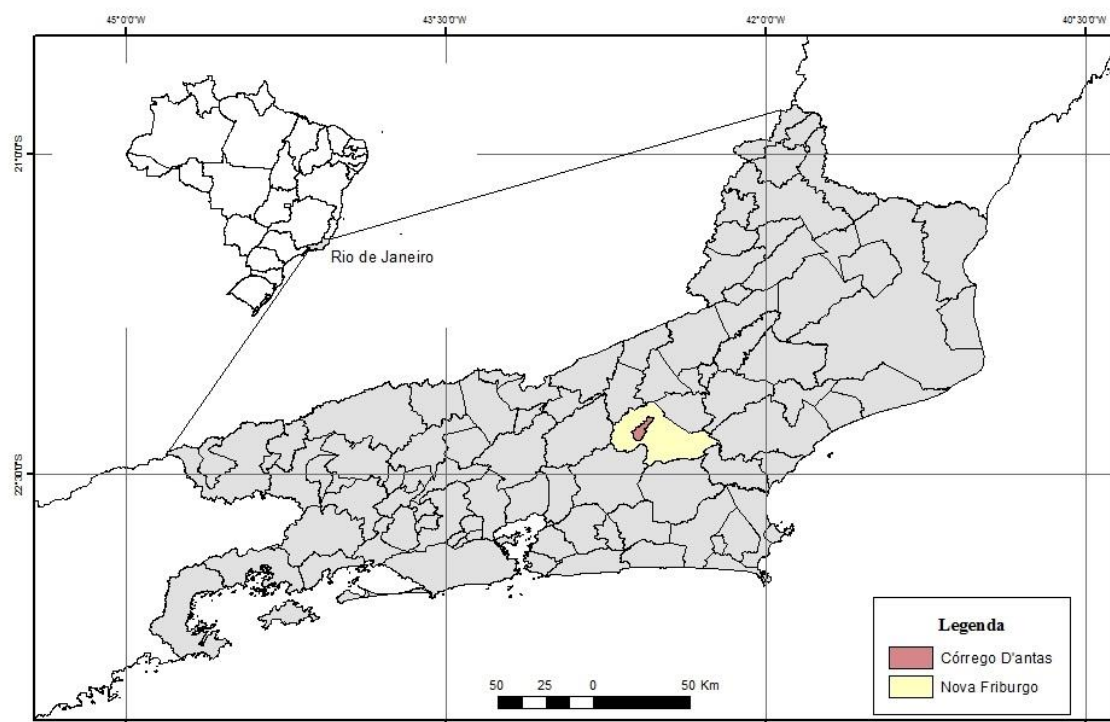


Figura 4.1 – Localização da Bacia do Córrego D'Antas.

Nos dois dias (10 e 11 de fevereiro) ocorreram cerca de 4.000 casos de movimentos de massa em encostas urbanas e rurais de vários municípios na região serrana, principalmente de Nova Friburgo, Petrópolis, Teresópolis, Bom Jardim, São José do Vale do Rio Preto e Sumidouro (LIMA et al., 2011; MEDEIROS & BARROS, 2011; NUNES et al., 2013). Dados da Secretaria Nacional de Defesa Civil e da Defesa Civil do Rio de Janeiro contabilizaram 305 mil pessoas afetadas, sendo 912 vítimas fatais (NUNES et al., 2013).

A tragédia foi deflagrada pela entrada de massas de ar da Zona de Convergência do Atlântico Sul, resultando em temporais de 297mm acumulados de chuvas na noite do dia 11 para o dia 12 de janeiro de 2011, já tendo sido precedidas por um alto índice pluviométrico, de 388mm, no mês de dezembro de 2010. Segundo NUNES et al. (2013), as estações meteorológicas da região, e que resistiram ao evento, registraram 3 picos pluviométricos, intensos e consecutivos, na noite do dia 11 para o dia 12 de janeiro. O primeiro aconteceu às 23h15 do dia 11 de janeiro, com uma descarga de 22,2mm em 30 minutos, já ocasionando o transbordamento de rios da região. O segundo ocorreu por volta das 2h00, registrando 30mm de chuvas em 2 horas de duração. O terceiro aconteceu às 5h00, com descarga de 16,4mm em 30 minutos.

Através do Sistema de Informações Hidrológicas (HIDROWEB), da Agência Nacional de Águas (ANA), foi selecionada a estação Fazenda Mendes para a obtenção de séries históricas pluviométricas. A escolha dessa estação se justifica pelo fato de se situar próxima a cidade de Nova Friburgo e por ser uma das poucas estações em condições de operação após as chuvas de 2011.

Os dados obtidos pelo HIDROWEB possibilitam uma avaliação mensal da precipitação diária acumulada na região. A Figura 4.2 mostra dados da pluviometria do ano de 2011. Os resultados indicam uma alta concentração de chuvas nos dias 11 e 12 de janeiro, com precipitação diária acumulada de cerca de 240mm.

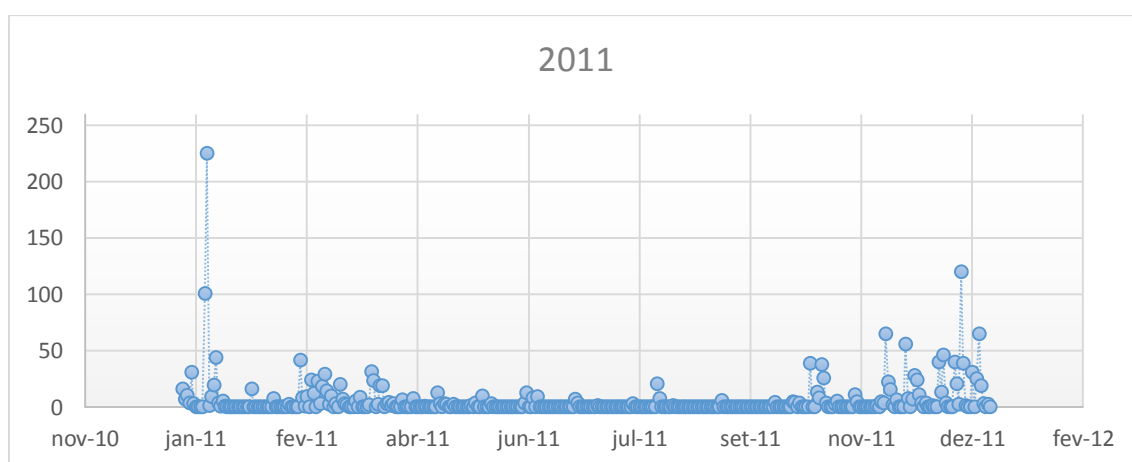


Figura 4.2 – Precipitação do ano de 2011 registrada na estação Fazenda Mendes.

As Figuras 4.3 a 4.7 são resultantes da observação de dados de precipitação de anos considerados anormalmente chuvosos e com registro de fluxos de detritos (1967, 1988, 1996 e 2007).

A partir desse levantamento de séries históricas foi possível confirmar as altas concentrações de chuvas nos meses de dezembro e janeiro para esta região. E tratando-se de precipitação diária acumulada, o mês de janeiro de 2011 não foi superado por nenhuma das séries históricas dos anos anteriores observados.

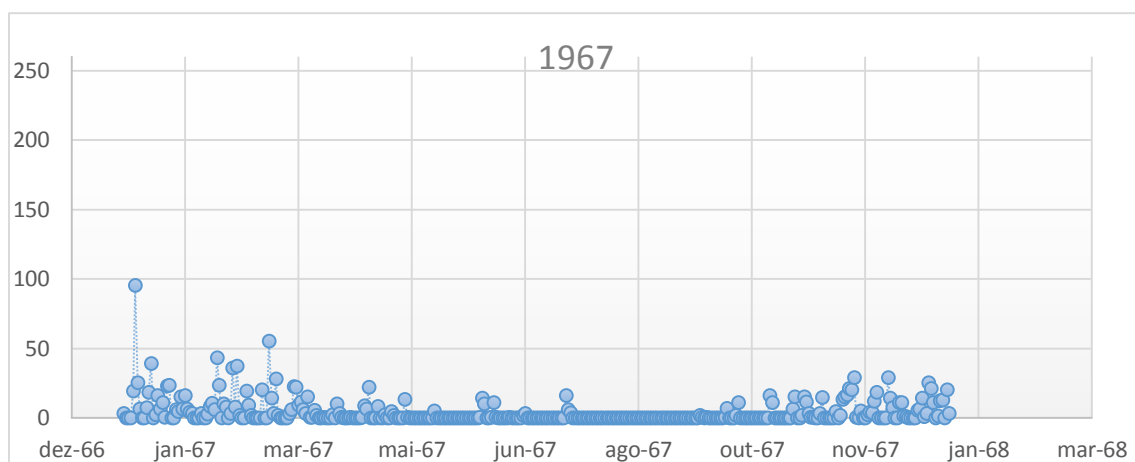


Figura 4.3 – Precipitação do ano de 1967 registrada na estação Fazenda Mendes.

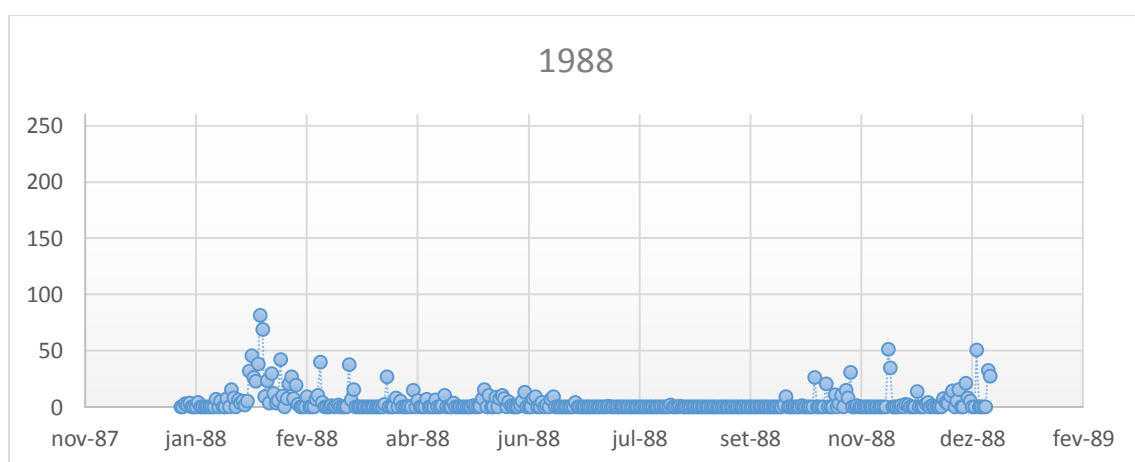


Figura 4.4 – Precipitação do ano de 1988 registrada na estação Fazenda Mendes.

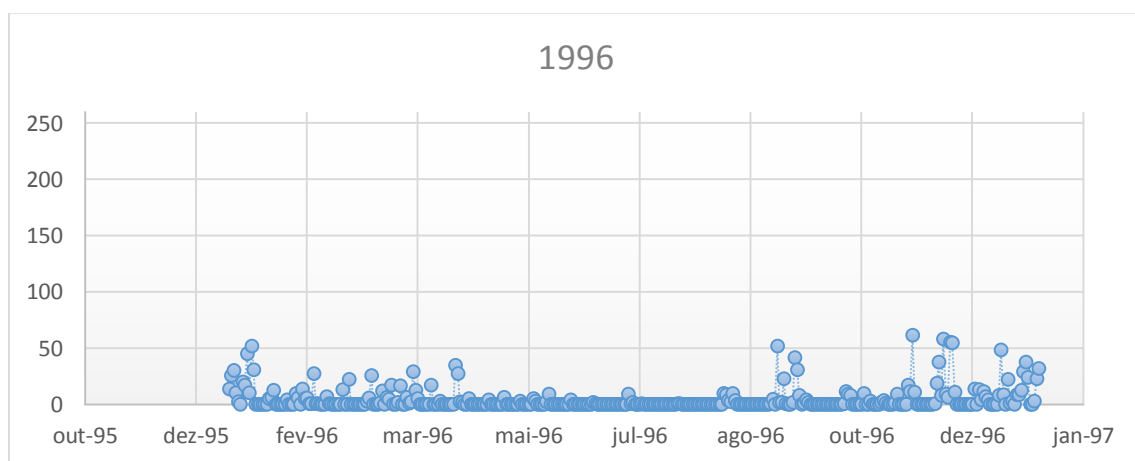


Figura 4.5 – Precipitação do ano de 1996 registrada na estação Fazenda Mendes.

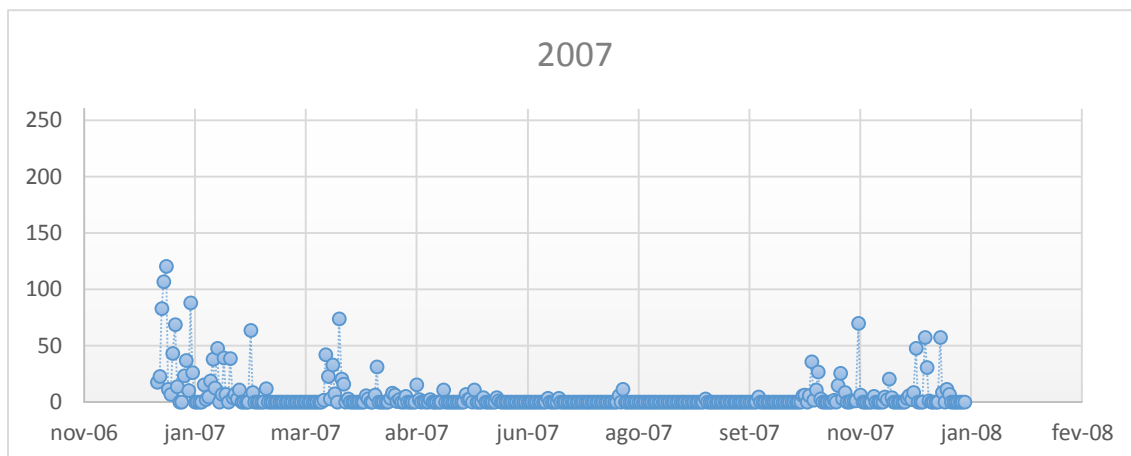


Figura 4.6 – Precipitação do ano de 2007 registrada na estação Fazenda Mendes.

Assim, devido as características dos eventos ocorridos no Córrego D'Antas, o principal fator deflagrador do movimento foi o volume extraordinário de precipitações que associado às condições de fratura dos maciços provocaram grandes deslocamentos de massa, que ganharam energia ao longo de suas trajetórias até atingir o depósito nas bases de suas respectivas encostas.

Nesta área os movimentos com volume e energia elevados se transformaram em fluxos de detritos, que associados à ocupação irregular, provocaram grandes danos ao atingir as casas e demais edificações na área de deposição da massa. Em regiões de cicatrizes foi possível observar a presença de camada de solo residual pouco espessa com transição abrupta no contato solo-rocha (Figura 4.7), situações como esta, são propícias a escorregamentos planares, que podem ser sucedidos por um fluxo de detritos.

Para análise do movimento, foi tomado como exemplo a cicatriz do Morro Duas Pedras, localizada na bacia do Córrego D'Antas. O movimento que deu origem a essa cicatriz possui levantamento detalhado de campo. Foi possível identificar que, durante o evento, a massa deslocada teve sua origem no topo da encosta, especificamente numa zona de fratura de alívio, conforme relatório técnico disponibilizado pela empresa GEOMECÂNICA (2011).

A espessura do solo residual é um fator importante no desencadeamento de escorregamentos. Uma justificativa para isso é o fato de que camadas de solo delgadas saturam mais rapidamente em períodos chuvosos, favorecendo a ocorrência de movimentos de massa.



Figura 4.7 – Presença de solo residual em cicatriz do Córrego D’Antas.

A zona de iniciação do movimento teve seu ponto mais alto na cota 1300m, e seu ponto mais baixo aproximadamente a 22m da cota de início (1300m), na cota 1278m (Figura 4.8). A massa deslocada se movimentou do ponto de origem, no topo da encosta até encaixar no talvegue, onde começa a denominada zona de transporte e erosão (PELIZONI, 2014).

Neste ponto, parte da massa mobilizada se dirigiu no sentido da localidade Córrego D’Antas e parte se deslocou no sentido do Hospital São Lucas, situado na vertente oposta (Figura 4.9). Foi possível observar que o ponto de origem da massa deslocada encontra-se em um divisor de águas e, por isso, as trajetórias dos dois movimentos iniciados no mesmo ponto resultaram em direções opostas.

O movimento prosseguiu orientado por uma linha de fraturas, erodindo a camada de solo residual e expondo o topo rochoso alterado, caracterizando dessa forma a zona de transporte e erosão, ilustrada na Figura 4.10.

PORTELLA et al. (2013) descrevem que, durante a queda, o material ganhou energia cinética que se dissipou no tálus depositado na base da escarpa, gerando um movimento de massa secundário com volume muito superior ao movimento primário. Durante a trajetória do material mobilizado, foram abertos vários sulcos em um depósito de tálus localizado logo abaixo da face rochosa exposta, incorporando mais material ao fluxo.



Figura 4.8 – Zona de Iniciação do movimento de massa do Morro Duas Pedras.

Foi considerada a zona de deposição a partir do local em que o material perde substancialmente energia cinética e inicia o processo de deposição do material. A Figura 4.11 mostra a área de deposição correspondente aos canais de fluxo.

As casas localizadas próximas à base das encostas e a rodovia RJ 130 foram atingidas pela massa originada na parte superior, onde foi iniciado o movimento, e pelos movimentos secundários (canais de fluxo).

O volume iniciado na parte superior e incrementado durante a trajetória do movimento, atingiu o depósito de colúvio e tálus oriundos de movimentos pretéritos, originando um aumento da massa e, conseqüentemente, um aumento na energia e da intensidade do movimento, resultando em uma enorme área de deposição, como mostra a Figura 4.11.



Figura 4.9 – Trajetórias do movimento de massa do Morro Duas Pedras (PELIZONE, 2014).

Foram evidenciadas ocorrências de blocos de dimensões variadas, imersos na matriz de solo, e blocos soltos sobre o terreno. É importante ressaltar que esses blocos podem se apresentar com alteração somente em sua superfície ou totalmente intemperizados, diferenciando-se da massa de solo envolvente apenas pela cor dos minerais e características granulométricas (PELIZONI, 2014).

Na base do maciço rochoso, coberta por material coluvionar e tálus, vários blocos apresentam situação de instabilidade e feições erosivas importantes, formando ravinas profundas e fornecendo um abastecimento contínuo de sedimentos, que vão se depositando no canal e caracterizando, dessa forma, a chamada bacia de abastecimento

ilimitado, a qual JAKOB (2005) se refere e ressalta que toda vez que um limiar hidroclimático é excedido, um fluxo de detrito é acionado.



Figura 4.10 – Zona de transporte e erosão do fluxo de detritos no Morro Das Pedras com direção Córrego D’Antas.



Figura 4.11 – Zona de deposição do fluxo de detritos no Morro duas Pedras na direção Córrego D’Antas.

A ação dos agentes erosivos e intempéricos, principalmente da água das chuvas, contribuem para o deslocamento do maciço e para a acumulação de material no sopé da escarpa formando o depósito de tálus e colúvio. Esse tipo de depósito apresenta texturas variadas, conferindo a esses materiais uma grande capacidade de infiltração. Em função disso possuem alta capacidade de mobilização, tanto da massa de colúvio quanto de blocos de rocha (PELIZONI, 2014).

Esse material, depositado em meia encosta, pode ser utilizado para previsões futuras, pois, possivelmente, será incorporado em um novo movimento. A partir da análise das imagens do local (Figura 4.12) é possível prever que, sem a fixação de blocos, limpeza local ou sistema de contenção apropriado, um novo movimento é eminente.

A cicatriz do morro Duas Pedras, estudada neste trabalho de pesquisa, corresponde a um dos casos mais importantes originados pelo evento extraordinário e catastrófico ocorrido na região. Outros movimentos de massa como queda e rolamento de bloco foram evidenciados na bacia do Córrego D’Antas, apresentando fraturas e blocos e indicando que a área é suscetível a deslizamentos.

As Figuras 4.13 e 4.14 apresentam as imagens de satélites antes e depois do evento das chuvas de janeiro de 2011. Observa-se a trajetória do movimento e as cicatrizes deixadas nas escarpas rochosas, definidas pela coloração esbranquiçada na área de impacto do material mobilizado desde o topo da escarpa rochosa até a zona de deposição.



Figura 4.12 – Tálus/Colúvio na base do Morro duas Pedras.

A partir das imagens temporais fornecidas pela ferramenta do *Google Earth* é possível observar as zonas características do movimento e realizar o cadastro de cicatrizes. As informações obtidas com o *Software* são georreferenciadas e podem ser exportadas para serem analisadas com SIG e dessa forma obter um mapa de inventário que, como citado na metodologia, é muito útil para o cruzamento de dados e análise do movimento.



Figura 4.13 – Condição da área antes do Evento Córrego D'Antas, Julho de 2010 (GOOGLE EARTH, 2010)



Figura 4.14 – Condição da área após o Evento Córrego D'Antas, Julho de 2010 (GOOGLE EARTH, 2010)

O presente capítulo salientou que os fluxos de detritos devem ser entendidos em sua totalidade frente à periculosidade de sua magnitude. Eles não são movimentos que acontecem sem causas prévias, não se desenvolvem ao acaso e nem se estabilizam por si só. Como visto nesse caso de estudo, é necessária uma topografia favorável ao seu desenvolvimento e sua estabilização.

CAPÍTULO 5 - RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo, são apresentados os resultados obtidos da aplicação da metodologia descrita à bacia de estudo, na qual ocorreu o evento de fluxo de detritos de Córrego D'Antas, selecionado para a aplicação da nova metodologia apresentada nesta dissertação. Inicialmente, expõem-se os mapas temáticos divididos por classes, informação básica para a realização do cruzamento de informações. São mostradas e discutidas as correlações dos mapas temáticos com um inventário de cicatrizes e, a partir dessas correlações, são gerados mapas de fatores. Também é apresentado o resultado de um mapa de suscetibilidade natural a fluxos de detritos para a bacia de estudo, obtido a partir da ponderação dos mapas de fatores utilizando a técnica AHP.

Em seguida, aplica-se o modelo SHALSTAB na bacia, com o intuito de validar o inventário dos eventos de fluxos de detritos a partir da sobreposição das cicatrizes no mapa de estabilidade gerado pelo modelo.

5.1 Geração do mapa de suscetibilidade natural

A partir da correlação dos fatores condicionantes e do inventário de cicatrizes referente a ocorrência de fluxos de detritos, a nova metodologia apresentada no Capítulo 3 é adotada para a geração do mapa de suscetibilidade natural a fluxos de detritos da bacia do Córrego D'Antas.

5.1.1 Mapa de altimetria

O mapa temático com as informações relativas à altimetria foi classificado em doze classes hipsométricas, espaçadas de 100 em 100 metros, com exceção da primeira e da última classe, que possuem um intervalo de 49 e 105 metros, respectivamente. Na Figura 5.1 pode ser observada a heterogeneidade espacial da área, evidenciando uma variação hipsométrica de 1154 metros, entre as cotas 851 e 2005 metros acima do nível do mar.

Observa-se que as maiores altitudes, entre 1500 e 2005 metros, correspondem a aproximadamente 1/4 do total da área de estudo. As classes com altitude entre 900 e 1300 metros têm a maior representatividade, aproximadamente 70% do total da área. Já as menores altitudes, entre 851 e 900 metros correspondem a menos de 5% da área total. A

distribuição em superfície da área de cada uma das classes hipsométricas e seus respectivos percentuais estão na Tabela 5.1.

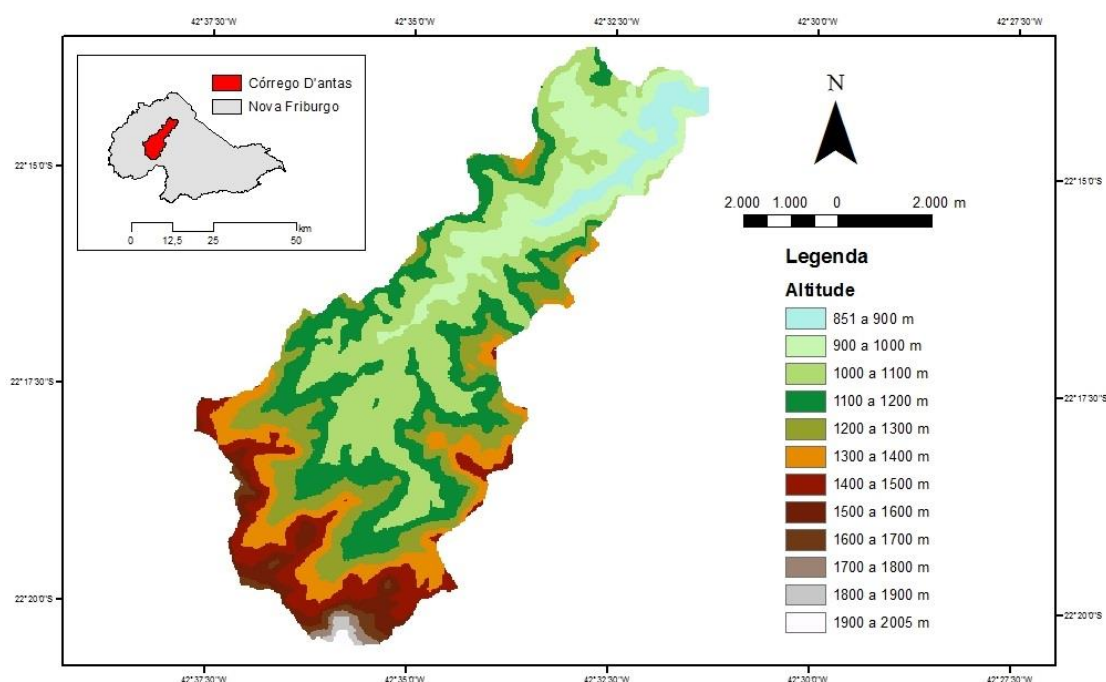


Figura 5.1 – Mapa de altimetria da área de estudo.

Tabela 5.1 - Distribuição da área por classes hipsométricas.

Altimetria	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
851 a 900 m	220,41	2204100	4,15
900 a 1000 m	676,08	6760800	12,74
1000 a 1100 m	1306,26	13062600	24,61
1100 a 1200 m	1112,13	11121300	20,95
1200 a 1300 m	726,03	7260300	13,68
1300 a 1400 m	530,28	5302800	9,99
1400 a 1500 m	393,03	3930300	7,40
1500 a 1600 m	215,91	2159100	4,07
1600 a 1700 m	68,4	684000	1,29
1700 a 1800 m	29,61	296100	0,56
1800 a 1900 m	19,71	197100	0,37
1900 a 2005 m	9,99	99900	0,19
Total	5307,84	53078400	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total da bacia.			

5.1.2 Mapa de declividade

O mapa de declividade foi classificado em seis classes, conforme pode ser visto na Figura 5.2. A partir do Modelo Digital de Elevação e com o *software* ArcGIS, foi utilizado o comando *slope* para gerar as declividades do terreno em graus.

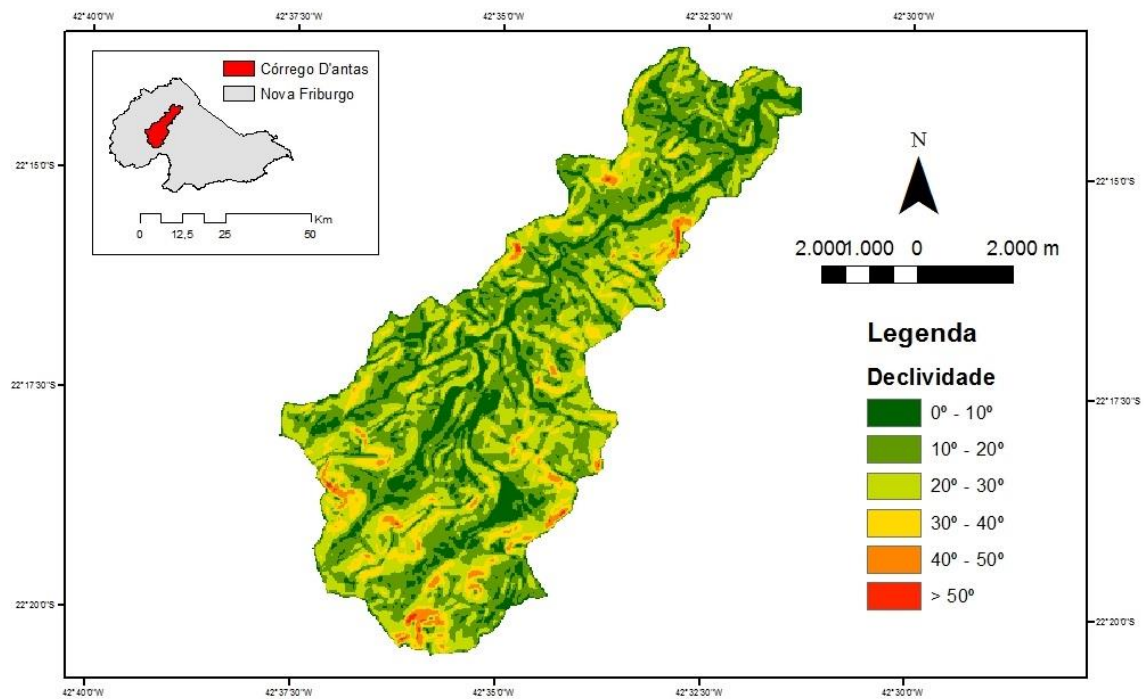


Figura 5.2 – Mapa de declividade da área de estudo.

A análise dos dados de declividade, apresentados na Tabela 5.2, indica um relevo bastante acidentado, com 72,1% da área com declividades entre 10° e 30°. As declividades inferiores a 10° correspondem a apenas 16,5% do total da área total e as declividades superiores a 30° são representadas por uma parcela ainda menor, com 11,4% do total da área.

Tabela 5.2 - Distribuição da área por classe de declividade.

Declividade	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
0° - 10°	877,59	8775900	16,53
10° - 20°	2114,91	21149100	39,85
20° - 30°	1711,89	17118900	32,25
30° - 40°	491,49	4914900	9,26
40° - 50°	99,81	998100	1,88
> 50°	12,15	121500	0,23
Total	5307,84	53078400	100,00
Obs.: ΔA : relação entre área parcial e área total da bacia.			

5.1.3 Mapa de Curvatura Horizontal

O mapa de curvatura horizontal é representado em três classes, como pode ser visto na Figura 5.4, cujos valores inferiores a - 0,01 representam segmentos de vertentes convergentes e os valores superiores a 0,01 correspondem aos segmentos de vertentes divergentes e os valores intermediários a essas classes (entre -0,01 e 0,01) são segmentos planares.

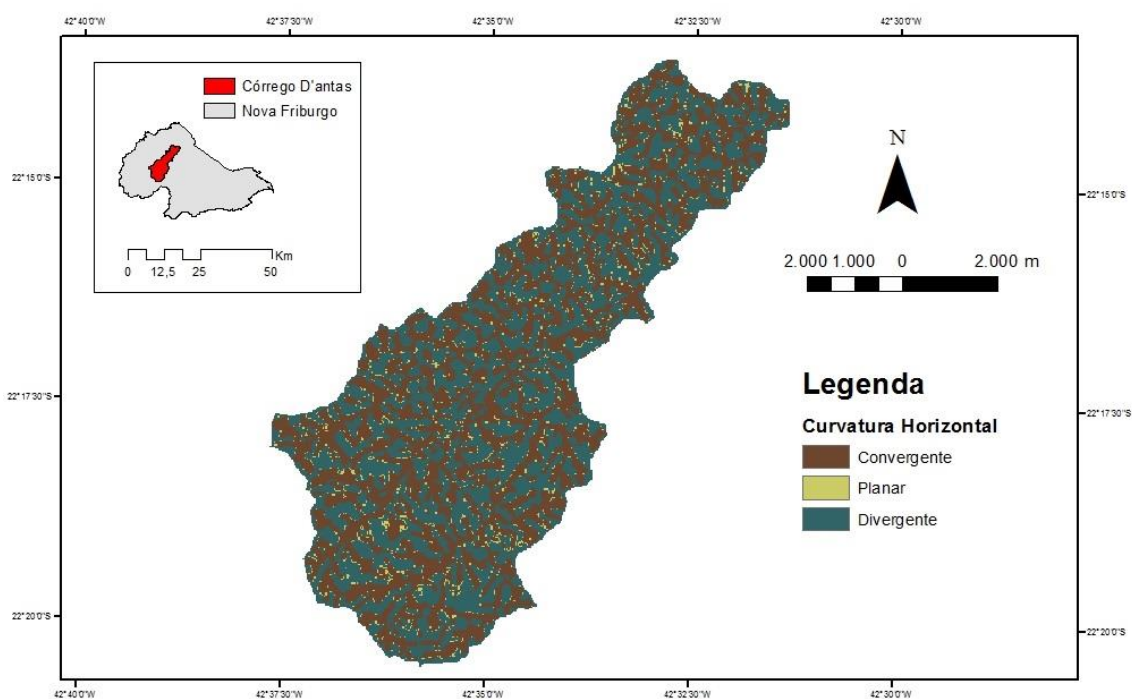


Figura 5.3 – Mapa da curvatura horizontal das encostas na área de trabalho.

A curvatura horizontal indica uma relação direta com o escoamento superficial nas vertentes e com a concentração e dispersão dos fluxos de água. Assim, a partir da Tabela 5.3, verificou-se que 47,5% da área estudada apresentou vertentes com curvatura horizontal convergente, ou seja, vertentes com maior potencial ao transporte de partículas maiores e à erosão pluvial.

Observou-se que apenas 3,9% da bacia apresentou vertentes com curvatura horizontal planar. Ressaltando que esse tipo de curvatura horizontal corresponde a uma classe intermediária entre as vertentes convergentes e divergentes. As vertentes com curvatura horizontal divergente foram observadas em 48,6% do total da área de estudo. Essas vertentes caracterizam-se por apresentar geometria que tende à distribuição dos fluxos de água e menor capacidade de transporte das partículas do solo.

Tabela 5.3 - Distribuição da área por classe de curvatura horizontal.

Curvatura Horizontal	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Convergente	2520,99	25209900	47,50
Planar	208,53	2085300	3,93
Divergente	2578,32	25783200	48,58
Total	5307,84	53078400	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total da bacia.			

5.1.4 Mapa de Curvatura Vertical

VALERIANO e ALBUQUERQUE (2010) consideraram que o valor (classe) da curvatura vertical é definido pela diferença de ângulo de declividade em relação à respectiva distância horizontal. Assim, se não houver diferença desse ângulo, o resultado é nulo e, portanto, com curvatura vertical retilínea. Os perfis de vertente convexa apresentam os valores positivos e os perfis côncavos apresentam os valores negativos.

O mapa de curvatura vertical também foi representado em três classes, de acordo com a Figura 5.4, cujos valores inferiores a - 0,01 representam a forma côncava das vertentes, os valores superiores a 0,01 correspondem à forma convexa das vertentes e os valores intermediários a essas classes possuem a forma retilínea.

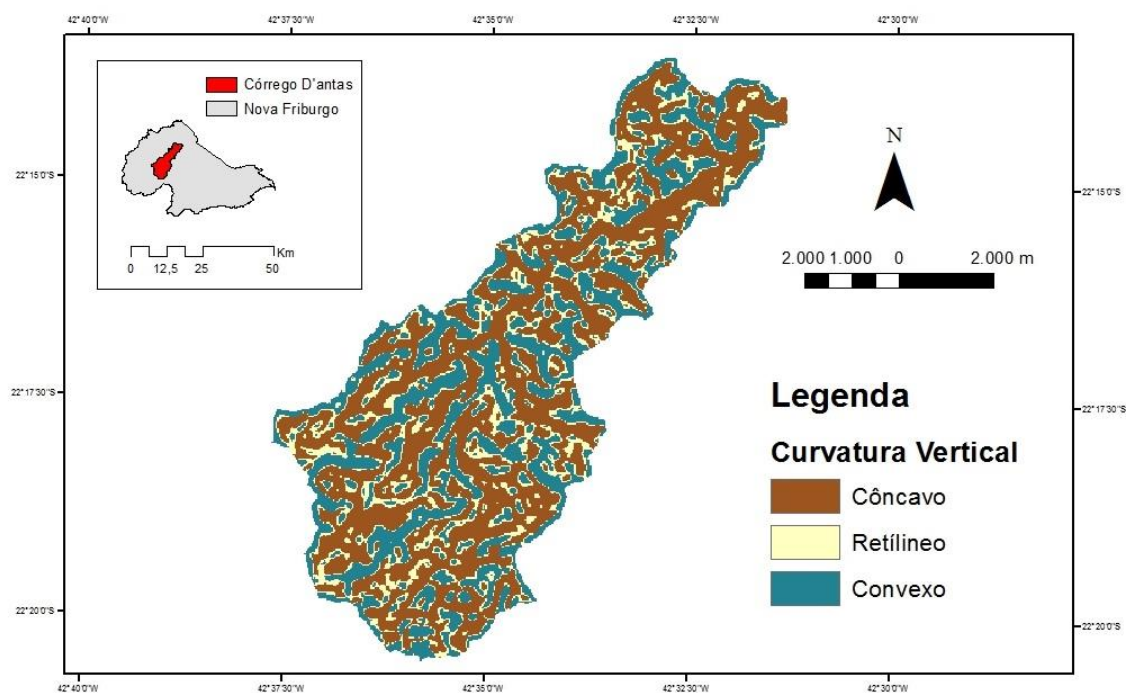


Figura 5.4 – Mapa da curvatura vertical das encostas na área de trabalho.

A partir da Tabela 5.4 verificou-se que 51,4% da área estudada apresentou curvatura vertical côncava, aquela com predisposição à concentração do escoamento superficial, representando as formas de vertentes que potencializam o transporte de material detrítico de dimensões maiores, devido ao acúmulo de água.

As áreas de curvatura vertical convexa representam 32,3% da área estudada. Nesses tipos de vertentes predominam os fluxos difusos com baixa capacidade de transporte de sedimentos.

A classe curvatura vertical retilínea representou 16,4% do total da área. Essa classe se caracteriza como intermediária entre os perfis côncavo e convexo e indica áreas de relevo movimentado.

Tabela 5.4 - Distribuição da área por classe de curvatura vertical.

Curvatura Vertical	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Côncava	2726,55	27265500	51,37
Retilíneo	867,69	8676900	16,35
Convexa	1713,60	17136000	32,28
Total	5307,84	53078400	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total da bacia.			

5.1.5 Mapa Geológico

O plano de informação temático relativo à geologia, possui sete classes distintas referentes aos sete tipos litológicos existentes na região. A área é formada pela seguinte estratigrafia, conforme pode ser visto na Figura 5.5:

- Depósito Colúvio - Aluvionar – Depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica;
- Corpo Granito Nova Friburgo – Granito porfirítico, com porções equigranulares, diorito e granodiorito;
- Depósitos Gravitacionais (Tálus) – Acúmulo de blocos, matações e sedimentos mais finos na base de escarpas montanhosas;
- Suíte Cordeiro – Granito quartzo-feldspático, com pouca biotita e granada, predominantemente porfirítico. Estrutura suborientada a maciça. Exibem ainda cristais isolados de hornblenda verde, plagioclásio zonado, com borda de albita ou no contato com k-feldspato, e titanita subedral. Granada-muscovita-biotita leucogranito, foliado a isotrópico;
- Granito Serra da Onça - Granito róseo rico em fenocristais de k-feldspato com orientação preferencial devido à fluxo ígneo;
- Complexo Rio Negro – Hornblenda-biotita gnaiss migmatítico, tonalítico a granítico; granito, granodiorito e tonalito foliado a homogêneo;
- Corpo Conselheiro Paulino – Allanita microgranitos e microtonalitos.

WOLLE (1988) divide a atuação do condicionante litológico em dois níveis, um referente a uma escala regional, associado ao esculpimento do relevo (condicionante geomorfológico) e outro referente a uma escala local, na qual a presença de contatos entre litologias pode funcionar como uma descontinuidade capaz de provocar escorregamentos. Acrescenta-se ainda a possível presença de minerais expansivos na constituição da rocha, que pode levar a instabilização quando submetida a processo de intemperismo. Associado ao intemperismo, pode-se ressaltar a importância da litologia como condicionante de

escorregamentos. O intemperismo e a erosão diferencial podem criar inúmeras situações de ocorrência de movimentos de massa.

Os condicionantes de caráter litológico são fundamentais nos processos de formação dos solos residuais e, portanto, nos fenômenos de instabilidade que ocorrem nos taludes constituídos por este tipo de solo.

O tipo de rocha define as características de permeabilidade e, portanto, o tipo de drenagem e textura, além da resistência ao intemperismo. A presença de fraturas tectônicas, ou resultantes de alívio de pressão, pode gerar pontos de descontinuidade e menor resistência, constituindo-se em caminhos preferenciais à erosão e movimentos de massa (WOLLE, 1988).

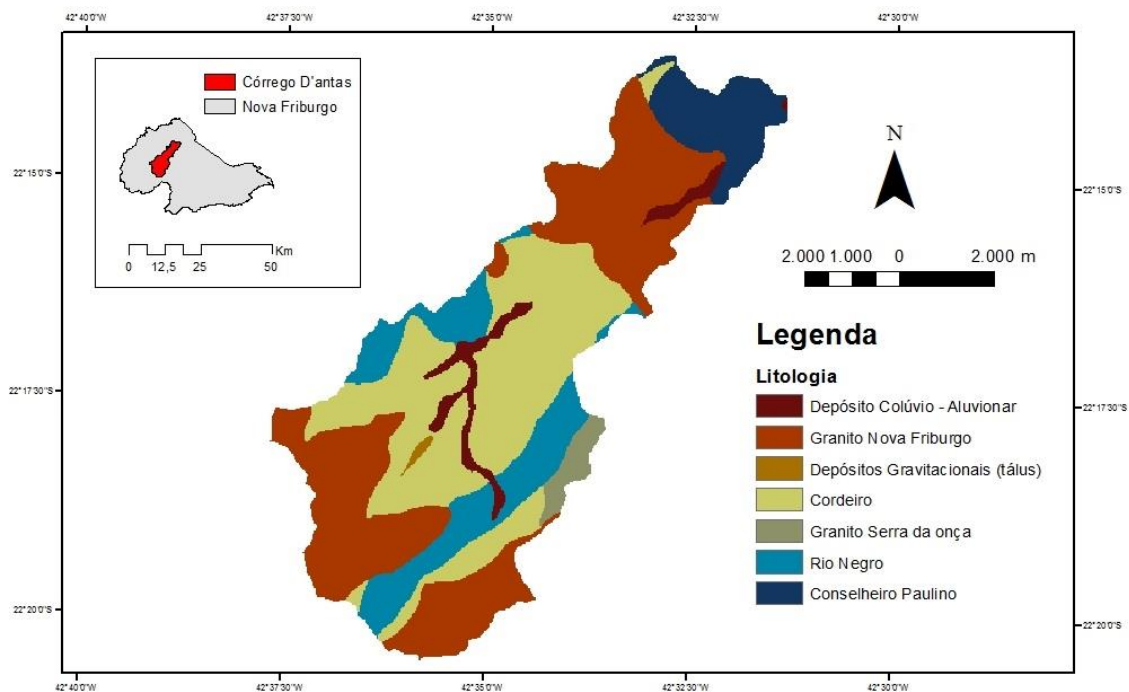


Figura 5.5 – Mapa geológico da área de estudo.

A distribuição em superfície da área de cada um dos tipos litológicos presentes na região de estudo e seus respectivos percentuais podem ser vistos na Tabela 5.5. Observa-se que a litologia da área de estudo é formada principalmente pelo Corpo Granito Nova Friburgo, Suíte cordeiro e Complexo Rio Negro. Juntas, essas três classes litológicas, correspondem a 85,7% da área total de estudo.

Tabela 5.5 - Distribuição da área por tipos litológicos.

Classe de litologia	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Depósito colúvio – Aluvionar	199,89	1998900	3,77
Granito Nova Friburgo	1978,2	19782000	37,27
Depósitos Gravitacionais (Tálus)	13,77	137700	0,26
Cordeiro	1830,78	18307800	34,49
Granito serra da onça	111,51	1115100	2,10
Rio Negro	741,33	7413300	13,97
Conselheiro Paulino	432,36	4323600	8,15
Total	5307,84	53078400	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total da bacia.			

5.1.6 Mapa de inventário

O mapa de inventário (Figura 5.6), contendo a informação cadastral dos 30 fluxos de detritos levantados a partir das imagens de satélite do *software Google Earth Pro*, datadas de 19/01/2011 e posteriormente importados para o *software ArcGis*, foi usado para ponderar as classes de cada um dos mapas temáticos, a partir do método da tabulação cruzada.

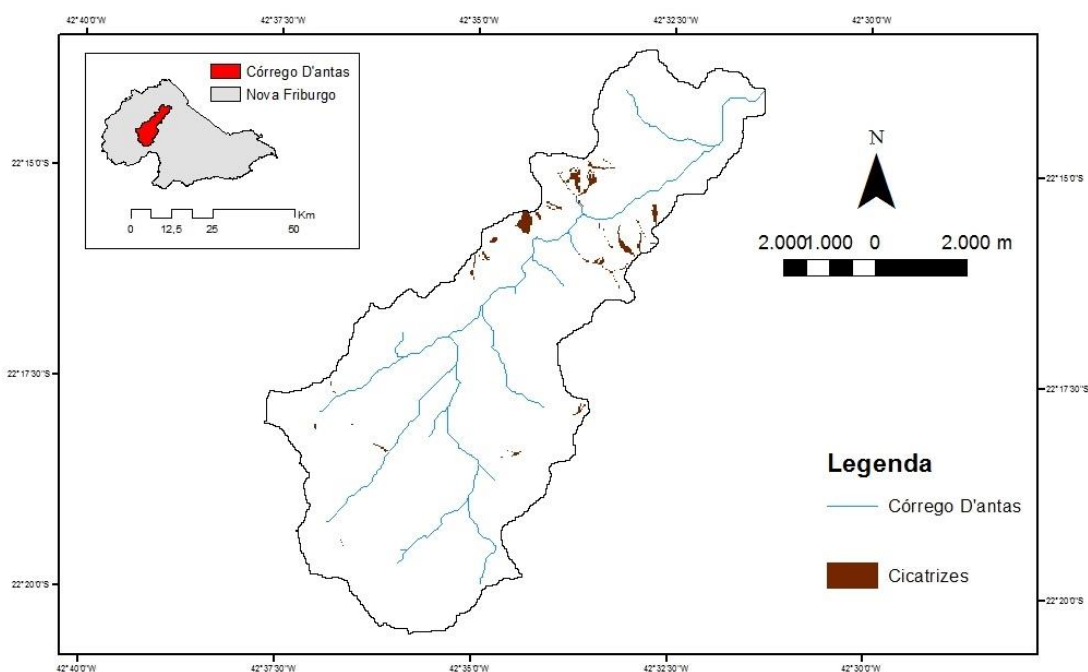


Figura 5.6 – Mapa de inventário.

As cicatrizes de fluxos de detritos mapeadas somam aproximadamente 561000 m² (56,1 ha), conforme apresentado na Tabela 5.6. As maiores ocorrências localizaram-se na região central da bacia, onde os vales apresentam maior grau de confinamento, propiciando a incidência direta dos sedimentos na calha do rio principal, ou tributários, formando fluxos de detritos.

Tabela 5.6 – Localização das cicatrizes de fluxos de detritos.

Cicatrizes	Latitude	Longitude
Cicatriz 1	-22.304492°	-42.604826°
Cicatriz 2	-22.300758°	-42.609315°
Cicatriz 3	-22.324570°	-42.610532°
Cicatriz 4	-22.301.824	-42.616.788
Cicatriz 5	-22.292283°	-42.613745°
Cicatriz 6	-22.295784°	-42.559.637
Cicatriz 7	-22.305702°	-42.573160°
Cicatriz 8	-22.272910°	-42.552963°
Cicatriz 9	-22.268146°	-42.551199°
Cicatriz 10	-22.266424°	-42.550034°
Cicatriz 11	-22.264822°	-42.554717°
Cicatriz 12	-22.267468°	-42.556348°
Cicatriz 13	-22.267008°	-42.556677°
Cicatriz 14	-22.266069°	-42.548546°
Cicatriz 15	-22.264077°	-42.545635°
Cicatriz 16	-2.225.718	-42.560172°
Cicatriz 17	-22.261555°	-42.544780°
Cicatriz 18	-22.247807°	-42.559972°
Cicatriz 19	-22.247756°	-42.556761°
Cicatriz 20	-22.249832°	-42.559368°
Cicatriz 21	-22.249908°	-42.561608°
Cicatriz 22	-22.249343°	-42.562950°
Cicatriz 23	-22.250517°	-42.566248°
Cicatriz 24	-22.264190°	-42.580529°
Cicatriz 25	-22.266354°	-42.581931°
Cicatriz 26	-22.267057°	-42.582795°
Cicatriz 27	-22.267152°	-42.583618°
Cicatriz 28	-22.258488°	-42.573131°
Cicatriz 29	-22.256289°	-42.568425°
Cicatriz 30	-22.258367°	-42.570774°

5.1.7 Correlação entre os mapas temáticos e os fluxos de detritos

Buscando uma maior compreensão dos fatores geológico-geotécnicos relacionados aos fluxos de detritos, foi realizado o cruzamento dos diferentes planos de informação com a ocorrência registrada de fluxo de detritos na área de estudo. Foi utilizada a tabulação cruzada, por meio do módulo *tabulate area* do software ArcGis. O resultado dessa correlação serviu de base para a ponderação dos pesos das classes dos diferentes parâmetros geoambientais analisados. Os resultados obtidos com a tabulação cruzada são apresentados , mostrando a frequência dos fluxos de detritos para as classes de cada condicionante analisado.

Correlação entre altimetria e fluxos de detritos

A correlação entre altimetria e fluxos de detritos pode ser feita a partir da análise da Tabela 5.7, que indica que as maiores ocorrências de fluxos de detritos foram nas médias encostas. Mais da metade da área total de ocorrência dos eventos foram entre 1000 e 1200 metros de altitude (66,6%).

Tabela 5.7 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes hipsométricas.

Altimetria	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
851 a 900 m	0	0	0,00
900 a 1000 m	6,21	62100	10,88
1000 a 1100 m	17,19	171900	30,13
1100 a 1200 m	20,79	207900	36,44
1200 a 1300 m	8,73	87300	15,30
1300 a 1400 m	3,69	36900	6,47
1400 a 1500 m	0,27	2700	0,47
1500 a 1600 m	0,18	1800	0,32
1600 a 1700 m	0	0	0,00
1700 a 1800 m	0	0	0,00
1800 a 1900 m	0	0	0,00
1900 a 2005 m	0	0	0,00
Total	57,06	570600	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total de ocorrência			

As altitudes de 900 a 1000 metros corresponderam a 10,9% da área das ocorrências e as encostas mais elevadas, no intervalo de 1200 a 2005 metros, corresponderam a 22,6% da área de ocorrência de fluxos de detritos.

A faixa compreendida pelas médias encostas, onde a espessura de solo é maior do que nas encostas mais elevadas, mais propícias à formação de talvegues, associada à declividade mostra as áreas mais propensas à deflagração de movimentos massa do tipo fluxo de detritos.

Correlação entre declividade e fluxos de detritos

Para as classes de declividade, mostradas na Tabela 5.8, as maiores ocorrências de deflagração de fluxos de detritos foram em áreas com declividades entre 10° e 40°, apresentando 89,0% do total de áreas afetadas por esse movimento. Nestas faixas de declividade alta, a atuação da gravidade sobre o manto de alteração exerce ação dominante, potencializando a ocorrência de movimentos de massa.

Tabela 5.8 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos flow por classes de declividade.

Declividade	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
0° - 10°	0,99	9900	1,74
10° - 20°	12,96	129600	22,71
20° - 30°	20,88	208800	36,59
30° - 40°	17,01	170100	29,81
40° - 50°	4,14	41400	7,26
> 50°	1,08	10800	1,89
Total	57,06	570600	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total de ocorrência.			

As altas declividades, entre 40° e 50°, corresponderam a 7,3% do total de áreas. Enquanto que, em encostas com altas declividades, sabe-se que a ocorrência desse tipo de movimento é reduzida, devido à pouca profundidade do manto de alteração. As áreas com declividades superiores a 40° somaram 9,2% do total de áreas afetadas, registradas com ocorrências de fluxos de detritos.

As áreas com declividades suaves a moderadas, entre 0° e 10°, representaram 1,7% do total de áreas com cicatrizes de fluxos de detritos, devido às baixas tensões de cisalhamento associadas aos baixos gradientes.

Correlação entre geologia e os fluxos de detritos

A Tabela 5.9 apresenta a distribuição de áreas de ocorrência de fluxo de detritos entre tipos litológicos. Pode-se observar que 80,6% das áreas identificadas como cicatrizes de fluxos de detritos ocorrem em rochas graníticas da Suíte Nova Friburgo e 13,1 % das áreas afetadas correspondem às rochas, também graníticas, da Suíte Cordeiro. Os granitos das classes litológicas Nova Friburgo e Cordeiro mostram um comportamento erosivo, principalmente, nos períodos de maior precipitação pluvial.

Uma pequena parcela do total das áreas que sofreram com o movimento (6,3%) corresponde às classes: Depósito Colúvio-Aluvionar, Granito Serra da Onça e Rio Negro. É possível notar que essas classes litológicas se localizam de forma intercalada com as duas classes litológicas que apresentaram maiores concentrações de áreas afetadas por fluxos de detritos.

Tabela 5.9 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes de litologia.

Classe de litologia	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Depósito colúvio - Aluvionar	0,18	1800	0,32
Granito Nova Friburgo	45,99	459900	80,60
Depósitos Gravitacionais	0	0	0,00
Cordeiro	7,47	74700	13,09
Granito serra da onça	1,44	14400	2,52
Rio Negro	1,98	19800	3,47
Conselheiro Paulino	0	0	0,00
Total	57,06	570600	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total de ocorrência.			

Correlação entre curvatura horizontal e fluxos de detritos

As áreas afetadas por fluxos de detritos no plano de informação curvatura horizontal são mostradas na Tabela 5.10. A orientação de vertente das encostas com as maiores áreas de

ocorrência de fluxos de detritos foi a convergente com 49,4% do total das áreas afetadas. As encostas com orientação divergente corresponderam 45,6% do total das áreas inventariadas, enquanto que apenas 5,1% das áreas afetadas apresentaram uma curvatura horizontal planar.

Tabela 5.10 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxos de detritos por classes de curvatura horizontal.

Curvatura Horizontal	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Convergente	28,17	281700	49,37
Planar	2,88	28800	5,05
Divergente	26,01	260100	45,58
Total	57,06	570600	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total de ocorrência.			

Correlação entre curvatura vertical e fluxos de detritos

A distribuição das áreas afetadas por fluxos de detritos no plano de informação curvatura vertical é mostrada na Tabela 5.11. Observa-se que o perfil dominante das encostas com movimento é o côncavo com 59,5% do total de áreas inventariadas.

As encostas com curvatura vertical convexa e que sofreram *debris flow* correspondem à 21,8% do total das áreas afetadas. Enquanto que apenas 18,8% das áreas afetadas apresentaram curvatura vertical retilínea.

Tabela 5.11 - Distribuição das áreas de ocorrência de fluxo de detritos por classes de curvatura vertical.

Curvatura Vertical	Área (ha)	Área (m ²)	ΔA (%)
Côncava	33,93	339300	59,46
Retilíneo	10,71	107100	18,77
Convexa	12,42	124200	21,77
Total	57,06	570600	100,00
Obs.: ΔA: relação entre área parcial e área total de ocorrência.			

5.1.8 Padronização dos Mapas Temáticos

Para realizar a álgebra de mapas é preciso que os mapas temáticos estejam na mesma ordem de grandeza, mesmo tamanho/resolução (número de linhas e colunas) e mesmo formato. Os mapas temáticos foram reclassificados baseados no resultado obtido com o cruzamento de informações dos mapas temáticos com o mapa de inventário, realizado a partir da tabulação cruzada. Em seguida foram escalonados, utilizando a função linear *fuzzy*. Neste escalonamento os fatores assumem uma escala padrão variando entre 0 e 1.

Os mapas temáticos escalonados com a função linear *fuzzy* são mostrados nas Figuras 5.7 a 5.11.

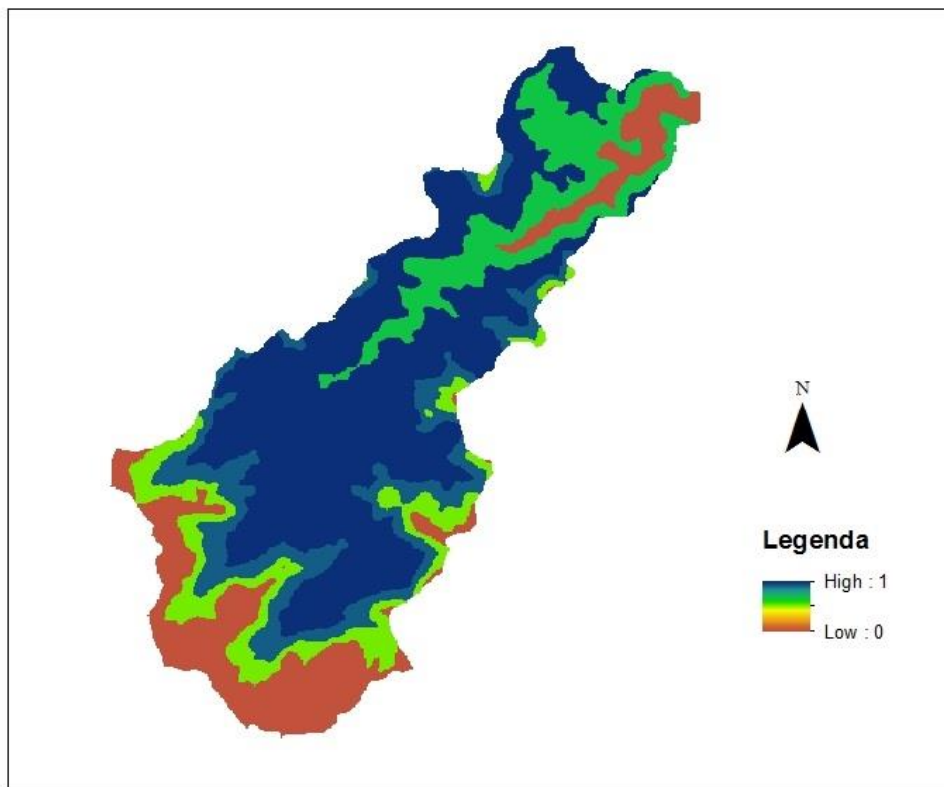


Figura 5.7– Mapa Temático da altitude escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.

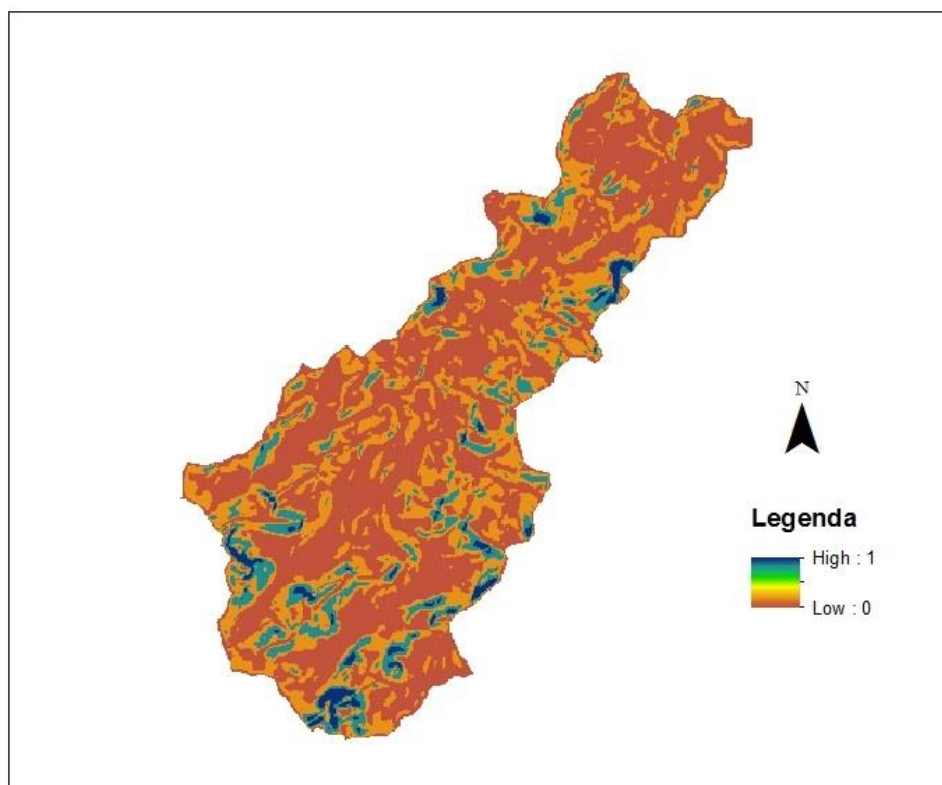


Figura 5.8– Mapa Temático da declividade escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.

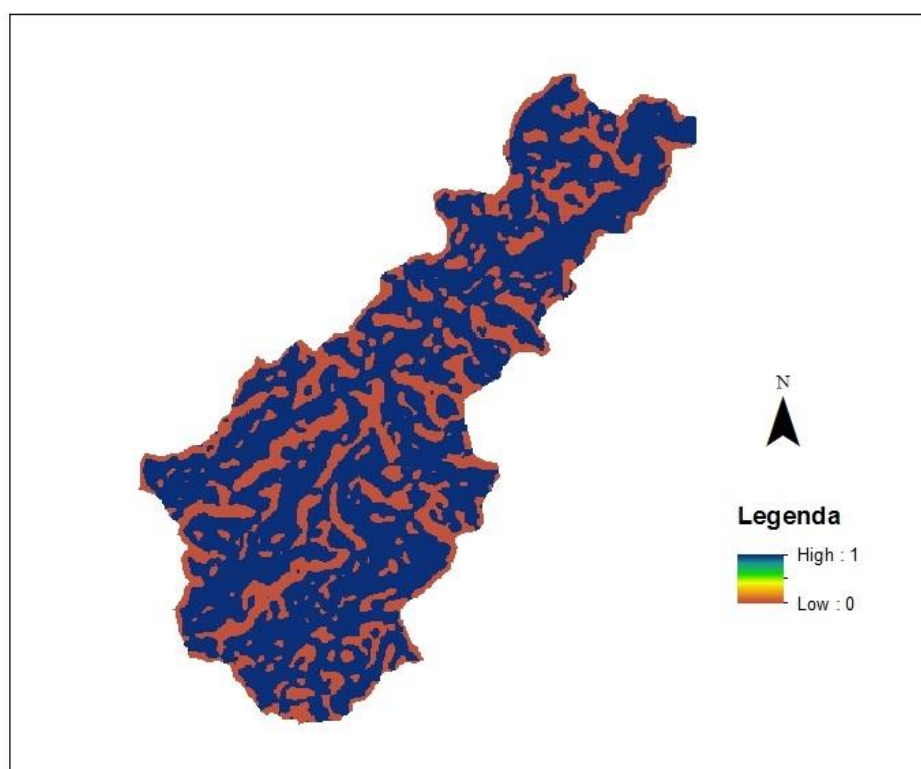


Figura 5.9– Mapa Temático da Curvatura Vertical escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.

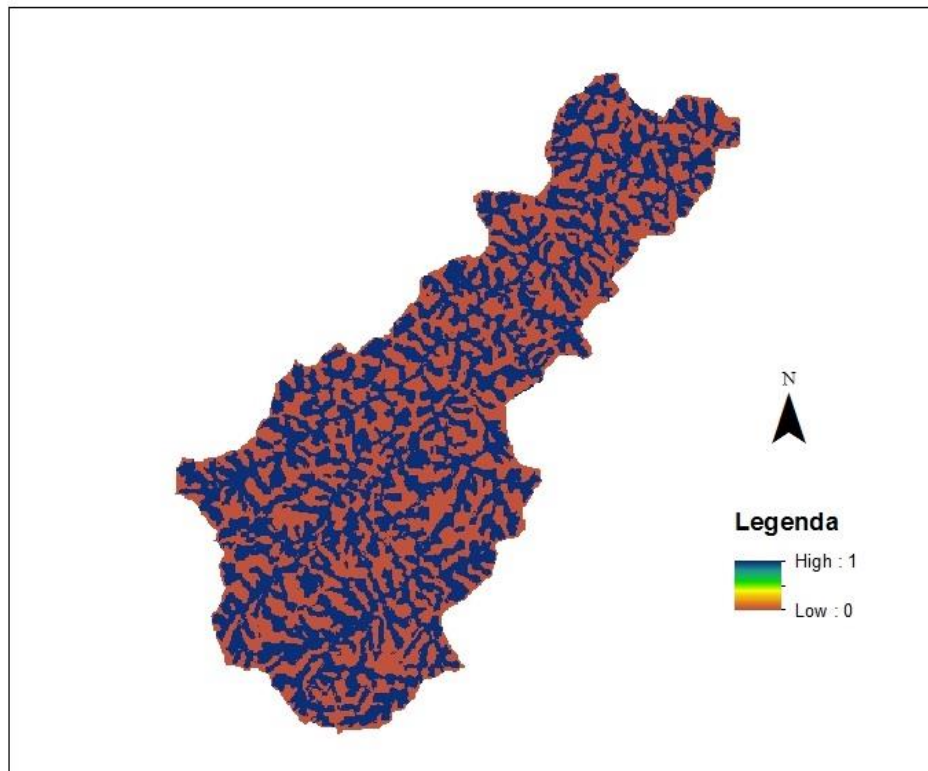


Figura 5.10– Mapa Temático da Curvatura Horizontal escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.

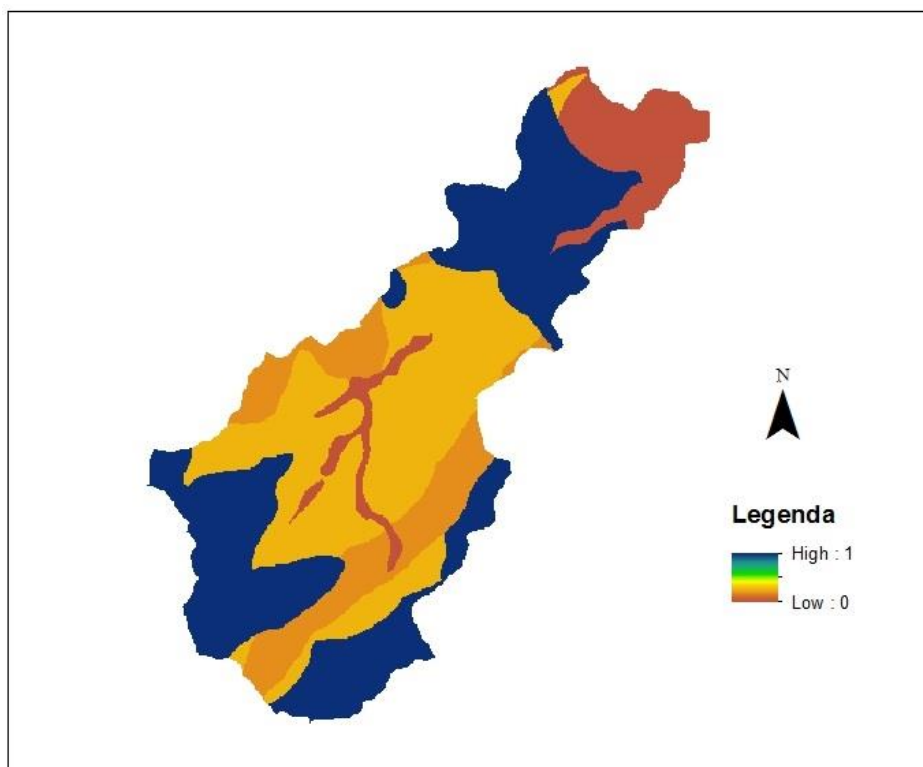


Figura 5.11– Mapa Temático da Litologia escalonado com a função linear fuzzy do software ArcGIS.

5.1.9 Definição dos pesos dos mapas de fatores utilizando a técnica AHP

Para definir a contribuição de cada mapa de fator no mapa de suscetibilidade, buscando diminuir a subjetividade, foi utilizado o processo analítico hierárquico AHP. A primeira etapa para a definição dos pesos foi a elaboração de uma relação de importância relativa entre os fatores. Essa relação de importância foi baseada na escala de valores AHP para comparação pareada, conforme visto na Tabela 3.2, apresentada no Capítulo 3.

A relação de importância relativa foi utilizada como dado de entrada em uma matriz de comparação pareada como mostra a Tabela 5.12.

Tabela 5.12 - Matriz de comparação pareada para ponderação dos fatores.

Fatores	Altitude	Declividade	Curvatura Horizontal	Curvatura Vertical	Litologia
Altitude	1	1/5	2	2	1/2
Declividade	5	1	5	5	2
Curvatura Horizontal	1/2	1/5	1	1/2	1/3
Curvatura Vertical	1/2	1/5	2	1	1/3
Litologia	2	1/2	3	3	1

Dessa forma, os pesos definidos pela técnica AHP são dados pelo autovetor normalizado correspondente ao autovalor máximo, os quais foram obtidos neste presente trabalho por meio do *software* Matlab. A Tabela 5.13 mostra os pesos para cada fator.

Tabela 5.13 - Pesos definidos pela técnica AHP.

Fatores	Autovetor (%)
Altitude	15
Declividade	43
Curvatura Horizontal	7
Curvatura Vertical	11
Litologia	24
Total	100

A razão de consistência (RC) apresentou valor inferior a 0,10 e, dessa forma, o resultado da aplicação do AHP pode ser considerado coerente, conforme resumido na Tabela 5.14.

Tabela 5.14 - Índice de consistência e razão de consistência.

IC	0,10
RC	0,08

5.1.10 Geração do mapa de suscetibilidade natural

A Figura 5.12 mostra o mapa das áreas naturalmente susceptíveis a fluxos de detritos para a área de estudo a partir da metodologia proposta, onde as áreas estão escalonadas de 0 a 1, ou seja, de menos a mais susceptíveis ao movimento.

O mapa foi obtido a partir dos mapas temáticos escalonados pela função linear *fuzzy* e, em seguida, cada mapa foi ponderado pelo método AHP, gerando os mapas de fatores que serviram de parâmetros de entrada para a ferramenta *weighed overlay*. Esta ferramenta sobrepõe os *layers* (mapas de fatores), fornecendo como dado de saída um mapa de áreas susceptíveis.

A combinação dos atributos: altitude, declividade, curvatura vertical, curvatura horizontal e geologia resultou no mapa de suscetibilidade natural a fluxo de detritos que comparado ao inventário das cicatrizes mapeadas na data de 19/01/2011, demonstrou qualidade satisfatória. As Figuras 5.13 e 5.14 mostram as áreas mapeadas como susceptíveis ao serem sobrepostas no *software Google Earth* corroborando com as cicatrizes inventariadas.

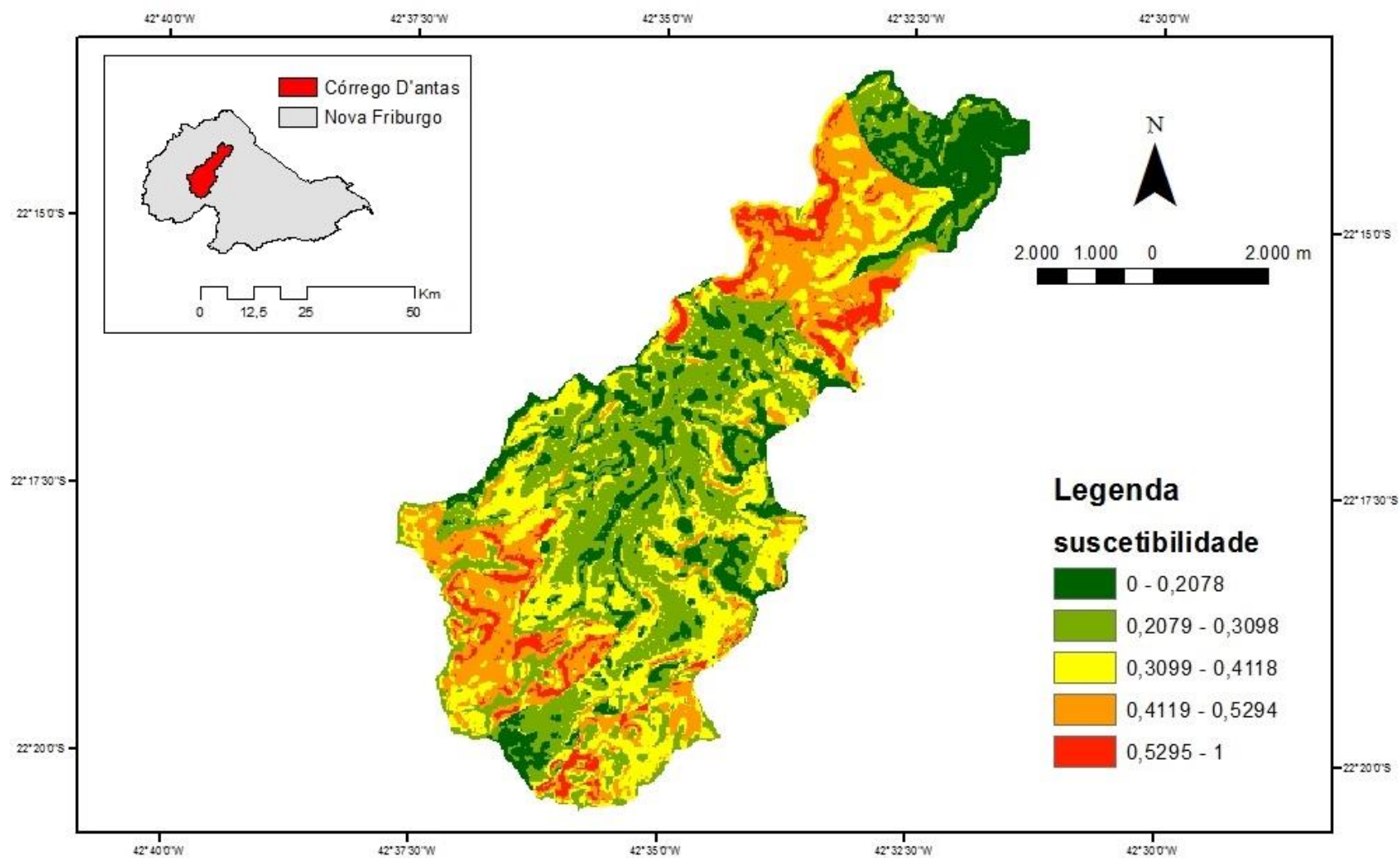


Figura 5.12 – Mapa de áreas suscetíveis a fluxos de detritos.

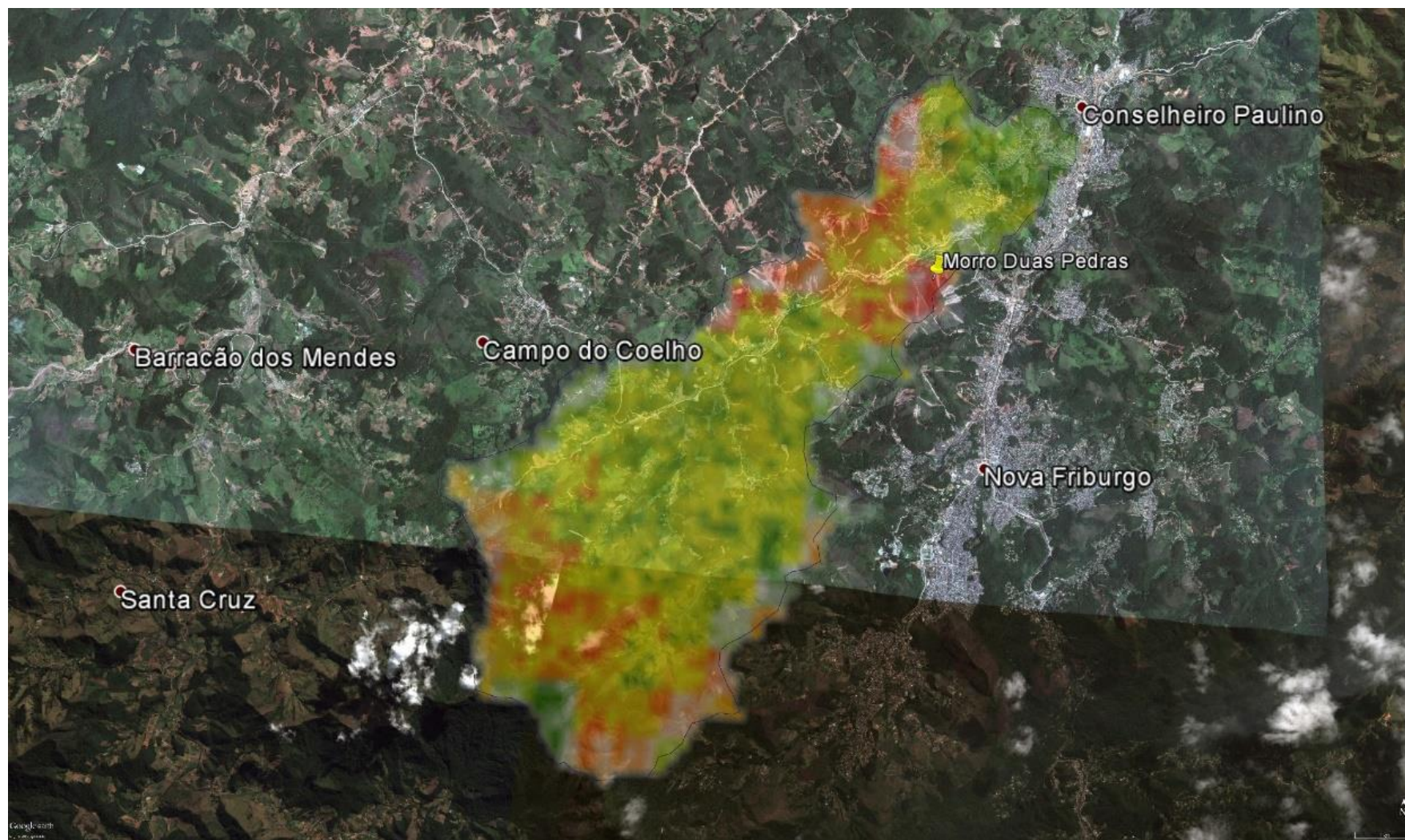


Figura 5.13 – Sobreposição do mapa das áreas suscetíveis a fluxo de detritos no *Google Earth*.

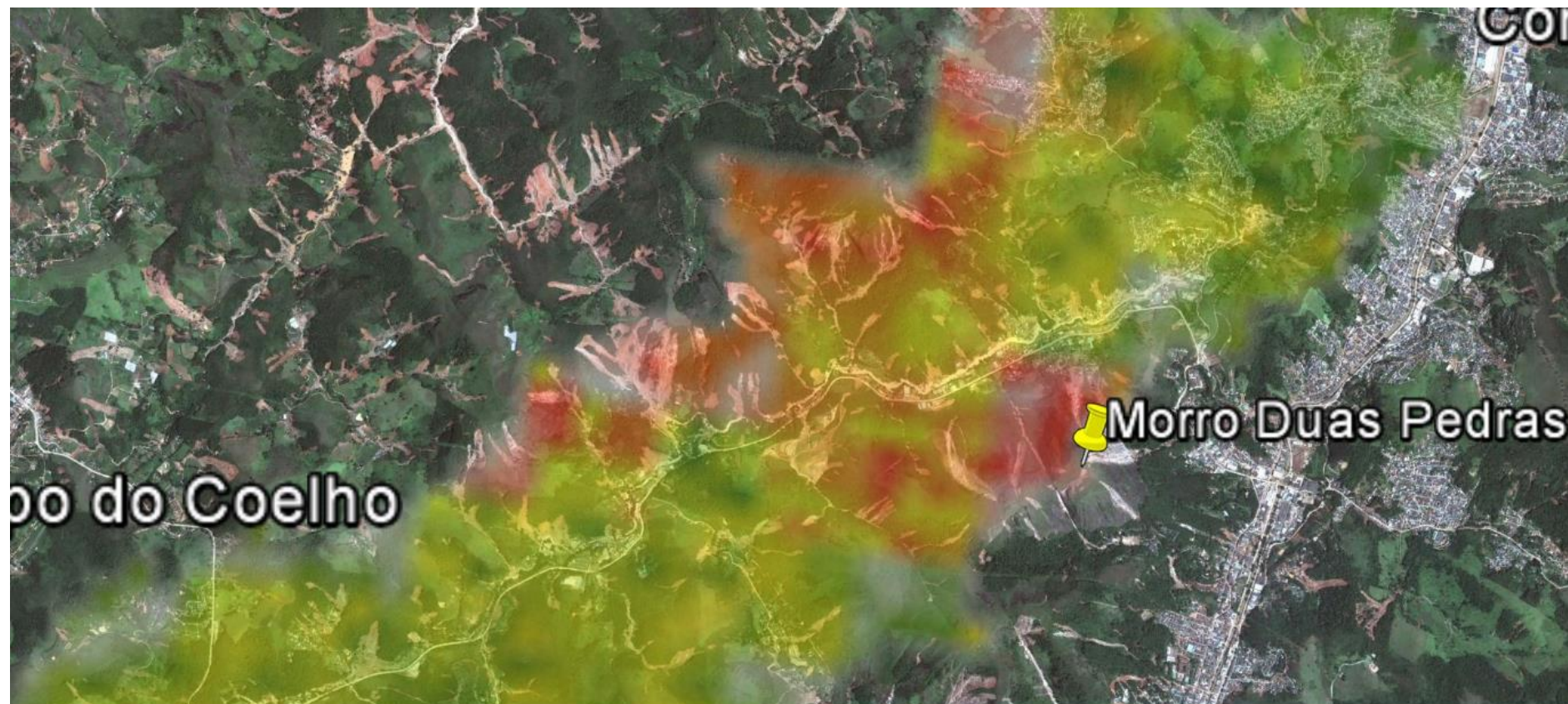


Figura 5.14 – Ênfase da sobreposição do mapa das áreas suscetíveis a fluxo de detritos da Bacia do Córrego D' Antas no Google Earth.

5.2 Aplicação do modelo SHALSTAB

Para aplicação do modelo, são necessários dados topográficos, hidrológicos e geotécnicos. Os dados topográficos são o MDE da bacia e o inventário de cicatrizes de escorregamentos. Através do MDE, em formato *raster*, foram obtidas as variáveis topográficas: declividade e a área de contribuição da bacia. A qualidade destas informações depende da escala do mapeamento básico utilizado. O modelo é aplicado através do *software* ArcGIS 10.1, onde a análise de estabilidade é calculada para cada célula (pixel) separadamente. O inventário de cicatrizes é essencial para avaliação do desempenho do modelo.

A determinação do valor da densidade e do ângulo de atrito do solo pode ser feita a partir de ensaios em amostras de solo retiradas na região de estudo ou a partir de valores obtidos na literatura.

Os parâmetros considerados no presente trabalho foram obtidos da literatura e aferidos com os resultados da simulação de eventos simulados no *software* DAN-3D (PELIZONE, 2014; XAVIER SILVA, 2015). Ensaios de campo e laboratório não foram contemplados durante avaliação das áreas após os eventos de Janeiro de 2011.

A Tabela 5.15 mostra os parâmetros de resistência dos materiais que foram considerados neste trabalho.

Tabela 5.15 – Parâmetros de resistência dos materiais considerados.

Material	Ângulo de atrito (°)	Peso específico (kN/m ³)
Rocha Sã	35	26
Rocha Alterada	30	22
Solo Residual	30	18
Material de depósito	25	16

Ressalta-se que no modelo adotado, o parâmetro relativo ao peso específico γ (kN/m³) deve ser expresso em termos de densidade ρ (kg/m³).

O mapa de declividade da bacia em graus utilizado para o modelo SHALSTAB é o mesmo obtido anteriormente na geração do mapa temático das declividades do terreno (Figura 5.2).

O mapa da área de contribuição (Figura 5.9) apresenta área de drenagem que capta a água que é conduzida ao longo do escoamento à jusante. Este mapa mostra similaridade com a rede de drenagem da bacia, pois captura o efeito da topografia no fluxo da água. Estes aspectos são fundamentais para modelos que definem zonas de suscetibilidade a escorregamentos rasos produzam resultados mais confiáveis.

MONTGOMERY E DIETRICH (1994) destacam que há grande incidência de escorregamento nos *hollows*, que são locais onde há convergência do fluxo e transporte de partículas de solo a partir das cabeceiras. Na ausência de fluxo permanente de água por canais para remoção do solo acumulado, a espessura do solo cresce até que se torne instável. Além disso, assumindo convergência do fluxo subsuperficial similar ao superficial, durante um evento chuvoso, os *hollows* apresentam maiores níveis de saturação do solo, tornando-se mais propensos a deslizamentos.

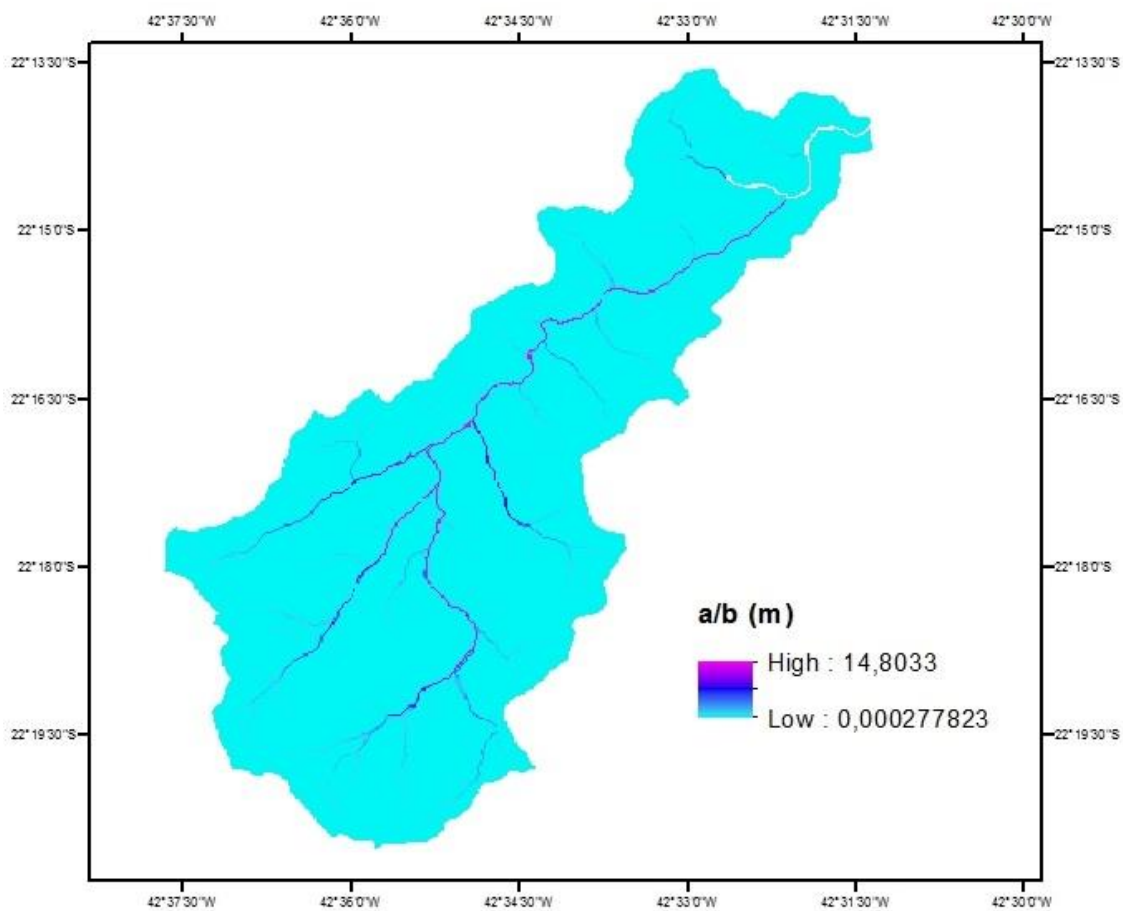


Figura 5.15 – Mapa de a/b da bacia do Córrego D'Antas.

O algoritmo simplificado do modelo SHALSTAB (que não considera a coesão, sugerindo uma situação de maior instabilidade) foi aplicado à bacia do Córrego D'Antas. As instruções e os comandos utilizados para sua aplicação são apresentadas no Apêndice 1 deste trabalho.

As cicatrizes referentes aos fluxos de detritos estão sobrepostas ao mapa das classes de estabilidade a escorregamentos rasos (Figura 5.16 e 5.17). Nota-se que elas se localizam em áreas onde o modelo previu serem potencialmente instáveis.

O modelo SHALSTAB indicou que funciona de forma bastante eficiente para a predição de zonas susceptíveis a escorregamentos rasos. Observa-se ainda que, no início das cicatrizes, o mapa define uma região mais instável, sugerindo que o início do escorregamento ocorreu nesta porção da cicatriz, propagando-se para jusante da encosta.

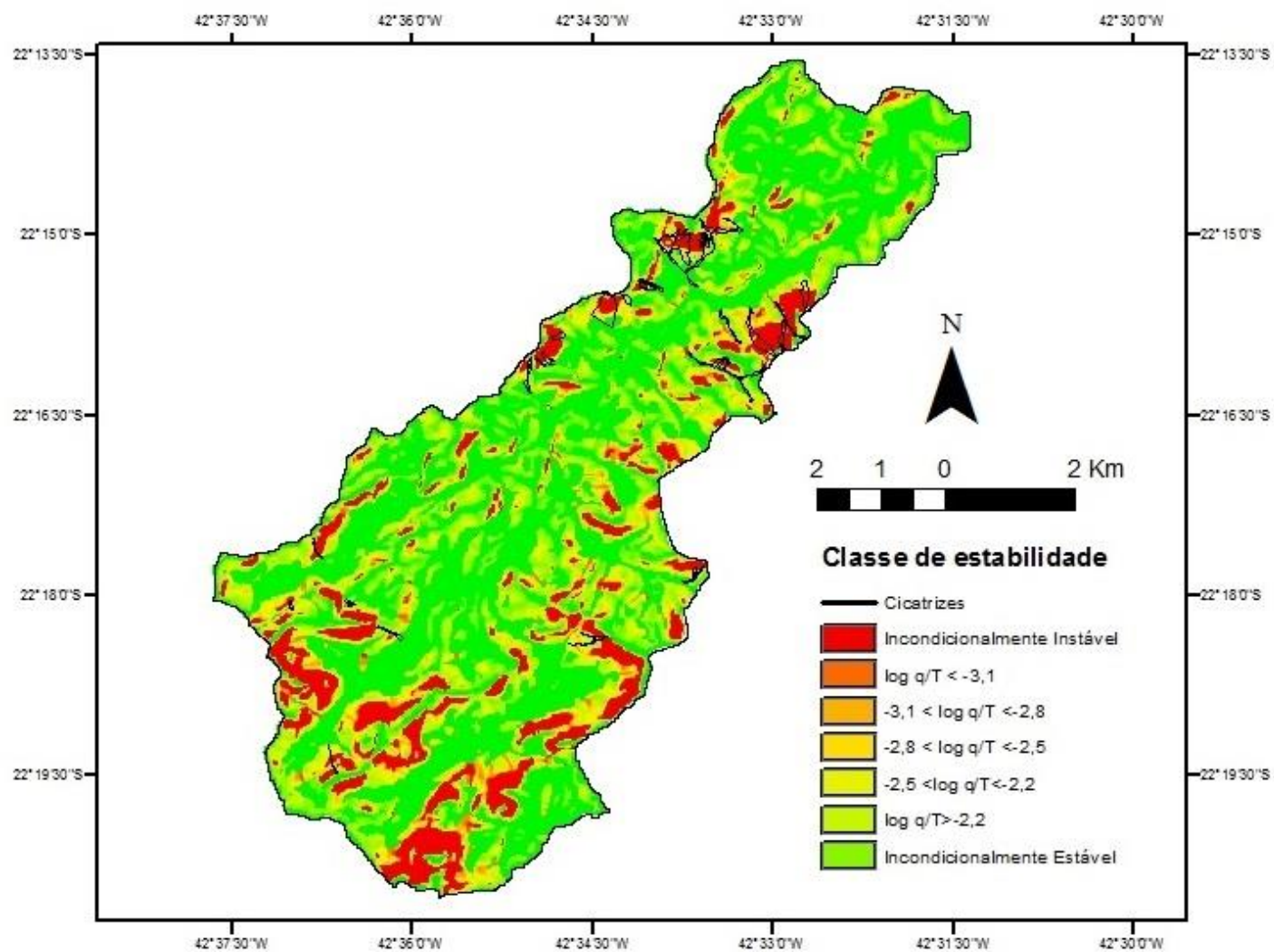


Figura 5.16 – Mapa com a distribuição das cicatrizes e as classes de estabilidade na Bacia do Córrego D'Antas.

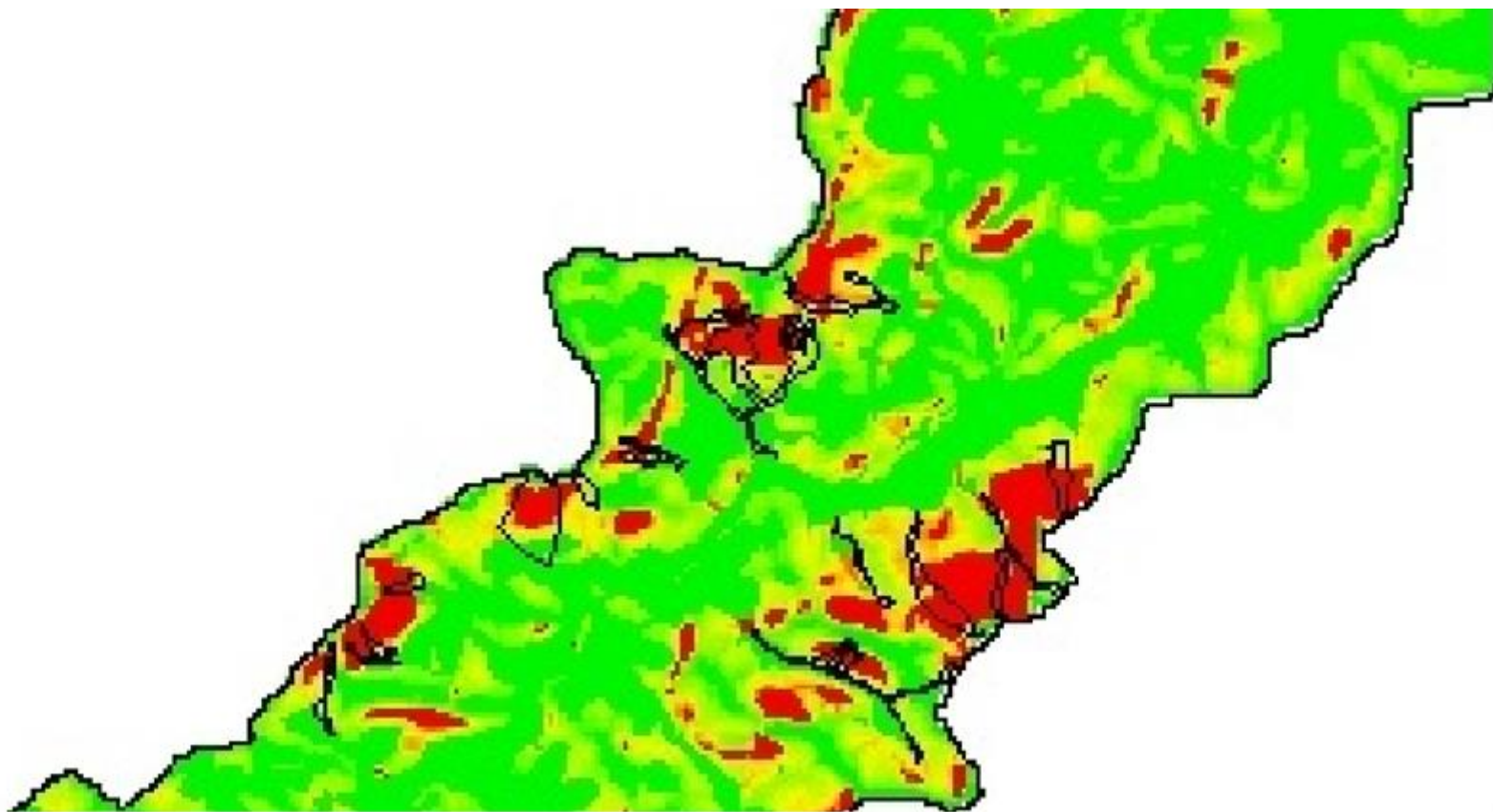


Figura 5.17 – Ênfase da distribuição das cicatrizes e nas classes de estabilidade na Bacia do Córrego D'Antas.

A classe denominada de incondicionalmente instável localizou as regiões que estão nos divisores de drenagem mais íngremes, caracterizando regiões susceptíveis à ocorrência de escorregamentos mesmo sem estarem saturados.

Quando comparados com o mapa de cicatrizes, atesta-se que este tipo de movimento de massa possui um forte controle topográfico na área de estudo, uma vez que nas simulações aqui realizadas, foram incorporadas apenas a variabilidade espacial dos parâmetros morfológicos (declividade e área de contribuição) e valores de algumas propriedades dos solos consideradas ao longo da bacia.

Os resultados mostram que o modelo SHALSTAB produz resultados próximos à realidade. As análises realizadas aqui sugerem que, quando não se possui dados quanto às propriedades do solo que sejam representativos para o terreno, deve-se utilizar um modelo simples, visto que este apresenta uma condição mais desfavorável.

O modelo simples, por não considerar a coesão, reflete a influência da topografia na detonação dos escorregamentos na área de estudo, ou seja, o seu melhor desempenho reforça a importância do controle topográfico sobre os movimentos de massa.

Cabe destacar que, devido à maioria dos atributos topográficos variarem em consequência da escala adotada, onde a resolução espacial apresenta uma influência significativa sobre o nível de detalhe e na representação das características de superfície, os mapas obtidos a partir de modelos digitais do terreno não podem ser entendidos como de caráter definitivo, mas sim um instrumento de suporte que facilite integração de dados, formulação de modelos preliminares para controle de campo que carecem de validação in loco.

Desse modo, os resultados aqui apresentados não são considerados como de um mapeamento final, mas sim um produto de caráter preliminar, que demanda ainda de intenso controle de campo e posterior revisão e/ou reformulação das classes delimitadas.

CAPÍTULO 6 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

6.1 Conclusões

Os fluxos de detritos são conhecidos como os movimentos de massa mais catastróficos da natureza, em função da rapidez, energia e volume elevados do movimento. No Brasil os prejuízos provocados por este movimento têm sido significativos com expressivas perdas econômicas e fatalidades. Neste âmbito, esta pesquisa procurou contribuir para um maior conhecimento de fluxos de detritos, através da avaliação de casos históricos com uso de geotecnologias para a detecção de áreas suscetíveis a fluxos de detritos.

Para que o movimento se inicie, observa-se a necessidade de uma combinação de fatores, tais como condições climáticas extremas; rupturas de encostas, induzindo subsequentes movimentos; superfície rochosa exposta e/ou em processo de alteração; e drenagem ineficiente. No caso dos eventos pluviométricos, tempestades de grande intensidade, associadas a períodos chuvosos longos, farão com que a massa se mobilize, de modo a fluir e gerar fluxos de detritos.

A falta de informações de corrida de detritos nas regiões tropicais é perceptível. Isto pode ser explicado pela forma inadequada de se reportar os movimentos, sem a padronização das informações, ou até mesmo a inexistência desta informação, sendo precariamente catalogados apenas os grandes movimentos, como é o caso dos fluxos de detritos brasileiros observados na literatura.

Geotecnologias aplicadas a áreas de suscetibilidade natural a fluxo de detritos mostraram ser ferramentas poderosas, desde a geração e análise dos dados, até a obtenção dos resultados, facilitando e tornando ágil o processo de elaboração dos mapas temáticos e mapas de suscetibilidade, devido à quantidade de recursos gráficos, além de facilitar armazenamento, atualização e reprodução destas informações. Os resultados obtidos foram comparados com os eventos reais, indicando valores consistentes.

De maneira geral, pode-se concluir desta pesquisa que:

- ✓ Os fluxos de detritos são movimentos de massa de difícil previsão e avaliação, visto que são movimentos rápidos e complexos, induzidos por diversos fatores e, em muitos casos, iniciados por deslizamentos simples de rocha ou solo, que de

acordo com as condições geomorfológicas e geológicas da área podem transformar-se em fluxos de detritos;

- ✓ O uso de geotecnologia para a detecção de áreas naturalmente suscetíveis a fluxos de detritos é uma ferramenta importante para desenvolver e implantar medidas de mitigação e convivência em áreas potenciais de risco;
- ✓ As diferentes etapas de geração dos mapas de suscetibilidade e de estabilidade possibilitam uma melhor compreensão dos condicionantes geológico-geotécnicos que influenciam os movimentos de massa.

Em relação à metodologia desenvolvida e aplicada ao fluxo de detritos de Córrego D'Antas, pode-se concluir:

- ✓ A utilização de Sistema de Informações Geográficas (SIG's) permitiu a geração de um conjunto de informações georreferenciadas, com base nas quais foi possível caracterizar os condicionantes geológico-geomorfológicos atuantes na deflagração de fluxos de detritos, facilitando sua análise e compreensão e possibilitando a elaboração de uma proposta metodológica voltada para caracterização de áreas naturalmente suscetíveis a fluxos de detritos, tal como a região da Bacia do Córrego D'Antas;
- ✓ O SIG torna possível o cruzamento dos dados levantados e a formulação de testes para avaliação das condicionantes geoambientais de forma rápida, sendo fácil realizar a sobreposição de diversos mapas gerados a partir de bases em diferentes escalas. Isto permite uma rápida avaliação da influência dos diferentes fatores em relação à ocorrência de movimentos de massa, oferecendo ainda uma série de ferramentas estatísticas para análise e tratamento dos dados gerados;
- ✓ A modelagem realizada mostra que o modelo SHALSTAB representa uma metodologia bastante promissora na definição da susceptibilidade a escorregamentos rasos, principalmente aqueles associados aos contatos solo-rocha;
- ✓ A eficiência do modelo SHALSTAB é relacionada à sua característica de não delegar às técnicas de SIG o poder de decisão na hora de definir quais áreas são susceptíveis à ocorrência de escorregamentos;

- ✓ O uso do SHALSTAB exige a escolha de áreas pouco ocupadas, devido ao fato deste modelo considerar apenas os fenômenos naturais instabilizantes da encosta, não sendo possível a simulação de fatores antrópicos.

Finalmente, pode-se concluir que a metodologia de análise de áreas suscetíveis a fluxos de detritos empregada nesta pesquisa se mostrou satisfatória para representar os casos de fluxos de detritos do Córrego D'Antas, na Região Serrana Fluminense.

É importante ressaltar que o emprego de dados acessíveis, tais como os usados nesta pesquisa, levam a resultados estimados e não dispensa um levantamento topográfico para obtenção de dados precisos sobre as características mecânicas dos materiais envolvidos nos eventos.

6.2 Sugestões para pesquisas futuras

Diante de tantas questões levantadas ao longo da pesquisa, diversas são as propostas que surgem para novos trabalhos, uma vez que as pesquisas envolvendo fluxos de detritos no Brasil são escassas. As pesquisas futuras aqui propostas são concentradas na melhoria da metodologia desenvolvida e apresentada neste trabalho:

- ✓ Aplicação da metodologia aplicada nesta pesquisa a outros eventos de fluxos de detritos para verificação do desempenho e representatividade;
- ✓ Monitoramento e registro de fluxos de detritos para elaboração de banco de dados que permitam uma melhor modelagem e simulação dos eventos;
- ✓ Desenvolvimento de técnicas de estimativa e cálculo de energia total e forças de impacto de fluxo de detritos para definição e projeto de estruturas de mitigação e convivência adequadas;
- ✓ Desenvolvimento de relações entre fluxos de detritos e agentes deflagradores, especialmente, intensidade e padrão de chuvas e também com taxas de deslocamento/deformação de encostas, medidas continuamente com técnicas mais recentes, tais como radares;
- ✓ Realização de simulações com o SHALSTAB utilizando-se parâmetros medidos em campo, tais como a condutividade hidráulica e a espessura do solo, que determinam a transmissividade;

- ✓ Comparação entre o modelo SHALSTAB e outros modelos de previsão de movimentos, tais como o TRIGS, o SMORPH e o modelo do IPT.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acervo digital Revista VEJA,
veja.abril.com.br/acervodigital/home.aspx?cod=JMRMONOMG4, acesso em 16 de agosto de 2015.
- AUGUSTO FILHO, O. (1992) “Caracterização Geológico-Geotécnica voltada a Estabilização de Encostas: Uma Proposta Metodológica”, Conf. Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 1ª COBRAE, Rio de Janeiro, ABMS/ABGE, V. 2, p. 721-733.
- AZAMBUJA, M. A.; AZAMBUJA, E.; NANNI, A. S.; UMANN, L.V.; STRAUSS, M. (2001) “Cadastro de instabilidades e projetos de obras de estabilização na RS 122 – Trecho entre São Vendelino e Nova Milano”, 125p.
- BEVEN; KIRKBY. A. “A physically based, variable contributing, área modelo f basin hydrology/ Un modèle à base physique de zone d’appel variable de l’hydrologie du bassin versant”, Bulletin of the international association of scientific hydrology, v.24, n. 1, p. 43-69, 1979.
- BIGARELLA, J. J. (2003) “Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais”, Florianópolis, Santa Catarina, Universidade Federal de Santa Catarina, v.3.
- BURROUGH, P. A.; MCDONNELL, R. A. (1998). “Principles of geographical information system”. Oxford University Press. 333p.
- CAMPBELL, J. B. (1996) “Introduction to Remote Sensing”, New York, NW, The Guilford Press, 2 ed, 1996. 662p.
- CPRM (2015) – Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais. www.cprm.gov.br, página acessada em setembro de 2015.
- CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. (1996) “Landslides Types and Processes”, Landslides: Investigation and Mitigation, Special Report 247, Transportation Research Board, Washington, USA, p. 36-75.
- Da SILVA, M. A., NETO, L. B., SIEIRA, A. C.C.F., FEIJÓ, R. L., 2011, “Previsão do risco de escorregamento de talude a partir de um modelo fuzzy”, Ver. Int. Mét. Num. Cálculo. Dis. Ing. V. 27
- DIETRICH, W. E.; BELLUGI, D.; REAL DE ASUA, R., “Validation of the Shallow Landslide Model, SHALSTAB, for forest management”. In: (Ed.). Land Use and Watersheds: Human Influence on Hydrology and Geomorphology in Urban and Forest Areas. Washington, DC: AGU, v.2, 2001. p. 195-227. (Water Sci. Appl.).

DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. “SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential”. NCASI (National Council of the Paper Industry for Air and Stream Improvement) Technical Report, 1998, 29p.

FLORENZANO, T. G. (2013) “Iniciação em Sensoriamento Remoto”, 3ª ed. São Paulo, Oficina de Textos.

GEOMECÂNICA (2011) “Estudo de Detalhes – Descrição dos Pontos do Bairro Córrego D’Antas”, *Relatório Técnico*, 82p.

GRAMANI, M. F. (2001) “Caracterização geológico-geotécnica das corridas de detritos (“DebrisFlows”) no Brasil e comparação com alguns casos internacionais”, Dissertação de Mestrado, Escola Politécnica da USP, 372 p.

HUEBL, J.; FIEBIGER, G. (2005) “*Debris-flow mitigation measures*”, Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Praxis, Capítulo 18.

HUNGR, O. (2005) “Classification and Terminology”, Debris-flow Hazards and Related Phenomena, pp 135-158. Praxis Springer Berlin Heidelberg.

IVERSON, R. M. The physics of debris flows. n. 97, p. 245–296, 1997.

JAKOB, M. State of the art in debris – flow research: the role of dendrochronology. N. 10, p. 183-192, 2010.

JAKOB, M. (2005) “*Debris-flow hazard analysis*”, Debris-flow Hazards and Related Phenomena, Praxis, Cap. 17.

KANJI, M. A., CRUZ, P. T., MASSAD, F. “Debris flow affecting the Cubatão oil refinery, Brazil”. Landslides, volume 5, p.71-82, 2008.

KOBIYAMA, M.; GOERL, R. F.; CORRÊA, G. P., MICHEL, G. P. (2010) “Debris flow occurrences in Rio dos Cedros, Southern Brazil: meteorological and geomorphic aspects”, Conference Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and debris Flows III, D. de Wrachien and C. A. Brebbia Editors, 12p.

LARA, A. A.; MARQUES E. A. G.; ALMEIDA A. C. R. (1997). “Mapeamento de risco de acidentes associados a escorregamentos – Morro da Serrinha”, Rio de Janeiro, Brasil. 2ª Conferência brasileira sobre Estabilidade de Encostas (COBRAE), Rio de Janeiro. Anais: ABMS/ABGE, v.2, p. 837 – 846.

LIN, J, Chen C, Peng C. (2012) “Potential hazard analysis and risk assessment of debris flow by fuzzy modeling”. Nat Hazards 64:273–282

LOPES, E. S. S.; RIEDEL, P. S. (2007) “Simulação da corrida de massa do km 42 ocorrido na rodovia Anchieta”. Simpósio brasileiro de desastres naturais e tecnológicos, 2. (SIBRADEN), Santos SP. p. 38.

MCDUGALL, S. y HUNGR, O. (2004) “A model for the analysis of rapid landslide motion across three-dimensional terrain”. Canadian Geotechnical Journal, 41(6):1084-1097.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. “A physically based model for the topographic control on shallow landsliding”, Water Resources Research, v. 30, n. 4, p. 1153-1171, 1994.

MOTTA, H. P. G. (2014) “Avaliação de corridas de detritos para a previsão de eventos futuros”, Tese de doutorado, Programa de Engenharia Civil, UFRJ/COPPE, 263p.

NETTLETON, I. M.; MARTIN, S.; HENCHER, S.; MOORE, R.(2005) “Debris flows types and mechanics”, Scottish Road Network Landslides Study, TRL Limited eScottish Executive Editores, Capítulo 4, p. 45-117.

NOVO, E. M. L. M. (1989) “Qualidade Ambiental e Adensamento Urbano: um estudo de planejamento de paisagem do distrito de Santa Cecília”, Tese de doutorado, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 229p.

NUNES, A.L.L.S. (2008) "Estabilidades de Taludes Rochosos em Estradas", *6º Simpósio de Prática de Engenharia Geotécnica da Região Sul*, Geosul'2008, ABMS, Florianópolis, Santa Catarina, pp. 1-11.

NUNES, A.L.L.S.; RIOS FILHO, M.G. (2009) Barreiras Flexíveis para Mitigação de Fluxo de Detritos, 5a Conf. Bras. Estabilidade de Encostas, ABMS, SP, 8p

NUNES, A.L.L.S. (2013) Convivencia Com Rupturas - Barreiras Contra Quedas de Blocos, COPPE, Rio de Janeiro, Brasil

NUNES, A.L.L.S.; SAYÃO, A.S.F.J. (2014) Debris Flows e Técnicas de Mitigação e Convivência, 14CNG – Congresso nacional de Geotecnia. Geotecnia nas infraestruturas, Covilhã, Portugal, pp. 83 – 123.

O'LOUGHLIN, E. M. “Prediction of surface saturation zones in Natural catchments by topographic analysis”. Water Resources Research, v. 22, n.5, p. 794-804, 1986. (1986)

PACK, R. T.; TARBOTON, D. G.; GOODWIN, C. N. “Terrain Stability Mapping with SINMAP”, technical description and users guide for version 1.00. Report Number 4114-0, Terratech Consulting Ltd, Salmon Arm, B. C. Canadá (www. Tcibc.com), 1998

PELIZONI, A. B. (2014) “Análise de fluxo de detritos na região serrana Fluminense”, Dissertação de mestrado, Programa de Engenharia Civil, UFRJ/COPPE, 141p.

POLANCO, L. S. E., 2010, “Correlações empíricas para fluxos de detritos”, Dissertação de Mestrado, Programa de Engenharia Civil, UFRJ/COPPE, 110p

PORTELLA, F. E. et al. "O Evento no Córrego D'Antas" – Mapeamento Geológico – Geotécnico em Área de Difícil Acesso. p. 211–215, 2013.

SAATY, T.L. (1990) "How to make a decision: The analytic hierarchy process", European Journal of operational research, Amsterdam, v.48, p 9-26.

SELBY, M. J., "Hillslope materials and processes" Oxford [etc.]: Oxford university press, 1993.

SILVA, J. X. (2015) "Análise numérica 3D do fluxo de detritos do Córrego D'Antas", Dissertação de mestrado, Programa de Engenharia Civil, UFRJ/COPPE, 141p.

STINY, J. (1910) Die Muren. Verlag der Wagner'schen Universitäts-buchhandlung, Innsbruck. Debris flow (English translations by M. Jakob and N. Skermer, 1997), EBA Engineering Consultants, Vacouver, Canada.

TERZAGHI, K., 1950, Mechanism of landslides, in Application of Geology to Engineering Practice, Berkey Vol., Geological Society of America, p.83-123.

TAKAHASHI T (1991) "Debris flow". Balkema, Rotterdam.

TAKAHASHI, T. (2007) "Debris flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures", Taylor and Francis Group, Londres 448p.

TOMINAGA, L.K. (2007) "Avaliação de metodologias de análise de risco a escorregamentos: aplicação de um ensaio em Ubatuba, SP", Programa de pós-graduação em geografia física, USP, 240p

VALERIANO. M. M. (2008) "Topodata: guia para utilização de dados geomorfológicos locais", São José dos Campos, São Paulo, INPE.

VALERIANO, M. M.; ALBUQUERQUE, P. C. G. "**Topodata**: processamento dos dados SRTM". São José dos Campos: INPE, 2010.

VARNES, D. J. (1978) "Slope Movement Types and Process", Special Report 176, Transportation Research Board, Washington, USA, p. 11-33.

VALVERDE SANCHO, A. M. (2016) "Análise dinâmica de fluxos de detritos em regiões tropicais", Dissertação de Mestrado, Depto de Engenharia Civil, PUC-RIO, 146p.

Wolle, C.M. (1988) "Análise de escorregamentos translacionais numa região da Serra do Mar no contexto de uma classificação de mecanismos de instabilização de encostas". Tese de Doutorado em Engenharia, Universidade de São Paulo, Escola Politécnica, 800p.

YI WU, C. (2003) "Numerical Modelling on the motion and deposition behaviors of debris flow", Dissertação de Mestrado, Escola de Engenharia Civil, NCKU, Tailândia.

ANEXO 1 – Tutorial para aplicação do modelo SHALSTAB no ambiente ArcGIS

O presente trabalho propôs a aplicação do modelo SHALSTAB através da ferramenta *raster calculator* presente no software ArcGIS 10.1. Os progressos obtidos com esta metodologia incluem: a possibilidade de utilizar diversos valores para cada parâmetro de entrada, distribuídos conforme sua ocorrência na bacia; e a praticidade de aplicação do modelo (através do *raster calculator*), já que não é necessário o domínio de linguagem computacional. A seguir é apresentado um tutorial com os passos necessários para a aplicação do modelo SHALSTAB através da ferramenta *raster calculator*.

A partir do MDE da bacia, em formato *raster*, são obtidos os valores de declividade (θ) e de área de contribuição (a/b) da bacia.

A obtenção da declividade é através da ferramenta *Spatial Analyst > Surface Analysis > Slope*.

O cálculo de área de contribuição pode ser realizado através da ferramenta TauDEM – *Terrain Analysis Using Digital Elevation Models*, desenvolvida pelo grupo de pesquisas hidrológicas da *Utah State University* e disponível para download gratuito pelo site <http://hydrology.usu.edu/taudem>. Através desta ferramenta é possível calcular o valor de a/b considerando a propagação de fluxo em infinitas direções sobre o terreno.

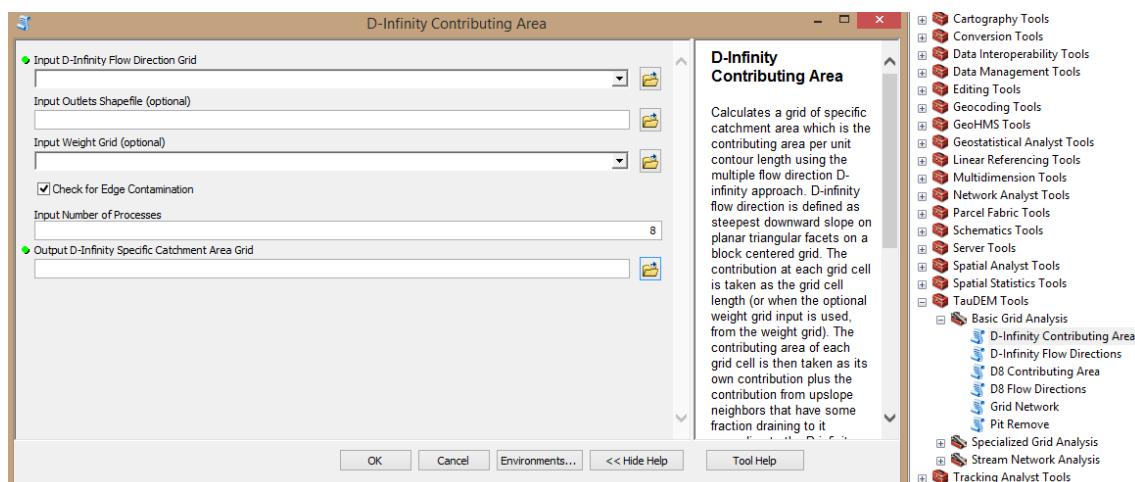


Figura A 1 – Determinação de a/b através do TauDEM.

Depois de calculados os parâmetros geomorfológicos necessários para aplicação do modelo, é necessário que se estabeleça o valor dos parâmetros de entrada. Então, devem ser elaborados mapas em formato raster, com número e localização de pixels iguais a do MDE, θ e a/b .

Os parâmetros a serem definidos são a densidade do solo úmido (ρ_s) e o ângulo de atrito interno (ϕ). Ao final, são obtidos 5 *layers* (com pixels do tipo *float*) carregados no ArcGIS, com nomenclatura e unidades estipuladas indicadas na Tabela A1.

Tabela A1 – Parâmetros, nomenclaturas e unidades.

Parâmetro	Nome do <i>Layer</i>	Unidade
MDE	mde	m
θ	slp	graus
a/b	ab	m
ρ_s	rs	Kg/m ³
ϕ	fi	graus

Por fim, usa a ferramenta Spatial Analyst > Raster Calculator para desenvolver o cálculo do modelo SHALSTAB, desconsiderando a parcela de coesão e adotando uma análise mais conservadora, utilizando o seguinte código:

$$[tgs] = \text{Tan} (((slp) * 3.14159265) / 180)$$

$$[sens] = \text{Sin} (((slp) * 3.14159265) / 180)$$

$$[tgf] = \text{Tan} (((fi) * 3.14159265) / 180)$$

$$[is] = [tgf] * (1 - \rho_w / \rho_s)$$

$$[qt] = ([sens] / [ab]) * (1 - ([tgs] / [tgf])) * ([rs] / 1000)$$

$$[re] = \text{con}([tgs] < [tgf], -10, \text{con}([tgs] > [is], 10, \log_{10}[qt]))$$

O *raster* final “re” obtido como resultado final mostra os valores de q/T necessário para que ocorra a instabilidade e pode abranger valores que vão de -10 a +10. Dessa forma, é

necessário classificar os valores do mapa para que sejam observadas as classes de estabilidade (Tabela A2).

Tabela A2 – Valores para reclassificação dos resultados do modelo.

Amplitude	Classe
-10 - -9,9	Incondicionalmente Instável
-9,899999999 - -3,1	$\text{Log } q/T \leq -3,1$
-3,099999999 - -2,8	$-3,1 < \text{Log } q/T \leq -2,8$
-2,799999999 - -2,5	$-2,8 < \text{Log } q/T \leq -2,5$
-2,499999999 - -2,2	$-2,5 < \text{Log } q/T \leq -2,2$
-2,199999999 – 9,9	$\text{Log } q/T > -2,2$
9,900000001 - 10	Incondicionalmente Estável