

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**ANÁLISE ESPACIAL E ESTATÍSTICA DOS MOVIMENTOS DE
MASSA DEFLAGRADOS PELAS CHUVAS DOS DIAS 11 E 12 DE
JANEIRO DE 2011 NA REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO RIO DE
JANEIRO, BRASIL**

JHON FREDY TIGA ENTRALGO

ORIENTADOR: HERNÁN EDUARDO MARTÍNEZ CARVAJAL, PhD

CO – ORIENTADOR: NEWTON MOREIRA DE SOUZA, PhD

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOTECNIA

PUBLICAÇÃO: G. DM – 220/13

BRASÍLIA / DF: MARÇO / 2013

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
FACULDADE DE TECNOLOGIA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E AMBIENTAL

**ANÁLISE ESPACIAL E ESTATÍSTICA DOS MOVIMENTOS DE
MASSA DEFLAGRADOS PELAS CHUVAS DOS DIAS 11 E 12 DE
JANEIRO DE 2011 NA REGIÃO SERRANA DO ESTADO DO RIO DE
JANEIRO, BRASIL**

JHON FREDY TIGA ENTRALGO

**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO SUBMETIDA AO DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA CIVIL E
AMBIENTAL DA UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA COMO PARTE DOS REQUISITOS
NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE.**

APROVADA POR:

HERNÁN EDUARDO MARTÍNEZ CARVAJAL, PhD. (UnB)
(ORIENTADOR)

NEWTON MOREIRA DE SOUZA, PhD (UnB)
(CO - ORIENTADOR)

GREGÓRIO LUÍS SILVA ARAÚJO, PhD (UnB)
(EXAMINADOR INTERNO)

MARCUS PEIGAS PACHECO, PhD (UERJ)
(EXAMINADOR EXTERNO)

BRASÍLIA/ DF, MARÇO 20 DE 2013.

FICHA CATALOGRÁFICA

TIGA ENTRALGO, JHON FREDY

Análise Espacial e Estatística dos Movimentos de Massa Deflagrados pelas Chuvas dos dias 11 e 12 de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.

[Distrito Federal (DF)], 2013.

xvii, 99 p., 210x297 mm (ENC/FT/UnB, Mestre, Geotecnia, 2013).

Dissertação de Mestrado - Universidade de Brasília, Faculdade de Tecnologia,
Departamento de Engenharia Civil.

1. Movimentos de Massa

2. Sistema de Informação Geográfico

3. Análise Espacial

4. Análise Estatística

I. ENC/FT/UnB

II. Título (série)

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

TIGA, J. F. (2013). Análise Espacial e Estatística dos Movimentos de Massa Deflagrados pelas Chuvas dos dias 11 e 12 de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. Dissertação de Mestrado, Publicação G.DM-220/13, Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Universidade de Brasília, Brasília, DF, 99 p.

CESSÃO DE DIREITOS

NOME DO AUTOR: Jhon Fredy Tiga Entralgo.

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO: Análise Espacial e Estatística dos Movimentos de Massa Deflagrados pelas Chuvas dos dias 11 e 12 de Janeiro de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.

GRAU / ANO: Mestre / 2013.

É concedida à Universidade de Brasília a permissão para reproduzir cópias desta dissertação de mestrado e para emprestar ou vender tais cópias somente para propósitos acadêmicos e científicos. O autor reserva outros direitos de publicação e nenhuma cópia para esta dissertação de mestrado pode ser reproduzida sem a autorização por escrito do autor.

JHON FREDY TIGA ENTRALGO

Carrera 11 #20-53

Socorro/Santander-Colômbia

e-mail: jftigae@gmail.com

A mis familiares y amigos, en especial a:

*Mi madre **ERCILIA ENTRALGO GÓMEZ***

*Mi nonita **OFELIA GÓMEZ VIUDA DE ENTRALGO***

*Mis nueve **HERMANOS***

Às vítimas do desastre natural da Região Serrana do Rio de Janeiro

“...Tierra: sangras, lloras...” Anónimo

“Nuestros logros no son solo nuestros,

Sino de todos aquellos que aportaron

...En últimas de toda la humanidad”

Anónimo

AGRADECIMENTOS

Na realização deste trabalho desejo agradecer especialmente a meu orientador professor HERNÁN EDUARDO MARTÍNEZ CARVAJAL, a meu co-orientador professor NEWTON MOREIRA DE SOUZA e ao professor CARLOS ALEXANDER RECAREY MORFA, que foram a bússola deste trabalho.

De igual forma, agradeço a meus companheiros e professores do curso de GEOTECNIA pelos seus conselhos, ajudas e controversas; à eminente UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA e seu PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOTECNIA, que me ofereceu suas aulas, seu reconhecimento e sua trajetória; ao CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO pelo apoio financeiro; ao BRASIL, sua gente, língua e cultura pela experiência inefável de ter me acolhido no seu território.

Agradeço também à sempre bela GLEI MARTINS DE SOUZA e ao IGOR FERNANDEZ pela revisão ortográfica e gramatical deste trabalho. Aos meus colegas e amigos DANIEL CALVO, MARCELO LLANO, DIEGO OCAMPO, CAROLINA RÚIZ e ESTEFANÍA MUÑOS pelas suas ajudas.

Peço desculpas se esqueci de mencionar alguém. Para todos, meus sinceros agradecimentos, espero honrá-los sempre nos meus atos e trabalhos.

Este trabalho é tanto meu como de todos vocês.

RESUMO

Nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011, chuvas extremas provocaram milhares de movimentos de massa na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro (RSRJ) no sudeste do Brasil, causando danos catastróficos à infraestrutura, milhares de afetados e centenas de vítimas mortais. A avaliação global dos movimentos de massa é essencial para a reconstrução pós-desastre e será útil para a mitigação do risco no futuro. Esta pesquisa apresenta o mapeamento em uma área de 1.217,7 km² de 7.268 movimentos de massa que afetaram aproximadamente de 19,63 km² (1,6% da área de estudo), que equivalem a uma concentração de 6 movimentos de massa por quilômetro quadrado e que deslocaram aproximadamente 97 milhões de metros cúbicos de material. Os movimentos de massa foram identificados mediante a técnica de interpretação visual de imagens de satélite de alta resolução pós-evento disponíveis na plataforma Google Earth®. A distribuição espacial dos movimentos de massa foi estudada estatisticamente utilizando análise de frequência e a concentração de movimentos de massa por unidade de área (LC). A análise espacial mostra que altitudes entre 750 m e 1.225 m, e declividades entre 15° e 37° são mais susceptíveis aos movimentos de massa. Além disso, as linhas de drenagens foram responsáveis pelo menos por 20% dos movimentos de massa e por 26% da área afetada. A análise estatística mostra que o tamanho mais frequente dos movimentos de massa em termos de área e volume está em torno de 62,7m² para a área, e 29,4m³ para o volume. A distribuição de frequências e probabilidade do tamanho apresenta uma distribuição fortemente assimétrica à direita e se assemelha na forma à Distribuição Gamma Inversa de Três Parâmetros (DGITP) proposta por Malamud *et al.* (2004), porém, não conserva seus mesmos parâmetros. Além, 95% dos maiores movimentos de massa satisfazem consistentemente uma lei potencial com parâmetro $\beta=1,54$. Este valor difere dos encontrados na literatura. O ajuste assemelha-se com os reportados na literatura para os movimentos de massa acima do decil sete (área dos movimentos de massa, $A_L > 2.000\text{m}^2$) com parâmetro potencial $\beta=2,34$.

ABSTRACT

On 11th and 12th January 2011, extreme rainfall caused thousands of landslides in the Mountainous Region of Rio de Janeiro State's in southeastern Brazil, causing catastrophic infrastructure damage, thousands of people affected and hundreds of deaths. The overall assessment of mass movements is essential for post-disaster reconstruction and should be helpful for future risk mitigation. This research presents the 7.268 landslides mapping above 1217,7 km², that affected approximately 19,63 km² (1,6% of the study area), which is equivalent to landslide concentration of 6 landslide/km² and displaced around 97 millions of cubic meters of material. Landslides were identified by the technique of visual interpretation of post-event high resolution satellite images available in Google Earth® platform.

The spatial distribution of landslides was performed using statistical frequency analysis and the landslides concentration per unit area (LC). The spatial analysis shows that elevation between 750 m and 1.225 m and slopes gradients between 15° and 37° are more susceptible to landslides. In addition, drainage network have been responsible for at least 20% of the landslides and for 26% of the affected landslide area. Statistical analysis shows that the more frequent landslide size in terms of area and volume is approximately 62,7m² to the area, and 29,4 m³ to volume. The frequency-size distribution and probability-size distribution of landslides shows a strongly right asymmetry and resembles in form as to the Three-Parameter Inverse-Gamma Distribution (DGITP) proposed by Malamud *et al.* (2004), however, does not preserve its same parameters. In addition, 95% of larger sizes of landslides satisfy consistently a power law whit exponent $\beta = 1,54$. This value differs from the values reported in the literature. The fit is similar whit the fit reported in the literature for landslide above the seven decile (landslide area, $A_L > 2000\text{m}^2$) with potential exponent $\beta = 2,34$.

ÍNDICE

Capítulo	Página
1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	3
1.1.1 Objetivo geral.....	3
1.1.2 Objetivos específicos.....	3
1.2 Estrutura do Documento.....	3
2. ÁREA DE ESTUDO	5
2.1 Características da Chuva Deflagrante	6
2.2 Características Geomorfológicas	9
2.3 Características Geológicas e Geotécnicas	11
3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	14
3.1 Movimentos de Massa.....	15
3.1.1 Classificação dos Movimentos de Massa	15
3.1.1.1 Quedas	16
3.1.1.2 Tombamentos.....	17
3.1.1.3 Deslizamentos	17
3.1.1.4 Espalhamentos.....	18
3.1.1.5 Fluxos	19
3.1.2 Causas dos Movimentos de Massa.....	20
3.2 Conceitos Básicos sobre Zoneamento dos Movimentos de Massa.....	20
3.2.1 Desastre natural.....	20
3.2.1 Definições: susceptibilidade, ameaça e risco.....	22
3.2.2 Avaliação de Risco por Movimentos de Massa	24
3.3 Inventários de Movimentos de Massa.....	28
3.3.1 Qualidade.....	29
3.3.1 Tipologia.....	30
3.3.2 Levantamento.....	32
3.3.2.1 Mapeamento Geomorfológico de Campo	35
3.3.2.2 Mapeamento mediante Interpretação Visual.....	36

3.3.2.3	Mapeamento semiautomático de movimentos de terra	38
3.3.3	Propriedades Espaciais	41
3.3.3.1	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Deflagrantes	42
3.3.3.2	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geomorfológicos	44
3.3.3.3	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geológicos	45
3.3.3.4	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Bióticos e Antrópicos	46
3.3.4	Propriedades Estatísticas	46
4.	METODOLOGIA	52
4.1	Levantamento dos Movimentos de Massa	52
4.2	Análise Espacial.....	54
4.3	Análise Estatística.....	56
5.	APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS	58
5.1	Inventário de Movimentos de Massa	58
5.2	Análise Espacial do Inventário	61
5.2.1.1	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com a Chuva	62
5.2.1.2	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geomorfológicos	63
5.2.1.3	Relação Espacial dos Movimentos de Massa com outros Fatores	69
5.3	Análise Estatística do Inventário	69
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	77
6.1	Mapeamento	79
6.2	Análise Espacial.....	79
6.3	Análise Estatística.....	80
6.4	Recomendações	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

LISTA DE FIGURAS

Figura	Página
Figura 1.1. Número de ocorrência de desastres naturais ocasionados por avalanches e movimentos de massa por país entre 1974 e 2005 (EM-DAT, 2012).....	1
Figura 2.1. Imagem pós-evento da RSRJ.....	5
Figura 2.2. Localização da área de estudo.....	7
Figura 2.3. Chuvas registradas em cinco estações pluviométricas automáticas (telemétricas) da RSRJ (Canedo <i>et al.</i> , 2011).....	8
Figura 2.4. Chuvas mensais em janeiro de 2010 e 2011 registradas em cinco estações pluviométricas automáticas (telemétricas) da RSRJ (Canedo <i>et al.</i> , 2011).....	8
Figura 2.5. Distribuição de frequência acumulada e não acumulada das altitudes na área de estudo.	9
Figura 2.6. Modelo Digital de Elevação da área de estudo.	10
Figura 2.7. Distribuição de frequência das declividades na área de estudo.	11
Figura 2.8. Modelo Digital de Declividades da área de estudo	12
Figura 2.9. Carta geológica da área de estudo.	13
Figura 3.1. Quedas. a) Esquema da queda de rochas (PMA: GCA, 2007). b) Queda de rochas em Clear Creek Canyon, Colorado, USA ((Highland & Bobrowsky, 2008).	16
Figura 3.2. a) Tombamento em bloco. b) Tombamento dúctil. c) Tombamento dúctil em maciço rochoso. d) Exemplo de tombamento em bloco, Japão. e) e f) Exemplos de tombamentos no Grand Canyon, USA (Rogers, 2012).....	17
Figura 3.3. a) Esquema de um deslizamento rotacional (Highland & Bobrowsky, 2008). b) Esquema de um deslizamento translacional (Highland & Bobrowsky, 2008). c) Esquema de um deslizamento translacional raso (Avelar <i>et al.</i> , 2011). d) Exemplo de um deslizamento rotacional, Califórnia, USA (USGS, 2010). e) Exemplo de um deslizamento translacional em British Columbia, Canada (Highland & Bobrowsky, 2008). f) Exemplo de um deslizamento translacional raso na Região Serrana do Rio de Janeiro, Brasil (Avelar <i>et al.</i> , 2011).	18
Figura 3.4. a) Esquema de um espalhamento com camada liquidificável subjacente à camada de superfície (Highland & Bobrowsky, 2008). b) Exemplo de um espalhamento causado pelo terremoto de Nisqually, WA, USA. (USGS, 2010).	19

Figura 3.5. a) Fluxo canalizado, b) Fluxo não canalizado (Cruden & Varnes, 1996), c) fluxo de terra lento ou creep, d) Exemplo de fluxos na Região Serrana do Rio de Janeiro, Brasil, e) Exemplo de fluxos não canalizado em Guinsaugon, Filipinas (Highland & Bobrowsky, 2008), f) Exemplo de fluxo de terra lento ou creep em East Sussex, Reino Unido (Highland & Bobrowsky, 2008).....	19
Figura 3.6. Ingredientes dos desastres naturais (Alcántara-Ayala, 2002).	21
Figura 3.7. Representação esquemática do procedimento de avaliação do risco por movimentos de massa. A: Dados básicos que abrangem tanto os elementos de natureza estática e dinâmicos; B: Componente do modelo de suscetibilidade e ameaça; C: Componente de avaliação da vulnerabilidade; D: Componente de avaliação do risco; E: cálculo do risco total sob a forma de uma curva de risco (Van Westen <i>et al.</i> , 2008).....	25
Figura 3.8. Dependência da concentração de movimentos de massa com a distância desde a falha cossísmica para: a) 56.000 movimentos de massa distribuídos em uma área de 41.750 km ² e deflagrados pelo terremoto de Wenchuan (Mw=7,9) na China em Maio 12 de 2008 (Dai <i>et al.</i> , 2011), b) 1.280 movimentos de massa distribuídos em uma área de 2.000km ² e deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta (Mw=6,9) na Califórnia em Outubro 17 de 1989 (Keefer, 2000).	43
Figura 3.9. Dependência da concentração de movimentos de massa com a distância desde o epicentro do sismo para: b) 1.280 movimentos de massa distribuídos em uma área de 2.000km ² e deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta (Mw=6,9) na Califórnia em Outubro 17 de 1989 (Keefer, 2000), a) 60.104 movimentos de massa distribuídos em uma área de 34.608km ² e deflagrados pelo terremoto de Wenchuan (Mw=7,9) na China em Maio 12 de 2008 (Gorum <i>et al.</i> , 2011).	43
Figura 3.10. Distribuição de frequência das declividades dentro dos movimentos de massa e nas regiões afetadas para: a) os movimentos de massa deflagrados pelas chuvas durante a passagem do furacão Mitch por a Guatemala em 1998. As declividades foram calculadas utilizando um MDE de pixel de 10 m (Bucknam <i>et al.</i> , 2001) e b) os movimentos de massa deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta na Califórnia em 1989. As declividades foram calculadas utilizando um MDE de pixel de 30 m (Keefer, 2000).	44
Figura 3.11. Distribuição não acumulada das frequências das áreas para movimentos de massa na Itália central. Conjunto de Dados A e B representam 16.809 e 4.233 movimentos de massa, respectivamente.	48
Figura 3.12. Dependência da densidade de probabilidade dos movimentos de massa p com sua área A, para três inventários de movimentos de massa. A densidade de probabilidade é dada em eixos logarítmicos (A) e em eixos lineares (B). Também está incluída a	

distribuição de probabilidade gamma inversa de três parâmetros. Este é o melhor ajuste com valores dos parâmetros de $\alpha=1,40$, $a=1,28 \times 10^{-3} \text{km}^2$, $s=-1,32 \times 10^{-4} \text{km}^2$	50
Figura 3.13. Dependência da densidade de frequência dos movimentos de massa, (f), como a área deslizada (A_L) para diferentes magnitudes dos eventos de movimentos de massa (m_L).	51
Figura 4.1. Metodologia geral do estudo.....	52
Figura 4.2. Movimento de massa levantado como polígono.....	53
Figura 4.3. Algumas inferências no levantamento de movimentos de massa afetados por infraestrutura, vegetação, sombras e superposição.	53
Figura 4.4. Esquema da análise espacial que relaciona os movimentos de massa e a rede de drenagem.	56
Figura 5.1. Mapa do inventário com 7.268 movimentos de massa e distribuição espacial da chuva nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na RSRJ.....	59
Figura 5.2. Número total de movimentos de massa (N_{LT}), área total afetada (A_{LT}) e concentração de movimentos de massa (LC) para o evento na RSRJ e outros eventos ao redor do mundo.....	60
Figura 5.3. Variação da concentração e do número de movimentos de massa com a chuva para o evento da RSRJ. A) Representa o número de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm. B) Representa a concentração de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm.	62
Figura 5.4. Variação da altitude média e da concentração de movimentos de massa com a chuva. A) Altitude média nas áreas entre isoietas de 2,5 mm sem incluir as zonas ao sul no Parque Estadual dos Três Picos. B) Altitude média nas áreas entre isoietas de 2,5 mm das zonas ao sul perto ou no Parque Estadual dos Três Picos. C) concentração de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm para toda a área de estudo.	63
Figura 5.5. Frequências e ajustes normais para: a) as altitudes na área de estudo, b) as máximas altitudes dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa, que são as máximas altitudes onde ocorreram as falhas, c) as mínimas altitudes dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa, que são as mínimas altitudes das zonas de deposição.....	64
Figura 5.6. Variação na concentração de movimentos de massa (LC) como a altitude medida em metros sobre o nível do mar.	65
Figura 5.7. Área dos movimentos de massa individuais vs. a altitude média de cada um dos movimentos de massa medida com relação ao nível do mar.....	65

Figura 5.8. Frequências e ajustes normais para: a) as declividades na área de estudo, b) as declividades médias dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa.	66
Figura 5.9. Variação na concentração de movimentos de massa (LC) como a declividade.	67
Figura 5.10. Área dos movimentos de massa individuais vs. a declividade média de cada um dos movimentos de massa.	67
Figura 5.11. Imagem post-desastre de uma porção da área de estudo.	68
Figura 5.12. Influência das linhas de drenagem na ocorrência dos movimentos de massa (MM) na RSRJ medida a partir de: a) número de movimentos de massa que atingem as zonas de influência das linhas de drenagem, medido em porcentagem do total de movimentos de massa do evento e, b) soma das áreas dos movimentos de massa que atingem as zonas de influência das linhas de drenagem, medida em porcentagem da área total de todos os movimentos de massa do evento.	68
Figura 5.13. Concentração e porcentagem de escorregamentos por unidade geológica e zonas urbanas.	70
Figura 5.14. Diagramas box plot para a área e o volume dos movimentos de massa.	70
Figura 5.15. Histograma de densidade de frequências para a área e o volume dos movimentos de massa. Em escala log-log (A) e escala linear (B).	71
Figura 5.16. Densidade de probabilidade (p) para as áreas dos movimentos de massa (A_L). a) Ajuste potencial para 30% das maiores áreas, b) ajuste potencial para 95% das maiores áreas.	72
Figura 5.17. Densidade de probabilidade (p) para os volumes dos movimentos de massa (V_L) e ajuste potencial para 95% dos maiores volumes.	73
Figura 5.18. Comparação da densidade de probabilidade da área dos movimentos de massa para os seguintes inventários ao redor do mundo: a) evento do dia 11 e 12 de Janeiro de 2011 na RSRJ, Brasil, b) Inventário em áreas com fortes intervenções antrópicas aos redores de Medellín, Colômbia (Muñoz, no prelo), c) Inventário multi-temporal da região Darjeeling nos Himalaias, Índia (Ghosh <i>et al.</i> , 2012), d) inventários feitos depois do degelo de 1997 na Úmbria, Itália, do Terremoto de 1997 em Northridge, Califórnia e das fortes chuvas de 1998 na Guatemala (Malamud <i>et al.</i> , 2004), e) inventário multi-temporal na região de Úmbria, Itália (Guzzetti, 2005) e f) inventário multi-temporal na região de Úmbria Itália (Guzzetti, 2005).	75

LISTA DE TABELAS

Tabela	Página
Tabela 2.1. Pessoas afetadas nos municípios que decretaram estado de calamidade pública durante o desastre natural de janeiro 11 e 12 de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro (Ministério da Saúde, Governo do Brasil, 2011).	6
Tabela 3.1. Resumo da classificação dos movimentos de massa (Cruden & Varnes, 1996).....	16
Tabela 3.2. Representação esquemática dos conjuntos de dados básicos para a avaliação da susceptibilidade, da ameaça e do risco por movimentos de massa (Van Westen <i>et al.</i> , 2008).....	26
Tabela 3.3. Relações empíricas entre área A_L e o volume V_L do movimento de massa (Guzzetti <i>et al.</i> , 2009).....	33
Tabela 3.4. Visão geral das técnicas para levantar movimentos de massa (van Westen <i>et al.</i> , 2008).....	34
Tabela 3.5. Ajustes feitos para as estatísticas acumuladas com relação ao tamanho de movimentos de massa ao redor do mundo (elaborado a partir de Guzzetti, 2006).	47
Tabela 3.6. Ajustes feitos para as estatísticas não acumuladas com relação ao tamanho de movimentos de massa ao redor do mundo (elaborado a partir de Guzzetti, 2006).....	47
Tabela 5.1. Comparação do evento da RSRJ com outros eventos ao redor do mundo.	58
Tabela 5.2. Medidas estatísticas para o tamanho dos movimentos de massa da RSRJ.....	71
Tabela 5.3. Comparação dos materiais utilizados no levantamento da RSRJ e outros inventários ao redor do mundo.....	76

LISTA DE SÍMBOLOS E ABREVIACÕES

ABREVIACÕES

ATM	<i>Airborne Thermal Mapper</i>
DGITP	Distribuição Gamma Inversa de Três Parâmetros
DRM-RJ	Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro
EM-DAT	<i>Emergency Events Database</i>
Envisat	<i>Environmental Satellite</i>
Eq.	Equação
<i>et al.</i>	<i>et alii</i> (e outros)
GPS	<i>Global Positioning System</i>
hab.	Habitantes
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
InSAR	<i>Interferometric synthetic aperture radar</i>
IUGS	<i>International Union of Geological Sciences</i>
LAC	<i>Landslide Area Concentration</i>
LANDSAT	<i>Land Satellite</i>
LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i>
MDE	Modelo Digital de Elevação
MM	Movimento de Massa
NDVI	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
NS	Direção Norte-Sur
PMA:GCA	Proyecto Multinacional Andino: Geociencias para las Comunidades Andinas
<i>pdf</i>	Função de Densidade de massa (<i>probability mass function</i>)
RSRJ	Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro
SAD-1969	South American Datum de 1969
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SIG	Sistemas de Informação Geográficos
SPOT	<i>Système Pour l'Observation de la Terre</i>
USGS	<i>Unite State. Geological Survey</i>
UTM	Sistema de Coordenadas Universal Transversal de Mercator
WA	<i>Washington State</i>

SÍMBOLOS

#	Número
%	Porcentagem
e_A	Erro na medição de A_L
δA_L	Largura das classes para a Análise de Frequência
δN_L	Número de movimentos de massa com áreas entre A_L e $A_L + \delta A_L$
<	Menor que
>	Maior que
a	Parâmetro que controla a localização da probabilidade máxima de A_L na DGITP
A_L	Área do Movimento de Massa
A_{LT}	Área Total dos Movimentos de Massa em um Inventário
c	Coefficiente da Lei Potencial Acumulada dos Tamanhos dos Movimentos de Massa
c'	Coefficiente da Lei Potencial não Acumulada dos Tamanhos dos Movimentos de Massa
i	Classe i , com $i = 1, 2, 3, \dots, k$
D_E	Distância desde o Epicentro do Sismo
D_F	Distância desde a falha cossísmica
h	Hora
k	Número total de classes predefinido
km	Quilômetro
km^2	Quilômetro quadrado
km^3	Quilômetro Cúbico
L	Número de Movimentos de massa (<i>Landslide</i>)
LC	Concentração de Movimentos de Massa (<i>Landslide Concentration</i>)
m	Metro
m^2	Metro quadrado
m^3	Metro Cúbico
m_L	Magnitude do Evento de Movimentos de Massa
mm	Milímetros de Chuva
M_s	Escala de Magnitude de Onda Sísmica Superficial
M_w	Escala de Magnitude de Momento Sísmico
N_L	Número não Acumulado de Movimentos de Massa
N_{LC}	Número Acumulado de Movimentos de Massa

N_{LT}	Número Total de Movimentos de Massa em um Inventário
°	Grau Sexagesimal
°C	Grau Centigrado
R^2	Coefficiente de Determinação
s	Parâmetro que controla a mudança para uma lei exponencial nos valores pequenos de A_L na DGITP
V_L	Volume do Movimento de Massa
V_{LT}	Volume Total dos Movimentos de Massa em um Inventário
α	Exponente da Lei Potencial Acumulada dos Tamanhos dos Movimentos de Massa, equivale ao parâmetro que controla a lei de decaimento potencial dos valores médios e grandes de A_L na DGITP
β	Exponente da Lei Potencial não Acumulada dos Tamanhos dos Movimentos de Massa
μ	Média
σ	Desvio Padrão
$f(A_L)$	Densidade de Frequência de A_L
$p(A_L)$	Densidade de Probabilidade de A_L : definida como $f(A_L)$ dividido por N_{LT}
$\Gamma(\rho)$	Função Gamma
θ	Declividade
z	Altitude

1. INTRODUÇÃO

Os *movimentos de massa* são fenômenos naturais complexos, que apesar de ser parte da evolução da superfície terrestre, constituem um perigo com sérias consequências econômicas e sociais para muitos países (Brabb & Harrod, 1989). Estão comumente associados com um *deflagrante*, como um terremoto, um degelo rápido, ou uma chuva intensa. Basicamente, o termo pode ser definido como o movimento do material constituinte de uma encosta por efeitos da força gravitacional (Cruden, 1991). Inclui uma ampla variedade de movimentos, como deslizamentos de solo, fluxos de lama, fluxos de detritos, caídas de rochas, etc. (Varnes, 1978; Pierson & Costa, 1987; Hutchinson, 1988; Cruden & Varnes, 1996; Hungr *et al.*, 2001).

Eles causam vítimas mortais e perdas econômicas no mundo a cada ano, as quais variam consideravelmente de acordo com as condições físicas e a vulnerabilidade do entorno (Alcantara-Ayala, 2002; Harp *et al.*, 2009). O continente asiático apresenta o maior número de vítimas; sobressaindo Nepal com 186 mortes por ano, seguido por Japão e China com 170 e 150 vítimas respectivamente. Na América Latina, o Brasil é o país mais afetado com uma média de 88 pessoas mortas por ano (Sidle & Ochiai, 2006) e está entre os países com maior número de ocorrência de tragédias por movimentos de massa no mundo, com um total de 23 tragédias registradas na EM-DAT 2012 (Figura 1.1).

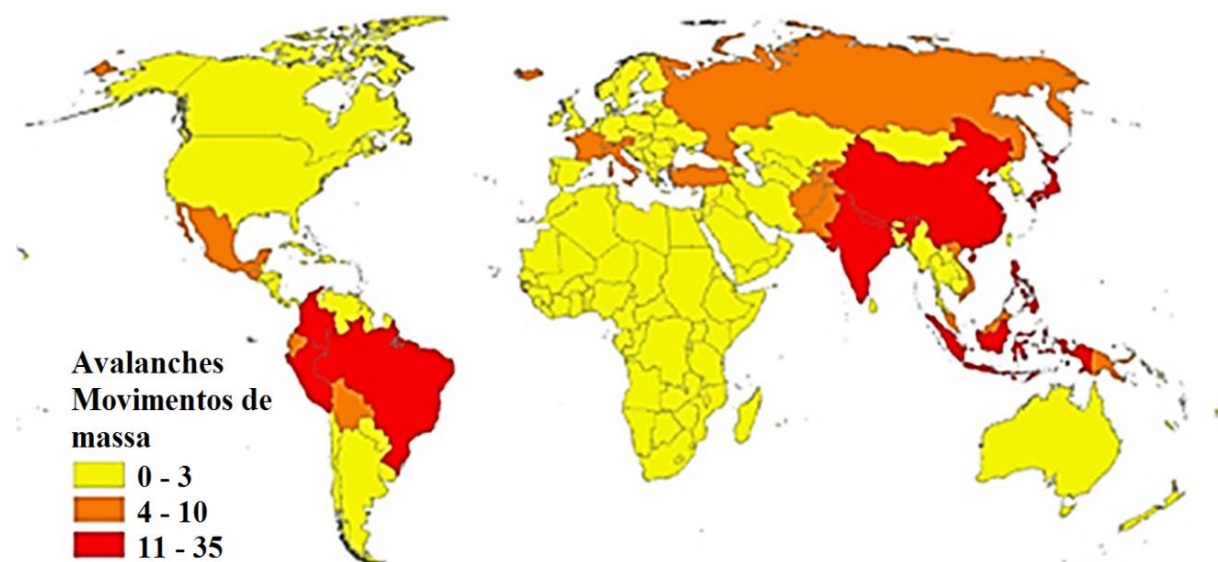


Figura 1.1. Número de ocorrência de desastres naturais ocasionados por avalanches e movimentos de massa por país entre 1974 e 2005 (EM-DAT, 2012)

O panorama anterior mostra a necessidade de considerar os riscos por movimentos de massa no planejamento do uso da terra para garantir a segurança pública e a realização de projetos de engenharia confiáveis (Fell *et al.*, 2008). A etapa inicial para avaliar o risco por movimentos de massa é o conhecimento do passado geomorfológico das zonas de interesse, feito mediante o levantamento dos movimentos de massa ocorridos no passado. O levantamento, comumente conhecido como *inventário de movimentos de massa*, registra e classifica a localização, a data de ocorrência, tipo de movimento e outras características, como áreas, volumes e formas (Malamud *et al.*, 2003).

Se o inventário do *evento de movimentos de massa*, entendido este como um conjunto de movimentos ocasionados por um terremoto, um degelo ou uma chuva, é levantado logo após a ocorrência do evento deflagrante, será possível registrar os movimentos de massa pequenos, médios e grandes com suas dimensões e características originais obtendo um inventário substancialmente completo. Inventários deste tipo foram levantados, por exemplo, para os terremotos de Northridge na Califórnia em Janeiro de 1994 (Harp & Jibson, 1995, 1996) e Niigata no Japão em outubro de 2004 (Sato *et al.*, 2005); também para o evento de degelo rápido da Úmbria na Itália em Janeiro de 1997 (Cardinali *et al.*, 2000); e para as chuvas extremas da Guatemala durante a passagem do furacão Mitch em outubro de 1998 (Bucknam *et al.*, 2001).

No caso dos eventos de movimentos de massa deflagrados por terremotos e por chuvas, existem na literatura vários estudos que comparam variáveis do evento deflagrante, variáveis geomorfológicas, geológicas, geotécnicas, bióticas e antrópicas com a distribuição espacial dos movimentos de massa (Parise & Jibson, 2000; Keefer 2000; Khazai & Sitar, 2003; Meunier *et al.*, 2007; Lee *et al.*, 2008; Liao & Lee, 2009; Qi *et al.*, 2010; Dai *et al.*, 2011; Gorum *et al.*, 2011). Nestes casos, os *Sistemas de Informação Geográficas (SIG)* oferecem ferramentas para adiantar este tipo de análise.

Malamud *et al.* (2004) utilizando os inventários substancialmente completos de Northridge, Úmbria e Guatemala propuseram uma distribuição de probabilidade do tipo *gama inversa de três parâmetros* para representar apropriadamente a frequência das áreas dos movimentos de massa, sugerindo que a referida distribuição pode ter aplicabilidade geral para qualquer evento de movimentos de massa independentemente da localização, do tipo de deflagrante ou da magnitude do evento. Também definiram uma escala de magnitude para os eventos de

movimentos de massa, da mesma forma que é utilizado na atualidade com outros fenômenos naturais, como por exemplo, a escala de Richter para os terremotos.

Análises deste tipo para eventos de movimentos de massa deflagrados por chuvas podem ser feitos no Brasil. O desastre natural ocorrido na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro no Brasil (RSRJ) nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011, oferece um insumo básico e valioso para validar a proposta de Malamud *et al.*, (2004) e para relacionar com o auxílio de ferramentas SIG a distribuição espacial dos movimentos de massa com a chuva e variáveis geomorfológicas, geológicas, bióticas e antrópicas.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo geral

Avaliar as propriedades espaciais e estatísticas do inventário de movimentos de massa deflagrados pelas chuvas caídas nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro no Brasil.

1.1.2 Objetivos específicos

- Levantar, com ajuda de imagens de satélite, os movimentos de massa ocorridos na RSRJ nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011.
- Estudar possíveis relações espaciais e estatísticas entre a distribuição espacial dos movimentos de massa da RSRJ com a chuva e variáveis geomorfológicas, geológicas, bióticas e antrópicas da área de estudo.
- Estudar as propriedades estatísticas do inventário e ajustar uma função que represente adequadamente os tamanhos dos movimentos de massa da RSRJ.
- Comparar o inventário de movimentos de massa da RSRJ e suas propriedades estatísticas e espaciais com inventários de diferentes regiões ao redor do mundo levantados após de eventos deflagrados por terremotos, degelos e chuvas intensas.

1.2 Estrutura do Documento

O trabalho encontra-se dividido em seis capítulos: o primeiro, o presente capítulo, apresenta a contextualização, importância e motivação da pesquisa, assim como os objetivos a serem alcançados. O segundo capítulo mostra a área e o evento natural de estudo. O terceiro capítulo

contém a revisão bibliográfica feita sobre o tema. O quarto mostra a metodologia e os materiais utilizados na pesquisa. O quinto capítulo descreve os resultados do levantamento dos movimentos de massa da RSRJ e mostra as análises estatísticas e espaciais feitas sobre o inventário de movimentos de massa da RSRJ, assim como as comparações pertinentes com outros inventários de eventos de movimentos de massa ao redor do mundo. O sexto capítulo fecha a pesquisa com as conclusões e recomendações para pesquisas futuras.

2. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo está localizada na Região Serrana no centro-norte do estado do Rio de Janeiro no Brasil e abrange uma área de 1.217,67 km². As fortes chuvas de Janeiro 11 e 12 de 2011 que atingiram esta região provocaram 7.268 movimentos de massa sendo um dos maiores desastres naturais registrados no Brasil (Figura 2.1). A definição da área de estudo não foi subjetiva, sua extensão envolve as áreas afetadas com imagens de satélite disponíveis e tomadas após do evento dos dias 11 e 12 de janeiro (Figura 2.2).



Figura 2.1. Imagem pós-evento da RSRJ.

O desastre deixou sete municípios da Região Serrana do Rio de Janeiro (RSRJ) em situação de calamidade pública e causou um total de 889 óbitos, 13.741 desabrigados e 22.496 desalojados, segundo dados oficiais coletados até o dia 10 de fevereiro de 2011 pela Secretaria Nacional de Defesa Civil e mostrados na Tabela 2.1 (Ministério da Saúde, Governo do Brasil, 2011). As áreas mais afetadas foram os municípios de Nova Friburgo (936 km²; 182.000 hab.), Teresópolis (771 km²; 163.000 hab.) e Petrópolis (774 km²; 296.000 hab.). A população desses municípios é predominantemente urbana (aproximadamente 90%) e está dedicada principalmente à indústria, embora a agricultura também seja um setor importante.

Tabela 2.1. Pessoas afetadas nos municípios que decretaram estado de calamidade pública durante o desastre natural de janeiro 11 e 12 de 2011 na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro (Ministério da Saúde, Governo do Brasil, 2011).

MUNICÍPIO	TIPO DE DESASTRE	ÓBITOS	DESABRIGADOS	DESALOJADOS	AFETADOS
Areal	Enxurradas	0	1.031	1.469	2.500
Bom Jardim	Enxurradas	2	632	1.186	12.380
Nova Friburgo	Inundações / Deslizamento	420	2.051	3.820	18.000
Petrópolis	Inundações / Deslizamento	71	2.800	3.600	50.000
São José do Vale do Rio Preto	Enxurradas / Inundações	2	300	3.000	20.000
Sumidouro	Enxurradas / Inundações	22	200	311	20.000
Teresópolis	Inundações / Deslizamento	372	6.727	9.110	17.000
Total		889	13.741	22.496	139.880

Apesar de considerar o evento natural dos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 como o mais destrutivo registrado no Brasil, eventos de características semelhantes já ocorreram na Região do Estado do Rio de Janeiro em 1966, 1967, 1988, 1996 e 2010 (Meis & Silva, 1968; Barata, 1969; Jones, 1973; Lacerda, 1997, 2007; Coelho Netto *et al.*, 2009). No evento de 2011 os movimentos de massa foram majoritariamente superficiais. Os tipos de movimentos de massa mais abundantes foram os fluxos, escorregamentos translacionais e quedas de rochas.

2.1 Características da Chuva Deflagrante

A RSJR tem um clima predominantemente tropical de grande altitude, com uma temperatura média de 16°C. Originalmente era uma área de Floresta Tropical Atlântica, mas atualmente está fragmentada e muito degradada, especialmente em torno das áreas urbanas (Avelar *et al.*, 2011). Nova Friburgo é a área mais chuvosa do Estado, com uma precipitação média anual de cerca de 2.500 mm nas áreas mais altas, diminuindo progressivamente para o norte até 1.300 mm. Em Teresópolis a precipitação média anual também varia na direção NS de 2.200 a 1.500 mm e, em Petrópolis, de 1.900 a 1.000 mm (Coelho Netto *et al.*, 2008). O período mais chuvoso ocorre entre dezembro e fevereiro, quando a precipitação média mensal varia entre 340 e 240 mm nas áreas mais elevadas do sul, e entre 240 e 150 mm para o norte (Avelar *et al.*, 2011). O evento de chuvas que deflagrou os milhares de movimentos de massa foi registrado por 46 estações de medição de chuvas das quais cinco são telemétricas (Figura 2.2). Estes ocorreram, principalmente, entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 durante duas tempestades, a segunda mais forte que a primeira como mostra a Figura 2.3, chegando a chover em alguns locais mais do previsto para todo o mês de janeiro.

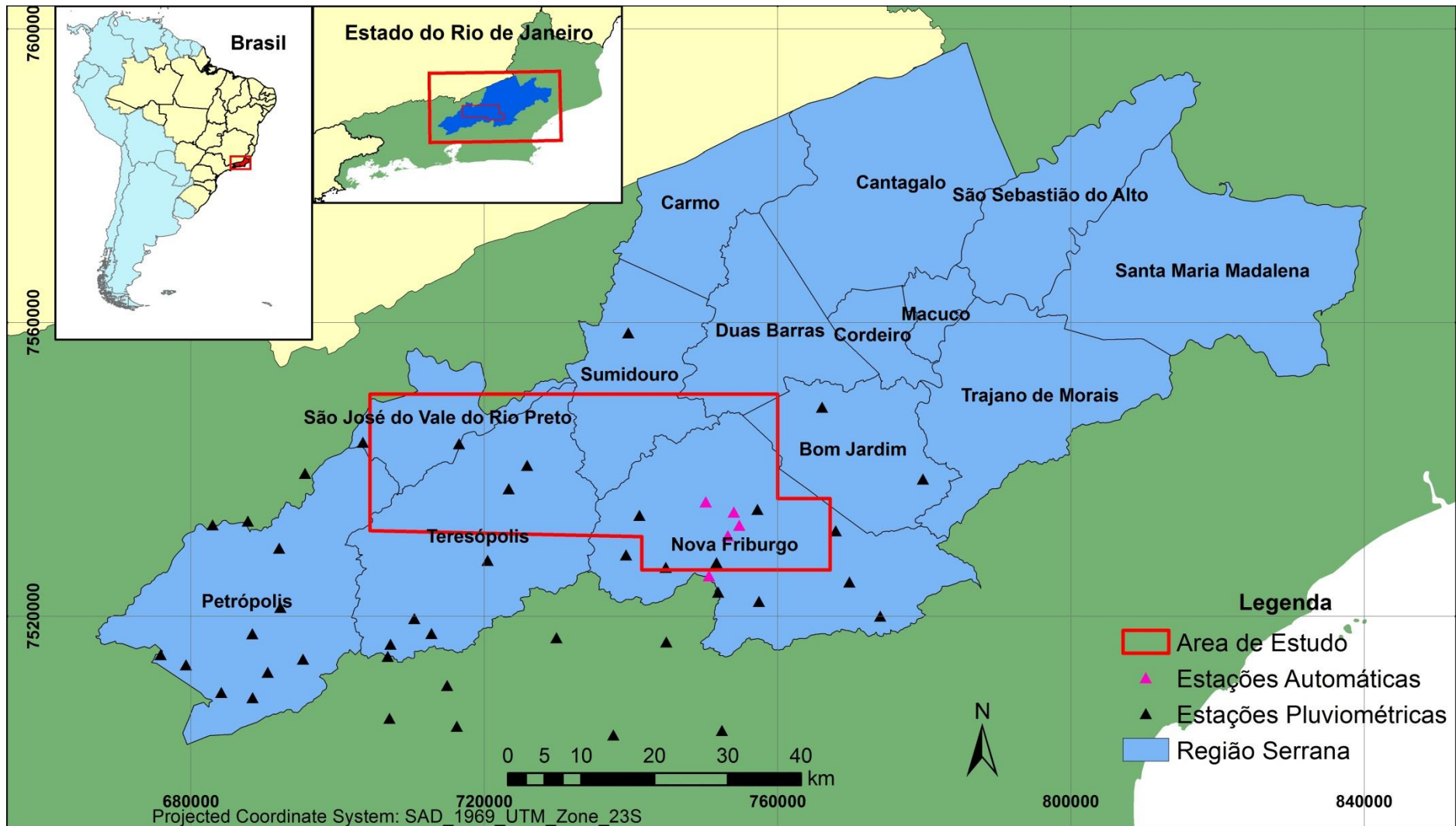


Figura 2.2. Localização da área de estudo.

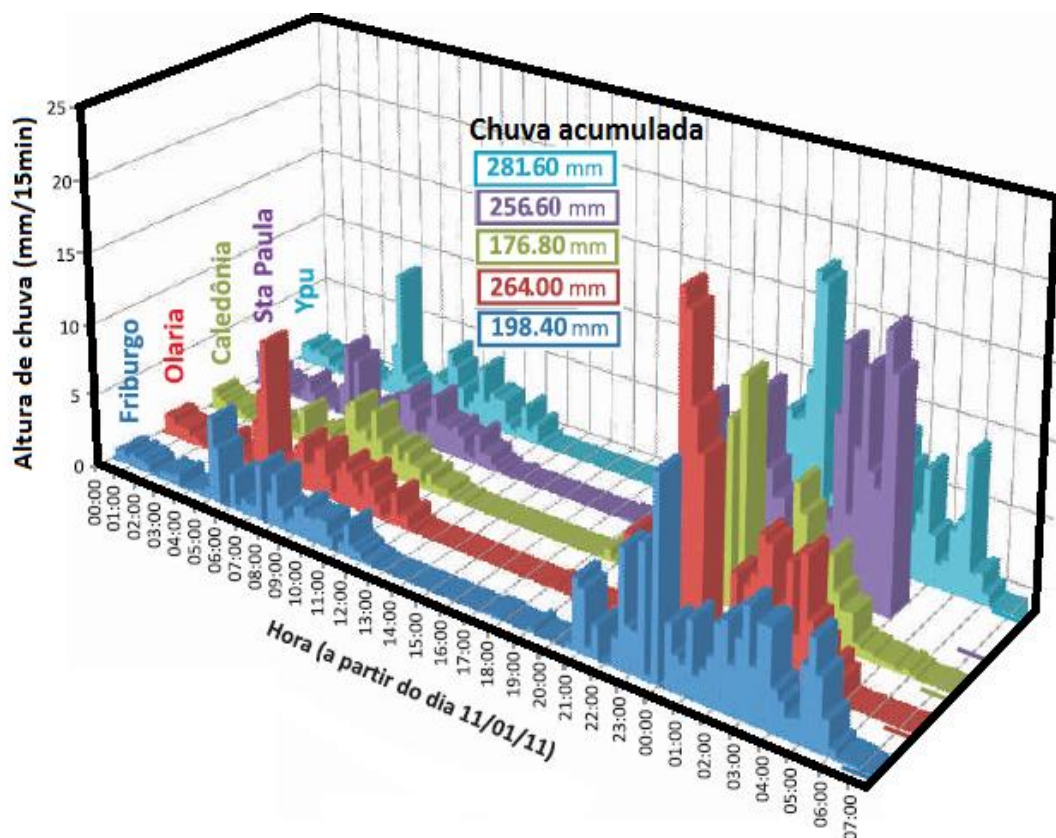


Figura 2.3. Chuvas registradas em cinco estações pluviométricas automáticas (telemétricas) da RSRJ (Canedo *et al.*, 2011).

Canedo *et al.* (2011) estudando as chuvas registradas nas estações telemétricas acharam que estas foram absolutamente extraordinárias chegando a ter em alguns locais até 495% mais chuva no mês de janeiro de 2011 comparado com o mesmo mês do ano anterior (Figura 2.4).

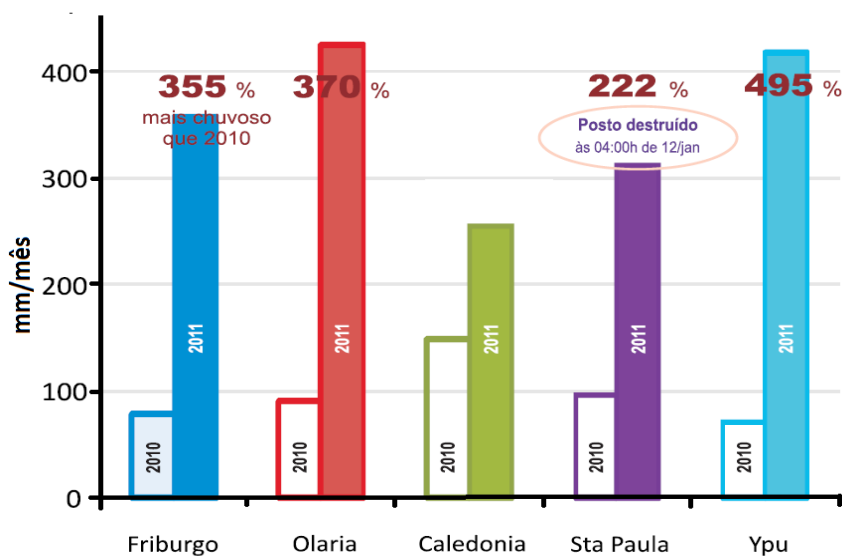


Figura 2.4. Chuvas mensais em janeiro de 2010 e 2011 registradas em cinco estações pluviométricas automáticas (telemétricas) da RSRJ (Canedo *et al.*, 2011).

2.2 Características Geomorfológicas

A área de estudo está localizada sobre o complexo montanhoso da Serra do Mar que atravessa vários estados do litoral Atlântico brasileiro. Regionalmente toma o nome de Serra dos Órgãos e possui os mais altos picos de toda a Serra do Mar, como a Pedra do Sino de Teresópolis (2.268 m), o pico da Caledônia (2.262 m) em Nova Friburgo, e outros picos maiores localizados no Parque Estadual dos Três Picos, uma formação rochosa de granito e gnaiss com mais de 2.300 m O Pico Maior de Friburgo com 2.316 m é ponto culminante da Serra do Mar.

A distribuição das altitudes assemelha-se a uma distribuição normal, com uma altitude média de 1.015 m e desvio padrão de 188 m. Aproximadamente 80% da área de estudo tem uma altitude entre 800 m e 1.200 m (Figura 2.5).

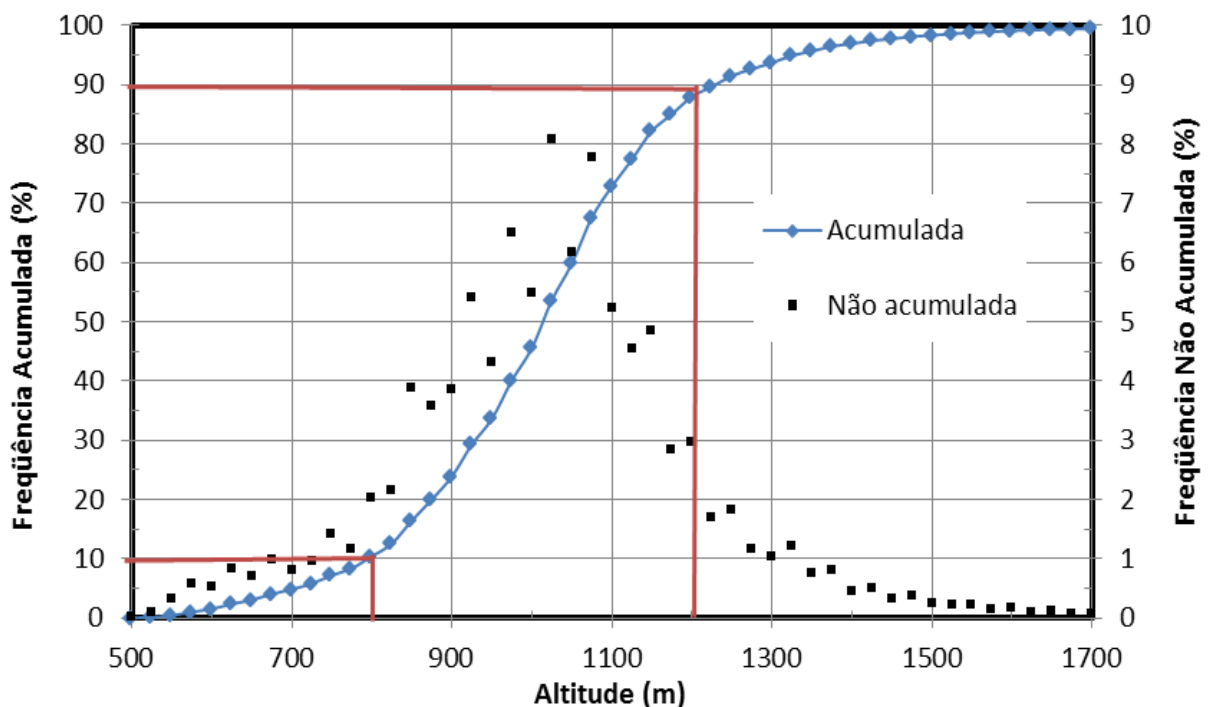


Figura 2.5. Distribuição de frequência acumulada e não acumulada das altitudes na área de estudo.

A área de estudo abrange uma grande amplitude do relevo, desde os 470 m no extremo noroeste sobre o vale do Rio Preto até os 2.041 m no Parque Estadual dos Três Picos ao sul. A Figura 2.6 apresenta o Modelo Digital de Elevação (MDE) da área de estudo calculado a partir da base topográfica do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatísticas (IBGE) em escala 1:25000.

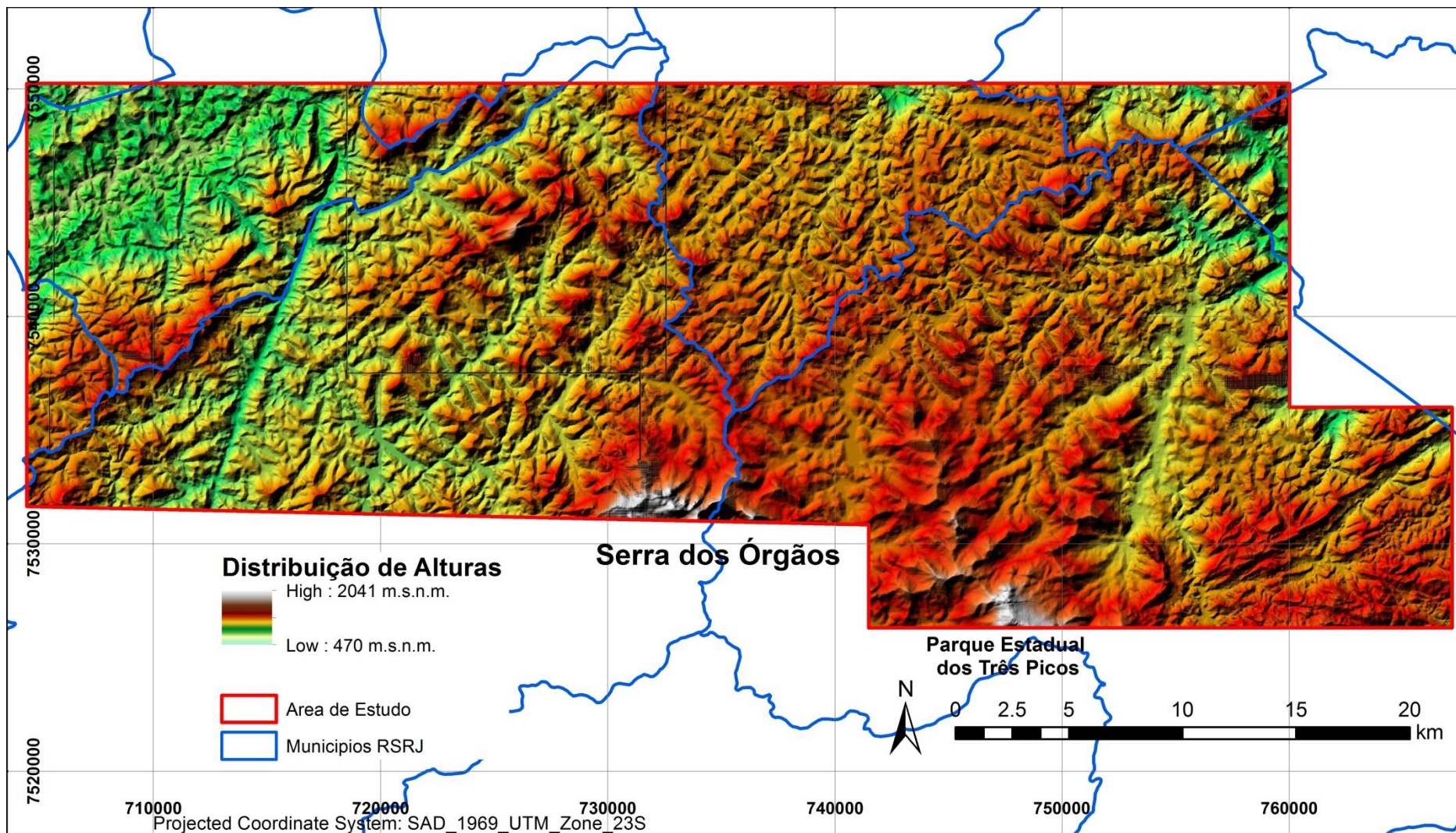


Figura 2.6. Modelo Digital de Elevação da área de estudo.

Igualmente, as declividades na área de estudo apresentam uma distribuição normal com média de 20,5° e desvio padrão de 10,6°. Aproximadamente 71% do terreno tem declividades entre 10° e 30° (Figura 2.7). A Figura 2.8 apresenta o Modelo Digital de Declividades calculado a partir da base topográfica do IBGE em escala 1:25000.

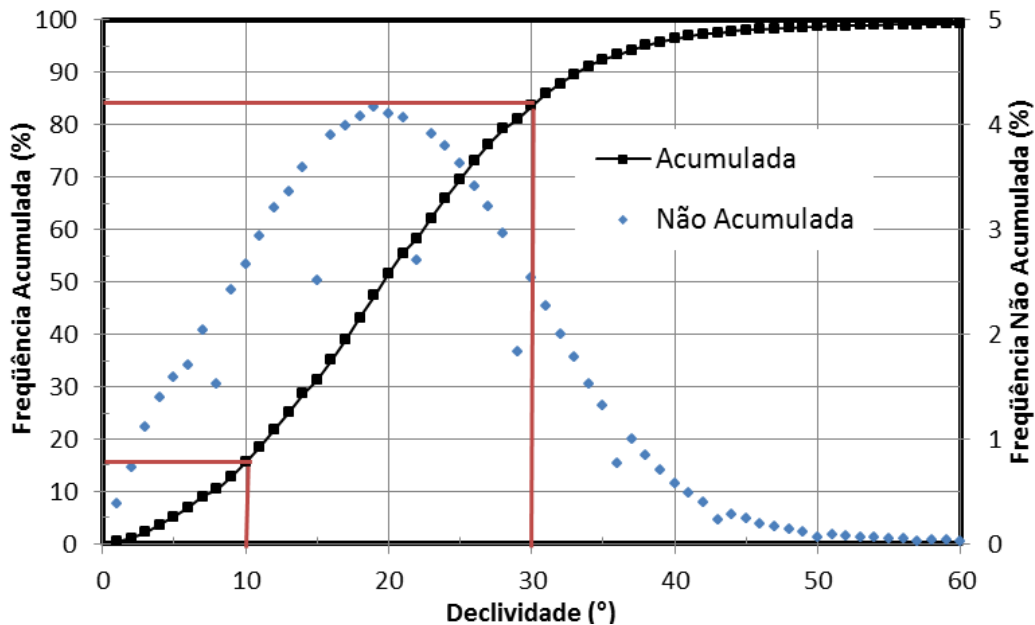


Figura 2.7. Distribuição de frequência das declividades na área de estudo.

2.3 Características Geológicas e Geotécnicas

A área de estudo é dominada por quatro unidades principais: granitos Pós e Sin-Tectônicos, Migmatitos e Gnaisses que abrangem 8,9%, 52,7%, 24,1% e 12,9% da área de estudo respectivamente. A zona urbana do município de Nova Friburgo faz parte da área do granito (Figura 2.9). Trabalhos de campo realizados por Avelar *et al.*, (2011) indicam que a rocha predominante na região é um granito equigranular com grãos entre 3 e 5 mm, composto por quartzo, feldspato, potássico e biotita. Esta rocha é do Proterozóico e é inserida nos mapas geológicos regionais como o Batólito da Serra dos Órgãos e Unidade Granítica de Nova Friburgo (DRM-RJ, 1982). Observações sobre os materiais envolvidos em alguns movimentos de massa mostraram quatro tipos de solos diferentes: (1) saprólitos de coloração cinza, o que representa a fase inicial do intemperismo do granito, (2) saprólitos de coloração rosa, que se encontram na fase mais avançada do intemperismo, (3) coluviões de coloração vermelha e intensa laterização que cobrem as encostas e (4) coluviões de coloração marrom com blocos de pedra arredondados presentes nos fundos dos vales (Avelar *et al.*, 2011).

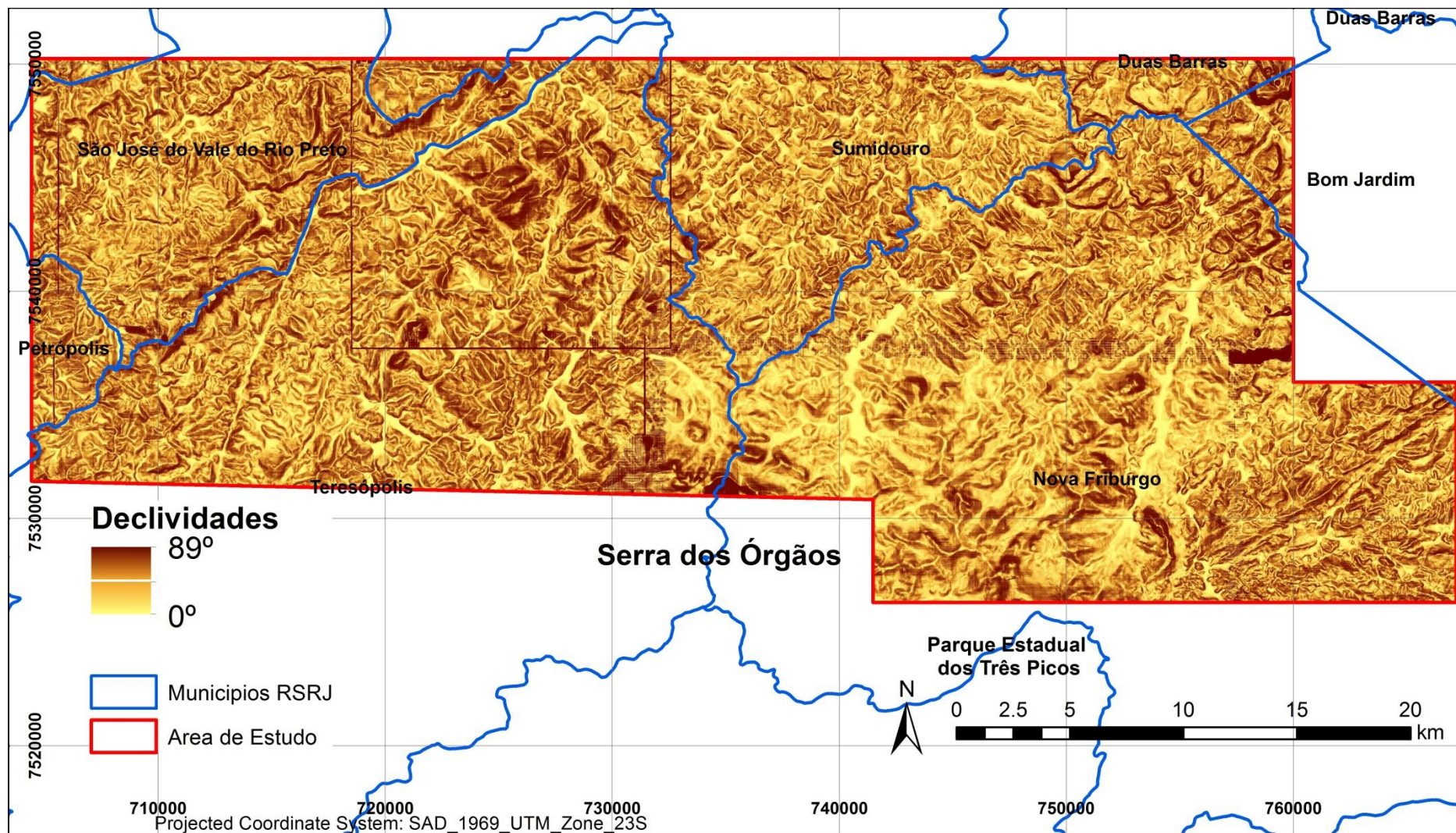


Figura 2.8. Modelo Digital de Declividades da área de estudo

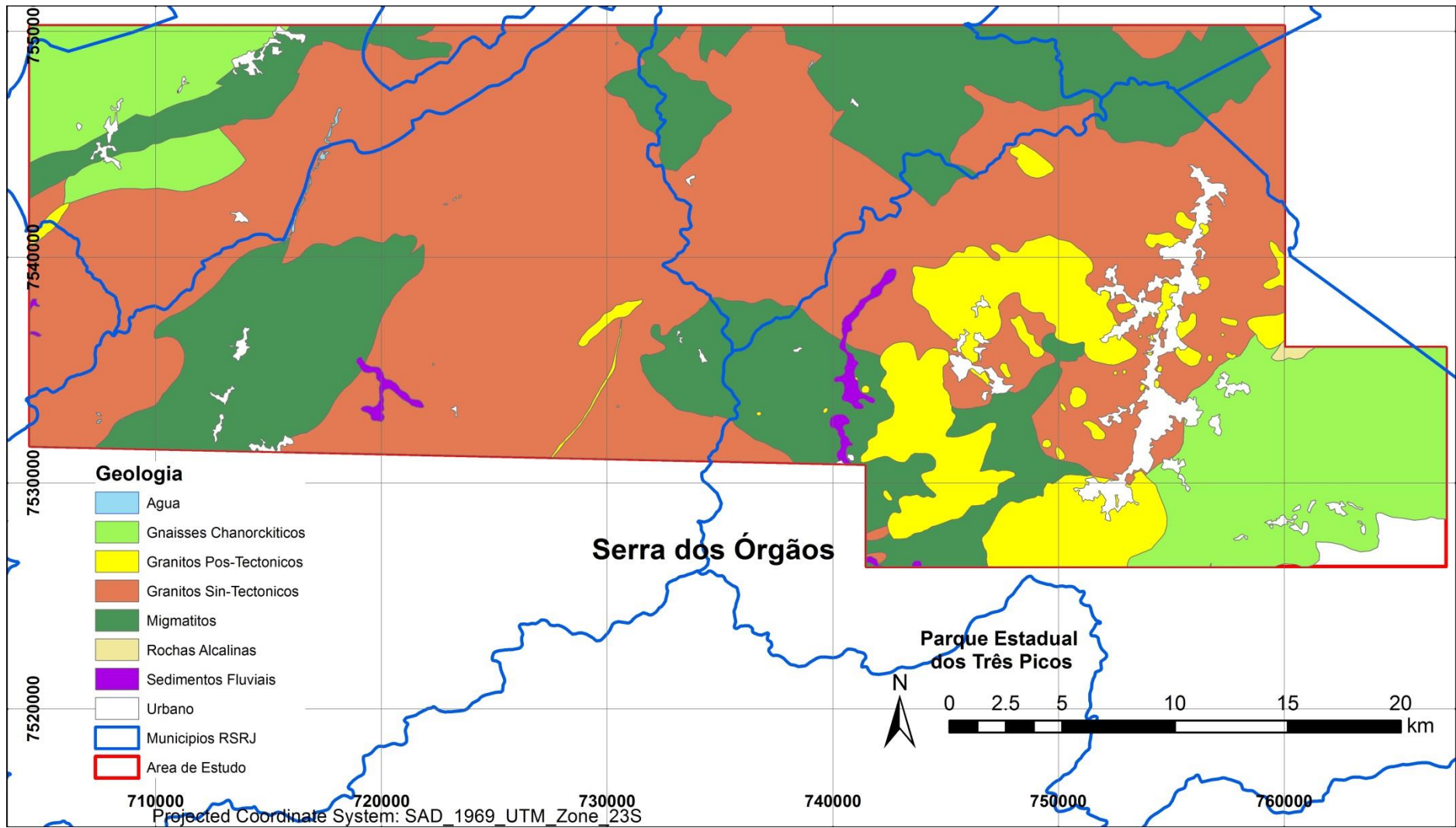


Figura 2.9. Carta geológica da área de estudo.

3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os movimentos de massa são parte dos processos superficiais que modelam o relevo do planeta. Sua origem se remonta a uma grande diversidade de processos geológicos, hidrometeorológicos, químicos e mecânicos que têm lugar na crosta terrestre. Por um lado os movimentos tectônicos formam montanhas e por outro os processos de intemperismo, as chuvas, os sismos e outros eventos (incluindo a intervenção antrópica) atuam sobre as encostas, desestabilizando-as e mudando o relevo para uma condição mais plana. Como consequência a possibilidade de ocorrência de um movimento de massa começa desde a formação da encosta natural ou a construção de um talude artificial. Sua análise envolve distintas disciplinas das ciências da terra e do meio ambiente, assim como das ciências naturais. O anterior tem levado a uma vasta produção técnica sobre o tema dos movimentos de massa, além da existente sobre estabilidade de taludes (PMA:GCA, 2007).

A seguinte revisão da literatura técnica sobre os movimentos de massa trata de mostrar, na primeira parte, os conceitos básicos sobre o fenômeno. Na segunda parte, apresenta-se os conceitos básicos sobre as ferramentas que tem o homem para se enfrentar a ameaça dos movimentos de massa. Destaca-se nesta parte da revisão a importância que os pesquisadores dão aos inventários de movimentos de massa para evitar prejuízos sociais, econômicos ou naturais no futuro. Por isso, a terceira parte enfoca-se na revisão de fontes bibliográficas com o objetivo de entender, classificar e construir um inventário de movimentos de massa, assim como a revisão dos estudos feitos sobre suas propriedades estatísticas e espaciais.

Antes é bom fazer duas precisões: 1) a tradução da palavra inglesa “*landslide*” para o português tem gerado uma grande confusão. Ela é utilizada na literatura técnica em língua inglesa para significar “*movimento de massa*”. Porém, é traduzida muitas vezes como “*deslizamento*” ou “*escorregamento*”, limitando-se a palavra em um só tipo de movimento de massa. Como bem é referido por Guzzetti *et al.* (2012), “*landslide*”, “*mass movement*” e “*slope failure*” podem ser usados como sinônimos. Neste contexto deslizamento ou escorregamento seria a tradução correta de “*Slide*” como se deduz da classificação de Cruden & Varnes (1996). 2) Neste trabalho as expressões “*inventário*”, “*mapa de movimentos de massa*” e “*inventário de movimentos de massa*” são sinônimas.

3.1 Movimentos de Massa

Movimentos de massa é um termo geral para designar todos aqueles movimentos ao longo de uma encosta de uma massa de rocha, solo ou detritos por efeito da força gravitacional (Cruden, 1991). Segundo Tominaga (2007), os movimentos de massa constituem um processo natural de evolução geomorfológica em regiões montanhosas. Sob esta definição existe uma grande variedade de movimentos de massa. Alguns são lentos, pequenos e às vezes imperceptíveis e difusos enquanto outros envolvem grandes volumes de material que alcançam altas velocidades e definem limites claros dentro de superfícies de ruptura. Surgiram, assim, várias classificações para os movimentos de massa, a maioria delas baseadas no tipo de material, os mecanismos do movimento, o grau de deformação do material e o grau de saturação (PMA:GCA, 2007).

3.1.1 Classificação dos Movimentos de Massa

Atualmente as classificações dos movimentos de massa propostas por Varnes (1958, 1978) e Hutchinson (1968, 1988) são os sistemas mais amplamente aceitos na comunidade científica. Varnes (1958, 1978) utiliza como critério principal na sua classificação o tipo de movimento e em segundo lugar o tipo de material. Propõe cinco tipos de movimento: quedas (*falls*), tombamentos (*topples*), deslizamentos (*slides*), espalhamentos (*spreads*), corridas, escoamentos ou fluxos (*flows*); e duas classes de material: rocha e solo, este último subdividido em detritos e terra. Porém, os movimentos de massa podem formar uma falha complexa envolvendo mais do que um tipo de movimento e material ao mesmo tempo ou durante a vida do movimento, formando subcategorias menos comuns (Highland & Bobrowsky, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012).

Cruden & Varnes (1996) propuseram modificações para a classificação de Varnes (1978). Sua classificação continua com os mesmos cinco tipos de movimentos e os dois tipos de materiais. Para eles qualquer movimento de massa pode ser classificado e descrito por dois nomes; o primeiro descreve o tipo de movimento e o segundo descreve o material. Além disso, eles consideram dois aspectos mensuráveis; que são o conteúdo de água e a velocidade, que caracterizam o material e o movimento, respectivamente. Uma grande quantidade de tipos de movimentos pode surgir da combinação destes critérios (Atistizabal *et al.*, 2010). Os diferentes critérios de classificação dos movimentos de massa segundo a classificação de Cruden & Varnes (1996) encontram-se resumidos na Tabela 3.1.

Tabela 3.1. Resumo da classificação dos movimentos de massa (Cruden & Varnes, 1996).

Descrição do primeiro movimento			
Tipo	Material	Conteúdo de água (comportamento)	Velocidade
<ul style="list-style-type: none"> • Quedas • Tombamentos • Deslizamentos ou Escorregamentos • Espalhamentos • Fluxos, Corridas ou Escoamentos 	<ul style="list-style-type: none"> • Rocha • Solo: Terra Detritos 	<ul style="list-style-type: none"> • Seco (sólido) • Úmido (plástico) • Molhado (líquido) • Muito Molhado (líquido) 	<ul style="list-style-type: none"> • Extremadamente Rápido (>3m/s) • Muito Rápido (3m/s-0.3m/min) • Rápido (0.3m/min-1.5m/dia) • Moderado (1.5m/dia-1.5m/mês) • Lenta (1.5m/mês-1.5m/ano) • Muito Lenta (1.5m/ano-60mm/ano) • Extremadamente Lenta (<60mm/ano)

3.1.1.1 Quedas

As quedas são movimentos de massa nos quais um ou vários blocos de solo ou rocha, ou ambos, se desprendem de uma encosta, sem que ao longo desta superfície ocorra deslocamento cortante apreciável. A massa pode cair e quebrar com o impacto, começar a repicar e rolar em encostas íngremes, e continuar até terrenos mais planos (Varnes, 1978). O movimento é muito rápido até extremadamente rápido (em queda livre), dependendo das condições de declividade e obstáculos como a cobertura vegetal (Figura 3.1). São mundialmente comuns em encostas íngremes ou verticais, em zonas costeiras, ao longo de taludes de estradas e margens rochosas de rios e córregos. O volume de material em queda pode variar substancialmente, a partir de rochas individuais ou aglomerados de solo até milhares de blocos massivos de metros cúbicos de tamanho (Highland & Bobrowsky, 2008).



Figura 3.1. Quedas. a) Esquema da queda de rochas (PMA: GCA, 2007). b) Queda de rochas em Clear Creek Canyon, Colorado, USA ((Highland & Bobrowsky, 2008).

3.1.1.2 Tombamentos

Tipo de movimento de massa no qual tem lugar uma rotação, geralmente em sentido perpendicular a um plano de ruptura e em torno de um eixo ou ponto abaixo do centro de gravidade da massa deslocada. Ocorre pela ação da gravidade e esforços de empuxo de unidades adjacentes ou fluidos dentro de fraturas (Varnes, 1978).

O tombamento pode ser em bloco ou de tipo dúctil. O primeiro está controlado pela orientação específica das discontinuidades e geralmente associados com velocidades altas. O segundo, pelo contrário, são lentos e graduais (Figura 3.2) (PMA:GCA, 2007).

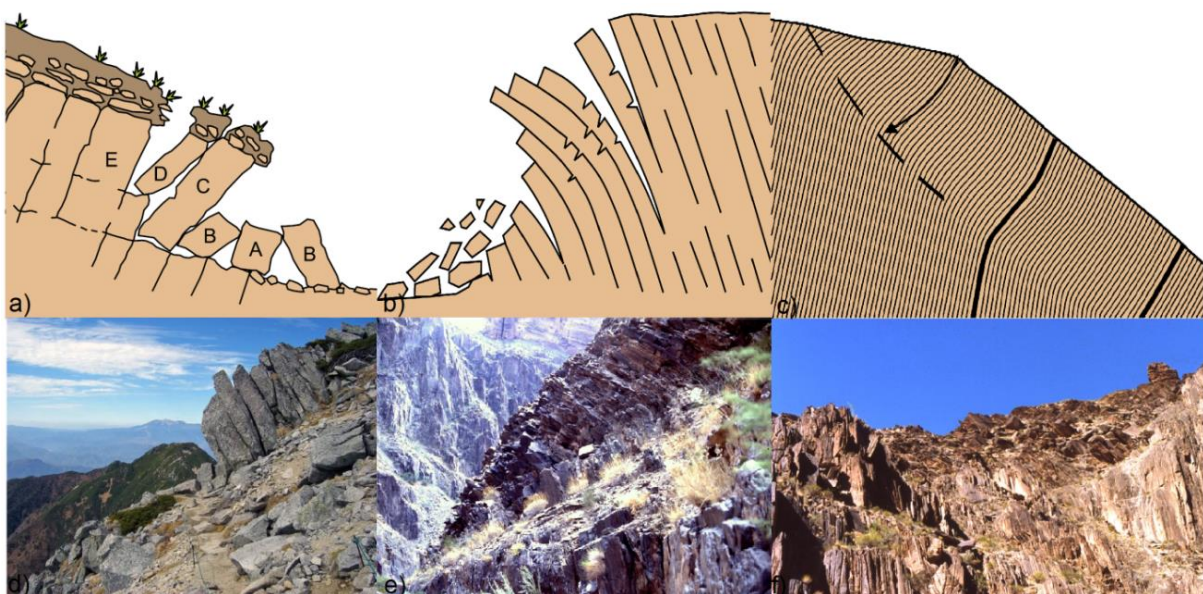


Figura 3.2. a) Tombamento em bloco. b) Tombamento dúctil. c) Tombamento dúctil em maciço rochoso. d) Exemplo de tombamento em bloco, Japão. e) e f) Exemplos de tombamentos no Grand Canyon, USA (Rogers, 2012).

3.1.1.3 Deslizamentos

Deslizamento ou escorregamento é um movimento descendente de uma massa de solo ou rocha que ocorre predominantemente ao longo de uma superfície de falha ou de uma delgada zona de deformação e de cisalhamento intenso (Highland & Bobrowsky, 2008).

No sistema de Varnes (1978), os escorregamentos são classificados segundo a forma da superfície de falha em *translacionais* e *rotacionais*. Os escorregamentos translacionais podem ser planares ou em cunha. No entanto, as superfícies de ruptura são geralmente mais

complexas e apresentam segmentos planos e curvos. Neste caso, são denominados por Hutchinson (1988) como *escorregamentos compostos* (PMA:GCA, 2007).

Estes tipos de movimentos quando deflagrados por chuvas, geralmente denominados *deslizamentos superficiais planares* (*soil slip*) (Anderson & Sitar, 1995) ou *deslizamentos translacionais rasos* (*Shallow translational slide*) (Avelar *et al.*, 2011) caracterizam-se pela espessura muito menor do que o comprimento do movimento (0,3-2m) e superfície de falha subparalela à superfície da encosta (Anderson & Sitar, 1995).

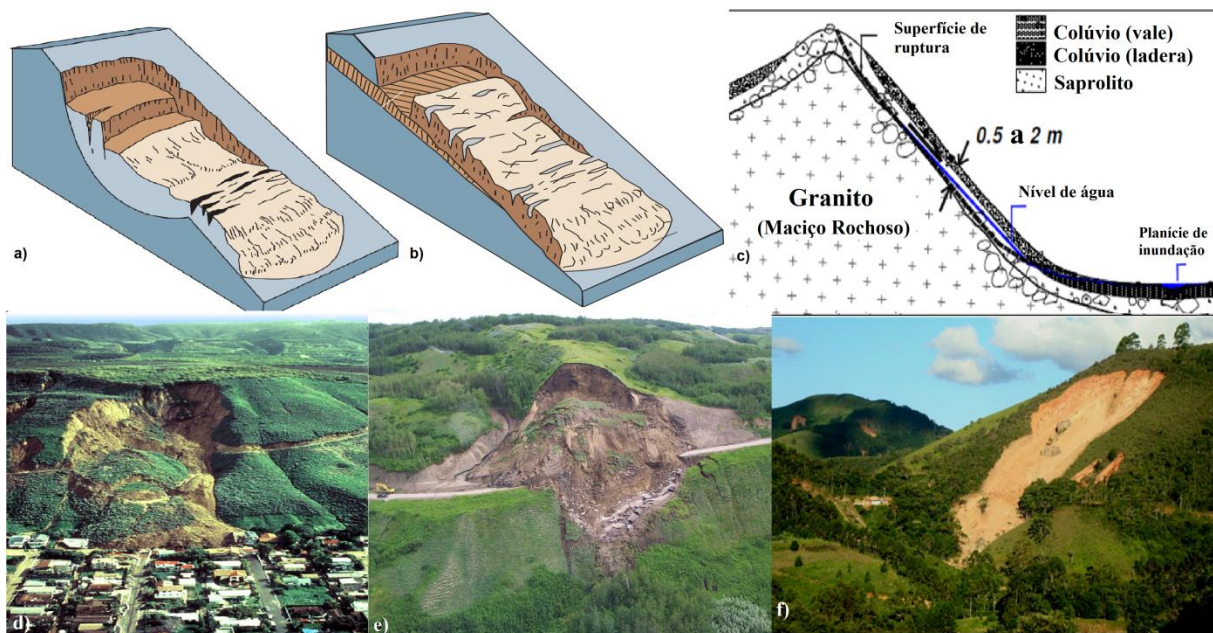


Figura 3.3. a) Esquema de um deslizamento rotacional (Highland & Bobrowsky, 2008). b) Esquema de um deslizamento translacional (Highland & Bobrowsky, 2008). c) Esquema de um deslizamento translacional raso (Avelar *et al.*, 2011). d) Exemplo de um deslizamento rotacional, Califórnia, USA (USGS, 2010). e) Exemplo de um deslizamento translacional em British Columbia, Canada (Highland & Bobrowsky, 2008). f) Exemplo de um deslizamento translacional raso na Região Serrana do Rio de Janeiro, Brasil (Avelar *et al.*, 2011).

3.1.1.4 Espalhamentos

Os espalhamentos são um tipo de movimento de massa no qual o deslocamento ocorre predominantemente por deformação interna do material (PMA:GCA, 2007). Se dá em solos coesivos ou maciços rochosos e com subsidência de um material mole subjacente. É conhecida sua ocorrência onde há solos liquidificáveis (Figura 3.4). São comuns, mas não restrito, para as áreas de atividade sísmica. (Highland & Bobrowsky, 2008).

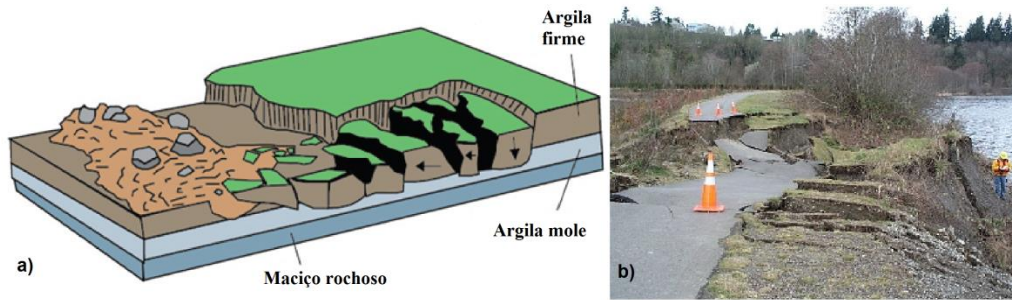


Figura 3.4. a) Esquema de um espalhamento com camada liquidificável subjacente à camada de superfície (Highland & Bobrowsky, 2008). b) Exemplo de um espalhamento causado pelo terremoto de Nisqually, WA, USA. (USGS, 2010).

3.1.1.5 Fluxos

É um tipo de movimento de massa que durante o seu deslocamento apresenta um comportamento semelhante a um fluido (Figura 3.5). Pode ser rápido ou lento, saturado ou seco. Em muitos casos surge depois de outro tipo de movimento, normalmente um deslizamento (Varnes, 1978). Hungr *et al.* (2001) classificam os fluxos de acordo com o tipo e propriedades do material como saturação, velocidade, confinamento lateral e outras características. Na literatura encontra-se diferentes tipos de fluxos: fluxos de detritos (*debris flow*), fluxos de detritos vulcânicos (*lahars*), avalanche de detritos (*debris avalanche*), avalanches de rochas (*rock avalanches*) fluxos de terra (*earth flow*), fluxos de lodo (*Mud flow*) fluxo de terra lento ou creep (*slow earth flow ou creep*), etc. (Varnes, 1978; Hungr *et al.*, 2001; Hungr, 2005).

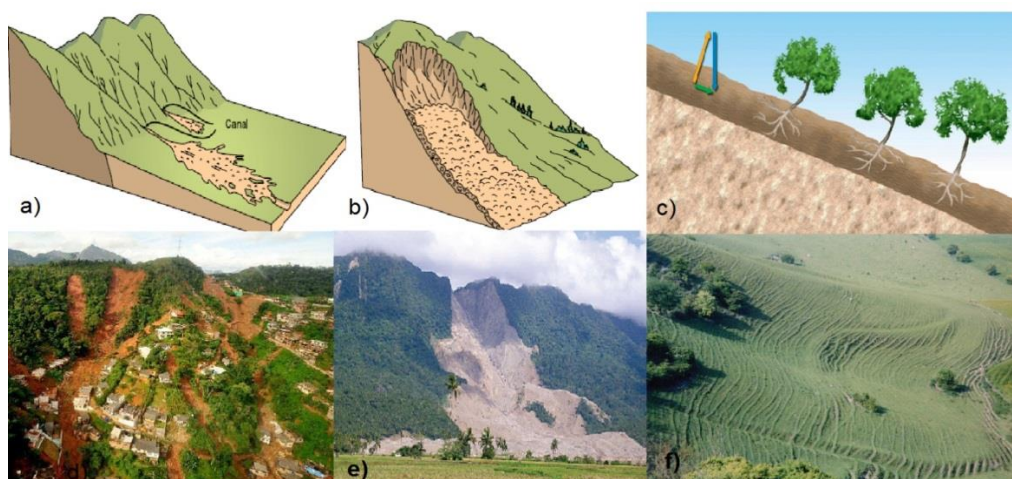


Figura 3.5. a) Fluxo canalizado, b) Fluxo não canalizado (Cruden & Varnes, 1996), c) fluxo de terra lento ou *creep*, d) Exemplo de fluxos na Região Serrana do Rio de Janeiro, Brasil, e) Exemplo de fluxos não canalizado em Guinsaugon, Filipinas (Highland & Bobrowsky, 2008), f) Exemplo de fluxo de terra lento ou *creep* em East Sussex, Reino Unido (Highland & Bobrowsky, 2008).

3.1.2 Causas dos Movimentos de Massa

Os movimentos de massa são o produto do enfraquecimento progressivo das propriedades mecânicas dos materiais das encostas por processos naturais tais como o intemperismo, os movimentos tectônicos e as atividades antrópicas (Soeteres & van Westen, 1996), porém, segundo Malamud *et al.*, (2004) um deflagrante, que pode ser um *terremoto*, um rápido *degelo* ou uma *precipitação* intensa, é considerado o estímulo externo que pode modificar a resistência e mobilizar os materiais que conformam uma encosta, seja pelo aumento dos esforços ou pela redução da resistência (Wang & Sassa, 2006).

Desta forma, os fatores que controlam a ocorrência e distribuição dos movimentos de massa dividem-se em duas categorias: as *variáveis quase-estáticas ou condicionantes* e as *variáveis dinâmicas ou deflagrantes*. As *variáveis quase-estáticas*, tais como as propriedades dos solos e a geomorfologia contribuem na susceptibilidade das encostas e definem a distribuição espacial dos movimentos de massa. Enquanto que as *variáveis dinâmicas*, tais como o grau de saturação do solo ou a poropressão controlam os fatores deflagrantes. A atividade antrópica e os processos naturais, principalmente a precipitação e os sismos, controlam por sua vez as variáveis dinâmicas e definem o padrão temporal dos movimentos de massa (Crosta & Fratini, 2003).

3.2 Conceitos Básicos sobre Zoneamento dos Movimentos de Massa

3.2.1 Desastre natural

Antes do aparecimento do *Homo Sapiens* na Terra, o sistema puramente natural dominava o planeta. Muitos eventos geofísicos como movimentos de massa, erupções vulcânicas, terremotos, e/ou inundação ocorriam apenas ameaçando a flora e a fauna existentes. Milhões de anos mais tarde, a presença humana transformou os *eventos geofísicos* em *ameaças naturais* com o poder de causar *desastres naturais* (Alcántara-Ayala, 2002).

Durante a década de 1960 os desastres naturais foram entendidos como eventos incontroláveis nos quais a sociedade sofre danos graves, interrompendo todas ou algumas das suas funções essenciais (Fritz, 1961). A ideia de uma sociedade indefesa prejudicada por uma poderosa força natural é expressa por Barkum (1974): “desastre é uma perturbação grave, súbito e frequente dos arranjos estruturais normais dentro de um sistema social, sobre o qual o sistema social não tem controle”.

Westgate and O’Keefe (1976) foram os primeiros em reconhecer a importância da *vulnerabilidade* definindo desastre como a interação entre fenômenos físicos ou naturais extremos e um grupo humano vulnerável.

O caráter dual de desastres naturais tem sido abordado considerando não apenas o caráter natural, mas também os sistemas sociais e econômicos. Como resultado, um desastre natural pode ser definido como algum impacto rápido, instantâneo ou profundo do ambiente natural sobre o sistema socioeconômico (Alexander, 1993).

Alcántara-Ayala (2002) apresenta a definição mais completa. Os desastres naturais são “súbitos, mas esperados, eventos naturais, que têm um impacto sobre os sistemas humanos e naturais. O grau de seu impacto no espaço e no tempo é uma função da exposição e da magnitude dos fenômenos naturais (vulnerabilidade natural) e da vulnerabilidade humana da entidade ameaçada” (Figura 3.6).

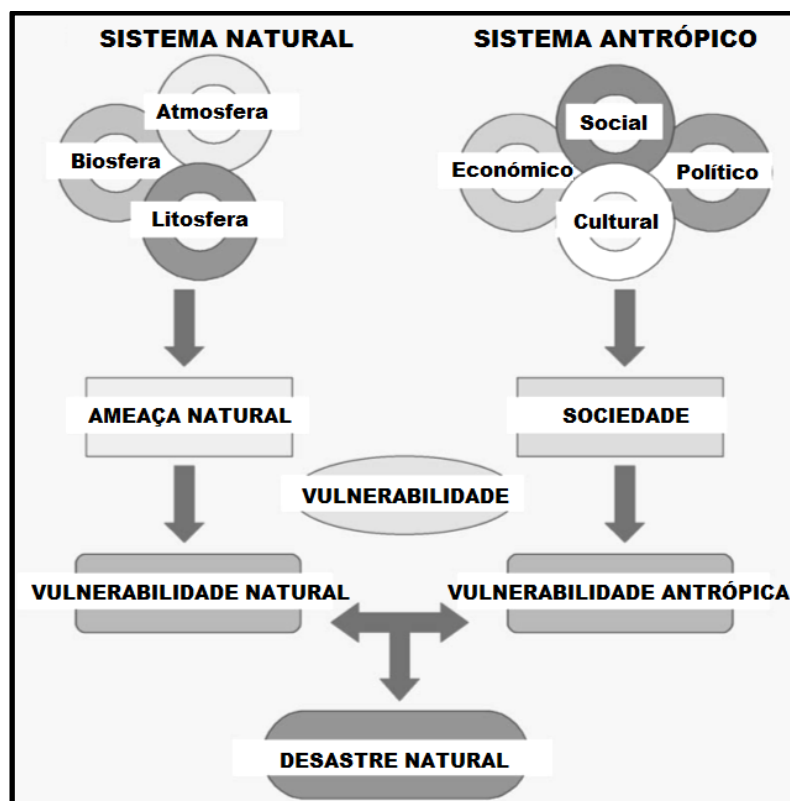


Figura 3.6. Ingredientes dos desastres naturais (Alcántara-Ayala, 2002).

O que não tem discussão é que mais e mais desastres naturais estão sendo relatados em todo o mundo, particularmente com relação aos movimentos de massa. Eles causam lesões e mortes e induzem danos físicos, ambientais e econômicas que dificultam o desenvolvimento tanto de países e regiões ricas, como das pobres. No entanto, o seu impacto nos países em

desenvolvimento é maior, devido à localização geográfica em zonas altamente suscetíveis aos perigos naturais (vulnerabilidade natural), e também devido aos diferentes tipos de vulnerabilidades econômicas, sociais, políticas e culturais que existem (Alcántara-Ayala, 2002).

Pelo exposto fica evidente a necessidade de considerar os riscos por desastres naturais no uso da terra para garantir a segurança pública e a realização de projetos de engenharia confiáveis (Fell *et al.*, 2008).

3.2.1 Definições: susceptibilidade, ameaça e risco

A susceptibilidade e o zoneamento da ameaça, e em menor proporção, o zoneamento de risco por movimentos de massa, tiveram amplo desenvolvimento durante as últimas décadas. A maioria dos estudos de zoneamento são de natureza qualitativa, embora mais recentemente tenha havido exemplos de quantificar a ameaça, atribuindo uma probabilidade anual (frequência) para os movimentos de massa potenciais e quantificar os riscos de desenvolvimento existente (Fell *et al.*, 2008).

Efetivamente, desde a década de 1970 as aplicações mais formais de avaliação do risco e os princípios de gestão, de forma qualitativa, foram praticados para o zoneamento de risco por movimentos de massa no planejamento urbano e a gestão de taludes de estradas. Na década de 1980, e particularmente na década de 1990, estes foram estendidos aos métodos quantitativos para a gestão do risco em encostas de qualquer tipo (Fell *et al.*, 2008).

Infelizmente, entre países e até mesmo dentro de um mesmo país raramente há uniformidade na terminologia e os resultados de zoneamentos muitas vezes não são definidos com precisão; a ameaça, a suscetibilidade e o risco são frequentemente usados como sinônimos em mapas de zoneamento (Fell *et al.*, 2008).

A continuação se dá a definição dos principais conceitos do zoneamento e da gestão do risco por movimentos de massa. As definições são baseadas em IUGS (1997) e referidas nas diretrizes apresentadas por Fell *et al.*, (2008).

Susceptibilidade aos movimentos em massa. É a avaliação quantitativa ou qualitativa da classificação, volume (ou área), e a distribuição espacial dos movimentos de massa que existem ou potencialmente podem ocorrer em uma área. Susceptibilidade pode também

incluir uma descrição da velocidade e da intensidade do evento existente ou potencial. Embora seja esperado que movimentos de massa ocorram com mais frequência em áreas mais suscetíveis, na análise de susceptibilidade não é explicitamente considerado o período de tempo.

Ameaça. Refere-se a uma condição com o potencial de causar uma consequência indesejável. A descrição de ameaça por movimentos de massa deve incluir a localização, o volume (ou área), classificação e velocidade dos movimentos de massa potenciais e de qualquer material resultante, e a probabilidade da sua ocorrência dentro de um determinado período de tempo.

Vulnerabilidade. Define as perdas potenciais que se darão caso o evento ocorra. O grau de perda para um determinado elemento ou conjunto de elementos dentro da área afetada pelo movimento de massa. Ela é expressa em uma escala de 0 (sem perda) a 1 (perda total). Para propriedades, a perda será o valor da avaria em relação ao valor da propriedade; para as pessoas, será a probabilidade de que uma vida particular (elemento em situação de risco) seja perdida, uma vez que a(s) pessoa(s) é (são) afetada(s) pelo evento.

Risco. Uma medida da probabilidade e gravidade de um efeito adverso à saúde, as propriedades ou a ambiente. Risco é frequentemente estimado pelo produto da probabilidade de um fenômeno de uma magnitude dada vezes as consequências. No entanto, uma interpretação mais geral de risco implica uma comparação da probabilidade e as consequências de uma forma não-produto.

Especificamente o risco é ainda definido como: (a) Para perda de vidas, a probabilidade anual de que as pessoas em situação de risco irão perder a sua vida, considerando a probabilidade temporal-espacial por movimentos de massa (ameaça) e a vulnerabilidade das pessoas; (b) para a perda de propriedades, a probabilidade anual de um determinado nível de perda ou a perda anualizada considerando os elementos em risco, sua probabilidade temporal-espacial e a sua vulnerabilidade.

Zoneamento. A divisão do solo em áreas homogêneas ou domínios e sua classificação de acordo com graus de susceptibilidade, ameaça ou risco por movimentos de massa real ou potencial ou a aplicabilidade de determinados regulamentos relacionados à ameaça.

Fell *et al.* (2008) definiram três tipos de zoneamento para avaliar o impacto dos movimentos de massa no planejamento do uso da terra, apresentados a seguir:

Zoneamento da susceptibilidade por movimentos em massa. Envolve a classificação, área ou volume (magnitude) e distribuição espacial dos movimentos de massa existentes e potenciais na área de estudo. Pode também incluir uma descrição da distância de viagem, velocidade e intensidade do movimento de massa existente ou potencial. Geralmente envolve o desenvolvimento de um *inventário de movimentos de massa* que ocorreram no passado juntamente com uma avaliação das áreas com potencial para experimentar movimentos de massa no futuro, mas sem avaliação da frequência (probabilidade anual) da ocorrência do fenômeno. Em algumas situações o zoneamento da susceptibilidade terá que ser estendido fora da área de estudo que está sendo zoneada para cobrir áreas de movimentos de massa que podem viajar e atingir a área de estudo.

Zoneamento da ameaça por movimentos em massa. Recebe os resultados do mapeamento da susceptibilidade e atribui uma frequência estimada (probabilidade anual, por exemplo) para movimentos de massa potenciais. Também deve considerar todos os movimentos de massa que podem afetar a área de estudo, incluindo os que estão acima da área de estudo, mas podem-se deslocar para a área de estudo, e movimentos de massa abaixo da área de estudo que podem falhar de formar remontante até atingir a área de estudo. A ameaça pode ser expressa como a frequência de um determinado tipo de movimento de massa, de um determinado volume, ou movimentos de massa de um determinado tipo, volume e velocidade (que pode variar com a distância da fonte do material), ou, em alguns casos, como a frequência de um movimento de massa com uma intensidade particular, onde a intensidade pode ser medida em termos de energia cinética. Medidas de intensidade são mais úteis para quedas de rochas e fluxos de detritos (por exemplo: profundidade * velocidade).

Zoneamento do risco por movimentos de massa. Considera os resultados do mapeamento da ameaça, e avalia o potencial de danos as pessoas (probabilidade anual de perda de vida), à propriedade (valor anual de perda de propriedade), e aos recursos ambientais (valor anual de perda) para os elementos em risco, representando assim, a probabilidade temporal, espacial e a vulnerabilidade.

3.2.2 Avaliação de Risco por Movimentos de Massa

A Figura 3.7 mostra com em detalhe os componentes da avaliação do risco por movimentos de massa. Esta é tomada de Van Westen *et al.* (2008) e representa um quadro amplamente utilizado internacionalmente.

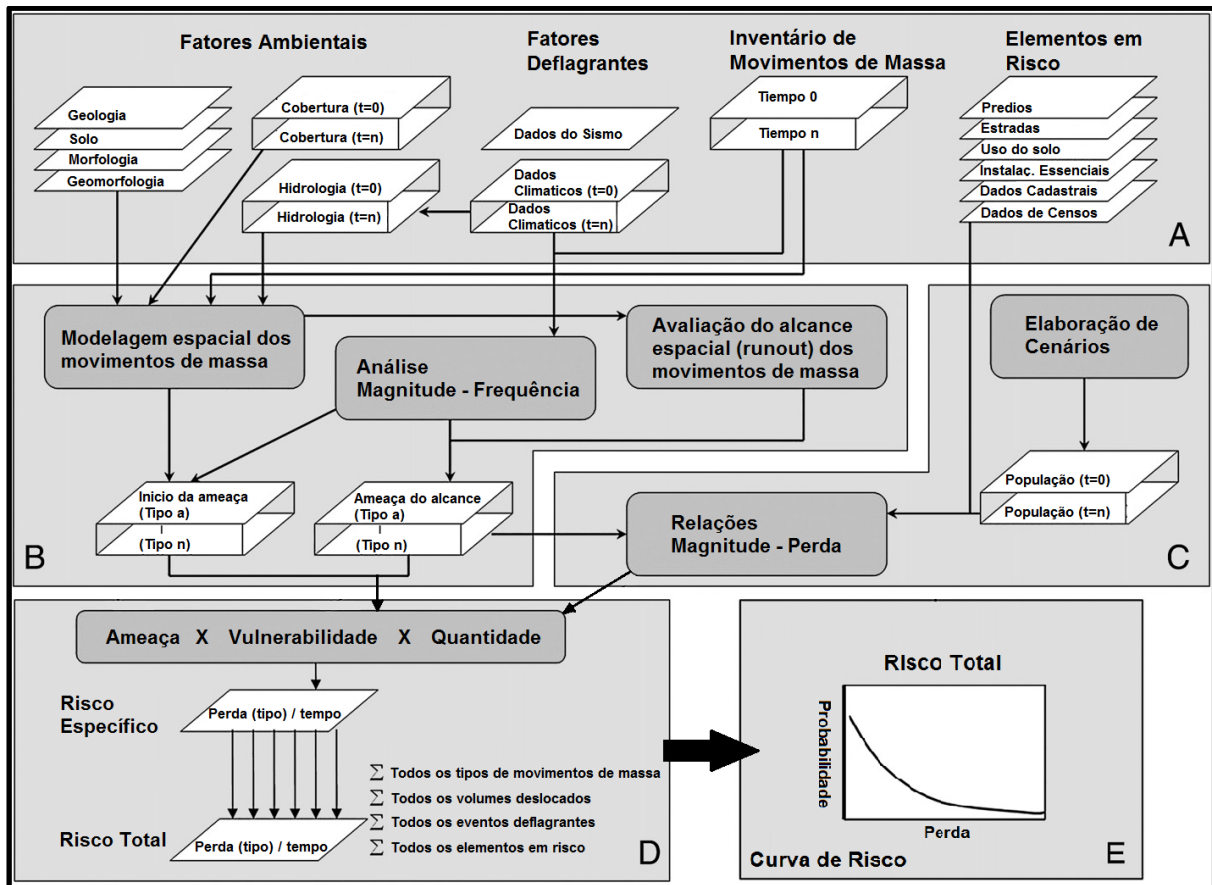


Figura 3.7. Representação esquemática do procedimento de avaliação do risco por movimentos de massa. A: Dados básicos que abrangem tanto os elementos de natureza estática e dinâmicos; B: Componente do modelo de suscetibilidade e ameaça; C: Componente de avaliação da vulnerabilidade; D: Componente de avaliação do risco; E: cálculo do risco total sob a forma de uma curva de risco (Van Westen *et al.*, 2008).

A avaliação do risco envolve várias atividades que começa com o levantamento da informação básica e passa pela análise da suscetibilidade, da ameaça, da vulnerabilidade e por último do risco. É uma análise sequencial no qual a qualidade dos resultados depende da qualidade da informação básica (Ibsen & Brunsden, 1996; Lang *et al.*, 1999; Glade, 2001).

A Tabela 3.2 dá uma visão esquemática das camadas de dados principais necessárias para a avaliação da suscetibilidade, da ameaça e do risco por movimentos de massa (indicados na linha superior da Figura 3.7). Estes podem ser subdivididos em quatro grupos: dados do inventário de movimentos de massa, fatores ambientais, fatores deflagrantes, e elementos em risco (Van Westen *et al.*, 2005).

Destes quatro grupos, o inventário de movimentos de massa é de longe o mais importante. Vários autores concordam com a anterior afirmação (por exemplo: Malamud *et al.*, 2004, IPGARAMSS, 2008, Wieczorek, 1984; Guzzetti *et al.*, 2006, Van Westen *et al.*, 2008). Sua

importância reside no fato que é um insumo básico nas metodologias mais utilizadas para mapear a susceptibilidade, a ameaça e o risco em regiões montanhosas (Malamud *et al.*, 2004, IPGARAMSS, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012). Inclusive a maior fonte de erro nos mapas de susceptibilidade, ameaça e risco vem de limitações nos inventários de movimentos de massa. Com o fim de fazer um mapa fiável que prediga a susceptibilidade, a ameaça ou o risco em uma área determinada é fundamental ter conhecimento da frequência espacial e temporal dos movimentos de massa, e, portanto, os estudos devem iniciar com a elaboração de um inventário de movimentos de massa o mais completo possível tanto no espaço como no tempo. (Ibsen e Brunsten, 1996; Lang *et al.*, 1999; Glade, 2001).

Tabela 3.2. Representação esquemática dos conjuntos de dados básicos para a avaliação da susceptibilidade, da ameaça e do risco por movimentos de massa (Van Westen *et al.*, 2008).

Dados	Tipo principal	Camada de dados	Frequência de atualização (anos) 10..... 1.... 0.002 (Dias)	SR					Escala				Modelo de Ameaça				Método de Risco	
				Sensores remotos úteis?	Pequenos	Média	Grande	Detalhe	Heurístico	Estatístico	Determinístico	Probabilístico	(Semi) Quantitativo	Qualitativo				
Inventário de movimentos de massa		Inventário	↔↔↔↔	H	C	H	H	H	C	H	H	H	H					
		Atividade	↔↔↔↔	H	M	C	C	C	H	C	C	C	C					
		Monitoramento	↔↔↔↔	M	M	M	M	C	-	-	H	H						
Fatores Ambientais		MDE	↔↔	H	H	C	C	C	H	C	C	C						
		Declividade, aspecto, etc	↔↔	H	L	H	H	H	H	H	H	H						
		Relevo interno	→	H	H	M	L	L	H	H	L	-	-					
		Fluxo acumulado	→	H	L	M	H	H	L	M	H	H						
		Litologia	→	M	H	H	H	H	H	H	H	H						
		Estrutura	→	M	H	H	H	H	H	H	H	H						
		Falhas	→	M	H	H	H	H	H	H	H	-	-					
		Tipos de solo	→	M	M	H	C	C	H	H	C	H						
		Profundidade do solo	→	-	-	L	C	C	-	-	C	H						
		Hidrologia da encosta	↔↔	-	-	-	C	C	-	-	C	H						
		Unid. geomorfológicas principais	→	H	C	H	M	L	C	M	L	L						
		Unid. geomorfológicas detalhadas	→	H	H	H	H	L	H	H	M	L						
Fatores deflagrantes		Tipos de usos do solo	↔↔↔↔	H	H	H	H	H	H	H	H							
		Mudanças no uso do solo	↔↔↔↔	H	M	H	H	C	H	H	H	C						
		Precipitação	↔↔↔↔	L	M	M	C	C	H	H	C	C						
		Temp / evapotranspiração	↔↔↔↔	M	-	-	M	H	-	-	H	L						
		Zonificação Sísmica	↔↔↔↔	-	M	M	H	C	-	-	-	C						
		Aceleração do Terreno	↔↔↔↔	L	L	M	H	H	H	H	L							
Elementos em Risco		Predios	↔↔↔↔	H	L	M	C	C	-	-	-	-				C	C	
		Rede de transporte	↔↔↔↔	H	M	M	M	H	M	M	M	M				H	H	
		Linhas de emergência	↔↔↔↔	-	-	L	L	M	-	-	-	-				L	L	
		Instalações essenciais	↔↔↔↔	L	L	M	H	H	-	-	-	-				H	H	
		Dados populacionais	↔↔↔↔	L	H	H	C	C	-	-	-	-				C	C	
		Agricultura	↔↔↔↔	H	L	M	H	M	-	-	-	-				L	M	
		Dados econômicos	↔↔↔↔	-	L	M	H	H	-	-	-	-				L	M	
		Dados ecológicos	↔↔↔↔	H	L	L	L	L	-	-	-	-				L	M	

Notas: (i) Coluna da esquerda: indicação do tipo principal de dados, (ii) Terceira coluna: indicação da frequência ideal de atualização, (iii) SR: coluna que indica a utilidade dos Sensores Remotos para a aquisição de dados, (iv) Escala: indicação da importância da camada de dados na pequena, média, grande e detalhada escala, relacionada com a viabilidade na obtenção de dados para uma escala em particular, (v) Modelo de Ameaça: indicação da importância do conjunto de dados em modelos heurísticos, estatísticos, determinísticos e probabilísticos, (vi) Método de Risco: indicação da importância da camada de dados para as análises de risco e vulnerabilidade quantitativa e qualitativa. (C = conjunto de dados crítico, H = importância alta, M = importância moderada e L = importância menor, “-” não é relevante).

Os inventários proporcionam elementos para compreender a localização, os tipos, os volumes, os fatores causais, os mecanismos de falha, a frequência de ocorrência, e os danos que foram

causados por estes fenômenos e sua relação com outras variáveis físicas e espaciais (van Westen *et al.*, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012).

Os fatores ambientais são um conjunto de camadas de dados que se espera que tenham um efeito sobre a ocorrência dos movimentos de massa e podem ser utilizados como fatores causais na predição de movimentos futuros. A lista dos fatores ambientais indicadas na Tabela 3.2 não é exaustiva. Ela é importante para fazer uma seleção dos fatores específicos que estão relacionados com os tipos de movimentos de massa e seus mecanismos de falha, em cada ambiente em particular (Cruden e Varnes, 1996). No entanto, eles dão uma ideia dos tipos de dados incluídos, relacionados com a geologia, tipos de solo, hidrologia, geomorfologia e uso da terra. Não é possível dar uma lista prescrita uniforme de fatores causais. A seleção de fatores causais difere, dependendo da escala de análise, as características da região de estudo, o tipo de movimento de massa e os mecanismos de falha (Glade e Crozier, 2005).

Os dados de base podem ser subdivididos naqueles que são mais ou menos estáticos, e aqueles que são dinâmicos e precisam ser atualizados regularmente (ver Tabela 3.2). Exemplos de conjuntos de dados estáticos são os relacionados com a geologia, pedologia e geomorfologia. O prazo para a atualização de dados dinâmicos pode variar de horas a dias, por exemplo, para dados meteorológicos, até meses e anos no caso do uso do solo e dados de população (ver Tabela 3.2). As informações de movimentos de massa precisam ser atualizadas continuamente. O uso da terra e os elementos em risco precisa ter uma frequência de atualização que pode variar de 1 a 10 anos, dependendo da dinâmica na mudança do uso da terra. Especialmente a informação do uso da terra deve ser avaliada com cuidado, uma vez que é tanto um fator ambiental, que determina a ocorrência de novos movimentos de massa, como um elemento em risco, que pode ser afetado (Van Westen *et al.*, 2008).

A Tabela 3.2 também apresenta uma indicação de até que ponto os dados de sensores remotos podem ser utilizados para gerar os dados de várias camadas (Mantovani *et al.*, 1996, Soeters & Van Westen, 1996 e Metternicht *et al.*, 2005). Para várias camadas de dados a ênfase principal na aquisição de dados está no mapeamento de campo, medições de campo ou a análise de laboratório, as imagens de sensoriamento remoto são apenas de importância secundária. Este é particularmente o caso para os dados geológicos e geotécnicos. Por outro lado, também existem camadas de dados para as quais os dados de sensores remotos podem ser a fonte principal de informação. Isso é particularmente assim para os inventários de

movimentos de massa, Modelos Digitais de Elevação (MDE) e mapas de uso da terra (Van Westen *et al.*, 2008).

Nas seções seguintes apresenta-se o panorama atual dos métodos de coleta e de análise dos inventários de movimentos de massa, dada sua grande importância como foi descrito anteriormente. Os outros componentes da informação básica da Tabela 3.2, assim como os relacionados com susceptibilidade, ameaça e risco nas suas diferentes etapas e enfoques não são expostos nesta revisão bibliográfica já que está fora do alcance da pesquisa.

3.3 Inventários de Movimentos de Massa

Um mapa de inventário de movimentos de massa registra o local, a magnitude e, se conhecida, a data da ocorrência e os tipos de movimentos de massa, que deixaram traços perceptíveis em uma área (Wieczorek, 1984, Guzzetti *et al.*, 2000 e Malamud *et al.*, 2004)

Os mapas de inventários de movimentos de massa têm sido preparados em diversos âmbitos (Brabb, 1991), incluindo: (i) para documentar a extensão dos fenômenos de movimentos de massa em áreas que vão desde pequenas até grandes bacias hidrográficas (por exemplo: Cardinali *et al.*, 2001), e desde regiões (por exemplo: Antonini *et al.*, 1993 e Duman *et al.*, 2005) até estados ou nações (por exemplo: Radbruch-Hall *et al.*, 1982, Brabb *et al.*, 1989, Cardinali *et al.*, 1990 e Trigila *et al.*, 2010), (ii) como um passo preliminar na avaliação da susceptibilidade, da ameaça e do risco por movimentos de massa (por exemplo: Cardinali *et al.*, 2002, Cardinali *et al.*, 2006, Guzzetti *et al.*, 2005, van Westen *et al.*, 2006, van Westen *et al.*, 2008 e Bâlteanu *et al.*, 2010), (iii) para pesquisar a distribuição, os tipos, e os padrões dos movimentos de massa em relação com variáveis físicas e espaciais (por exemplo: Keefer, 2000, Tsai *et al.*, 2010), e (iv) para estudar a evolução das paisagens dominadas por processos de perda de massa (por exemplo: Hovius *et al.*, 1997, Hovius *et al.*, 2000, Malamud *et al.*, 2004, Guzzetti *et al.*, 2008, Guzzetti *et al.*, 2009 e Parker *et al.*, 2011).

Apesar da evidente importância dos mapas de movimentos de massa, e do fato de que foram preparados por muitos anos em todos os continentes, e até mesmo para partes de outros planetas (por exemplo: Quantin *et al.*, 2004), os critérios para sua produção e avaliação de qualidade permanecem mal definidos (Soeters e van Westen, 1996, Guzzetti *et al.*, 2000, Guzzetti, 2006, van Westen *et al.*, 2006 e van Westen *et al.*, 2008). A disponibilidade de novas tecnologias de sensoriamento remoto pode facilitar a detecção e levantamento de

movimentos de massa e a definição de critérios de qualidade do mapeamento (Guzzetti *et al.*, 2012).

Nas seguintes seções desta revisão bibliográfica trata-se em detalhe o tema dos mapas de inventários de movimentos de massa, incluindo os principais fatores que controlam sua qualidade, os diferentes tipos, seu levantamento e, finalmente, suas características espaciais e estatísticas.

3.3.1 Qualidade

Os inventários de movimentos de massa são feitos sempre por um intérprete e requer deduções geomorfológicas. Não existe um método absolutamente automático que permita identificar as características do movimento. Por conseguinte, a elaboração do inventário é um trabalho subjetivo (Malamud *et al.*, 2004, Van Westen *et al.*, 2008, Fell *et al.*, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012).

A qualidade de um inventário de movimentos de massa depende de sua precisão (nível de confiabilidade), e do tipo e da veracidade da informação mostrada no mapa. Definir a precisão de um inventário não é simples, e não existem normas (Galli *et al.*, 2008). A precisão depende da integralidade do mapa, da precisão geográfica e da verossimilitude temática das informações mostradas no inventário (Guzzetti *et al.*, 2012).

Integralidade refere-se à proporção de movimentos de massa mostrados num inventário em comparação com o real (e na maioria das vezes desconhecido) número de movimentos na área de estudo. A integralidade está relacionada com o tamanho do menor movimento de massa consistentemente retratado em um inventário, uma informação que raramente é fornecida num mapa movimentos de massa. Harpa e Jibson (1995) para o seu inventário de movimentos de massa provocados pelo terremoto de 6.7Mw em Northridge, na Califórnia, em 1994, afirmaram que o inventário foi completo para movimentos de massa com área $A_L > 25\text{m}^2$. Malamud *et al.* (2004) utilizaram evidências de campo para determinar que o inventário de movimentos de massa induzidos pelo degelo da Úmbria, Itália, foi completo para movimentos de massa com valores de $A_L > 225\text{m}^2$, onde A_L representa a área em planta do movimento de massa.

Precisão geográfica mede a correspondência entre a representação gráfica de um movimento de massa, e sua a posição, medidas, e forma reais (Santangelo *et al.*, 2010). Verossimilitude

temática refere-se à correspondência da informação auxiliar associada a cada movimento de massa em um inventário, incluindo, por exemplo, o tipo de movimento (modificado de Guzzetti *et al.*, 2012). Guzzetti *et al.*, (2012) inclui a precisão da idade do movimento de massa na verossimilitude temática, porém, esta característica pode dar lugar para mais um tipo de precisão: a temporal.

Informação sobre a precisão mostrada num inventário deve ser sempre fornecida. A inspeção da literatura indica que isso é raro (Antonini *et al.*, 1993).

Muitos fatores afetam a precisão de um mapa de inventário, incluindo: i) a idade do movimento de massa. Se o movimento de massa for recente terá seus contornos bem definidos, pelo contrário, os mesmos serão alterados com o passar do tempo pela ação do homem, da vegetação, da erosão ou de novos movimentos, ii) a qualidade das fotografias aéreas, ou das imagens de satélite em termos, por exemplo, da escala, resolução, data, cobertura de nuvens, etc., iii) a complexidade morfológica da área de estudo, iv) o tipo de uso da terra e suas alterações, v) as ferramentas utilizadas para interpretar e analisar as imagens, e vi) a experiência e habilidades do(s) intérprete(s) (Malamud *et al.*, 2004, Fell *et al.*, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012).

Em muitos casos não será possível fazer um bom inventário a partir de fontes post-evento. Esta limitação pode ser superada com o tempo, se os responsáveis criarem um sistema de coleta de dados que possam ser incorporados em estudos de zoneamento posteriores (Fell *et al.*, 2008).

No entanto, os bancos de dados de movimentos de massa existentes muitas vezes apresentam vários inconvenientes (Guzzetti, 2000, Ardizzone *et al.*, 2002, Guzzetti & Tonelli, 2004, Fell *et al.*, 2008) relacionados com a exaustividade no espaço e ainda mais no tempo, e o fato de que eles são tendenciosos a movimentos de massa que afetaram a infraestrutura, tais como estradas.

3.3.1 Tipologia

Mapas de inventários de movimentos de massa são classificados segundo sua escala ou tipo de mapeamento (Guzzetti *et al.*, 2000 e Galli *et al.*, 2008, Malamud *et al.*, 2004, Fell *et al.*, 2008). Segundo a escala, podem ser:

- Pequena escala ou inventários sinópticos (<1:200.000): são compilados principalmente a partir de fontes secundárias como entrevistas a organizações públicas e consultores privados, jornais, relatórios técnicos e científicos (Taylor & Brabb, 1986, Glade, 1998, Salvati *et al.*, 2003 e Salvati *et al.*, 2009), mas existem exemplos de mapas de pequena escala obtidos por meio da análise visual de fotografias aéreas (por exemplo: Cardinali *et al.*, 1990).
- Média escala (1:25.000 a 1:200.000, por exemplo, Guzzetti & Cardinali, 1989, Antonini *et al.*, 1993, Cardinali *et al.*, 2001, e Duman *et al.*, 2005): são elaborados por meio da interpretação sistemática de fotografias aéreas em escalas de impressão que variam de 1:60.000 a 1:10.000, e integrando verificações de campo locais com informações históricas. Podem ser utilizados para o zoneamento regional (Fell *et al.*, 2008).
- Grande escala (> 1:25.000): são elaborados geralmente para áreas limitadas, usando tanto a interpretação de fotografias aéreas em escalas maiores que 1:20.000, imagens de satélite de alta resolução como investigações de campo (Wieczorek, 1984, Guzzetti *et al.*, 2000, Reichenbach *et al.*, 2005, Ardizzone *et al.*, 2007 e Ghosh *et al.*, 2011). Pode ser utilizado para o zoneamento local ou, quando a escala é maior do que 1:5000, para o zoneamento de detalhe (Fell *et al.*, 2008).

Segundo o tipo mapeamento os inventários de movimentos de massa podem ser classificados em (Guzzetti *et al.*, 2012, Malamud *et al.*, 2004):

- Inventários de arquivo que mostram informação sobre movimentos de massa obtidos a partir de fontes secundárias (por exemplo: Taylor & Brabb, 1986, Salvati *et al.*, 2003 e Salvati *et al.*, 2009).
- Inventários históricos que mostram os efeitos acumulativos de vários eventos deflagrantes ao longo de um período de dezenas, centenas ou mesmo milhares de anos (por exemplo: Antonini *et al.*, 1993, Cardinali *et al.*, 2001 e Galli *et al.*, 2008).
- Inventários de um evento deflagrante que mostram movimentos de massa causados por um único deflagrante tais como: um terremoto (por exemplo: Harp & Jibson, 1996, Lin *et al.*, 2004, Dai *et al.*, 2010, Gorum *et al.*, 2011), um evento de chuva (por exemplo: Bucknam *et al.*, 2001, Cardinali *et al.*, 2006 e Tsai *et al.*, 2010), ou um degelo (Cardinali *et al.*, 2000). Geralmente envolvem dezenas, centenas ou milhares de movimentos de massa deflagrados em um só evento (Crozier, 2005).

- Inventário estacional que mostra movimentos de massa provocados por eventos únicos ou múltiplos durante uma única estação climática do ano, ou algumas estações (Fiorucci *et al.*, 2011).

Um inventário de movimentos de massa recentes ou “frescos” pode ser substancialmente completo se o mapeamento detalhado foi realizado logo após do evento deflagrante. Uma característica dos inventários de movimentos de massa históricos é que a evidência da existência de muitos movimentos pequenos foi perdida devido a vários graus de modificação por movimentos posteriores, processos erosivos, influências antrópicas e cobertura vegetal. (Malamud *et al.*, 2004).

3.3.2 Levantamento

Segundo Harp *et al.* (2011), o inventário de movimentos de massa deve ser construído utilizando polígonos para garantir que ele possa ser usado para realizar a análise estatística dos movimentos em relação a outras variáveis espaciais. Um movimento de massa pode ser representado por um polígono ou por dois, quando é separada a fonte e o depósito do material mobilizado. Com a inclusão desta topologia no inventário pode-se obter outro tipo de informação relevante, como a área, perímetro, volume, forma, etc.

A área é a medida mais utilizada para caracterizar a magnitude ou tamanho do movimento de massa. Normalmente, é medida num plano horizontal (ou seja, projetada). No entanto, com as novas tecnologias de sensoriamento remoto e SIG pode ser corrigida considerando o gradiente topográfico (Malamud *et al.*, 2004).

O volume é outra medida do tamanho de um movimento de massa. Porém, sua estimativa é problemática e mais difícil de medir do que as áreas (Brunetti *et al.*, 2009a, Malamud *et al.*, 2004). Os volumes de movimentos de massa são de particular interesse porque podem ser relacionados com a taxa de erosão (Malamud *et al.*, 2004). Sua medição é principalmente baseada no tipo de falha, bem como na morfologia e geometria da zona de separação e a zona de deposição (Guzzetti *et al.*, 2012).

Várias pesquisas têm achado relações empíricas entre a área medida num plano horizontal e o volume dos movimentos de massa. A Tabela 3.3 mostra uma síntese de várias correlações entre área A_L e o volume V_L dos movimentos de massa feita por Guzzetti *et al.* (2009).

Tabela 3.3. Relações empíricas entre área A_L e o volume V_L do movimento de massa (Guzzetti *et al.*, 2009).

Equação	Min A_L (m ²)	Max A_L (m ²)	N	Fonte	Eq. #
$V_L=0.074A_L^{1.450}$	2×10^0	1×10^9	677	Guzzetti <i>et al.</i> (2009)	Eq. 3.1
$V_L=0.1479A_L^{1.368}$	2.3×10^0	1.9×10^5	207	Simontt (1967)	Eq. 3.2
$V_L=0.234A_L^{1.11}$	2.1×10^0	2×10^2	29	Rice <i>et al.</i> (1969)	Eq. 3.3
$V_L=0.0329A_L^{1.3852}$	3×10^1	5×10^2	30	Innes (1983)	Eq. 3.4
$V_L=0.1549A_L^{1.0905}$	7×10^2	1.2×10^5	124	Guthrie and Evans (2004)	Eq. 3.5
$V_L=0.00004A_L^{1.95}$	$> 1 \times 10^6$	Sem definir	23	Korup (2005)	Eq. 3.6
$V_L=4.655A_L^{1.292}$	5×10^5	2×10^8	160	ten Brink <i>et al.</i> (2006)	Eq. 3.7
$V_L = 0.39 \times A_L^{1.31}$	1×10^1	3×10^3	51	Imaizumi & Sidle (2007)	Eq. 3.8
$V_L=0.0844 \times A_L^{1.4324}$	1×10^1	1×10^9	539	Guzzetti <i>et al.</i> (2008)	Eq. 3.9
$V_L=0.19 \times A_L^{1.19}$	5×10^1	4×10^3	11	Imaizumi <i>et al.</i> (2008)	Eq. 3.10
$V_L = 0.328 \times A_L^{1.104}$	1.1×10^1	1.5×10^3	37	Rice and Foggin (1971)	Eq. 3.11
$V_L=0.769 \times A_L^{1.250}$	5×10^4	3.9×10^6	45	Whitehouse (1983)	Eq. 3.12
$V_L=1.826 \times A_L^{0.898}$	5×10^1	1.6×10^4	1019	Larsen and Torres Sanchez (1998)	Eq. 3.13
$V_L=1.0359 \times A_L^{0.880}$	2×10^2	5.2×10^4	615	Martin <i>et al.</i> (2002)	Eq. 3.14
$V_L=12.273 \times A_L^{1.047}$	3×10^5	3.9×10^{10}	65	Haflidason <i>et al.</i> (2005)	Eq. 3.15

A coluna 1 mostra as equações (A_L em m², V_L em m³). As colunas 2 e 3 dão os valores máximos e mínimos para A_L . A coluna 4 contém o número de dados utilizados na correlação. A coluna 5 mostra os autores das pesquisas.

Atividade, profundidade, velocidade e idade são inferidas a partir do tipo, das características morfológicas e da aparência do movimento de massa sobre a imagem (por exemplo: fotografias aéreas, imagens de satélite, imagens de relevo sombreado obtidas a partir de um MED LiDAR, *Light Detection And Ranging*); da litologia local e da configuração estrutural; e da data das imagens (por exemplo: Antonini *et al.*, 2002b, Fiorucci *et al.*, 2011). Comumente, a idade é relativa e definida, quando não se tem data exata, como recente, velho, ou muito velho. Apesar da ambiguidade a definição da idade e outras características dos movimentos de massa se baseiam na sua aparência (Antonini *et al.*, 1993).

Em muitas paisagens, os movimentos de massa tendem a acontecer onde eles ocorreram no passado, formando grupos ou *clusters*. Um *cluster* pode conter vários movimentos de diferentes tamanhos, tipos e idades. *Clusters* de movimentos adjacentes e sobrepostos também podem se formar como resultado de um deflagrante individual, durante um período de minutos a alguns dias (Malamud *et al.*, 2004).

Calcular a área de clusters de movimentos de massa é relativamente fácil, mas não irá fornecer as estatísticas corretas para as áreas de movimentos de massa individuais ou o seu

número. Conhecer o tamanho de cada falha individual dentro de um cluster é difícil e requer alguma inferência. Isto é, certamente, um problema para a análise das estatísticas de frequência do tamanho de movimentos de massa, e não pode ser corrigida rapidamente ou automaticamente. Ela exige um trabalho extenso e manual num SIG, e algumas inferências para achar os contornos dos movimentos de massa mais velhos abaixo dos mais novos. A elaboração de um mapa de inventário inadequadamente corrigida por sobreposição de movimentos de massa vai resultar em uma subestimação dos maiores movimentos de massa (Malamud *et al.*, 2004).

Os mapas de movimentos de massa podem ser preparados utilizando técnicas diferentes (Guzzetti, 2006). A seleção de uma técnica específica depende da finalidade do inventário, da extensão da área de estudo, da escala dos mapas de base, da resolução, as características das imagens disponíveis (por exemplo: fotografias aéreas, imagens de satélite, dados de elevação LiDAR), das habilidades e da experiência dos intérpretes, dos recursos disponíveis para concluir o trabalho (Guzzetti *et al.*, 2000, van Westen *et al.*, 2006). Uma combinação de duas ou mais técnicas podem ser usadas para preparar um mapa de inventário (Guzzetti *et al.*, 2012).

Os inventários de movimentos de massa podem ser realizados utilizando uma variedade de técnicas que são resumidas na Tabela 3.4. A continuação se da uma visão geral das principais técnicas utilizadas.

Tabela 3.4. Visão geral das técnicas para levantar movimentos de massa (van Westen *et al.*, 2008).

GRUPO	TÉCNICA	DESCRIÇÃO	ESCALA			
			R	M	G	D
Interpretação de imagens	Fotografias aéreas	Formato analógico ou interpretação digital da imagem com conjunto de dados simples ou multi-temporais	M	H	H	H
	Imagens de satélite de alta resolução	Com imagens monoscópicas ou estereoscópicas e conjunto de dados simples ou multitemporais	M	H	H	H
	Modelos digitais de elevação (MDE) a partir de dados LiDAR	Conjunto de dados simples ou multitemporais de modelos digitais de terrenos desguarnecidos.	L	M	H	H
	Imagens de radar	Conjunto de dados simples	L	M	M	M
Classificação (Semi) automática baseada em características espectrais	Fotografias aéreas	Proporções da imagem, limiarização	M	H	H	H
	Imagens multiespectrais de média resolução	Imagens de dados simples, com classificação da imagem baseada no pixel ou na segmentação da imagem.	H	H	H	M
		Imagens de dados multiplex, com classificação da imagem baseada no pixel ou na segmentação da imagem.	H	H	H	M
	Combinação de dados ópticos e de radar	Usando tanto técnicas de fusão da imagem ou classificação multi-sensor, como classificação pixel a pixel ou baseada em objetos.	M	M	M	M

GRUPO	TÉCNICA	DESCRIÇÃO	ESCALA			
			R	M	G	D
Classificação (Semi) automática baseada em características de altitude	InSAR	Radar interferométrico para informação de grandes áreas.	M	M	M	M
		Dispersores permanentes de dados de deslocamento pontuais.	H	H	H	H
	LiDAR	Sobreposição de DEMs LiDAR de diferentes períodos	L	L	M	H
	Fotogrametria	Sobreposição de DEMs de fotos aéreas ou imagens de satélite de alta resolução para diferentes períodos	L	M	H	H
Métodos de investigação de campo	Mapeamento Geomorfológico de campo	Métodos convencionais	M	H	H	H
		Usando SIG Mobil e GPS para coletar dados de atributos.	L	H	H	H
	Entrevistas	Usando questionários, oficinas, etc.	L	M	H	H
Estudos de arquivos	Arquivos de jornais	Estudo histórico de jornais, livros e outros arquivos.	H	H	H	H
	Organizações encarregadas da manutenção das rodovias	Relacionar informações de manutenção ao longo de elementos lineares causados possivelmente por movimentos de massa.	L	M	H	H
	Corpo de bombeiros, policia	Extração de ocorrências de movimentos de massa de diários de acidentes.	L	M	H	H

Aplicabilidade de cada técnica para o desenvolvimento regional (R), escala média (M), grande (G) e detalhada (D) de mapeamento. (H = altamente aplicável, M = moderadamente aplicável, e L = Menos aplicável).

3.3.2.1 Mapeamento Geomorfológico de Campo

O mapeamento de movimentos de massa no campo é parte de mapeamento geomorfológico padrão (Brunsdén, 1985). Este procedimento apresenta dificuldades na detecção de movimentos de massa, em particular movimentos antigos. As dificuldades têm várias causas, incluindo: (i) o tamanho do movimento de massa, muitas vezes grande demais para ser visto totalmente no campo, (ii) o ponto de vista do investigador, muitas vezes desfavorável para ver todas as partes de um movimentos de massa com o mesmo detalhe, e (iii) o fato de que os movimentos de massa velhos são muitas vezes parcial ou totalmente cobertos por floresta, ou parcialmente alterados por processos de erosão, outros movimentos de massa, ou/e ações humanas (Guzzetti *et al.*, 2012).

É um equívoco que os movimentos mapeados no campo são mais precisos do que os mapeados remotamente (por exemplo: usando fotografias aéreas, imagens de satélite de alta resolução, DEMs). Assim, a perspectiva oferecida por uma visão distante do movimento de massa é preferível, e pode resultar em mapeamentos mais precisos e completos (Guzzetti *et al.*, 2012). Com algumas exceções, quando ao mapear movimentos de massa em áreas grandes, o trabalho de campo é realizado para: (i) identificar e mapear movimentos de massa individuais ou em pequenos grupos provocados por um evento específico ou em um período (por exemplo: Baum *et al.*, 1999, Cardinali *et al.*, 2006 e Santangelo *et al.*, 2010), (ii) obter informações gerais e específicas sobre o tipo e características (visuais) dos movimentos de

massa, para posteriormente fazer uma interpretação visual melhorada das fotografias aéreas ou imagens de satélite (Guzzetti & Cardinali, 1990), e (iii) validar inventários preparados usando outras técnicas (Brunsdon, 1985, Guzzetti *et al.*, 2000 e Cardinali *et al.*, 2001).

3.3.2.2 *Mapeamento mediante Interpretação Visual*

Quando ocorre um movimento de massa, ele muda a topografia da superfície deixando uma assinatura distinta (Pike, 1988). Esta assinatura pode ser observada a partir de produtos de sensores remotos (por exemplo: fotografias aéreas, imagens de satélite, DEM obtidos a partir de dado LiDAR, imagens de radar, etc). Porém, a qualidade da interpretação visual depende de vários fatores, além da experiência do intérprete. O principal fator é o tipo, altitude e densidade da vegetação, e sua mudança estacional e de longo prazo que afeta a capacidade de detectar e mapear movimentos de massa não só em campo, sem não também através da análise de imagens aéreas ou de satélite (Rib & Liang, 1978).

Onde a vegetação é escassa, por exemplo, em regiões áridas e semiáridas (Cardinali *et al.*, 1990) ou paisagens extraterrestres (Quantin *et al.*, 2004 e De Blasio, 2011), o aspecto morfológico dos movimentos de massa não é escondido pela vegetação. Onde a vegetação cresce rapidamente, por exemplo, em áreas tropicais e equatoriais, a assinatura dos movimentos sobre a superfície pode ser destruída em questão de meses ou estações, particularmente, em movimentos pequenos e superficiais (Guzzetti *et al.*, 2012).

No caso das imagens de satélite, para uma interpretação visual dos movimentos de massa, são necessárias imagens estereoscópicas com uma alta a muito alta resolução (Mantovani *et al.*, 1996; Metternicht *et al.*, 2005). Imagens ópticas com resoluções maiores do que 3 m (por exemplo: SPOT, LANDSAT), bem como imagens SAR (por exemplo: Envisat) provaram ser úteis para a interpretação visual de grandes movimentos de massa em casos individuais (Singhroy, 2005), mas não para o mapeamento de movimentos de massa baseado em uma análise das formas terrestres que cubra grandes áreas (van Westen *et al.*, 2008).

Imagens de muito alta resolução (por exemplo: Quickbird, IKONOS, GeoEye) tornaram-se a melhor opção para o mapeamento de movimentos de massa a partir de imagens de satélite, e o número de sensores operacionais com características semelhantes está crescendo ano a ano, conforme mais países estão entrando no lançamento de satélites de observação da Terra (van Westen *et al.*, 2008).

A análise visual revelou-se particularmente eficaz para mapear movimentos de massa recentes em terrenos florestais, e onde os movimentos deixaram sinais claros de sua ocorrência. Por esta razão, o método é o preferido para o mapeamento de movimentos de massa causados por um único deflagrante (por exemplo: um evento de chuva intensa, Haeberlin *et al.*, 2004), mas existem exemplos da interpretação visual de imagens pancromáticas de muito alta resolução para a produção de mapas de movimentos de massa em diferentes estações do ano (Fiorucci *et al.*, 2011 e Ardizzone *et al.*, 2007). Mapeamentos de movimentos de massa que exploraram a análise visual de imagens de satélite para mapear estes fenômenos estão na faixa de áreas pequenas (80 km², Fiorucci *et al.*, 2011) até muito grandes (9,6 × 10⁵ km², Haeberlin *et al.*, 2004).

Outro desenvolvimento tecnológico que está sendo estudado e aplicado nos últimos anos são os sensores aerotransportados LiDAR (Light Detection And Ranging). LiDAR é uma técnica de sensoriamento remoto usada para obter representações digitais da superfície topográfica de áreas que vão desde alguns hectares até milhares de quilômetros quadrados (Shan & Toth, 2009). A técnica utiliza um sensor laser aerotransportado para medir a distância entre o instrumento e múltiplos pontos na superfície topográfica. Mais de 100 pontos por metro quadrado podem ser medidos, dependendo das características do sensor, altitude de vôo e velocidade, e da geometria do terreno (Razak *et al.*, 2011). A posição geográfica do instrumento no ar é reconstruída com precisão usando um GPS e a informação de navegação do vôo. São obtidas representações digitais de superfície topográfica com precisão sub-métrica. Em um terreno arborizado, LiDAR pode penetrar a cobertura, fornecendo descrições quantitativas da superfície topográfica com detalhe sem precedentes (Slatton *et al.*, 2007). Esta habilidade é particularmente importante para detectar e mapear movimentos de massa em áreas florestais (Haugerud *et al.*, 2003, Schulz, 2007, Van Den Eeckhaut *et al.*, 2007, Booth *et al.*, 2009 e Razak *et al.*, 2011), com uma vantagem competitiva sobre outros métodos baseados na interpretação visual e análise de imagens aéreas ou de satélite que não penetram a cobertura (Guzzetti *et al.*, 2012).

Além disso, a chegada, em 2005, do Google Earth®, que oferece cobertura mundial com imagens de satélite de alta e muito alta resolução (até mesmo multi-temporais em alguns locais), e a capacidade de olhar para as imagens em 3D, tem proporcionado novas oportunidades para detectar e mapear movimentos de massa (Sato & Harpa, 2009).

3.3.2.3 Mapeamento semiautomático de movimentos de terra

Muitos avanços tiveram lugar na última década relacionado com métodos para a detecção automática de movimentos de massa com base nas suas características espectrais ou altitude (Fell *et al.*, 2008). Eles utilizam os produtos de sensores remotos, como fotografias aéreas, imagens de satélite, imagens de radar, MDEs LiDAR , etc. Esta é uma tarefa difícil (Pike, 1988) que, quando bem sucedida, facilita a produção de mapas de movimentos de massa, principalmente inventários de um evento preparados depois da ocorrência de um deflagrante específico (Tarolli *et al.*, 2010). Esta é uma forma de mapeamento rápido com aplicações potenciais para avaliação de risco, mitigação de riscos, e esforços de recuperação pós-evento (Guzzetti *et al.*, 2012).

Quando ocorrem movimentos de massa, eles podem mudar a cobertura do solo, modificando as propriedades ópticas da superfície da Terra. Sensores de satélite podem medir as variações na assinatura espectral da superfície da Terra e na altitude. As imagens captadas por sensores de satélite podem ser utilizadas para detectar e mapear movimentos de massa. No entanto, por exemplo, a assinatura espectral dos movimentos de massa não é inconfundível, e a detecção e mapeamento destes fenômenos, utilizando imagens de satélite continuam sendo uma tarefa desafiante (Guzzetti *et al.*, 2012).

A classificação semiautomática de movimentos de massa é um problema de classificação de imagens (Michie *et al.*, 1994). Os movimentos de massa, principalmente os recentes, são, desde um ponto de vista radiométrico, uma classe diferente de cobertura do solo, semelhante às áreas construídas, florestas, corpos de água, e tipos de uso da terra. Técnicas de classificação novas e convencionais, incluindo índice limiar (Liu *et al.*, 2002, Hervás *et al.*, 2003 e Rosin & Hervás, 2005), agrupamento supervisionado e não-supervisionado (Borghuis *et al.*, 2007 e Parker *et al.*, 2011) , métodos de detecção de mudanças (Hervás *et al.*, 2003, Cheng *et al.*, 2004, Rosin & Hervás, 2005 e Yang & Chen, 2010), e análise de imagens orientada a objetos (Park e Chi, 2008, Moine *et al.*, 2009 Martha *et al.*, 2010, Parker *et al.*, 2011 e Stumpf & Kerle, 2011), podem ser usadas para detectar movimentos de massa usando as informações quantitativas e multispectrais capturadas por imagens de satélite (Guzzetti *et al.*, 2012).

Segundo Guzzetti *et al.*, (2012) as diferentes abordagens, e suas múltiplas variações, podem ser livremente agrupadas de acordo ao número e data das imagens utilizadas na classificação,

como: i) uma única imagem tirada após um evento de movimentos de massa (por exemplo: Borghuis *et al.*, 2007) e ii) análise combinada de imagens pré-evento e pós-evento (por exemplo: Nichol & Wong, 2005, Lee & Lee, 2006, Weirich & Blesius de 2007, Tsai *et al.*, 2010, Yang & Chen, 2010, Mondini *et al.*, 2011 e Stumpf & Kerle, 2011).

Segundo o mesmo autor, as várias abordagens podem ser agrupadas, também, de acordo com o tipo e tamanho dos elementos geográficos utilizados para a detecção e mapeamento dos movimentos de massa, como: i) métodos pixelados (por exemplo: Mondini *et al.*, 2011) ou ii) e não pixelados usando segmentação orientada a objetos (por exemplo: Park e Chi, 2008, Moine *et al.*, 2009, Martha *et al.*, 2010 e Stumpf e Kerle, 2011). Atualmente, as abordagens não pixeladas usando segmentação orientada a objetos parecem fornecer uma melhor precisão que os métodos baseados em pixels (Barlow *et al.*, 2003; Martin & Franklin, 2005).

Vários autores têm explorado as informações multiespectrais capturados por sensores ópticos de satélite para a detecção e mapeamento automático ou semiautomático de movimentos de massa. Os exemplos são mais abundantes em áreas tropicais e equatoriais, onde, devido à presença de uma cobertura vegetal densa, os movimentos de massa produzem evidentes mudanças na cobertura do solo, que podem ser captadas analisando as mudanças no Índice de Vegetação de Diferença Normalizada (NDVI) (por exemplo: Liu *et al.*, 2002, Cheng *et al.*, 2004, Nichol *et al.*, 2006, Borghuis *et al.*, 2007 e Yang e Chen, 2010), ou em outras proporções obtidas a partir das bandas disponíveis (Guzzetti *et al.*, 2012).

A classificação automática de áreas afetadas por movimentos de massa pode fazer uso de várias características (Soeters & Van Westen, 1996):

- Interrupção ou cobertura de vegetação ausente, anômala com o terreno circundante tem sido utilizada como a principal característica de diagnóstico para o reconhecimento de movimentos de massa a partir de imagens multiespectrais.
- Características da declividade, em relação às mudanças na inclinação em geral, e a presença de concavidades e mudanças na curvatura da encosta que podem ser reconhecíveis a partir dos DEMs.
- Características de superfície, tais como estruturas de deformação internas, fissuras, trincas de tensão, lóbulos de fluxos, cicatrizes na morfologia, escarpes e elementos semicirculares aumentam a rugosidade da superfície, se o nível de detalhe do DEM é suficientemente grande.

- Características da área de drenagem, como drenagens interrompidas, lagos, zonas de infiltração e zonas excepcionalmente molhadas ou secas podem ser detectadas usando imagens de radar ou usando imagens térmicas.

Exemplos interessantes da utilização de dados de satélite ópticos para o mapeamento de inventário de movimentos de massa são apresentados por Roessner *et al.* (2005), Nichol & Wong (2005). Por outro lado, Restrepo & Alvarez (2006) demonstraram que o tratamento de imagens multiespectrais para estudos de movimentos de massa pode ser bem sucedido na identificação de um grande número de escarpas sem vegetação que foram produzidos durante um único evento deflagrante. No entanto, a prática tem mostrado que a detecção de movimentos de massa após grandes eventos deflagradores, especialmente em áreas tropicais, usando imagens de satélite é muitas vezes impedida pela cobertura persistente de nuvens na área afetada (Van Westen, 2008).

A classificação automática dos movimentos de massa utilizando fotografias aéreas digitais também tem sido aplicada com sucesso por Hervas *et al.* (2003). Whitworth *et al.* (2005) usaram um sensor de alta resolução ATM (*Airborne Thermal Mapper*) com processamento de imagens para a identificação semiautomática de movimentos de massa. Um escâner hiperespectral aerotransportado (*Airborne Thermal Mapper*) tem sido utilizado também em mapeamento de movimentos de massa (Bianchi *et al.*, 1999).

Segundo Guzzetti *et al.*, (2012), independentemente da técnica semiautomática usada para detectar movimentos de massa a partir de imagens de satélite, a precisão do mapeamento pode (e deve sempre) ser validada usando informações externas, principalmente informações sobre a distribuição, tamanho e tipo de movimentos de massa, obtidas a partir de fotografias aéreas, ortofotografias ou através de levantamentos de campo (por exemplo: Cheng *et al.*, 2004, Nichol *et al.*, 2006, Borghuis *et al.*, 2007, Yang & Chen, 2010, Lu *et al.*, 2011, Mondini *et al.*, 2011 e Stumpf & Kerle, 2011).

Finalmente, é importante esclarecer que as técnicas de classificação são semiautomáticas pelo fato que requerem uma etapa pós-processamento para corrigir erros de omissão (falso negativo) ou inclusão (falso positivo) e erros topológicos nos quais seja necessário unir ou separar polígonos (Guzzetti *et al.*, 2012). Além do anterior, atributos adicionais do inventário, como tipo de movimentos, data, velocidade, etc., são incluídos até hoje manualmente.

3.3.3 Propriedades Espaciais

Na literatura científica existem várias publicações que tentam explicar qual é a relação entre a distribuição espacial dos movimentos de massa e um conjunto de fatores espaciais próprios dos eventos deflagrantes e das áreas afetadas por estes fenômenos. Estes fatores podem ser: i) fatores relacionadas como o evento deflagrante (chuva, terremoto ou degelo), ii) fatores geomorfológicos como a altitude, declividade, rugosidade da superfície, curvatura do terreno, rede hídrica, etc., iii) fatores de tipo geológico e geotécnico, iv) e fatores bióticos e entrópicos como a cobertura e uso do solo (baseado em Gurum *et al.*, 2011).

Formalmente, analisar as propriedades espaciais de um inventário de movimentos de massa é a segunda etapa de uma metodologia quantitativa e indireta para o estudo da susceptibilidade para uma determinada área, sendo a primeira o mapeamento do inventário de movimentos de massa, a terceira, a estimação da contribuição relativa dos fatores de instabilidade na geração das falhas, a quarta, a classificação da superfície terrestre em domínios de diferentes níveis de susceptibilidade e a quinta, avaliação do desempenho do modelo (Guzzetti *et al.*, 2006).

Portanto, o que se pretende ao analisar as propriedades espaciais de um inventário de movimentos de massa é saber quais são os fatores espaciais que tem mais peso ou que determinam a localização de um ou vários movimento de massa. A avaliação da distribuição espacial dos movimentos de massa é importante para entender quais áreas de uma determinada região são suscetíveis a eventos futuros (Dai *et al.*, 2011).

As pesquisas feitas sobre o tema podem ser agrupadas segundo o deflagrante. Assim, dos grandes terremotos que ocorreram em áreas montanhosas, muito se aprendeu sobre os mecanismos causais dos movimentos de massa (por exemplo: Keefer, 1984, Jibson & Keefer, 1989, Keefer & Manson, 1998, Keefer, 2000, Papadopoulos & Plessa, 2000, Khazai & Sitar, 2003, Wang *et al.*, 2003, Jibson *et al.*, 2004, Harpa & Crone, 2006, Mahdaviifar *et al.*, 2006, Keefer *et al.*, 2006, Mahdaviifar *et al.*, 2006, Sato *et al.*, 2007, Wang *et al.*, 2007, Owen *et al.*, 2008, Lee *et al.*, 2008, Chigira *et al.*, 2010, Qi *et al.*, 2010, Tang *et al.*, 2011, Dai *et al.*, 2011, Gorum *et al.*, 2011, Iwahashi *et al.*, 2012). Em menor quantidade foram estudadas as propriedades espaciais dos inventários de movimentos de massa deflagrados por chuvas (por exemplo: Bucknam *et al.*, 2001, Guzzetti *et al.*, 2004, Cardinali *et al.*, 2006, Tsai *et al.*, 2010, Tang *et al.*, 2011, Conforti *et al.*, 2012, Iwahashi *et al.*, 2012) e degelos (Cardinali *et al.*, 2000).

Um parâmetro bastante utilizado nas pesquisas é a concentração de movimentos de massa.. Parâmetro medido utilizando movimentos de massa representados por pontos, *LC (Landslide Concentration,)* ou polígonos, *LAC (Landslide Area Concentration,)*.

3.3.3.1 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Deflagrantes

O estudo de cada um dos fatores deflagrantes tem seguido caminhos diferentes devido à sua natureza distinta. Assim, os terremotos são menos previsíveis que as chuvas. Porém, os terremotos estão focalizados em zonas de falhas ativas o que não acontece com as chuvas que são mais dispersas no espaço. Por conseguinte, os estudos dos terremotos como fator deflagrante de movimentos de massa têm servido para determinar níveis de susceptibilidade dependendo da cercania às zonas de falha. Por sua vez, os estudos das chuvas como fator deflagrante têm servido para prever movimentos de massa mediante o cálculo de limiares que dão o nível crítico para que os movimentos de massa ocorram, seja utilizando métodos estatísticos ou determinísticos. Estas metodologias não se tratam aqui pelo fato de não considerar a distribuição espacial dos movimentos de massa, que é o tema deste subitem. Na revisão bibliográfica não foram encontrados estudos que relacionem a distribuição espacial da chuva com a distribuição espacial dos movimentos de massa. No caso dos degelos também não se encontraram estudos relacionados.

Com relação aos movimentos de massa deflagrados por sismos, as pesquisas tem seguido uma abordagem geoestatística. Nelas se tenta explicar a distribuição espacial dos movimentos de massa relacionando a distância medida desde o epicentro do sismo ou desde falhas geológicas com parâmetros sísmicos de magnitude (Por exemplo, a magnitude de ondas superficiais, M_s , ou a magnitude do momento, M_w) ou de intensidade (por exemplo: a aceleração) para determinar níveis de susceptibilidade.

Tem-se achado para vários terremotos em regiões montanhosas ao redor do mundo uma forte dependência entre a concentração de movimentos de massa e a distância medida desde a falha co-sísmica (Figura 3.8) ou desde o epicentro (Figura 3.9). Keefer *et al.* (2006), com dados de terremotos ao redor do mundo, relacionaram a distância do movimento de massa mais afastado do epicentro e a área total dos movimentos de massa produzidos num sismo com sua magnitude, encontrando relações significativas. Keefer *et al.* (2002) também achou uma dependência entre a magnitude de um sismo e o número total de movimentos de massa produzidos.

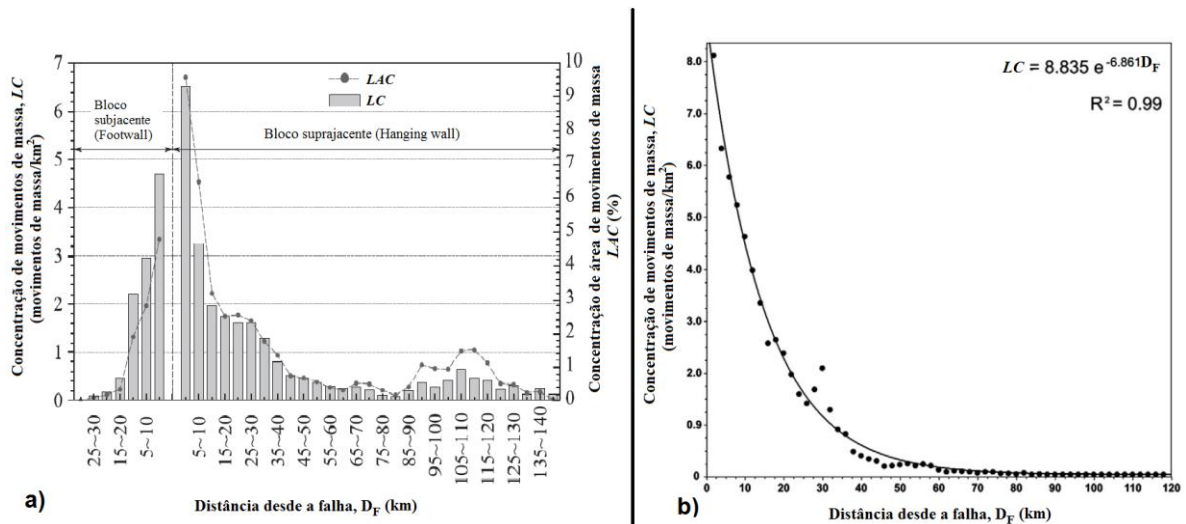


Figura 3.8. Dependência da concentração de movimentos de massa com a distância desde a falha cossísmica para: a) 56.000 movimentos de massa distribuídos em uma área de 41.750 km² e deflagrados pelo terremoto de Wenchuan (Mw=7,9) na China em Maio 12 de 2008 (Dai *et al.*, 2011), b) 1.280 movimentos de massa distribuídos em uma área de 2.000km² e deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta (Mw=6,9) na Califórnia em Outubro 17 de 1989 (Keefer, 2000).

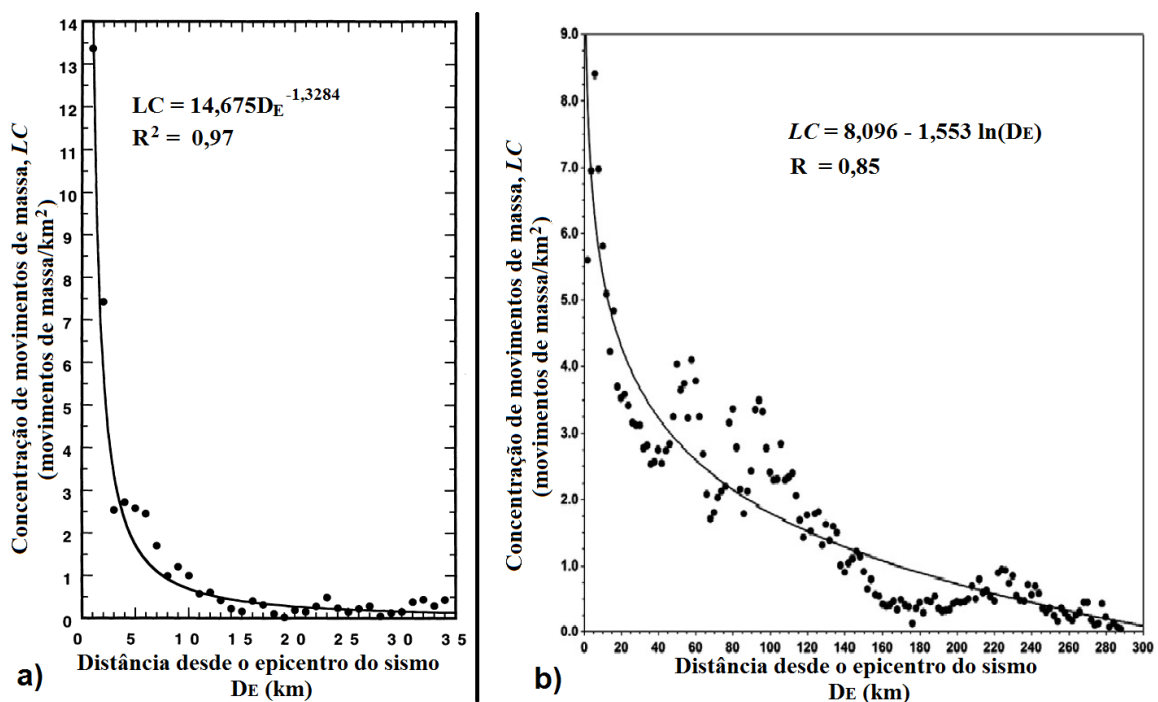


Figura 3.9. Dependência da concentração de movimentos de massa com a distância desde o epicentro do sismo para: b) 1.280 movimentos de massa distribuídos em uma área de 2.000km² e deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta (Mw=6,9) na Califórnia em Outubro 17 de 1989 (Keefer, 2000), a) 60.104 movimentos de massa distribuídos em uma área de 34.608km² e deflagrados pelo terremoto de Wenchuan (Mw=7,9) na China em Maio 12 de 2008 (Gorum *et al.*, 2011).

3.3.3.2 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geomorfológicos

Os fatores geomorfológicos que controlam a ocorrência de movimentos de massa têm sido estudados amplamente. Os mais estudados são a declividade, a altitude, o aspecto, a curvatura do terreno e a proximidade à rede de drenagem.

A *declividade* é considerada um dos principais fatores controladores na estabilidade dos taludes (Lee & Min, 2001), já que o esforço cisalhante aumenta com a inclinação da encosta. As pesquisas mostram que as declividades em uma região e as declividades das encostas onde aconteceram movimentos de massa tem uma distribuição das suas frequências semelhante (Keefe, 2000, Bucknam *et al.*, 2001, Chau *et al.*, 2004, Qi *et al.*, 2010, Tsai *et al.*, 2010, Tang *et al.*, 2011, Dai *et al.*, 2011, Iwahashi *et al.*, 2012). Portanto, os valores mais prováveis de declividade de causar movimentos de massa dependem da distribuição das frequências das declividades da região de estudo (Figura 3.10). Por exemplo, as fortes chuvas que acompanharam a passagem do furacão Mitch pelo território da Guatemala em 1998 provocaram o maior número de movimentos de massa em encostas com declividade entre 25° e 30° (Bucknam *et al.*, 2001). A maior porcentagem de encostas rompidas durante o sismo de Wenchun na China em 2008 tinham declividades entre 50° e 60° (Dai *et al.*, 2011). A análise estatística de uma amostra de 436 movimentos de massa indicou que 98% se originaram em declives superiores a 30° e 90% originaram-se em declives superiores a 45° (Keefe, 2002).

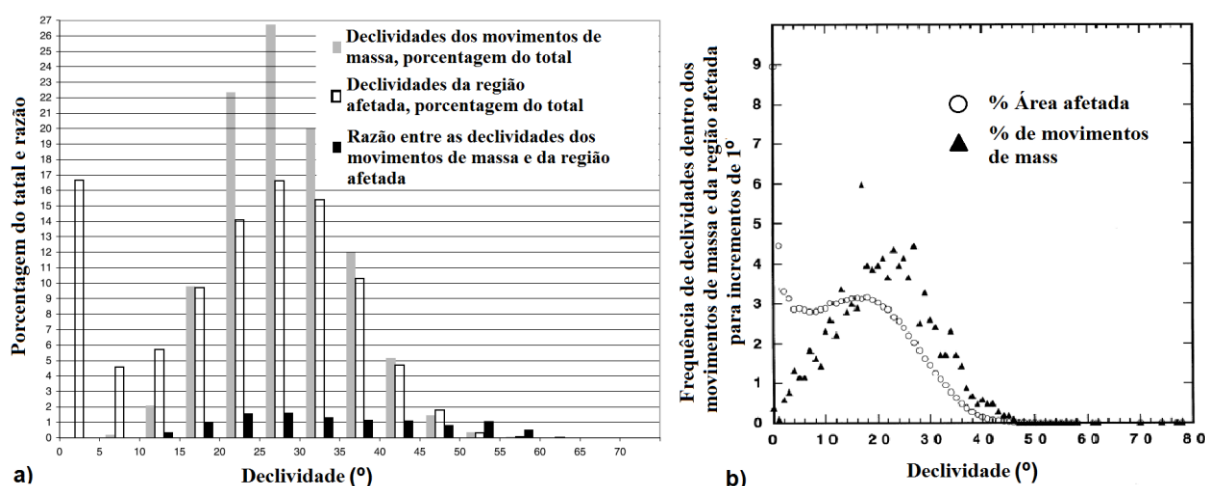


Figura 3.10. Distribuição de frequência das declividades dentro dos movimentos de massa e nas regiões afetadas para: a) os movimentos de massa deflagrados pelas chuvas durante a passagem do furacão Mitch por a Guatemala em 1998. As declividades foram calculadas utilizando um MDE de pixel de 10 m (Bucknam *et al.*, 2001) e b) os movimentos de massa deflagrados pelo terremoto de Loma Prieta na Califórnia em 1989. As declividades foram calculadas utilizando um MDE de pixel de 30 m (Keefe, 2000).

Para a *altitude* as pesquisas mostram um comportamento semelhante com a declividade, no entanto, a dependência entre a ocorrência de movimentos de massa com este parâmetro não é tão evidente para alguns eventos (Qi *et al.*, 2010). Esse aspecto também foi considerado um fator importante em estudos de susceptibilidade por movimentos de massa (Guzzetti *et al.*, 1999, 2005). Pois influência a ocorrência de movimentos de massa, uma vez que controla alguns parâmetros climáticos, tais como a exposição à luz solar e aos ventos, intensidade da precipitação e a umidade do solo (Dai *et al.*, 2001, Çevik & Topal, 2003). Porém, autores como Qi *et al.* (2010) acharam que o aspecto teve pouca influência sobre a distribuição dos movimentos de massa produzidos pelo terremoto de Wenchun na China.

A *curvatura* também desempenha um papel importante na instabilidade do terreno (Fernandes *et al.*, 2004; Vijith & Madhu, 2008), uma vez que pode controlar o regime hídrico superficial e sub-superficial das encostas. Evidentemente, sua influência se limita aos movimentos de massa provocados pela ação da água. Iwahashi *et al.* (2012) utilizando MDEs de alta resolução para estudar movimentos de massa produzidos por chuvas e por terremotos encontrou que a susceptibilidade aos movimentos de massa provocados por chuvas aumenta com a convexidade do terreno. Outros autores como Bucknam *et al.* (2001) não acharam correlação alguma entre a distribuição espacial dos movimentos de massa e a curvatura do terreno.

A estabilidade das encostas pode ser negativamente influenciada pelas *drenagens superficiais* por causa da erosão e da saturação da parte inferior das encostas (Dai *et al.*, 2001, Saha *et al.*, 2002, Cevik & Topal, 2003, Yalcin, 2008). Dai *et al.* (2001) encontraram que a frequência na ocorrência de movimentos de massa decresce quando aumenta a distância às linhas de drenagem.

Finalmente, MahdaviFar *et al.* (2006) e Tsai *et al.* (2010) encontraram que as zonas de antigos movimentos de massa são susceptíveis a novos movimentos.

3.3.3.3 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geológicos

A litologia foi considerada um dos principais fatores que influenciam os processos nas encostas, incluindo movimentos de massa (Pachauri *et al.* 1998; Dai *et al.* 2001; Clerici *et al.* 2010, Conforti, 2012). Segundo Dai *et al.* (2011) no sismo de Wenchuan na China os movimentos de massa estiveram concentrados em rochas de baixa resistência. Porém, também se concentram em unidades de rochas duras, mas altamente fraturadas. Esta hipótese é

também sustentada por outros estudos de movimentos de massa deflagrados por terremotos (por exemplo: Keefer, 1984, Keefer, 1993, Keefer, 2000, Keefer *et al.*, 2006). Porém para movimentos de massa deflagrados por chuvas a dependência não é tão forte. Chau *et al.* (2004) concluiu que para Hong Kong parece não existir uma correlação forte entre a ocorrência de movimentos de massa deflagrados por chuvas e as formações geológicas.

3.3.3.4 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Bióticos e Antrópicos

O uso do solo foi utilizado recentemente como fator predisponente em estudos de avaliação da susceptibilidade (Van Westen *et al.* 2003; Wang & Sassa 2005; Lee & Sambath 2006; Yalcin 2008) e é considerado um fator importante de instabilidade em áreas propensas ao movimentos de massa (por exemplo: Van Beek & Van Asch, 2004, Garfi *et al.*, 2007). Owen *et al.* (2008) estudando os movimentos de massa deflagrados pelo terremoto de Kashmir no Paquistão em 2005 achou que mais de 50% dos locais analisados na pesquisa estavam concentrados perto das estradas ou mostravam alguma evidencia de atividade humana. Keefer (2006) achou para os movimentos de massa deflagrados pelo terremoto de Tecomán no México em 2003 que, nas cordilheiras costeiras, quase todos os movimentos de massa foram gerados por falhas de encostas artificialmente cortadas, especialmente ao longo das estradas. No máximo, algumas dezenas de movimentos de massa na região se originaram em encostas naturais.

3.3.4 Propriedades Estatísticas

As propriedades estatísticas dos inventários têm sido estudadas principalmente com relação ao tamanho dos movimentos de massa, representado por seu comprimento, volume ou área. A área tem sido a mais estudada por a facilidade para obtê-la. Esta pode variar amplamente desde menos de 1 m² até vários quilômetros quadrados, por exemplo, o movimento de massa de Hattian Bala de 80 km² deflagrado pelo terremoto de Kashmir no Paquistão em 2005 (Owen *et al.*, 2008).

A distribuição de frequências dos tamanhos dos movimentos de massa é uma informação importante para determinar os riscos por estes eventos, e para estimar sua contribuição na erosão e na produção de sedimentos (Guzzetti *et al.*, 2006).

O inventario pode ser usado para determinar as distribuições de frequências e de probabilidade do tamanho dos movimentos de massa. Para este propósito, estatísticas

acumuladas ou não acumuladas dos tamanhos dos movimentos de massa podem ser adotadas. Nas estatísticas acumuladas, o número acumulado de movimentos de massa N_{LC} com áreas superiores a A_L é plotado como uma função da A_L (Guzzetti, 2006). Vários autores (ver Tabela 3.5) têm usado as estatísticas acumuladas para manipular e representar graficamente a variável “tamanho” registrada nos inventários de movimentos de massa, achando posteriormente ajustes potenciais do tipo:

$$N_{LC} = cA_L^{-\alpha} \quad \text{Eq. 3.16.}$$

Onde c e α são os parâmetros do ajuste. A Tabela 3.5 mostra exemplos encontrados na literatura deste tipo de ajustes.

Tabela 3.5. Ajustes feitos para as estatísticas acumuladas com relação ao tamanho de movimentos de massa ao redor do mundo (elaborado a partir de Guzzetti, 2006).

α	N_L	Para A_L (m^2)	Local	Deflagrante	Obs.
0,96 (A_L)	800		Japão	Chuva	Fujii (1969). Lei de potencia para a área
0,85 (V_L)	800		Japão	Chuva	Fujii (1969). Lei de potencia para o volume
1,34-1,62	3.511		Japão	Chuva	Ohmori e Hirano (1988)
1,27-2,49	3.424		Japão, Akaishi Ranges	Chuva	Sugai <i>et al.</i> (1994) e Ohmori e Sugai (1995)
2,0	3.424	>100000	Japão, Akaishi Ranges	Chuva	Pelletier <i>et al.</i> (1997)
1,6-2,0	1.130	>50000	Bolívia, vale Challana	Chuva	Pelletier <i>et al.</i> (1997)
1,6	11.000	>3000	Califórnia, Northridge	Terremoto	Pelletier <i>et al.</i> (1997)
0,7	4.984	700-1000000	Nova Zelândia, Falha Alpina		Hovius <i>et al.</i> (1997)
1,15	1.040	3000-50000	Taiwan, bacias Ma-An e Wan-Li	Chuva	Hovius <i>et al.</i> (2000)

Outros autores utilizam estatísticas não acumuladas, nas quais o número (não acumulado) de movimentos de massa N_L é plotado contra A_L (Guzzetti, 2006), obtendo posteriormente ajustes potenciais do tipo:

$$N_L = c'A_L^{-\beta} \quad \text{Eq. 3.17.}$$

Onde c' e β são os parâmetros do ajuste. A Tabela 3.6 mostra exemplos encontrados na literatura deste tipo de ajustes.

Tabela 3.6. Ajustes feitos para as estatísticas não acumuladas com relação ao tamanho de movimentos de massa ao redor do mundo (elaborado a partir de Guzzetti, 2006).

β	N_L	Para A_L (m2)	Local	Deflagrante	Obs.
2,3-3,3	11.000	2.000-1.000	Califórnia, Northridge	Terremoto	Malamud e Turcotte (1999). $AL >$ depende da resolução do mapeamento
2,46±0,2	4.984		Nova Zelândia, Falha Alpina		Hovius <i>et al.</i> (1997)

β	N_L	Para A_L (m2)	Local	Deflagran te	Obs.
2,11	1.040		Taiwan, bacias Ma-An e Wan-Li	Chuva	Stark e Hovius (2001)
2,51-2,77	1.402	10.000-400.000	British Culumbia		Guthrie e Evans (2004)
2,24	101	>10.000	British Culumbia, Loughborough Inlet	Chuva	Guthrie e Evans (2004)
2,5	16.809	>100.000	Itália, Umbria e Marche	Vários	Guzzetti <i>et al.</i> (2002)
2,5	4.233	>1.000	Itália, Umbria	Degelo	Guzzetti <i>et al.</i> (2002)
2,3	11.000	>1.000	Califórnia, Northridge	Terremoto	Guzzetti <i>et al.</i> (2002)
2,5	1.204		Itália, Imperia Province	Chuva	Guzzetti <i>et al.</i> (2004)
2,77±0,08	2.390		Itália, bacia do Rio Staffora	Chuva	Guzzetti <i>et al.</i> (2005) Utilizando a distribuição Gama Inversa
2,5±0,05	2.390		Itália, bacia do Rio Staffora	Chuva	Guzzetti <i>et al.</i> (2005) Utilizando a distribuição double Pareto
2,4	24.938		Northridge, Umbria, Guatemala	Vários	Malamud <i>et al.</i> (2004) Utilizando a distribuição Gama Inversa

Por exemplo, Guzzetti *et al.* (2002) acharam para dos inventários na região de Úmbria e Marche, o primeiro com 16.809 (data set A na Figura 3.11) e o outro com 4.233 (data set B na Figura 3.11) movimentos de massa, as seguintes leis de potencia:

$$N_L = 300A_L^{-2,5}, \text{ válida para } A_L > 10^{-1} \text{ km}^2 \quad \text{Eq. 3.18.}$$

$$N_L = 0,3A_L^{-2,5}, \text{ válida para } A_L > 10^{-3} \text{ km}^2 \quad \text{Eq. 3.19.}$$

Com A_L em km^2 . Os ajustes se mostram na Figura 3.11.

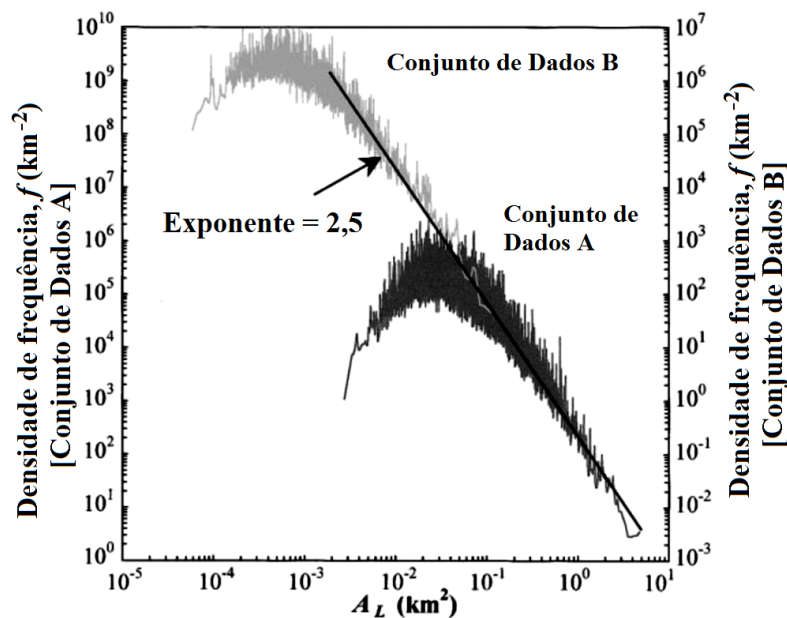


Figura 3.11. Distribuição não acumulada das frequências das áreas para movimentos de massa na Itália central. Conjunto de Dados A e B representam 16.809 e 4.233 movimentos de massa, respectivamente.

Todas as distribuições não cumulativas obtidas mostraram que: (i) movimentos de massa são mais abundantes para um tamanho em particular, e (ii) obedecem a uma lei de potência para

movimentos de massa maiores do que um tamanho mínimo. Os autores atribuíram o decaimento na frequência nos movimentos de massa pequenos ao nível baixo de integralidade (ver subitem 3.3.1) dos inventários de movimentos de massa devido à erosão e às limitações nas técnicas de mapeamento adotadas ou a uma real característica dos dados, possivelmente associado com a morfologia da superfície ou ao fenômeno mesmo dos movimentos de massa (Guzzetti, 2006).

Em vista de que as leis de potência formuladas por vários autores não conseguem explicar o decaimento das frequências para pequenos movimentos de massa, Malamud *et al.* (2004) encontraram que a *Distribuição Gamma Inversa de Três Parâmetros* (Eq. 3.20) ajusta-se ao histograma de frequências das áreas de movimentos de massa “frescos” de três eventos deflagrados cada um por três tipos distintos de fenômenos naturais (Figura 3.12). Esta distribuição decai para médios e grandes movimentos como uma potência inversa da área deslizada e muda para um decaimento exponencial para pequenos movimentos de massa. Malamud *et al.* (2004) baseados na excelente concordância entre os três inventários de movimentos de massa e a distribuição gamma inversa ilustrada na Figura 3.12, apresentaram a hipótese de uma *distribuição geral para os tamanhos de movimentos de massa*.

$$(A_L; \alpha, a, s) = \frac{1}{a\Gamma(\alpha)} \left[\frac{a}{A_L - s} \right]^{\alpha+1} \exp \left[-\frac{a}{A_L - s} \right] \quad \text{Eq. 3.20.}$$

Donde A_L é a área do movimento de massa, α é o parâmetro que controla a lei de decaimento potencial dos valores médios e grandes, a é o parâmetro que controla a localização da probabilidade máxima, s é o parâmetro que controla a mudança para uma lei exponencial nos valores pequenos e $\Gamma(\alpha)$ é a função gamma definida como:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} y^{\alpha-1} \exp(-y) dy, \alpha > 0 \quad \text{Eq. 3.21.}$$

Os inventários utilizados por Malamud *et al.*, (2004) foram substancialmente completos e bem documentados e consistiram de: *i*) mais de 11.000 movimentos de massa deflagrados no terremoto do 17 de Janeiro de 1997 em Northridge, Califórnia; *ii*) mais de 4.000 movimentos de massa deflagrados pro degelo na região de Úmbria na Itália no dia 1 de Janeiro do 1997; *iii*) mais de 9.000 movimentos de massa deflagrados por uma chuva intensa durante o final de outubro e início de novembro de 1998 na passagem do furacão Mitch.

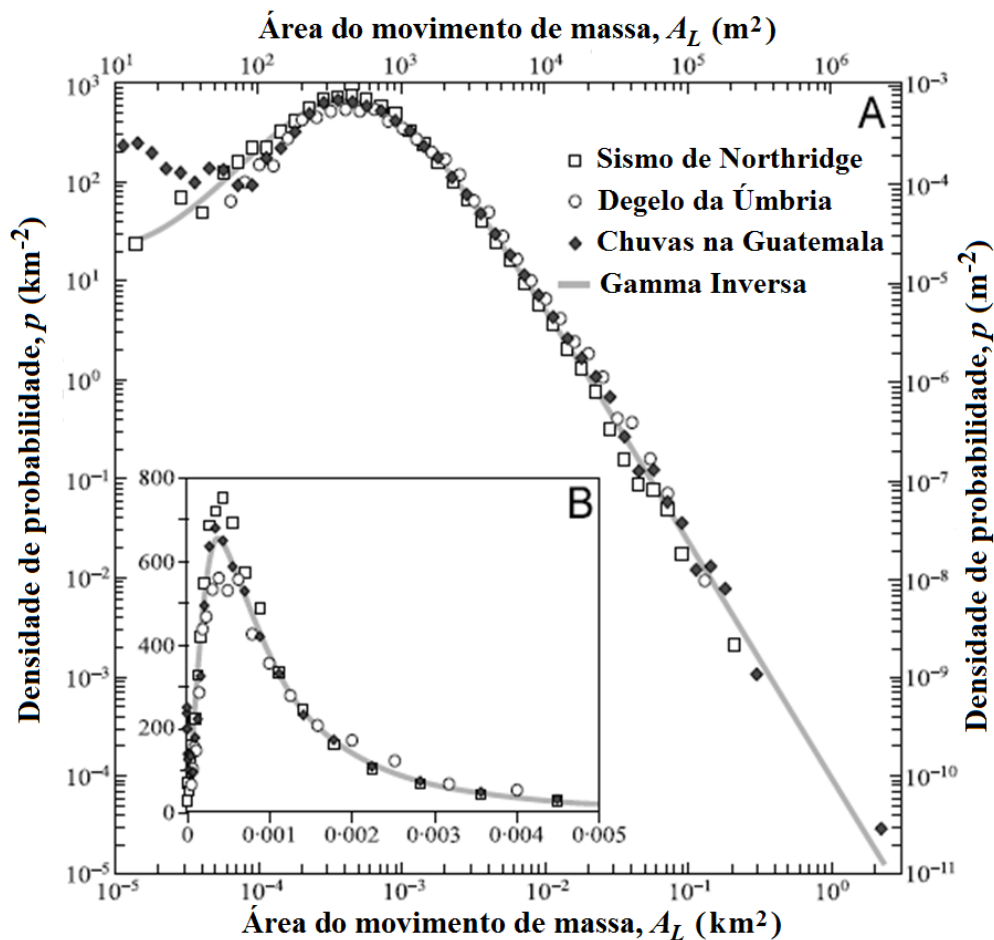


Figura 3.12. Dependência da densidade de probabilidade dos movimentos de massa p com sua área A , para três inventários de movimentos de massa. A densidade de probabilidade é dada em eixos logarítmicos (A) e em eixos lineares (B). Também está incluída a distribuição de probabilidade gamma inversa de três parâmetros. Este é o melhor ajuste com valores dos parâmetros de $\alpha=1,40$, $a=1,28 \times 10^{-3} \text{km}^2$, $s=-1,32 \times 10^{-4} \text{km}^2$.

No mesmo trabalho, Malamud *et al.*, (2004) propõem definir a magnitude do evento de movimentos de massa, m_L , (Eq. 3.22) como é feito para outros desastres naturais (Escala de Richter para os terremotos, escala Saffir-Simpson para os furacões, escala de Fujita para os tornados, e o Índice de Explosividade Vulcânica).

$$m_L = \text{Log}N_{LT} \quad \text{Eq. 3.22.}$$

Onde m_L representa a magnitude do evento de movimentos de massa e N_{LT} o número total de movimentos de massa deflagrados durante o evento de movimentos de massa.

Assumindo que a distribuição geral para movimentos de massa é aplicável, Malamud *et al.*, (2004) propõem um conjunto de curvas teóricas para varias magnitudes de eventos de movimentos de massa (Figura 3.13).

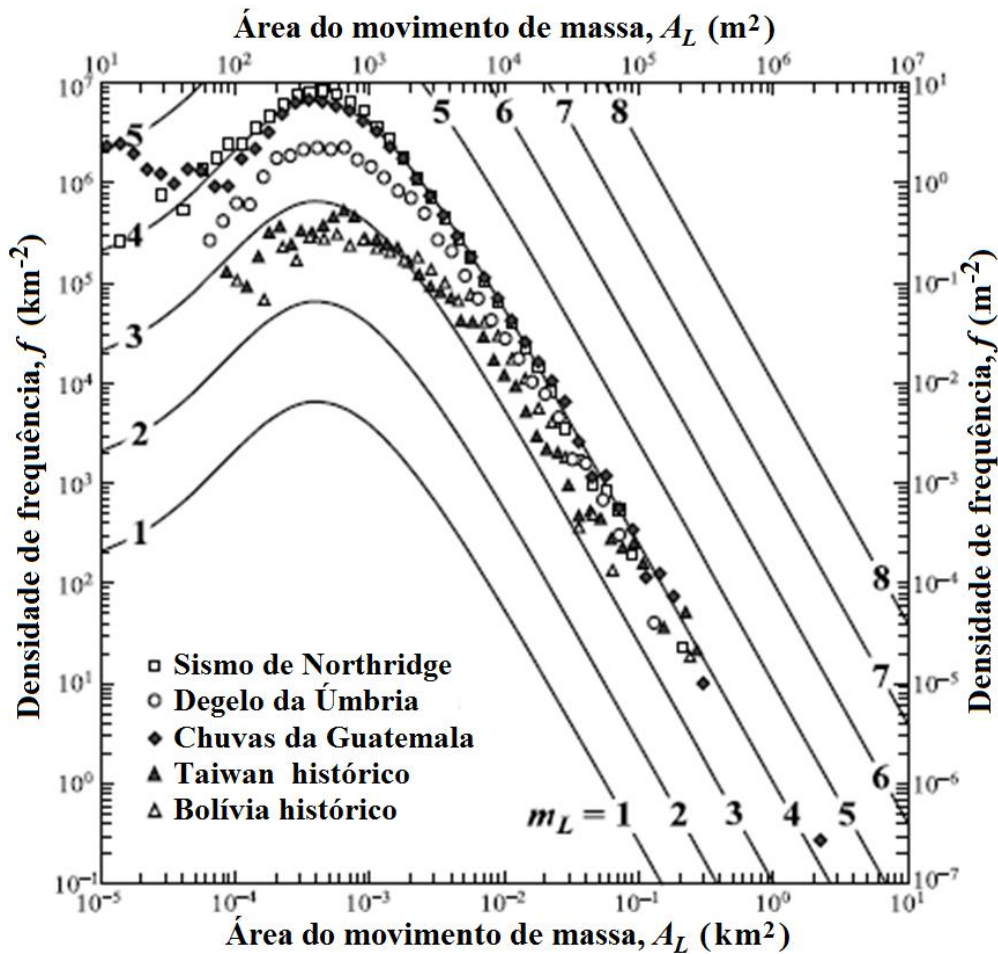


Figura 3.13. Dependência da densidade de frequência dos movimentos de massa, (f), como a área deslizada (A_L) para diferentes magnitudes dos eventos de movimentos de massa (m_L).

A hipótese da aplicabilidade geral da distribuição gamma inversa de três parâmetros aos eventos de movimentos de massa deixa varias implicações definidas por Malamud *et al.*, (2004) e outras por explorar. Uma implicação é que a superfície média dos movimentos de massa que são produzidos num evento será a mesma para todos os inventários substancialmente completos ($3070 m^2$). Outra consequência é a possibilidade de extrapolar os dados dos inventários incompletos para encontrar a área total, o volume total, e o número total de movimentos de massa associados com um deflagrante. A hipótese, também permite definir uma “*magnitude*” para cada evento de movimentos de massa. Isto pode ser feito mediante a especificação da quantidade total, a área total e/ou o volume total dos movimentos de massa de um evento. Se um inventário está incompleto (por exemplo: movimentos de massa pequenos não estão incluídos), o inventário parcial pode ser comparado com a distribuição de probabilidade geral para movimentos de massa e inferir a correspondente magnitude do evento. Malamud *et al.*, (2004) deixaram aberta a possibilidade de explorar as relações entre a magnitude do evento de movimentos de massa e a magnitude dos fenômenos deflagrantes.

4. METODOLOGIA

A metodologia utilizada nesta pesquisa, resumida na Figura 4.1, tem duas etapas. Na primeira é gerado o inventário dos movimentos de massa deflagrados durante o evento de chuvas na RSRJ. Na segunda etapa são analisadas as propriedades espaciais e estatísticas do mapa do inventário. A continuação descreve-se com mais detalhe estas etapas.

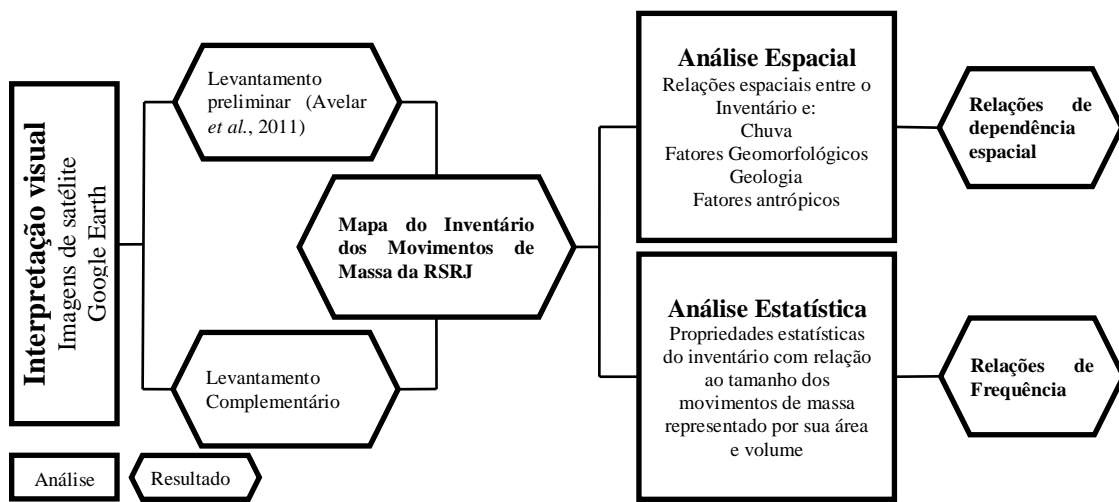


Figura 4.1. Metodologia geral do estudo.

4.1 Levantamento dos Movimentos de Massa

Avelar *et al.* (2011) mapearam parte da área afetada pelo evento da RSRJ, obtendo 3622 movimentos de massa. Mediante observações posteriores das imagens de GeoEye tomadas nos dias 19 e 23 de janeiro de 2011, disponíveis no programa Google Earth® concluiu-se que faltavam movimentos de massa para serem mapeados. Assim, utilizando a técnica de interpretação visual de imagens descrita no subitem 3.3.2.2, a mesma utilizada por Avelar *et al.* (2011), foram mapeadas as cicatrizes dos movimentos de massa faltantes. Com ajuda da ferramenta "add polígonos" do Google Earth® desenharam-se polígonos seguindo as bordas perceptíveis visualmente dos movimentos de massa sem fazer distinção entre a área de falha e de deposição (Figura 4.2). Porém, a maioria dos movimentos de massa apresentaram bordas vagamente definidas e requereram uma interpretação mais subjetiva, principalmente em quatro casos: i) aqueles que aconteceram em grupos ou clusters, às vezes superpostos, ii) os que estão sobre obras de infraestrutura, iii) os que, devido à incidência do sol, tem sombras

projetadas sobre sua superfície, e iv) aqueles que conservam parte de sua cobertura vegetal e suas bordas são perceptíveis por fraturas ou queda árvores (Figura 4.3).



Figura 4.2. Movimento de massa levantado como polígono.

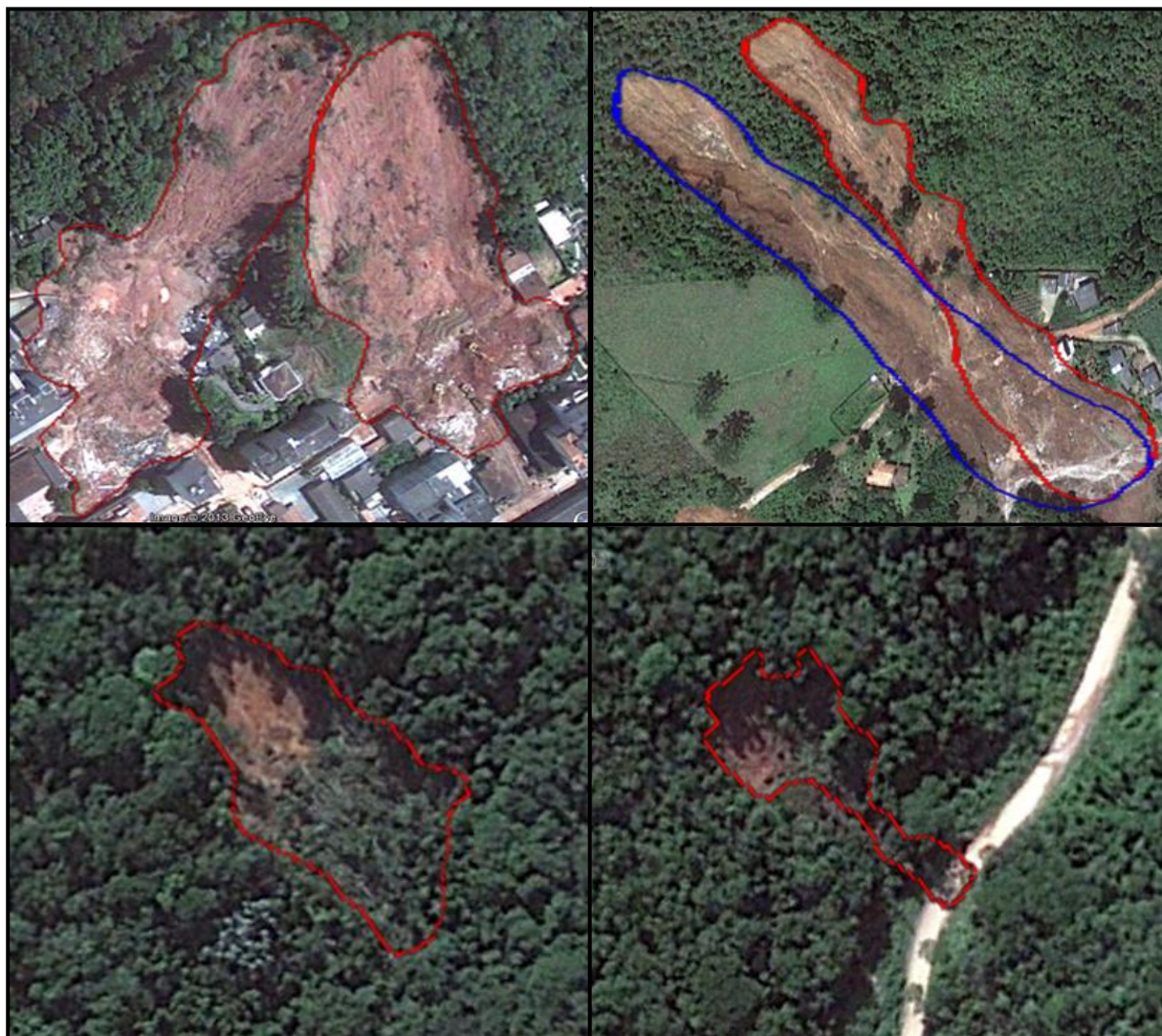


Figura 4.3. Algumas inferências no levantamento de movimentos de massa afetados por infraestrutura, vegetação, sombras e superposição.

4.2 Análise Espacial

Os movimentos de massa mapeados são aqueles que deixam uma assinatura que pode ser representada por um só polígono, como os deslizamentos, os fluxos e os espalhamentos. As quedas e os tombamentos por terem uma distribuição descontínua no espaço requerem um tratamento diferente como bem é mencionado por Malamud *et al.* (2004) e por conseguinte não são tratados neste trabalho. Supõe-se que o inventário elaborado é o "melhor" inventário possível, dado o tipo de mapeamento, a resolução das imagens, o tempo disponível para completar a pesquisa, a experiência do intérprete e outros fatores que afetam a qualidade de um inventário, descritos no Capítulo 3. Para ter ideia do nível de confiabilidade do inventário, foram dadas algumas medidas de qualidade.

O inventário levantado foi levado para uma plataforma SIG e georreferenciado com relação a uma imagem GeoEye da zona de estudo, do mesmo modo que foi feito para todas as camadas de informação utilizadas na pesquisa. Foi utilizado o sistema coordenado SAD-1969 (South American Datum) com projeção UTM na zona 23. O inventário foi comparado com outros inventários de eventos de movimentos de massa ao redor do mundo, utilizando estatísticas e parâmetros conhecidos, como a concentração total de movimentos de massa e a área total afetada pelo evento. Análise Espacial. O inventário substancialmente completo elaborado na etapa de mapeamento foi relacionado com os dados de chuva, altitude, declividade, rede de drenagem e geologia apresentados no Capítulo 2 com o objetivo de explicar a distribuição espacial dos movimentos de massa. Os dados foram correlacionados de duas formas. A primeira proposta por Keefer (2000) consiste em definir a concentração de movimentos de massa (*landslide concentration, LC*) dentro de classes predefinidas de uma variável espacial. Assim, por exemplo, a concentração de eventos em uma classe (*i*), seria o número de eventos contidos na classe divididos pelo número total de unidades de área da classe:

$$LC_i = \frac{\text{número de movimentos de massa contidos na classe } i}{\text{Área coberta pela classe } i} \quad \text{Eq. 4.1.}$$

As unidades de *LC* são de número de movimentos de massa por unidade de área. As classes podem ser intervalos de chuva, de altitude, de declividade, unidades litológicas, usos do solo, etc.

A segunda proposta consiste em uma análise simples de distribuição de frequência do número de movimentos de massa dentro de classes predefinidas.

As classes foram definidas da seguinte forma:

- Para a altitude foi feita uma análise de sensibilidade de *LC* com vários incrementos de altitude. Finalmente foram definidas classes para intervalos de altitude de 25 metros.
- Para a declividade foi feita, igualmente, uma análise de sensibilidade de *LC* com vários valores de incremento da declividade. Finalmente foram definidas classes para intervalos de declividade de 1°.
- Para a geologia, as classes correspondem às unidades litológicas da Figura 2.9.

Para o caso da altitude e declividade, utilizando a topologia de polígonos e com ajuda de um software SIG, foram encontrados os valores máximo, mínimo e médio destas duas variáveis dentro da área coberta por cada movimento de massa. A altitude máxima dentro do polígono que representa o movimento de massa, evidentemente corresponde à altitude máxima de produção de material ou altitude máxima da falha e, a altitude mínima corresponde à altitude mínima da deposição do material. Com a informação anterior, foi feita individualmente a análise espacial das zonas de falha e das zonas de deposição.

Em relação à rede de drenagem, esta foi gerada a partir dos dados topográficos 1:25.000 descritos no Capítulo 2, com ajuda do software ArcGis 10. Posteriormente, na mesma plataforma SIG, foram geradas zonas de influências das linhas de drenagem para 5, 10, 15, 20, 25, 30 e 40 metros. A rede de drenagem e suas zonas de influência foram correlacionadas com os movimentos de massa de duas formas. A primeira considerou os movimentos de massa que atingiam as zonas de influência só como unidades, a segunda, considerou a área dos movimentos de massa (Figura 4.4). O nível de detalhe do MDE utilizado é menor que das imagens de satélite utilizadas para mapear os movimentos de massa. Portanto, a análise não pode revelar detalhes, mas deve ser capaz de fornecer informações úteis para compreender possíveis conexões entre os movimentos de massa e fatores geomorfológicos. Por exemplo, é possível entender se os movimentos de massa tendem a ocorrer em elevadas, moderadas ou baixas altitudes, comparando a elevação (máxima, mínima ou média) dos movimentos de massa com a distribuição das elevações da área de estudo. Informações semelhantes também podem ser obtidas através da análise do gradiente. Além disso, os movimentos de massa

estudados foram deflagrados por chuvas fortes, por conseguinte a rede drenagem deve ser um fator importante por explorar.

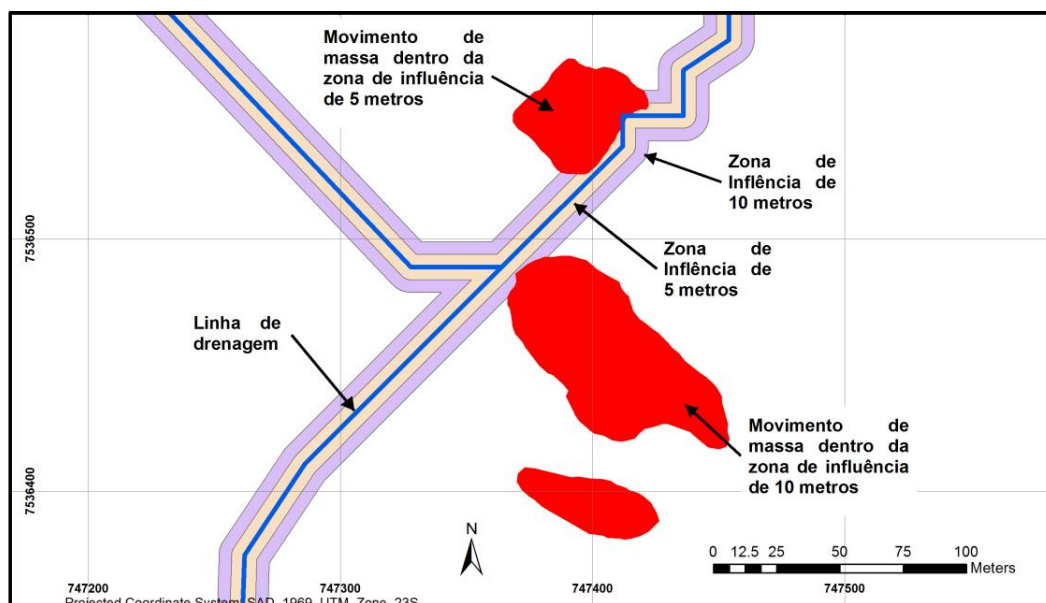


Figura 4.4. Esquema da análise espacial que relaciona os movimentos de massa e a rede de drenagem.

4.3 Análise Estatística

A análise estatística do inventário pode ser feita para qualquer um dos atributos indicados para os movimentos de massa, como tamanho, tipo, data, velocidade, etc. Porém, neste estudo só é analisada a área e o volume como medições do tamanho do movimento de massa. A análise estatística consiste em estudar as estatísticas descritivas e a distribuição de frequência e probabilidade do tamanho dos movimentos de massa. Por conseguinte, foram calculadas as estatísticas descritivas dos dados de área e volumes dos movimentos de massa com o fim de ter uma ideia clara das características estatísticas dos dados do inventário. No caso da distribuição do tamanho, a qual não é representada por uma distribuição simples (como a Normal, Lognormal) segundo vários autores como Guzzetti *et al.* (2006), Malamud *et al.* (2004) e Stark & Hovius (2001), o problema consiste em como estimar adequadamente esta distribuição. Para isso o presente estudo adota a abordagem não acumulada descrita no subitem 3.3.4, na qual o número (não acumulado) de movimentos de massa N_L é relacionado com seu tamanho (A_L ou V_L) obtendo posteriormente um ajuste potencial do tipo:

$$N_L = c'(A_L \text{ ou } V_L)^{-\beta} \quad \text{Eq. 4.2.}$$

Para conseguir o resultado anterior, a primeira etapa consiste em obter as áreas e os volumes. A área obtém-se a partir dos polígonos do levantamento do inventário com ajuda de uma

plataforma SIG; o volume é calculado a partir da área utilizando a Eq. 3.1 (Guzzetti *et al.*, 2009). Este tipo de relação empírica pode ser utilizada para avaliar as estatísticas de frequência dos volumes dos escorregamentos num inventário a partir das áreas conhecidas. No entanto, a confiabilidade dos resultados permanece indeterminada Guzzetti *et al.* (2006).

A metodologia do estudo das áreas é a mesma no caso dos volumes, por este motivo só se apresenta a metodologia para o estudo das áreas. A segunda etapa consiste em calcular a *pmf* (função de densidade de massa) usando a expressão:

$$p(A_L) = \frac{1}{N_{LT}} \frac{\delta N_L}{\delta A_L} \quad \text{Eq. 4.3.}$$

Onde δN_L é o número de movimentos de massa com áreas entre A_L e $A_L + \delta A_L$ e N_{LT} é o número total de movimentos de massa do inventário. As classes, δA_L , foram definidas de largura variável, aumentando com A_L de modo que as larguras de todas as classes são iguais em coordenadas logarítmicas. Estas se calcularam como:

$$\delta A_L = \begin{cases} 10^{i/m}, & \text{se } A_L \geq 1 \\ 10^{-i/m}, & \text{se } A_L \leq 1 \end{cases} \quad \text{Com } i = 1, 2, 3, \dots, k \quad \text{Eq. 4.4.}$$

Onde i representa a numeração consecutiva das classes, k é o número total de classes predefinido e m o número de classes dentro de cada unidade logarítmica em base 10. A *pmf* definida na Eq. 4.3. satisfaz a condição

$$\sum_0^{N_{LT}} p(A_L) \delta A_L = 1 \quad \text{Eq. 4.5.}$$

A função de densidade de frequência, $f(A_L)$, é obtida facilmente multiplicando a Eq. 4.3 pelo número total de movimentos de massa (N_{LT}).

A etapa seguinte consiste em comparar a distribuição de probabilidade calculada com a Eq. 4.3 com os resultados de ajustes feitos ao redor do mundo e apresentados na Tabela 3.6, principalmente com o ajuste proposto por Malamud *et al.* (2004) descrito no subitem 3.3.4. A comparação é feita graficamente e quantitativamente, a partir do expoente β do ajuste potencial.

5. APRESENTAÇÃO E ANÁLISE DOS RESULTADOS

Neste capítulo apresentam-se os resultados do levantamento dos movimentos de massa no evento da RSRJ e os resultados das análises espacial e estatística do inventário.

5.1 Inventário de Movimentos de Massa

A Figura 5.1 mostra o levantamento final do inventário de movimentos de massa deflagrados pelo evento de chuvas nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na RSRJ. Um total de 7.268 movimentos de massa foram mapeados em uma área de 1217,67 km², contando os 3622 mapeados por Avelar *et al.* (2011). O mapeamento foi feito utilizando a técnica de interpretação visual de imagens de satélite, por conseguinte, alguns movimentos estarão sujeitos a erros de interpretação, principalmente em movimentos de massa superpostos ou/ com cobertura parcial de vegetação, como se explicou no Capítulo 4.

Nestas condições, a concentração média de movimentos de massa no evento da RSRJ foi de LC = 6 movimentos de massa por quilômetro quadrado (6 L/km²), que é consideravelmente mais elevada quando comparada com a concentração produzida por outros eventos da mesma natureza ao redor do mundo (ver Tabela 5.1 e Figura 5.2).

A área total afetada, sem considerar a gradiente, alcançou os 19.63 km² que representa 1.6% da área de estudo, que é um valor relativamente alto quando se compara, por exemplo, com 0.9% de área afetada alcançado no evento de Taiwan (Tabela 5.1), de características semelhantes.

Tabela 5.1. Comparação do evento da RSRJ com outros eventos ao redor do mundo.

Evento	Data do Evento	N _{LT}	Área afetada (km ²)	LC	Fonte
Chuvas na RSRJ (Brasil)	12/01/011	7.268	1.217,7	5,97	O presente trabalho
Chuvas tifão Marakot (Taiwan)	08/08/009	9.333	2.500	3,73	Tsai <i>et al.</i> (2010)
Terremoto de Wenchuan (China)	12/05/008	197.000	110.000	1,79	Xu & Xu (2012)
Terremoto de Avaj (Irã)	22/06/006	550	3.600	0,15	Mahdavifar <i>et al.</i> (2006)
Terremoto de Kashmir (Índia e Paquistão)	08/10/005	1.293	7.500	0,17	Owen <i>et al.</i> (2008)
Chuvas na Província Imperia (Itália, Ligúria ocidental)	23/11/000	1.204	500	2,41	Guzzetti <i>et al.</i> (2004)
Chuvas furacão Mitch (Guatemala)	31/10/98	11.500	10.000	1,15	Bucknam <i>et al.</i> (2001)
Degelo da Úmbria (Itália)	01/01/97	4.233	2.000	2,12	Cardinali <i>et al.</i> (2000)
Terremoto de Northridge (USA, Califórnia)	17/01/94	11.111	10.000	1,11	Harp & Jibson (1995, 1996)
Terremoto de Loma Prieta (USA, Califórnia)	17/10/89	1.046	1.920,41	0,54	Keefer (2000)

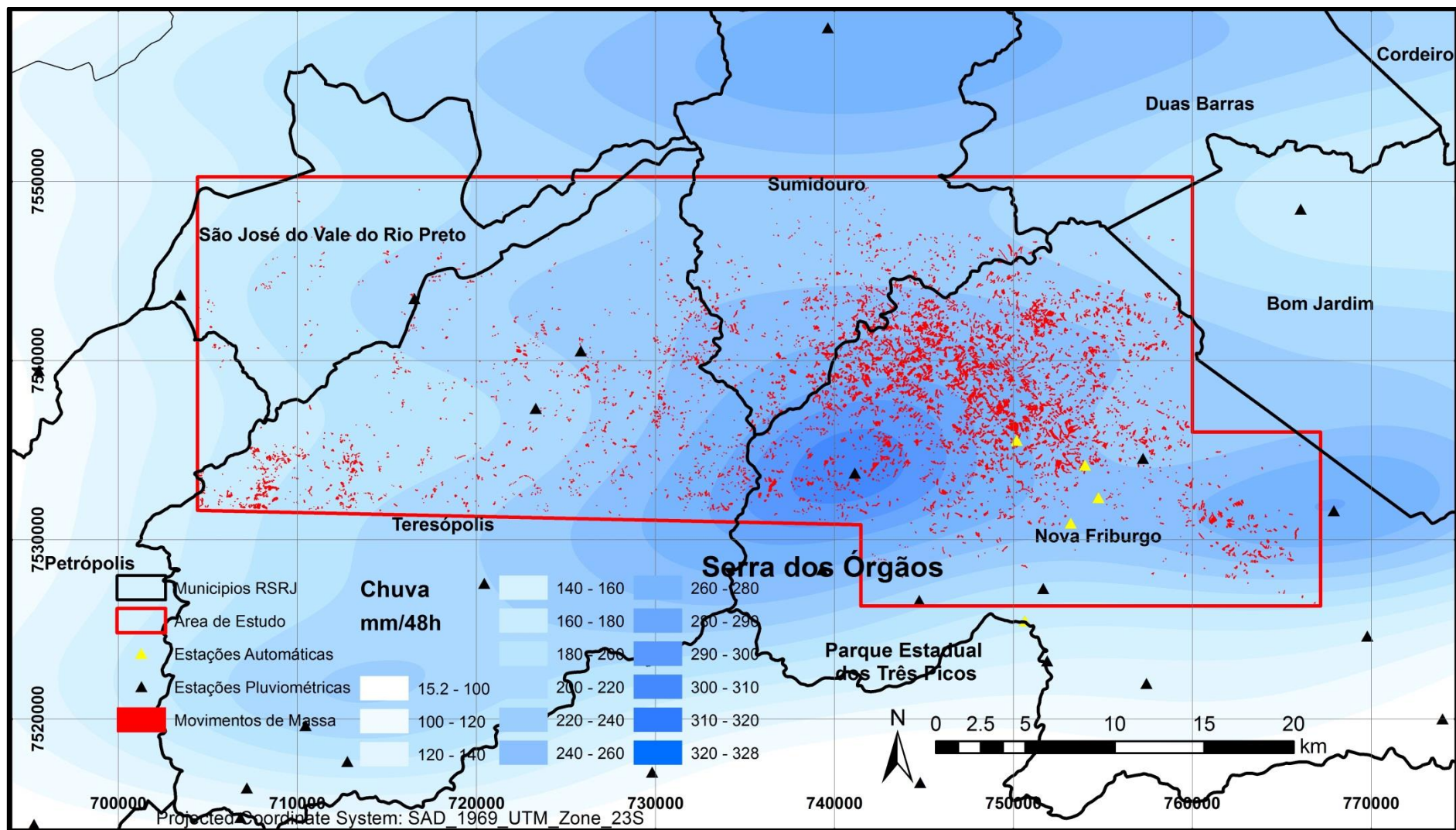


Figura 5.1. Mapa do inventário com 7.268 movimentos de massa e distribuição espacial da chuva nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011 na RSRJ.

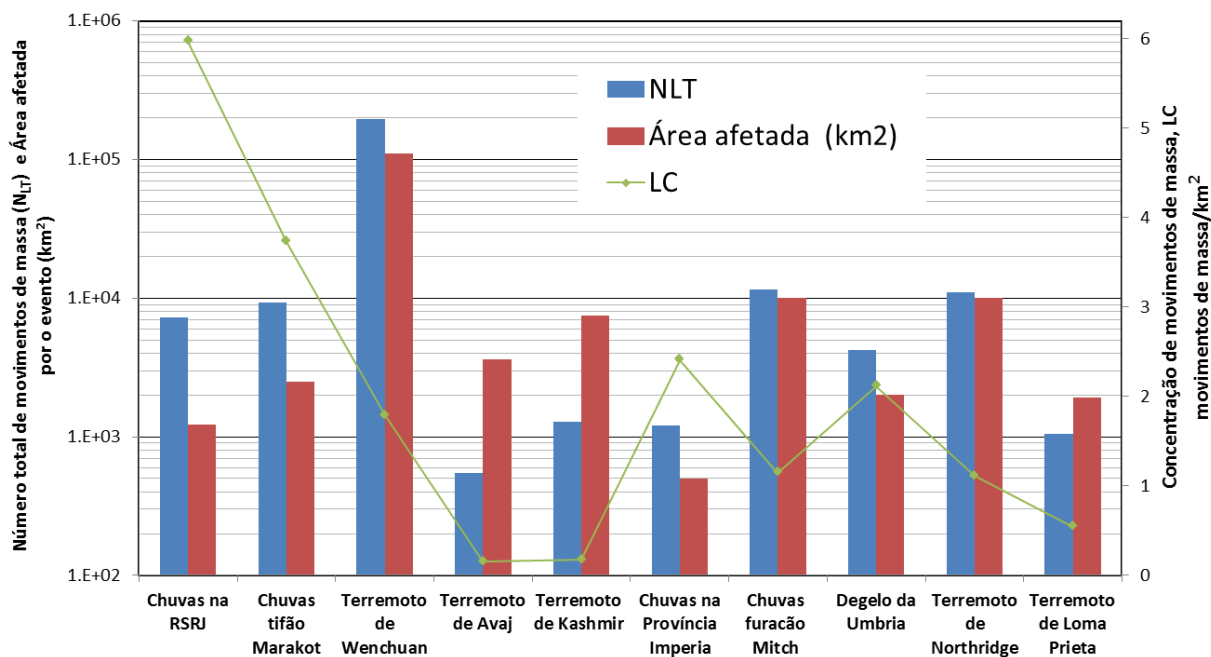


Figura 5.2. Número total de movimentos de massa (N_{LT}), área total afetada (A_{LT}) e concentração de movimentos de massa (LC) para o evento na RSRJ e outros eventos ao redor do mundo.

Como foi explicado no Capítulo 3, informações sobre a qualidade de um inventário devem ser sempre fornecidas. A qualidade de um inventário de movimentos de massa depende de sua precisão (nível de confiabilidade), do tipo e da veracidade da informação mostrada no mapa. A precisão depende do nível de integralidade do mapa, da precisão geográfica e da verossimilitude temática das informações mostradas no inventário (Guzzetti *et al.*, 2012). Integralidade significa quão completo está o mapa com relação a o número exato de movimentos de massa ocorridos durante o evento.

O inventário na área de estudo é completo para aproximadamente $A_L > 10m^2$. As zonas fora da área de estudo não se inspecionaram por falta de imagens de satélite. Com base nos registros de afetados apresentados na Tabela 2.1, mais movimentos de massa podem existir fora da área de estudo, principalmente nos municípios de Petrópolis e Teresópolis.

Porém, observando a Figura 5.1, pode-se inferir que as chuvas fortes aconteceram dentro da área de estudo, conseqüentemente, também boa parte dos movimentos de massa. Além disso, as zonas ao sul da área de estudo, perto do Parque Estadual dos Três Picos, são pouco afetadas por atividades antrópicas e estão densamente cobertas por vegetação, o que supõe uma menor concentração de movimentos de massa. E para o norte, são zonas mais planas do vale do Rio Paraíba do Sul, também, menos susceptíveis aos movimentos de massa.

E quanto à precisão geográfica, que mede a correspondência entre a representação gráfica de um movimento de massa e sua a posição, medidas e forma reais (Santangelo *et al.*, 2010), tem se que as imagens GeoEye disponíveis no Google Earth têm uma resolução espacial de 0.5 m. Desta forma, elas fornecem detalhes suficientes para levantar movimentos de massa de poucos metros quadrados, dando uma boa acurácia no tamanho e na forma real dos movimentos de massa. Considerando um movimento de massa circular de área conhecida A_L e raio $\sqrt{A_L/\pi}$ e considerando a resolução espacial de 0,5 m das imagens, pode-se demonstrar que o erro, e_A , na medição da área estará no seguinte intervalo:

$$e_A = \pi \left(\sqrt{A_L/\pi} \pm 0,25 \right) m^2 \quad \text{Eq. 5.1.}$$

Porém, a precisão geográfica com relação a sua posição depende da precisão da georeferenciação das imagens GeoEye disponíveis na plataforma Google Earth, informação que não é fornecida.

É importante considerar isso, principalmente no cruzamento do levantamento com MDTs fornecidos por outras fontes e, por conseguinte, com georeferenciação diferente. Para isso as camadas utilizadas foram georeferenciadas em uma plataforma SIG com relação a uma imagem GeoEye disponível. Ainda assim, medições da correspondência entre as cicatrizes dos movimentos de massa vistos na imagem e os polígonos importados do Google Earth para a plataforma SIG mostram diferenças de até 20 m em alguns movimentos de massa.

5.2 Análise Espacial do Inventário

Os movimentos de massa provocados pelas chuvas na RSRJ não se distribuem homogeneamente na área de estudo. Isto ocorre devido, também, à distribuição não homogênea da chuva sobre o território, assim como à variação espacial nas características geomorfológicas, geológicas e antrópicas da região. Nesta pesquisa, devido à insuficiência de dados de uso da terra e de tipo de solos, o foco da análise espacial foi baseado nas características espaciais dos movimentos de massa e sua relação com a distribuição espacial da chuva e fatores geológicos e geomorfológicos. A continuação mostram-se estas relações, feitas com ajuda de uma plataforma SIG (Sistemas de Informação Geográfica).

5.2.1.1 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com a Chuva

Foi estudada a relação espacial da concentração de movimentos de massa (LC) com a chuva. Para a análise, LC foi calculado para as áreas entre isoietas de 2,5mm de chuva. Por exemplo, chuvas entre 200 e 202,5mm caíram sobre uma área de 19,87km² e deflagraram 178 movimentos de massa que equivalem a uma concentração LC de 8,96 movimentos de massa por quilômetro quadrado. O resultado é apresentado na Figura 5.3. Existe uma evidente tendência de LC aumentar com a chuva, porém, a correlação linear não é forte ($R^2 = 0,53$). Por exemplo, para áreas com chuvas relativamente baixas, entre 172.5 e 180 mm, tiveram-se valores de LC relativamente altos, que variam entre 5 e 11,5 L/km², e áreas com chuvas relativamente mais altas, entre 200 e 220 mm, tiveram valores de LC relativamente baixos, que variam entre 1,26 e 3,22 L/km². Outro caso visível foram as chuvas altas entre 297,5 e 307,5 mm que tiveram valores de LC de 6,6 e 2,6 L/km² em algumas áreas, valores relativamente baixos.

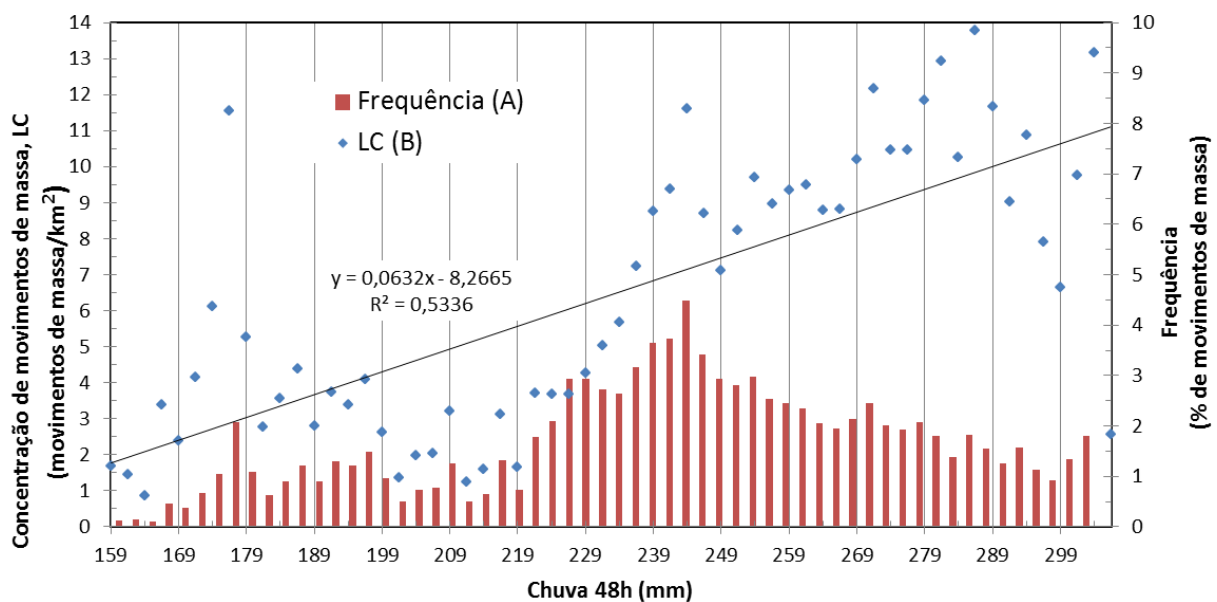


Figura 5.3. Variação da concentração e do número de movimentos de massa com a chuva para o evento da RSRJ. A) Representa o número de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm. B) Representa a concentração de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm.

Cruzando a informação anterior com os dados topográficos, encontrou-se uma explicação para alguns dos valores atípicos de LC . Como apresentado na Figura 5.4, os valores baixos de LC estão associados com altitudes menores nos vales dos principais rios que cruzam a região, como os rios Paquequer e Grande. Igualmente, valores altos de LC estão associados com altitudes maiores entre vales. Parte das áreas com chuvas entre 200 e 220 mm coincide com as

regiões ao sul, perto ou dentro do Parque Estadual dos Três Picos onde a intervenção antrópica é escassa.

Da análise anterior pode-se concluir que a distribuição espacial da chuva é importante para deflagrar movimentos de massa, mas não é o único fator condicionante. Observou-se anteriormente que os vales dos grandes rios e a cobertura vegetal também tiveram influência na concentração de movimentos de massa no evento da RSRJ.

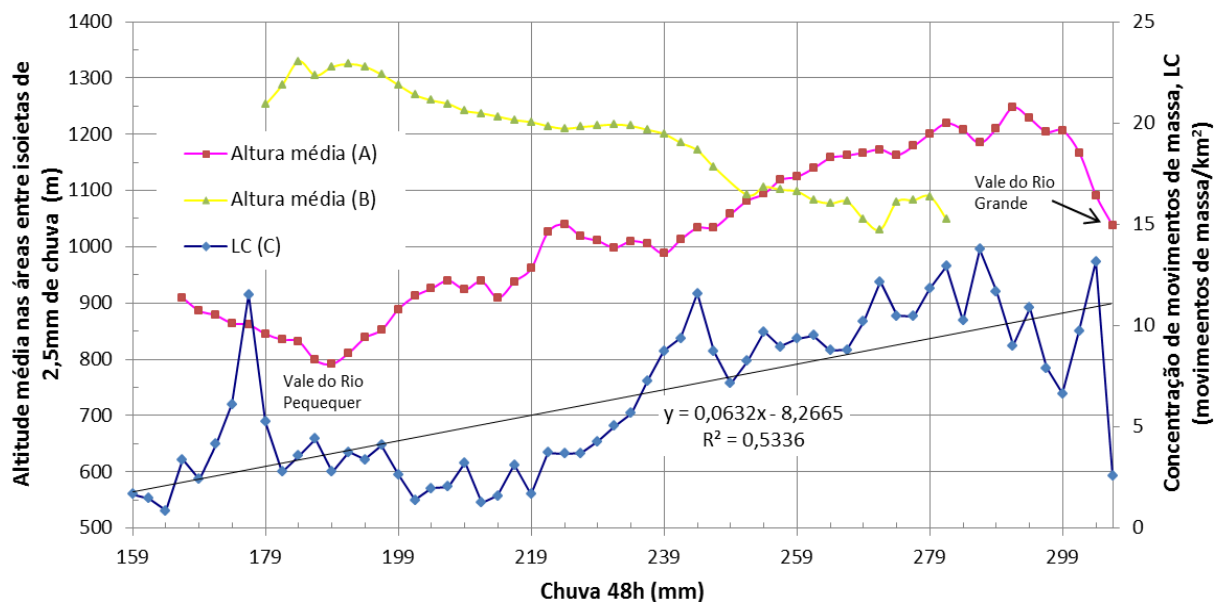


Figura 5.4. Variação da altitude média e da concentração de movimentos de massa com a chuva. A) Altitude média nas áreas entre isoietas de 2,5 mm sem incluir as zonas ao sul no Parque Estadual dos Três Picos. B) Altitude média nas áreas entre isoietas de 2,5 mm das zonas ao sul perto ou no Parque Estadual dos Três Picos. C) concentração de movimentos de massa nas áreas entre isoietas de 2,5 mm para toda a área de estudo.

5.2.1.2 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com Fatores Geomorfológicos

Como foi apresentado na análise anterior e no Capítulo 3, a ocorrência de movimentos de massa em regiões montanhosas parece ter uma forte correlação com fatores geomorfológicos. Neste estudo, os fatores geomorfológicos considerados incluem a elevação, declividade e a rede de drenagem derivadas de um MDE obtido da base topográfica do IBGE em escala 1:25.000.

A Figura 5.5 exibe a distribuição de frequências das altitudes da área de estudo, das zonas de falha e das zonas de deposição dos movimentos de massa. As três distribuições ajustam-se bem a uma distribuição Normal com 0,94 como o mínimo coeficiente de determinação (R^2)

entre os três ajustes. Com o qual se pode inferir que aproximadamente 70% das encostas afetadas falharam em altitudes entre 916 m e 1.174 m e aproximadamente 70% do material produzido foi se depositar entre 903 m e 1.131 m. O anterior é um reflexo da distribuição de altitudes na área de estudo a qual mostra que aproximadamente 70% da zona estudada elevam-se entre 871 m e 1.173 m

Com os dados anteriores não se pode concluir que a distribuição espacial dos movimentos de massa possui um nível de dependência evidente com a altitude. A Figura 5.5 apresenta que a probabilidade espacial de ter movimento de massa num determinado intervalo de altitudes aumenta pelo fato de ter mais áreas neste intervalo na zona de estudo e não pelo fato de estas altitudes serem mais susceptíveis aos movimentos de massa.

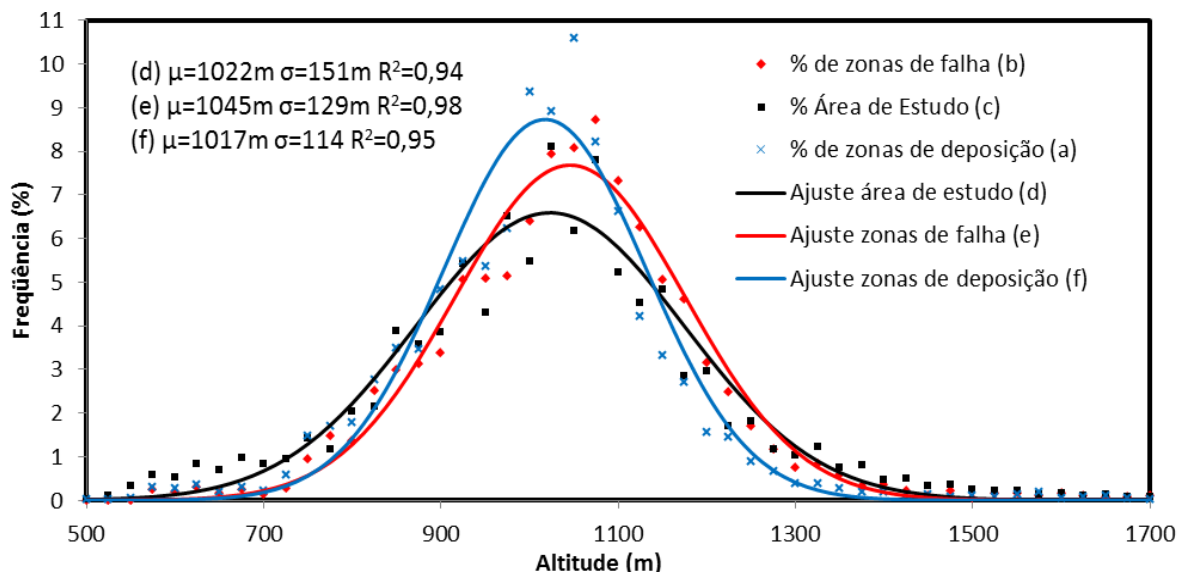


Figura 5.5. Frequências e ajustes normais para: a) as altitudes na área de estudo, b) as máximas altitudes dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa, que são as máximas altitudes onde ocorreram as falhas, c) as mínimas altitudes dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa, que são as mínimas altitudes das zonas de deposição.

Porém, ao normalizar o número de movimentos de massa num intervalo de altitudes pela área que ocupa esse intervalo de altitudes, mediante a relação LC , observa-se uma tendência aos movimentos de massa se concentrar em determinadas altitudes, como mostra a Figura 5.6. Foi calculado LC para intervalos de altitude, z , de 25m da seguinte forma:

$$LC|_{z_i}^{z_i+25m} = \frac{\# \text{ de movimentos de massa com } z_{m\acute{a}x} \text{ entre } z_i \text{ e } z_i + 25m}{\acute{a}reas \text{ cobertas por os pixels com } z \text{ entre } z_i \text{ e } z_i + 25m} \quad \text{Eq. 5.2.}$$

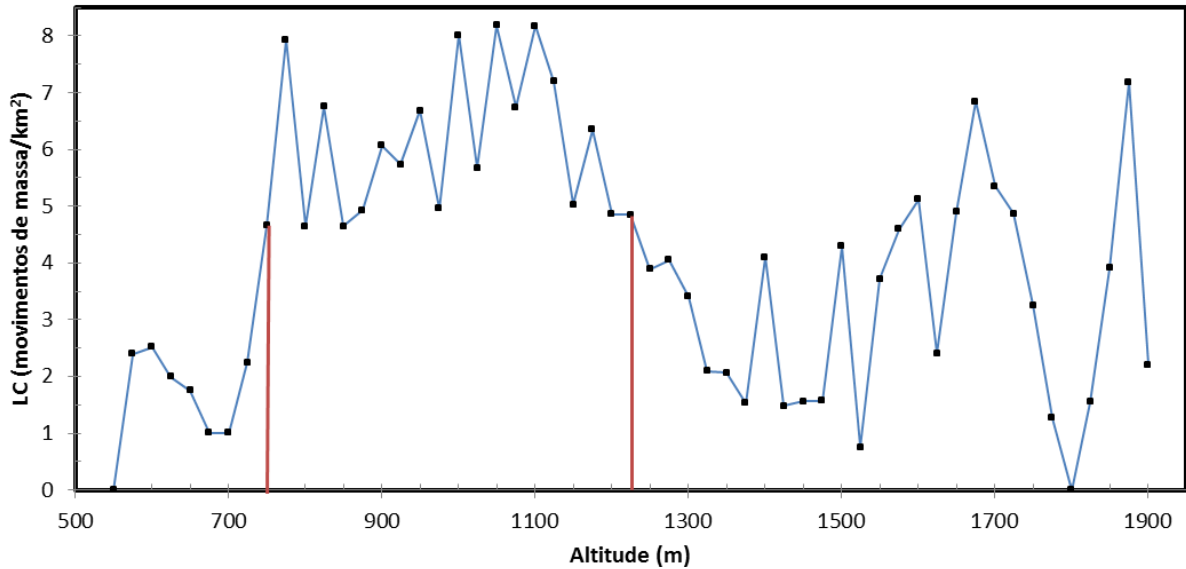


Figura 5.6. Variação na concentração de movimentos de massa (LC) como a altitude medida em metros sobre o nível do mar.

Embora não exista uma relação evidente da dependência de *LC* com a altitude, pode-se dizer que as altitudes menores do que 750 m são menos susceptíveis aos movimentos de massa. A concentração de movimentos de massa apresenta valores altos desde os 750 m até os 1.225 m. Diminui e varia amplamente a partir desse último valor.

Por outro lado, a relação entre as altitudes médias dos movimentos de massa e a área dos movimentos de massa individuais (Figura 5.7), mostra que os grandes movimentos de massa, maiores do que 10.000m^2 , concentram-se em altitudes entre os 900 m e 1.300 m.

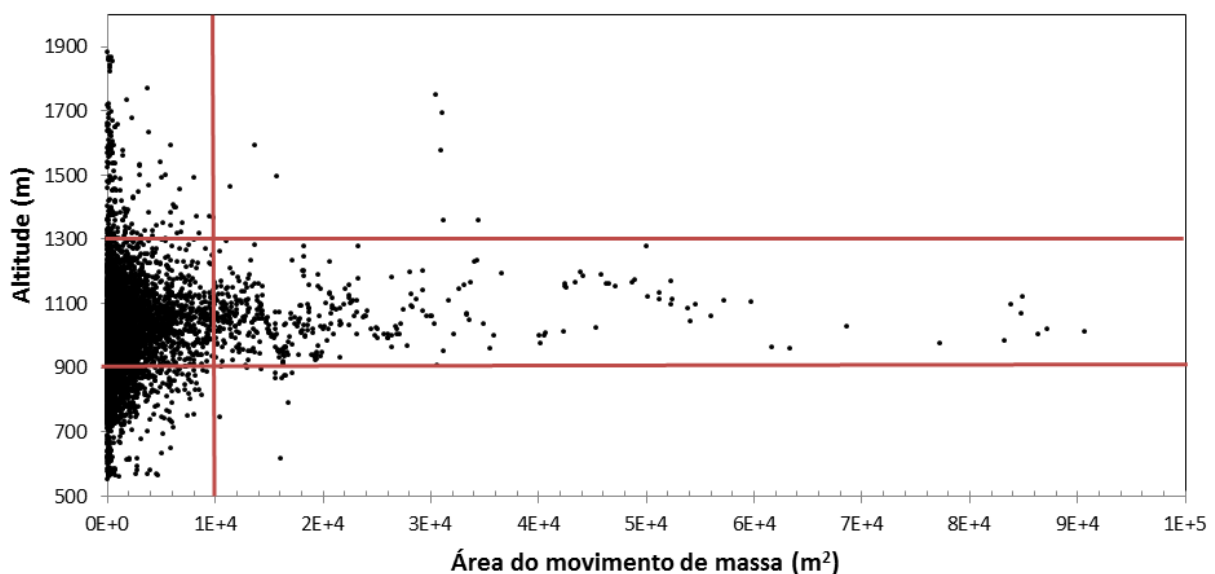


Figura 5.7. Área dos movimentos de massa individuais vs. a altitude média de cada um dos movimentos de massa medida com relação ao nível do mar.

A distribuição de frequências das declividades apresenta, da mesma forma que as altitudes, um comportamento Normal para os movimentos de massa e para a área de estudo com coeficientes de determinação (R^2) de 0,96 e 0,99, respectivamente (Figura 5.8).

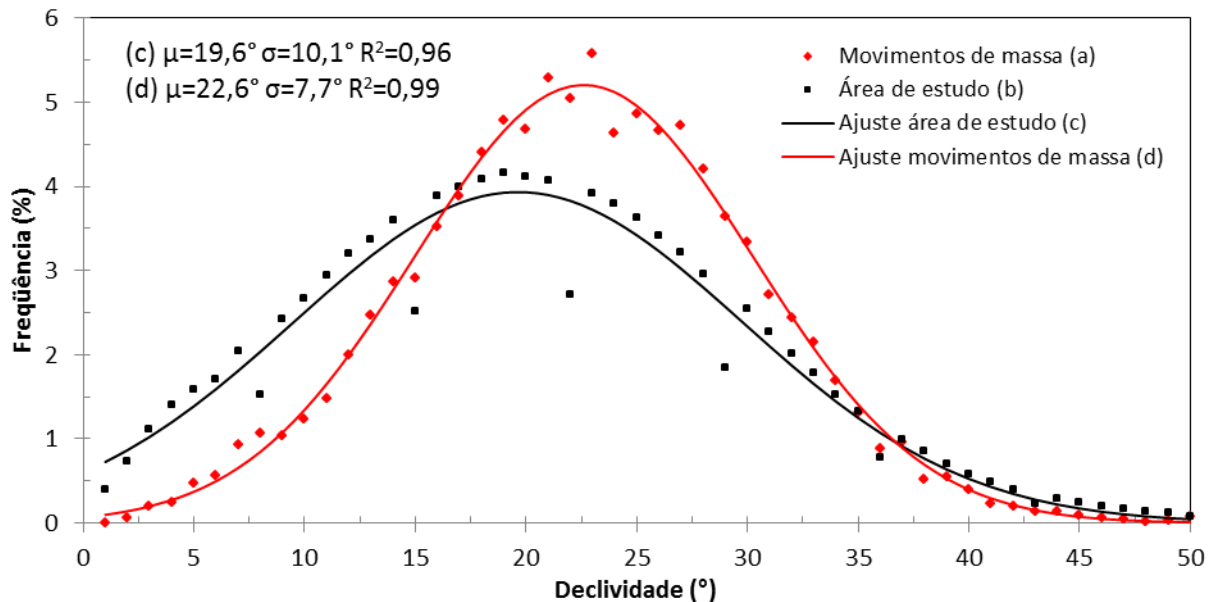


Figura 5.8. Frequências e ajustes normais para: a) as declividades na área de estudo, b) as declividades médias dentro de cada um dos polígonos que representam os movimentos de massa.

Diferente da altitude, a distribuição das declividades na área de estudo não apresenta tanta concordância com distribuição das declividades das encostas falhadas. Encostas com declividades entre 15° e 30° , as mais atingidas por movimentos de massa, representam aproximadamente 55.2% da área estudada.

Efetivamente, ao calcular para intervalo de 1° de declividade, θ , a relação LC como:

$$LC|_{\theta_i}^{\theta_i+1^\circ} = \frac{\# \text{ de movimentos de massa com } \bar{\theta} \text{ entre } \theta_i \text{ e } \theta_i + 1^\circ}{\text{áreas cobertas por os pixels com } \theta \text{ entre } \theta_i \text{ e } \theta_i + 1^\circ} \quad \text{Eq. 5.3.}$$

pode-se observar que os valores de LC seguem uma distribuição Normal ($R^2=0,91$) e, por conseguinte, aproximadamente 70% das concentrações mais altas de movimentos de massa então entre 15° e 37° (Figura 5.9).

Infere-se que aproximadamente 70% das encostas falhadas tinham declividades entre 15° e 30° e que também, aproximadamente 70% da área estudada tem declividades entre $9,5^\circ$ e $29,7^\circ$.

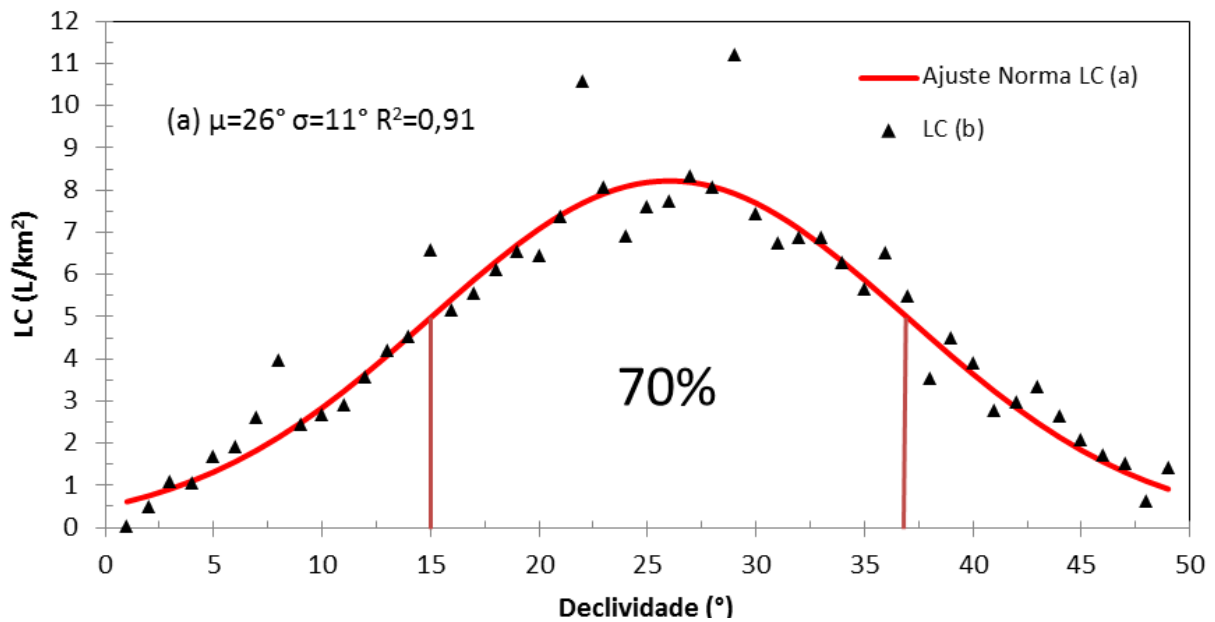


Figura 5.9. Variação na concentração de movimentos de massa (LC) como a declividade.

Por outra parte, a relação entre as declividades médias de cada um dos movimentos de massa e a área dos movimentos de massa individuais (Figura 5.10) mostra que os grandes movimentos de massa ($>10.000\text{m}^2$), concentram-se em uma ampla escala de declividades, desde os 10° até os 40° .

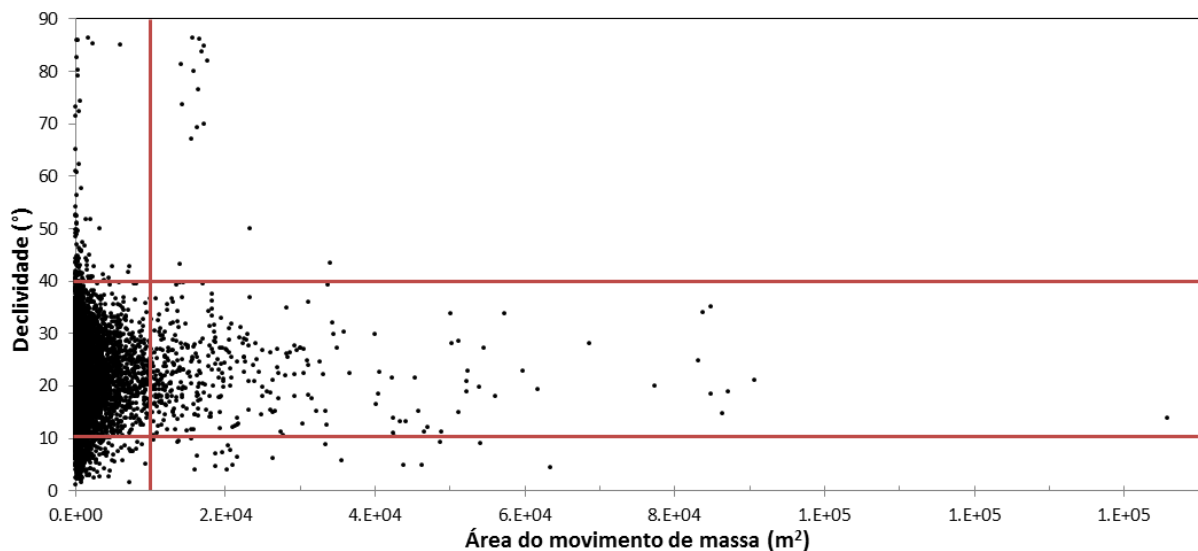


Figura 5.10. Área dos movimentos de massa individuais vs. a declividade média de cada um dos movimentos de massa.

Pela Figura 5.11 nota-se que alguns movimentos de massa estão perto das linhas de drenagem e parecem seguir os padrões de drenagem formados naturalmente. Por isso, foi pesquisada a influência da rede de drenagem na distribuição espacial dos movimentos de massa. Foi gerada

a rede de drenagem a partir da topografia com ajuda das ferramentas de hidrologia da plataforma ArcGis 10. A análise não considerou a largura dos rios. Foram geradas zonas de influência começando com 5 metros ao redor das linhas de drenagem e logo, foi obtido o número de movimentos de massa que atingiam cada zona de influência. O resultado apresenta-se na Figura 5.12 na forma de uma relação linear que reflete uma influência significativa da rede de drenagem na ocorrência dos movimentos de massa. Por exemplo, aproximadamente 20% dos movimentos de massa aconteceram a menos de 5 metros de distância das linhas de drenagem e 29% aconteceram a menos de 20 m.

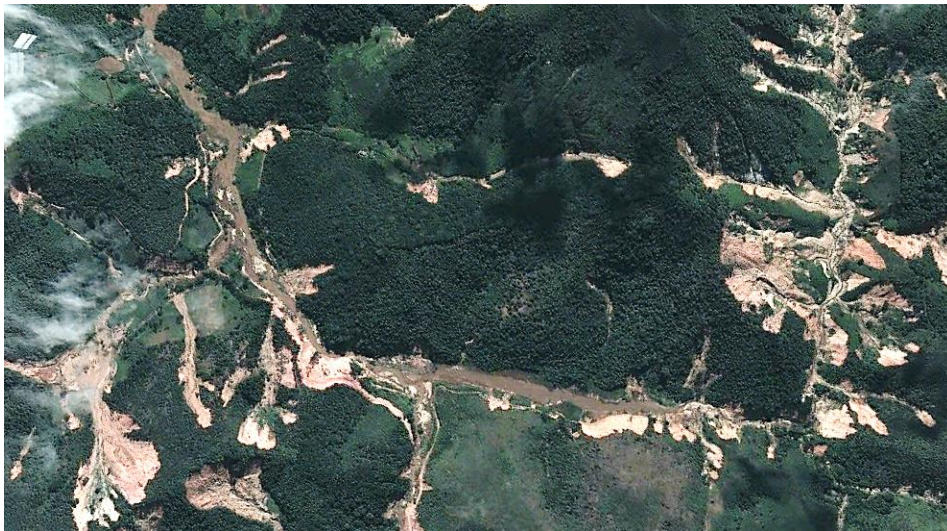


Figura 5.11. Imagem post-desastre de uma porção da área de estudo.

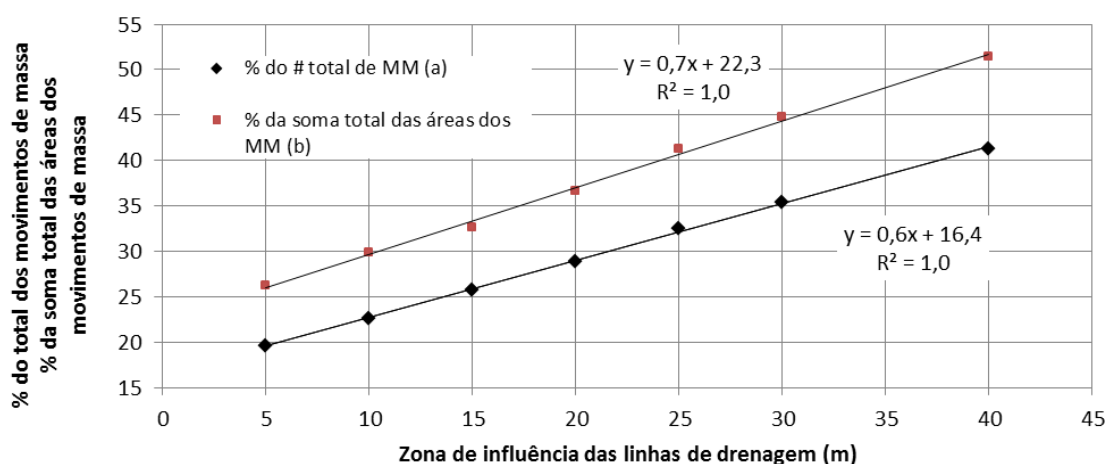


Figura 5.12. Influência das linhas de drenagem na ocorrência dos movimentos de massa (MM) na RSRJ medida a partir de: a) número de movimentos de massa que atingem as zonas de influência das linhas de drenagem, medido em porcentagem do total de movimentos de massa do evento e, b) soma das áreas dos movimentos de massa que atingem as zonas de influência das linhas de drenagem, medida em porcentagem da área total de todos os movimentos de massa do evento.

Porém, se a análise é feita com relação à área dos movimentos de massa, a influência é maior como mostra a mesma Figura 5.12. A curva (b) da Figura 5.12 foi elaborada a partir das áreas dos movimentos de massa que atingiam as zonas de influência das linhas de drenagem. Quando um movimento de massa atingia uma zona de influência não foi medida só área dentro da zona de influência, foi tomada a área completa do movimento de massa. Assim, por exemplo, 20% do total de movimentos de massa que aconteceram a menos de 5 metros de distância das linhas de drenagem foram responsáveis por 26% da área total afetada pelo evento. De igual forma, 29% do total de movimentos que aconteceram a menos de 20 metros das linhas de drenagem foram responsáveis aproximadamente por 37% da área total afetada pelo evento. A análise espacial anterior quer dizer que as linhas de drenagem estão associadas não só uma quantidade significativa de movimentos de massa, mas também a uma boa parte dos maiores movimentos de massa em termos de magnitude (área e volume). Ou seja, as linhas de drenagem da área de estudo aumentam a susceptibilidade aos movimentos de massa em termos de número e magnitude.

5.2.1.3 Relação Espacial dos Movimentos de Massa com outros Fatores

Outros fatores que podem ser estudados para explicar a distribuição espacial dos movimentos de massa incluem as características geológicas e geotécnicas assim como características bióticas e antrópicas, como o uso e cobertura do solo. Para o presente estudo tem-se apenas a informação geológica em escala 1:50.000, a qual não oferece o nível de detalhe suficiente que permita obter conclusões confiáveis. Entretanto, o cruzamento dos movimentos de massa com a carta geológica apresentada na Figura 2.9 permitiu obter os resultados da Figura 5.13. Observa-se que 61% dos movimentos de massa aconteceram sobre os Granitos Sin-Tectônicos, no entanto, isto ocorre devido à grande área desta unidade litológica (51,4% da área de estudo). As unidades com maior concentração de movimentos de massa foram os Granitos Pos e Sin-Tectônicos com 8,5 L/km^2 e 6,9 L/km^2 , respectivamente. Além disso, a zonas urbanas e os depósitos sedimentários, apesar de representarem uma área pequena em relação à área total, tiveram uma concentração relativamente alta de movimentos de massa.

5.3 Análise Estatística do Inventário

Neste subitem apresenta-se o estudo estatístico do inventário de movimentos de massa do evento de janeiro 12 de 2011 na RSRJ, especificamente o estudo com relação às estatísticas de tamanho representado pela sua área e volume.

Com o fim de apresentar, organizar e sintetizar os dados do inventário mediante figuras e medidas descritivas que permitiram, ao mesmo tempo, obter informações de possíveis modelos estatísticos inferenciais, foram calculadas as estatísticas mais significativas das áreas e volumes dos movimentos de massa da RSRJ.

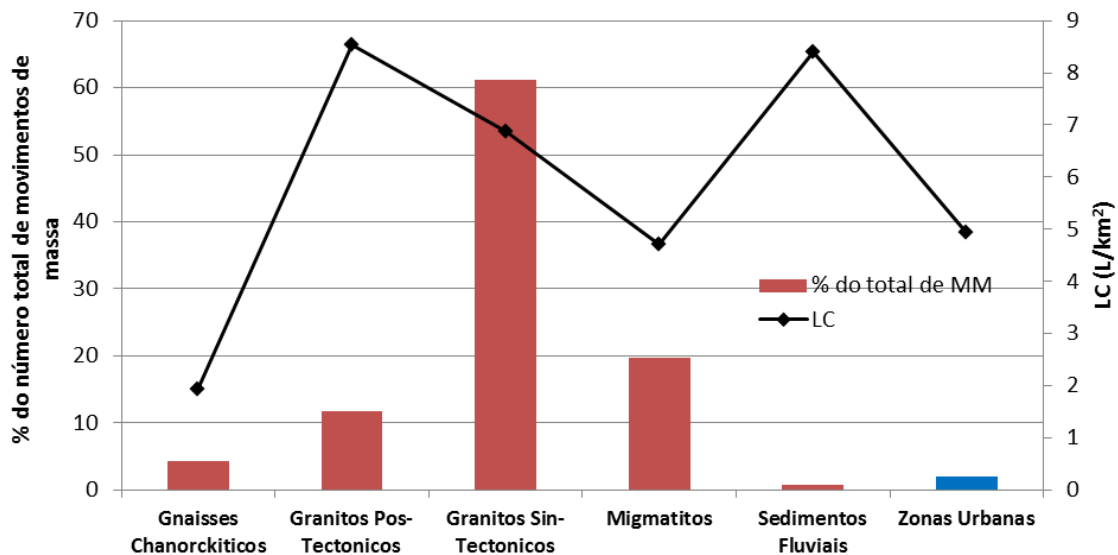


Figura 5.13. Concentração e porcentagem de escorregamentos por unidade geológica e zonas urbanas.

Em termos gerais, muitos dos movimentos de massa mapeados são de pequena escala com relação ao tamanho. Em efeito, apesar da ampla escala de variação dos dados, sendo o menor movimento de massa de $4,1\text{m}^2$ de área e o maior de 145.744m^2 , 75% dos movimentos de massa são menores do que 2.512m^2 , 50% (a mediana) menores do que 842m^2 e 25% menores do que 277m^2 (Figura 5.14).

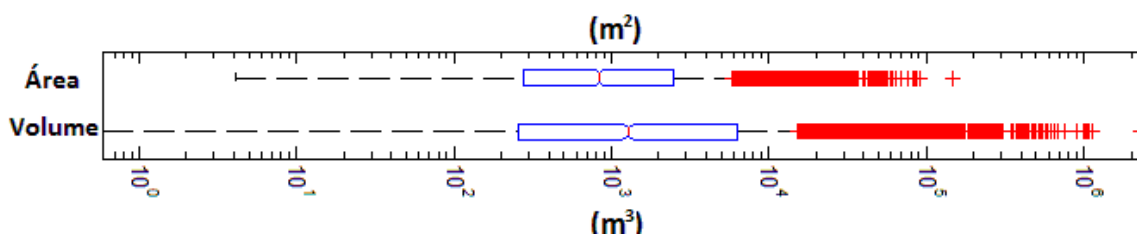


Figura 5.14. Diagramas *box plot* para a área e o volume dos movimentos de massa.

Em relação ao volume, a escala de variação dos dados está entre o menor movimento de massa estimado de $0,6\text{m}^3$ de volume e o maior de $2.272.157\text{m}^3$, 75% dos movimentos de massa são menores do que 6.297m^3 , 50% (a mediana) menores do que 1.291m^3 e 25% menores do que 258m^3 (Figura 5.14). Como mostra a Tabela 5.2, a Figura 5.14 e a Figura 5.15 a distribuição dos tamanhos (área e volume) dos movimentos de massa apresenta

mediana maior do que a média, e esta, maior do que a moda, o que significa que a distribuição tem uma acentuada assimetria à direita, como mostra, também, o coeficiente de assimetria.

Tabela 5.2. Medidas estatísticas para o tamanho dos movimentos de massa da RSRJ.

Estatística	Para a Área (m ²)	Para o Volume (m ³)
Média	2.700,8	13.441,9
Erro padrão	72,8	711,4
Mediana	842,3	1.291,7
Moda	62,0	29,4
Desvio padrão	6.203,6	60.648,9
Variância da amostra	38.485.197,5	3.678.286.707
Curtose	91,6	376,0
Assimetria	7,5	15,3
Intervalo	145.739,9	2.272.156,5
Mínimo	4,1	0,6
Máximo	145.744,0	2.272.157,1
Soma	19.629.649,2	97.695.763,1
Contagem	7.268	7.268

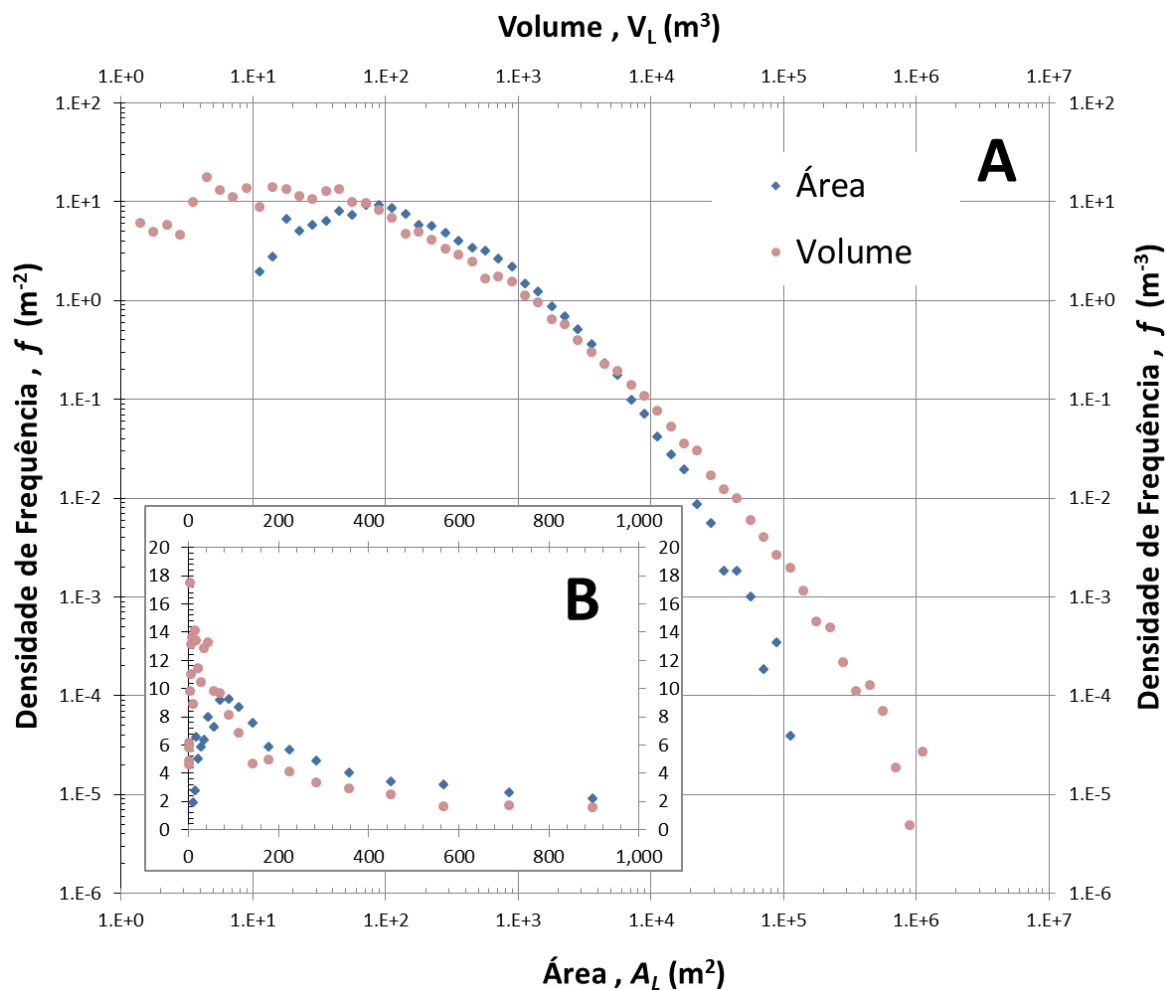


Figura 5.15. Histograma de densidade de frequências para a área e o volume dos movimentos de massa. Em escala log-log (A) e escala linear (B).

O tamanho mais abundante ou mais frequente, a moda (Tabela 5.2), esta em torno de $62,7\text{m}^2$ para a área, e $29,4\text{m}^3$ para o volume, até esses tamanhos encontram-se 5% dos movimentos de massa do inventário.

As densidades de frequência e probabilidade podem ser estimadas de forma confiável como foi explicado no Capítulo 4. A Figura 5.15, já apresentada, mostra a relação entre o tamanho (área e volume) dos movimentos de massa e sua frequência, em contraste, as Figura 5.16 e Figura 5.17 mostram a mesma relação para a densidade de probabilidade. O valor da probabilidade aumenta com o tamanho do escorregamento até um valor máximo, a moda, e diminuem posteriormente. Essa diminuição na densidade de frequência e probabilidade para médios e grandes movimentos de massa satisfaz consistentemente uma lei potencial como mostram a Figura 5.16 e Figura 5.17.

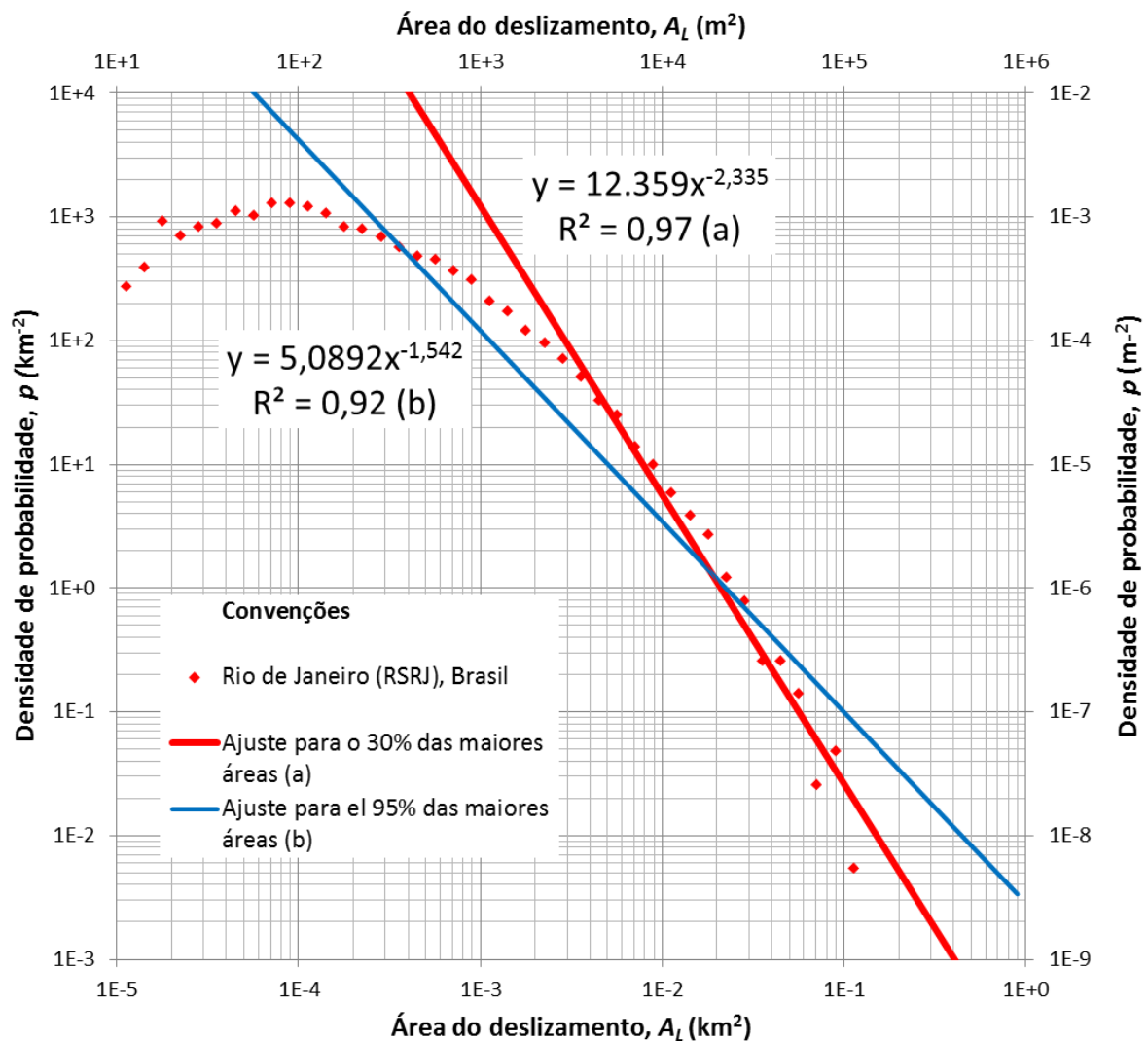


Figura 5.16. Densidade de probabilidade (p) para as áreas dos movimentos de massa (A_L). a) Ajuste potencial para 30% das maiores áreas, b) ajuste potencial para 95% das maiores áreas.

Vários autores fizeram este tipo de ajuste para os valores de área de inventários ao redor do mundo, seus resultados foram resumidos na Tabela 3.6. Tomando 95% dos maiores movimentos de massa (acima da moda) o valor do parâmetro β foi 1,54, que difere significativamente dos encontrados na literatura ($\beta=2,3-3,3$). Quando realizado o ajuste para os movimentos de massa acima do decil sete ($A_L > 2.000\text{m}^2$), é encontrado um valor de $\beta=2,34$ (Figura 5.16) que se assemelha mais aos valores mostrados na Tabela 3.6. A diferença pode ser atribuída ao nível de integridade do inventário. Locais sem disponibilidade de imagem de satélite, presumivelmente com chuvas menores, podem ter tido movimentos de massa médios e pequenos que aumentaram sua frequência na distribuição geral.

Em relação ao volume, foi realizado um ajuste potencial (Figura 5.17) cujo resultado mostra um valor de $\beta=1,31$, o qual é invariante com a escala, e apresenta certa semelhança com o ajuste realizado para as áreas.

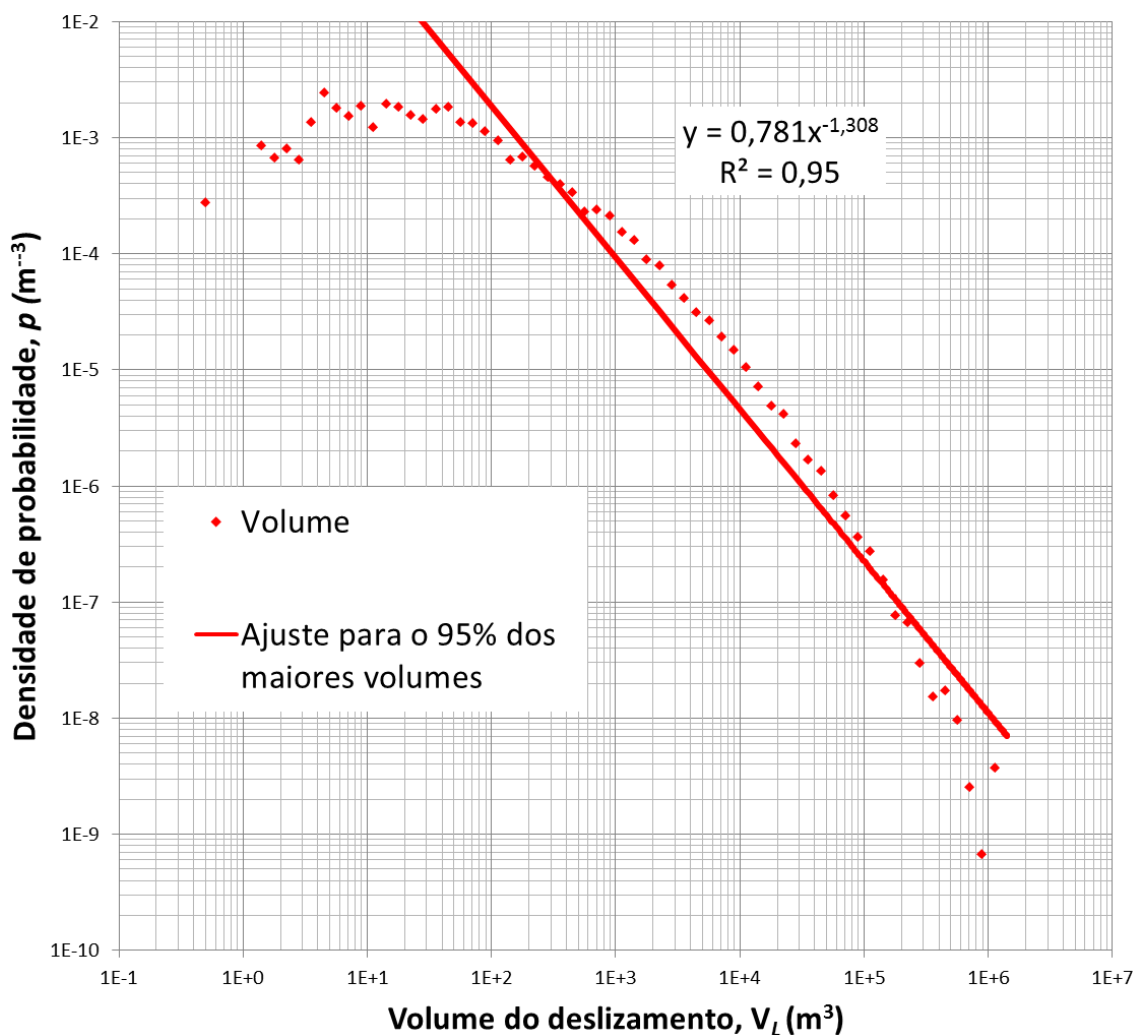


Figura 5.17. Densidade de probabilidade (p) para os volumes dos movimentos de massa (V_L) e ajuste potencial para 95% dos maiores volumes.

Os resultados de frequência e probabilidade podem se ajustar a uma função de distribuição. Porém, autores como Guzzetti *et al.* (2006), Malamud *et al.* (2004) e Stark & Hovius (2001), já indicaram que as mesmas não são simplesmente distribuídas e não podem ser representadas por uma distribuição como a Normal ou Lognormal. Como se explicou no Capítulo 2 duas distribuições têm sido propostas: a distribuição Gama Inversa de Três Parâmetros (Malamud *et al.*, 2004) e a distribuição Pareto Dupla (Stark & Hovius, 2001). Ajustes feitos com a primeira distribuição foram utilizados para explicar as diferenças no ajuste potencial do inventário do evento na RSRJ com outros inventários documentados ao redor do mundo. A comparação apresenta-se na Figura 5.18. Várias observações podem ser alcançadas.

Todas as densidades de probabilidade apresentam uma tendência semelhante para todos os inventários, aumentam até um determinado tamanho e diminuem posteriormente. Malamud *et al.*, (2004) atribuem o comportamento a uma característica real do tamanho dos movimentos de massa, onde surge a possibilidade de achar uma distribuição de probabilidade de aplicabilidade geral independentemente da região e do evento deflagrante. Os autores, utilizando três inventários substancialmente completos, propuseram uma distribuição geral (ver Subitem 3.3.4). Porém, a distribuição proposta não consegue explicar a distribuição de outros inventários ao redor do mundo, entre eles o inventário da RSRJ. O que sugere que, embora os tamanhos dos movimentos de massa conservem uma ordem de magnitude com frequências maiores para certos tamanhos e uma distribuição particular, existem diferenças nas distribuições dependendo da região e suas características. Por exemplo, os pontos (a) da Figura 5.18 mostram a distribuição de um inventário de deslizamentos identificados nas encostas ao redor da cidade de Medellín (Colômbia) e localizados em taludes rodoviários e outros locais com forte intervenção antrópica. Neste caso, é claro o aumento da frequência correspondente aos pequenos movimentos de massa ($<2E^{-4} \text{ km}^2$) provavelmente devido à própria intervenção antrópica já mencionada ou por causa de outros efeitos “locais” não explicados ainda.

Além disso, as limitações nas técnicas do mapeamento (Subitem 3.3) e a escala ou resolução espacial dos recursos também tem efeito sobre a distribuição tal como se deduz da Figura 5.18 e da Tabela 5.3. O menor movimento de massa possível de ser mapeado e, conseqüentemente, a distribuição dos tamanhos dos movimentos de massa depende da escala do levantamento. Assim, por exemplo, o inventário da curva (f) da Figura 5.18 documentado por Guzzetti & Cardinali (1989, 1990) e publicado em escala 1:100.000 utilizando fotografias aéreas de

escala 1:33.000, apresenta a máxima frequência para movimentos de massa de aproximadamente 10.000 m^2 , valor relativamente alto quando comparado com o inventário da RSRJ (62 m^2) que utilizou imagens de satélite de alta resolução.

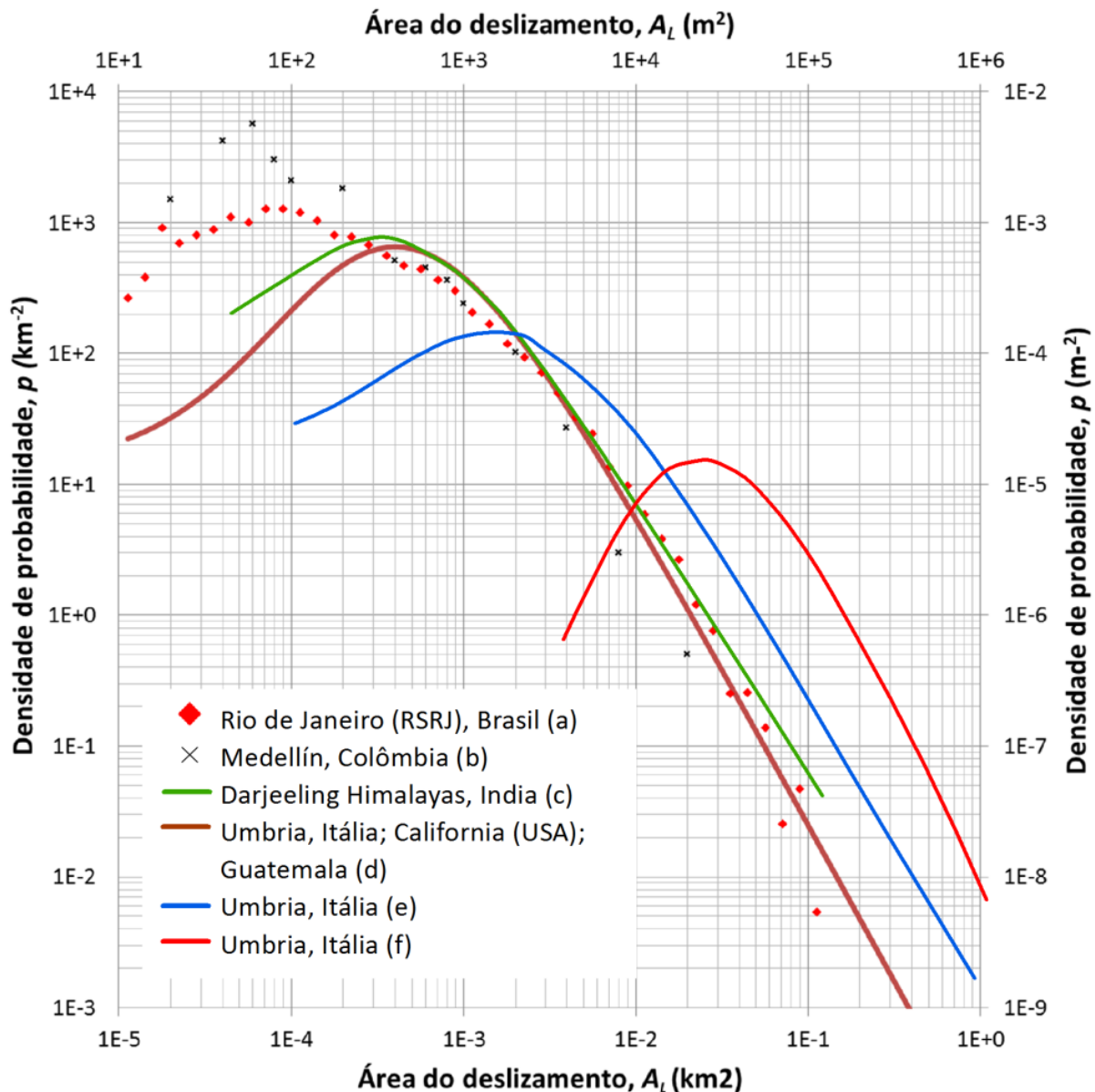


Figura 5.18. Comparação da densidade de probabilidade da área dos movimentos de massa para os seguintes inventários ao redor do mundo: a) evento do dia 11 e 12 de Janeiro de 2011 na RSRJ, Brasil, b) Inventário em áreas com fortes intervenções antrópicas aos redores de Medellín, Colômbia (Muñoz, no prelo), c) Inventário multi-temporal da região Darjeeling nos Himalaias, Índia (Ghosh *et al.*, 2012), d) inventários feitos depois do degelo de 1997 na Úmbria, Itália, do Terremoto de 1997 em Northridge, Califórnia e das fortes chuvas de 1998 na Guatemala (Malamud *et al.*, 2004), e) inventário multi-temporal na região de Úmbria, Itália (Guzzetti, 2005) e f) inventário multi-temporal na região de Úmbria Itália (Guzzetti, 2005).

Tabela 5.3. Comparação dos materiais utilizados no levantamento da RSRJ e outros inventários ao redor do mundo.

Inventário	Observações	Fonte
Região Serrana do Rio de Janeiro, Brasil (pontos (a) Figura 5.18).	Imagens de satélite de resolução espacial 0,5 x 0,5 metros	Este trabalho
Região Darjeeling nos Himalaias, Índia (curva (c) Figura 5.18).	Inventário feito com diversos recursos: levantamento de campo, mapa topográfico 1:25.000, fotografias aéreas 1:10.000 e 1:50.000, Imagens de satélite com resolução espacial 23,5m, 5,8m e 2,5m.	Ghosh <i>et al.</i> , (2012)
Ajuste para três inventários de três eventos distintos feitos depois do degelo de 1997 na Úmbria, Itália, do Terremoto de 1997 em Northridge, Califórnia, USA, e das fortes chuvas de 1998 na Guatemala (curva (d) Figura 5.18).	Para o terremoto Northridge o inventário foi feito a partir de trabalhos de campo e fotografias aéreas 1:60.000. Para o degelo da Úmbria o inventário foi feito a partir de trabalhos de campo e fotografias aéreas 1:120.000. Para as fortes chuvas da Guatemala o inventário foi feito a partir fotografias aéreas 1:40.000.	(Malamud <i>et al.</i> , 2004)
Inventário multi-temporal entre o período 1954-1956, 1977, 1994 na região de Úmbria, Itália (curva (e) Figura 5.18).	Inventário feito com fotografias aéreas em escala 1:33.000, 1:13.000 e 1:73.000. Escala de publicação do inventário 1:10.000	Antonini <i>et al.</i> (2002)
Inventário multi-temporal entre o período 1989-1990 na região de Úmbria, Itália (curva (f) Figura 5.18).	Inventário feito com fotografias aéreas em escala 1:33.000. Escala de publicação do inventário 1:100.000	Guzzetti & Cardinali, (1989, 1990)

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O objetivo principal desta pesquisa foi avaliar as propriedades espaciais e estatísticas do inventário de movimentos de massa deflagrados pelas chuvas caídas na RSRJ nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011.

Para alcançar o objetivo foi feita uma revisão bibliográfica sobre o tema de movimentos de massa. Dela conclui-se que os movimentos de massa são um processo natural de evolução geomorfológica principalmente em regiões montanhosas (Tominaga, 2007). Porém, é a presença humana que transforma esses eventos geofísicos em ameaças naturais com o poder de causar desastres naturais (Alcántara-Ayala, 2002).

Diante disso, os desastres naturais, entre eles os causados por movimentos de massa, são considerados eventos súbitos que têm um impacto sobre os sistemas antrópicos e naturais (Alcántara-Ayala, 2002). O impacto negativo aumenta com a ocupação desorganizada do território, que origina a necessidade de garantir a segurança pública considerando os riscos (por movimentos de massa) no planejamento do uso da terra (Fell *et al.*, 2008).

Avaliar e gerenciar o risco envolve várias atividades que começam com o levantamento da informação básica, passa pela análise da susceptibilidade, da ameaça, da vulnerabilidade e, por último, do risco. É uma análise sequencial na qual a qualidade dos resultados depende da qualidade da informação básica (Ibsen & Brunsden, 1996; Lang *et al.*, 1999; Glade, 2001).

A informação básica inclui o conhecimento do território e seu passado geomorfológico. As publicações sobre o tema afirmam categoricamente que dentro da informação básica o inventário de eventos é de longe o mais importante (Malamud *et al.*, 2004, IPGARAMSS, 2008, Wieczorek, 1984; Guzzetti *et al.*, 2006, Van Westen *et al.*, 2008). Sua importância radica na filosofia mesma das metodologias de avaliação do risco que consideram o passado para prever o futuro. Em efeito, os inventários proporcionam elementos para compreender a localização, os tipos, os fatores causais, os mecanismos de falha, a probabilidade de tamanho, a probabilidade espacial e temporal de ocorrência, os danos que foram causados e sua relação com outras variáveis físicas e espaciais (van Westen *et al.*, 2008, Guzzetti *et al.*, 2012).

Um mapa de movimentos de massa é o resultado de uma interpretação subjetiva. Neste é registrado o local, a magnitude, se conhecida, a data da ocorrência e os tipos de movimentos de massa que deixaram traços perceptíveis em uma área (Wieczorek, 1984 e Guzzetti *et al.*, 2000, Malamud *et al.*, 2004). Sua qualidade depende de sua precisão (nível de confiabilidade), do tipo e a veracidade da informação mostrada no mapa. A precisão depende da integralidade do mapa, da precisão geográfica e da verossimilitude temática das informações mostradas no inventário. Estas informações devem ser sempre fornecidas (Guzzetti *et al.*, 2012).

A disponibilidade de novas tecnologias de sensoriamento remoto pode facilitar a detecção e levantamento de movimentos de massa e a definição de critérios de qualidade do mapeamento (Guzzetti *et al.*, 2012). Os mapas de movimentos de massa podem ser preparados utilizando técnicas diferentes (Guzzetti, 2006). A seleção de uma técnica específica depende da finalidade do inventário, da extensão da área de estudo, da escala dos mapas de base, da resolução e características das imagens disponíveis, das habilidades e da experiência dos intérpretes e dos recursos disponíveis para concluir o trabalho (Guzzetti *et al.*, 2000, van Westen *et al.*, 2006). As técnicas vão desde levantamentos de campo, interpretação visual de produtos de sensores remotos até técnicas mais avançadas de identificação semiautomática mediante classificação de imagens.

Os inventários de movimentos de massa têm sido estudados amplamente na literatura científica com relação a suas propriedades espaciais e estatísticas. Existem várias publicações que tentam explicar qual é a relação entre a distribuição espacial dos movimentos de massa e um conjunto de fatores espaciais próprios dos eventos deflagrantes e das áreas afetadas por estes fenômenos. Estes fatores podem ser:

- i) Fatores relacionados como o evento deflagrante (chuva, terremoto ou degelo).
- ii) Fatores geomorfológicos como a altitude, declividade, rugosidade da superfície, curvatura do terreno, rede hídrica, etc.
- iii) Fatores de tipo geológico e geotécnico e,
- iv) Fatores bióticos e entrópicos como a cobertura e uso do solo (baseado em Gurum *et al.*, 2011).

Em resumo a análise espacial é um passo preliminar para encontrar a probabilidade espacial de ocorrência de movimentos de massa (susceptibilidade).

Com relação às propriedades estatísticas, a análise do inventário pode ser feita para qualquer um dos atributos indicados para os movimentos de massa, como tamanho, tipo, data, velocidade, etc. Têm sido estudadas principalmente com relação ao tamanho dos movimentos de massa, representado por seu comprimento, volume ou área. A área tem sido a mais estudada por a facilidade para obtê-la. O resultado final, no caso do tamanho, é a probabilidade de magnitude dos movimentos de massa dentro de uma área determinada.

6.1 Mapeamento

A aplicação do conhecimento acumulado descrito anteriormente ao evento da RSRJ teve como resultado um inventário de 7.268 movimentos de massa em uma área de 1.217,67 km², contando os 3.622 mapeados por Avelar *et al.* (2011). A concentração média de movimentos de massa no evento da RSRJ foi de 6 L/km², que é consideravelmente mais elevada quando comparada com a concentração produzida por outros eventos da mesma natureza ao redor do mundo. Igualmente, a área total afetada que alcançou os 19,63km² é alta com relação a outros eventos (1,6% da área de estudo).

O mapeamento foi feito utilizando a técnica de interpretação visual de imagens de satélite disponíveis no Google Earth. A área de estudo foi igualmente definida de acordo com a disponibilidade de imagens pós-evento, razão pela qual não foi possível estudar todas as áreas afetadas. Por conseguinte, mais movimentos de massa podem existir fora da área de estudo. Porém, as chuvas fortes aconteceram dentro da área de estudo, conseqüentemente, também, boa parte dos movimentos de massa.

Não se tem critérios suficientes para dar um nível de integralidade com relação ao número total de movimentos de massa deflagrados nos dias 11 e 12 de janeiro de 2011. Com relação ao tamanho, o inventário é completo para aproximadamente $A_L > 10m^2$ com erro de medição, e_A , aproximadamente igual a $\pi(\sqrt{A_L/\pi} \pm 0,25)m^2$. Com relação à precisão geográfica da georreferenciação, obtiveram-se erros de até 20 m para alguns movimentos de massa.

6.2 Análise Espacial

A análise espacial permitiu observar que em alguns locais com níveis de chuva relativamente altos tiveram concentrações de movimentos de massa relativamente baixos. Estes locais estão associados aos principais rios que cruzam a região e a algumas zonas com cobertura vegetal nativa e escassa intervenção antrópica.

Observou-se que altitudes entre os 750 m e 1.225 m e declividades entre os 15° e 37° apresentam valores altos de concentração de movimentos de massa, o que significa que locais com estes valores de altitude e declividade são mais susceptíveis aos movimentos de massa.

Com relação ao tamanho, os grandes movimentos de massa ($>10.000 \text{ m}^2$) concentram-se em altitudes entre os 900 m e 1.300 m. Igualmente eles estão concentrados em uma ampla escala de declividades, entre 10° e 40°.

As linhas de drenagem da área de estudo aumentaram a susceptibilidade aos movimentos de massa em termos de quantidade e magnitude. A menos de 5 metros das linhas de drenagem aconteceram 20% do total de movimentos de massa e foram responsáveis por 26% da área total afetada pelo evento. De igual forma, a menos de 20 metros aconteceram 20% do total de movimentos de massa e foram responsáveis por 37% da área total afetada pelo evento.

Outro fator condicionante estudado foi a geologia da área de estudo. Porém, a carta geológica utilizada (de escala 1:50.000) não oferece o nível de detalhe suficiente que permita obter conclusões confiáveis. Observa-se que 61% dos movimentos de massa aconteceram sobre os Granitos Sin- Tectônicos, não entanto, isto ocorre devido á grande área desta unidade litológica (51,4% da área de estudo). As unidades com maior concentração de movimentos de massa foram os Granitos Pós e Sin-Tectônicos com $8,5 \text{ L/km}^2$ e $6,9 \text{ L/km}^2$, respectivamente. Além disso, as zonas urbanas e os depósitos sedimentários, apesar de representarem uma área pequena em relação à área total de estudo, tiveram uma concentração relativamente alta de movimentos de massa.

6.3 Análise Estatística

Da análise estatística conclui-se que o tamanho dos movimentos de massa mais frequente em termos de área e volume está em torno de $62,7 \text{ m}^2$ para a área, e $29,4 \text{ m}^3$ para o volume. A distribuição de frequências e probabilidade do tamanho apresenta uma distribuição fortemente assimétrica à direita e se assemelha a Distribuição Gamma Inversa de Três Parâmetros (DGITP) proposta por Malamud *et al.* (2004) em relação à forma, porém, evidentemente não conserva seus mesmos parâmetros. O valor mais frequente para Malamud *et al.* (2004) deveria estar em torno dos 400 m^2 , valor este, que difere do encontrado para o evento da RSRJ. Uma comparação mais rigorosa da distribuição DGITP com a distribuição dos dados do evento da RSRJ precisaria fazer um novo ajuste que encontrasse novos parâmetros da

distribuição DGITP para, posteriormente, compará-los com os propostos por Malamud *et al.* (2004).

Observou-se que 95% dos maiores movimentos de massa (a partir da moda) satisfazem consistentemente uma lei potencial parâmetro $\beta=1,54$. Valor que difere dos encontrados na literatura. Um ajuste potencial com $\beta=2,34$ começa a se assemelhar com os reportados na literatura para os movimentos de massa acima do decil sete ($A_L > 2.000m^2$).

Os resultados sugerem que embora os tamanhos dos movimentos de massa conservem uma ordem de magnitude com frequências maiores para certos tamanhos e uma distribuição particular, existem diferenças dependendo da região e suas características.

Finalmente, as limitações nas técnicas do mapeamento e a escala ou resolução espacial dos recursos utilizados também tem efeito sobre a distribuição. O menor movimento de massa possível de ser mapeado e, conseqüentemente, a distribuição dos tamanhos dos movimentos de massa depende da escala do levantamento.

6.4 Recomendações

A qualidade dos estudos de susceptibilidade, ameaça e risco por movimentos de massa em regiões montanhosas, e em geral por qualquer evento natural, depende da qualidade da informação básica. A informação básica abrange informação geomorfológica, geológica-geotécnica, biótica e antrópica. Dentro desta informação estão os inventários de movimentos de massa os quais são facilmente levantados. Inclusive eles não requerem tanto investimento como um levantamento geológico-geotécnico ou topográfico (Guzzetti *et al.* (2006). Por isso a principal recomendação desta pesquisa é melhorar a informação básica disponível para a RSRJ e manter e atualizar periodicamente uma base de dados de movimentos de massa na região.

Com relação aos resultados obtidos nesta pesquisa recomenda-se:

- Utilizar técnicas de classificação de imagens para obter um novo inventário e compará-lo com o inventário obtido nesta pesquisa. Novos atributos podem ser incluídos no inventário, como tipo de movimento, velocidade estimada, material, etc.
- Levantar o inventário do evento completo, lembrando que não foi possível obter imagens de satélite de alguns locais que também foram afetados pelo evento da RSRJ.

- A avaliação pós-desastre da RSRJ produzida neste estudo fornece uma visão confiável sobre os riscos por movimentos de massa da RSRJ. Os resultados são valiosos para decisões políticas que podem ser utilizados no desenvolvimento de estratégias eficazes para reduzir e gerenciar o risco na RSRJ. Recomenda-se continuar com o estudo de suscetibilidade, ameaça e risco.
- Encontrar novos parâmetros da distribuição DGITP para os dados do inventário do evento da RSRJ e compará-los com outros ajustes ao redor do mundo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBALA-BERTRAND, J.M. (1993). Political Economy of Large Natural Disasters: With Special Reference to Developing Countries. Oxford Univ. Press, London, 259 p.

ALCANTARA-AYALA, I. (2002). Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, 47: 107-124.

ALEXANDER, D., 1993. Natural Disasters. UCL Press and Chapman & Hall, New York, 632 p.

ANDERSON S.A., SITAR N. (1995). Analysis of rainfall-induced debris flows. *Journal of Geotechnical Engineering*, 121: 544-552.

ANTONINI, G., ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GALLI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., (2002). Surface deposits and landslide inventory map of the area affected by the 1997 Umbria– Marche earthquakes. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, 121 (2): 843–853.

ANTONINI, G., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., SORRENTINO, A., 1993. Carta Inventario dei Fenomeni Franosi della Regione Marche ed aree limitrofe. CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Publication n. 580, 2 sheets, scale 1:100,000.

ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., CARRARA, A., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., (2002). Impact of mapping errors on the reliability of landslide hazard maps. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2: 3–14.

ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GALLI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., (2007). Identification and mapping of recent rainfall-induced landslides using elevation data collected by airborne LiDAR. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 7 (6): 637–650.

ARISTIZÁBAL, E., MARTÍNEZ, H. & Vélez, J. I. (2010). A review on the study of landslides triggered by rainfall (in Spanish). *Rev. Acad. Colomb. Cienc.*, 34 (131): 209-227.

AVELAR, A. S., COELHO, N. A., LACERDA, W. A., BECKER, L. B. & MENDONÇA, M. B. (2011). Mechanisms of the recente catastrophic landslides in the mountainous range of Rio de Janeiro, Brazil [online]. The Second World Landslide Forum, IPL, Roma, Itália, 3-7 outubro, Disponível em: http://www.inct-reageo.ufrj.br/downloads/WLF2_519_Avelar.pdf [Consulta: 01 de dezembro de 2012].

BĂLTEANU, D., CHENDEȘ, V., SIMA, M., ENCIU, P., (2010). A country-wide spatial assessment of landslide susceptibility in Romania. *Geomorphology*, 124: 102–112. doi:10.1016/j.geomorph.2010.03.005.

BARATA, F.E (1969) Landslides in the Tropical Region of Rio de Janeiro. In: Proc. of the 7th ICSMFE, Mexico, v.2, pp 507-516.

BARKUN, N. (1974). Disaster and the Millenium. Yale Univ. Press, New Haven.

- BARLOW, J., MARTIN, Y., FRANKLIN, S.E., (2003). Detecting translational landslide scars using segmentation of Landsat ETM+ and DEM data in the northern Cascade Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 29: 510–517.
- BAUM, R.L., SCHUSTER, R.L., GODT, J.W., (1999). Map showing locations of damaging landslides in Santa Cruz County, California, resulting from 1997 to 98 El Nino rainstorms. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, MF-2325-D, scale 1:125,000.
- BIANCHI, R., CAVALLI, R.M., FIUMI, L., MARINO, C.M., PIGNATTI, S., (1999). Airborne MIVIS hyperspectral imaging spectrometer over natural and anthropic areas. *Proceedings of the Fourth International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition/21st Canadian Symposium on Remote Sensing*, vol. 1. Ottawa, Ont., Canada, pp. 337–344.
- BOOTH, A.M., ROERING, J.J., PERRON, J.T., (2009). Automated landslide mapping using spectral analysis and high-resolution topographic data: Puget Sound lowlands, Washington, and Portland Hills, Oregon. *Geomorphology*, 109: 132–147. doi:10.1016/j.geomorph.2009.02.027.
- BORGHUIS, A.M., CHANG, K., LEE, H.Y., (2007). Comparison between automated and manual mapping of typhoon-triggered landslides from SPOT-5 imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 28: 1843–1856.
- BRABB E.E., HARROD B.L. (eds). (1989). *Landslides: Extent and Economic Significance*. Balkema: Rotterdam.
- BRABB, E.E., (1991). The world landslide problem. *Episodes*, 14 (1): 52–61.
- BRABB, E.E., WIECZOREK, G.F., HARP, E.L., (1989). Map showing 1983 landslides in Utah. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies, Map MF-1867.
- BRUNETTI, M.T., GUZZETTI, F., ROSSI, M., (2009). Probability distributions of landslide volumes. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 16: 179–188.
- BRUNSDEN, D., (1985). Landslide types, mechanisms, recognition, identification. In: Morgan, C.S. (Ed.), *Landslides in the South Wales Coalfield, Proceedings Symposium*. The Polytechnic of Wales, pp. 19–28.
- BUCKNAM R.C., COE J.A., CHAVARRIA M.M., GODT J.W., TARR A.C., BRADLEY L.-A., RAFFERTY S., HANCOCK D., DART R.L., JOHNSON M.L. (2001). *Landslides Triggered by Hurricane Mitch in Guatemala – Inventory and Discussion*. US Geological Survey Open File Report, 01–443.
- CANEDO, P., EHRLICH, M., LACERDA, W. A. (2011). Chuvas na Região Serrana do Rio de Janeiro: sugestões para ações de engenharia e planejamento. COPPE/UFRJ. Rio de Janeiro. 8 p. Disponível em: < http://www.coppe.ufrj.br/pdf_revista/relatoriochuvas.pdf > [Consulta: 22 de março de 2012].
- CARDINALI M., ARDIZZONE F., GALLI M., GUZZETTI F., REICHENBACH P. (2000). Landslides triggered by rapid snow melting: the December 1996–January 1997 event in

Central Italy. Proceedings 1st Plinius Conference on Mediterranean Storms. Claps P, Siccardi F (eds). Bios: Cosenza; 439–448.

CARDINALI, M., ANTONINI, G., REICHENBACH, P., GUZZETTI, F., (2001). Photo geological and landslide inventory map for the Upper Tiber River basin. CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Publication n. 2116, scale 1:100,000.

CARDINALI, M., GALLI, M., GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., REICHENBACH, P., BARTOCCINI, P., (2006). Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6: 237–260.

CARDINALI, M., GUZZETTI, F., BRABB, E.E., (1990). Preliminary map showing landslide deposits and related features in New Mexico. U.S. Geological Survey Open File Report 90/293, 4 sheets, scale 1:500,000.

CARDINALI, M., REICHENBACH, P., GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., ANTONINI, G., GALLI, M., CACCIANO, M., CASTELLANI, M., SALVATI, P., (2002). A geomorphological approach to estimate landslide hazard and risk in urban and rural areas in Umbria, central Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2 (1–2): 57–72.

ÇEVIK E, TOPAL T. (2003). GIS-based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Environ Geol.*, 44: 949–962.

CHAU K.T., SZE Y.L., FUNG M.K., WONG W.Y., FONG E.L., CHAN L.C.P. (2004). Landslide hazard analysis for HongKong using landslide inventory and GIS. *Computers & Geosciences*, 30: 429–443.

CHENG, K.S., WEI, C., CHANG, S.C., (2004). Locating landslides using multi-temporal satellite images. *Advances in Space Research*, 33 (3): 96–301.

CHIGIRA M., WU, X., INOKUCHI, T., WANG G. (2010). Landslides induced by the 2008 Wenchuan earthquake, Sichuan, China. *Geomorphology*, 118: 225–238.

CHIGIRA, M., DUAN, F., YAGI, H., FURUYA, T., (2004). Using an airborne laser scanner for the identification of shallow landslides and susceptibility assessment in an area of ignimbrite overlain by permeable pyroclastics. *Landslides*, 1: 203–209. doi:10.1007/s10346-004-0029-x.

COELHO NETTO A.L., AVELAR A.S., FERNANDES M.C., COUTINHO B., FREITAS L. (2008). Technical Report on Environmental Quality of Rio de Janeiro state (1:100,000): subsidies for the economic - ecological zoning, Environmental Secretariat of Rio de Janeiro State Government.

COELHO NETTO, A.L; AVELAR, A.S & LACERDA, W.A (2009) Landslides and Disasters in Southeastern and Southern Brazil, cap 12, pp. 223-243, in *Natural Hazards and Human-Exacerbated Disasters in Latin America* Latrubesse, E. (ed). Elsevier, Amsterdam, (ISBN 9780444531179). 550p.

COELHO NETTO, A.L; SATO, A.M; AVELAR, A.S; VIANNA, L.G.G; ARAUJO, I.S; CROIX, D; LIMA, P; SILVA, A.P & PEREIRA, R. (2011). January 2011: the extreme landslide disaster in Brazil, Proc. 2nd World Landslides Forum, Rome.

CONFORTI M., ROBUSTELLI G., MUTO F., CRITELLI S. (2012). Application and validation of bivariate GIS-based landslide susceptibility assessment for the Vitrovo river catchment (Calabria, south Italy), *Natural Hazards*, 61:127–141. doi:10.1007/s11069-011-9781-0

CROSTA, G. (1998). Regionalization of rainfall threshold: an aid for landslide susceptibility zonation. *Environmental Geology*, 35 (2-3): 131-145.

CROSTA, G., FRATTINI, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazard and Earth System Sciences*, 3: 81-93.

CROZIER, M.J., (1986). *Landslides: Causes, Consequences and Environment*. Croom Helm, England, pp 252.

CRUDEN D.M., VARNES D.J. (1996). Landslide types and processes. In: *Landslides, Investigation and Mitigation*, TURNER A.K., SCHUSTER R.L. (eds). Special Report 247. Transportation Research Board: Washington DC; 36-75.

CRUDEN, D.M. (1991). A Simple Definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 43(1): 27-29.

DAI FC, LEE CF, LI J, XU ZW. (2001). Assessment of landslide susceptibility on the natural terrain of Lantau Island, Hong Kong. *Environ Geol.*, 40: 381–391.

DAI, F.C., XU, C., YAO, X., XU, L., TU, X.B., GONG, Q.M., (2011). Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 40 (3): 883–895. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.010

DE BLASIO, F.V., (2011). Landslides in Valles Marineris (Mars):: a possible role of basal lubrication by sub-surface ice. *Planetary and Space Science*, 59: 1384–1392. doi:10.1016/j.pss.2011.04.015.

DRM-RJ (1982) *Geological Map of Nova Friburgo*, Dept. Recursos Minerais; 1:50.000; Niterói (RJ).

DUMAN, T.Y., ÇAN, T., EMRE, Ö., KEÇER, M., DOĞAN, A., ŞERAFETTİN, A., SERAP, D., (2005). Landslide inventory of northwestern Anatolia, Turkey. *Engineering Geology*, 77 (1–2): 99–114.

EM-DAT – Emergency Events Database. The OFDA/CRED International Disaster Database. Disponível em: <<http://www.em-dat.net>>. [Consulta: 15 de julho de 2012]

FELL, R.; COROMINAS, J.; BONNARD, C.; CASCINI, L.; LEROI, E. & SAVAGE, W. Z. (2008). Guidelines for landslide susceptibility, hazard and risk zoning for land use planning. *Engineering Geology*, 102: 85–98.

- FERNANDES NF, GUIMARAES RF, GOMESA RAT, VIEIRA BC, MONTGOMERY DR, GREENBERG H. (2004). Topographic controls of landslides in Rio de Janeiro: field evidence and modeling. *Catena*, 55:163–181.
- FIORUCCI, F., CARDINALI, M., CARLÀ, R., ROSSI, M., MONDINI, A.C., SANTURRI, L., ARDIZZONE, F., GUZZETTI, F., (2011). Seasonal landslides mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology*, 129 (1–2): 59–70. doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.013.
- FIORUCCI, F., CARDINALI, M., CARLÀ, R., ROSSI, M., MONDINI, A.C., SANTURRI, L., ARDIZZONE, F., GUZZETTI, F. (2011). Seasonal landslides mapping and estimation of landslide mobilization rates using aerial and satellite images. *Geomorphology*, 129 (1–2): 59–70. doi:10.1016/j.geomorph.2011.01.013.
- FRITZ, C.E. (1961). Disasters. In: Merton, R.K., Nisbet, R.A. (Eds.), *Contemporary Social Problems*. Harcourt, New York, pp. 651–694.
- FUJII, Y. (1969) Frequency distribution of landslides caused by heavy rainfall. *Journal Seismological Society Japan*, 22: 244-247.
- GALLI, M., ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., (2008). Comparing landslide inventory maps. *Geomorphology*, 94: 268–289. doi:10.1016/j.geomorph.2006.09.023.
- GARFI' G, BRUNO D, CALCATERRA D, PARISE M. (2007). Fan morphodynamics and slope instability in the Mucone River basin (Sila Massif, southern Italy): significance of weathering and role of land use changes. *Catena*, 69: 181–196.
- GHOSH, S., VAN WESTEN, C.J., CARRANZA, E.J.M., JETTEN, V.G., CARDINALI, M., ROSSI, M., GUZZETTI, F., (2012). Generating event-based landslide maps in a data-scarce Himalayan environment for estimating temporal and magnitude probability. *Engineering Geology*, 128: 49-62. doi:10.1016/j.enggeo.2011.03.016.
- GLADE, T. (2001). Landslide hazard assessment and historical landslide data—an inseparable couple? In: Glade, T., Albini, P., Frances, F. (Eds.), *The Use of Historical Data in Natural Hazards Assessment (Advances in Natural and Technological Hazard Research)*. Kluwer Academic Publications, Dordrecht, The Netherlands, pp. 153–168.
- GLADE, T., (1998). Establishing the frequency and magnitude of landslide-triggering rainstorm events in New Zealand. *Environmental Geology*, 35 (2–3): 160–174.
- GLADE, T., CROZIER, M.J., (1996). Towards a national landslide information base for New Zealand. *New Zealand Geographer*, 52 (1): 29–40.
- GORUM, T., FAN, X., VAN WESTEN, C.J., HUANG, R., XU, Q., TANG, C., WANG, G., (2011). Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake. *Geomorphology*, 133:152–167.
- GUTHRIE, R.H. AND EVANS, S.G. (2004). Analysis of landslide frequencies and characteristics in a natural system, coastal British Columbia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29:11 1321-1339.

GUZZETTI F., MONDINI A.C., CARDINALI M., FIORUCCI F., SANTANGELO M., CHANG K.T. (2012) Landslide inventory maps: new tools for an old problem. *Earth-Science Reviews*, 112: 42-66. doi: 10.1016/j.earscirev.2012.02.001.

GUZZETTI, F. (2002). Landslide hazard assessment and risk evaluation: overview, limits and prospective. Proceedings 3rd MITCH Workshop Floods, Droughts and Landslides – Who plans, who pays, 24-26 November 2002, Potsdam, available at http://www.mithec.net/workshop3/Papers/paper_guzzetti.pdf.

GUZZETTI, F. (2006). landslide hazard and risk assessment. Ph.D. Thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität, University of Bonn, Bonn, Germany, 389 pp. Disponível em: <<http://geomorphology.irpi.cnr.it/Members/fausto/PhD-dissertation>>

GUZZETTI, F. AND CARDINALI, M. (1989) Carta Inventario dei Fenomeni Franosi della Regione dell'Umbria ed aree limitrofe. CNR Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche Publication n. 204, 2 sheets, scale 1:100,000 (in Italian).

GUZZETTI, F. AND CARDINALI, M. (1990) Landslide inventory map of the Umbria region, Central Italy. In: Cancelli, A. (ed.) Proceedings ALPS 90 6th International Conference and Field Workshop on Landslides, Milan, 12 September 1990, 273-284.

GUZZETTI, F., (2000). Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, 58 (2): 89–107.

GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GALLI, M., REICHENBACH, P. (2008). Distribution of landslides in the Upper Tiber River basin, central Italy. *Geomorphology*, 96: 105–122.

GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GALLI, M., ROSSI, M., VALIGI, D., (2009). Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 279: 222–229. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.005.

GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., CARDINALI, M., GALLI, M., ROSSI, M., VALIGI, D., (2009). Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 279: 222–229. doi:10.1016/j.epsl.2009.01.005.

GUZZETTI, F., CARDINALI, M., 1990. Landslide inventory map of the Umbria region, Central Italy. In: Cancelli, A. (Ed.), Proceedings ALPS 90 6th International Conference and Field Workshop on Landslides. Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente, Università degli Studi di Milano, Milano, Italy, pp. 273–284.

GUZZETTI, F., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., CARRARA, A., (2000). Comparing landslide maps: a case study in the upper Tiber River Basin, Central Italy. *Environmental Management*, 25 (3): 247–363.

GUZZETTI, F., CARDINALI, M., REICHENBACH, P., CIPOLLA, F., SEBASTIANI, C., GALLI, M. AND SALVATI, P. (2004). Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73:2 229-245.

- GUZZETTI, F., CARRARA, A., CARDINALI, M., REICHENBACH, P. (1999). Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31: 181–216.
- GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., CARDINALI, M., GALLI, M., ARDIZZONE, F., 2005. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72: 272–299.
- GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., CARDINALI, M., GALLI, M., ARDIZZONE, F., (2005). Landslide hazard assessment in the Staffora basin, Northern Italian Apennines. *Geomorphology*, 72: 272-299. doi: dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.002
- GUZZETTI, F., TONELLI, G., 2004. Information system on hydrological and geomorphological catastrophes in Italy (SICI): a tool for managing landslide and flood hazards. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4: 213–232.
- HARP E.L., JIBSON R.L. (1995). Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. US Geological Survey Open File Report 95–213.
- HARP E.L., REID M.E., MCKENNA P.J., MICHAEL J.A. (2009). Mapping of hazard from rainfall-triggered landslides in developing countries: examples from Honduras and Micronesia. *Engineering Geology*, in press.
- HARP EL, JIBSON RL. (1995). Inventory of landslides triggered by the 1994 Northridge, California earthquake. US Geological Survey Open File Report, pp 95–213.
- HARP, E.L., CRONE, A.J., (2006). Landslides triggered by the October 8, 2005, Pakistan earthquake and associated landslide-dammed reservoirs. U.S. Geological Survey Open-file report, pp. 1052–1065.
- HARP, E.L., KEEFER, D.K., SATO, H.P., AND YAGI, H., (2011). Landslide inventories: The essential part of seismic landslide hazard analyses, *Engineering Geology*, 122: 9-21.
- HAUGERUD, R., HARDING, D.J., JOHNSON, S.Y., HARLESS, J.L., WEAVER, C.S., SHERROD, B.L., (2003). High-resolution topography of the Puget Lowland, Washington — a bonanza for earth science. *GSA Today* 13, 4–10.
- HERVAS, J., BARREDO, J.I., ROSIN, P.L., PASUTO, A., MANTOVANI, F., SILVANO, S., (2003). Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. *Geomorphology*, 54: 63–75.
- HERVÁS, J., BARREDO, J.I., ROSIN, P.L., PASUTO, A., MANTOVANI, F., SILVANO, S., (2003). Monitoring landslides from optical remotely sensed imagery: the case history of Tessina landslide, Italy. *Geomorphology*, 54: 63–75.
- HIGHLAND, L.M., AND BOBROWSKY, PETER, (2008). *The landslide handbook - A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.
- HOVIUS, N., STARK, C.P. AND ALLEN, P.A. (1997) Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25: 231–234.

HOVIUS, N., STARK, C.P., ALLEN, P.A., (1997). Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology* 25: 231–234.

HOVIUS, N., STARK, C.P., HAO-TSU, C. AND JINN-CHUAN, L. (2000) Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Journal of Geology*, 108: 73-89.

HUNGR O., EVANS S.G., BOVIS M.J., HUTCHINSON N.J. (2001). A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental and Engineering Geoscience* 7:3 221–238.

HUNGR, O. (2005). Classification and terminology. In: Jakob, M., & Hungr, O. (ed.). *Debris flow hazard and related phenomena*: Chichester, Springer-Praxis, p. 9-23.

HUTCHINSON, J.N. (1968). Mass Movements. In: Fairbridge, R.W. (ed.). (1968). *The Encyclopedia of Geomorphology*: New York, Reinhold Book Corporation, pp. 688-695.

HUTCHINSON, J.N. (1988). General Report: Morphological and geotechnical parameter of landslides in relation to geology and hydrogeology. In: *Landslides, Proc. Fifth Int. Symp. on Landslides*, (Ed. C. Bonnard), Lausanne, Switzerland, vol. 1: pp. 3-35.

IBSEN, M., BRUNSDEN, D. (1996). The nature, use and problems of historical archives for the temporal occurrence of landslides, with specific reference to the south coast of Britain, Ventnor, Isle of Wight. *Geomorphology*, 15: 241–258.

IMAIZUMI, F., SIDLE, R.C., (2007). Linkage of sediment supply and transport processes in Miyagawa Dam catchment, Japan. *Journal Geophysical Research* 112 (F03012). doi:10.1029/2006JF000495.

IMAIZUMI, F., SIDLE, R.C., KAMEI, R., (2008). Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 827–840. doi:10.1002/esp.1574.

INNES, J.N., (1983). Lichenometric dating of debris-flow deposits in the Scottish Highlands. *Earth Surface Processes and Landforms* 8, 579–588.

IPGARAMSS (Programa de Integración Participativa de la Gestión Ambiental y de Riesgos en los Planes de Desarrollo y Ordenamiento Territorial del AMSS). (2008). Manual metodológico para la evaluación de movimientos de ladera en el AMSS (El Salvador, CA). Financiado por la Unión Europea, AECID, Ayuntamiento de Barcelona, Área Metropolitana de Barcelona, Diputación de Barcelona. Ejecutado por OPAMSS, COAMSS y Geólogos del Mundo. 53 p.

IUGS. (1997). Quantitative risk assessment for slopes and landslides — the state of the art. In: Cruden, D., Fell, R. (Eds.), *Landslide Risk Assessment*. Balkema, Rotterdam, pp. 3–12.

IWAHASHI J., KAMIYA I., YAMAGISHI H. (2012). High-resolution DEMs in the study of rainfall- and earthquake-induced landslides: Use of a variable window size method in digital terrain analysis, *Geomorphology*, 153–154: 29–38.

- JIBSON, R.W. AND KEEFER, D.K. (1989), Statistical Analysis of Factors Affecting Landslide Distribution in the New Madrid Seismic Zone, Tennessee and Kentucky, *Engineering Geology*, 27: 509–542.
- JIBSON, R.W., HARP, E.L., SCHULZ, W., KEEFER, D.K., (2004). Landslides triggered by the 2002 Denali Fault, Alaska, earthquake and the inferred nature of the strong shaking. *Earthquake Spectra*, 20: 669–691.
- JONES, F.O. (1973). Landslides of Rio de Janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil, USGS. Prof. Paper 697, 42 p.
- KEEFER D. K., WARTMAN, J., NAVARRO, C. O., RODRIGUEZ-MAREK A., WIECZOREK G. (2006). Landslides caused by the M 7.6 Tecomán, Mexico earthquake of January 21, 2003. *Engineering Geology*, 86: 183–197.
- KEEFER, D.K. AND MANSON, M.W. 1998, Regional Distribution and Characteristics of Landslides Generated by the Earthquake. In: D.K. Keefer (ed.), *The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Landslides*, U. S. Geological Survey Professional Paper 1551-C, pp. 7–32.
- KEEFER, D.K., (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406–421.
- KEEFER, D.K., (2000). Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution — the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58: 231–249.
- KEEFER, D.K., (2002). Investigating landslides caused by earthquakes—a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23: 473–510.
- KHAZAI, B., SITAR, N., (2003). Evaluation of factors controlling earthquake-induced landslides caused by Chi-Chi earthquake and comparison with the Northridge and Loma Prieta events. *Engineering Geology*, 71: 79–95.
- KORUP, O., (2005). Distribution of landslides in southwest New Zealand. *Landslides*, 2: 43–51.
- LACERDA, W. A. (1997) Stability of Natural Slopes along the Tropical Coast of Brazil, Proc. Int. Symp. on Recent Developments in Soil and Pavement Mech., Almeida, M.M.S (org), Brookfield, Rio de Janeiro, pp. 17–39.
- LACERDA, W. A. (2007) Landslide initiation in saprolite and colluvium in southern Brazil: Field and laboratory observations, *Geomorphology*, 87(3): 104–119.
- LANG, A., MOYA, J., COROMINAS, J., SCHROTT, L., DIKAU, R. (1999). Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements. *Geomorphology* 30 (1–2): 33–52.
- LEE S, SAMBATH T (2006). Landslide susceptibility mapping in the Damrei Romel area, Cambodia using frequency ratio and logistic regression models. *Environ Geol.*, 50: 847–855.
- LEE, C.T., HUANG, C.C., LEE, J.F., PAN, K.L., LIN, M.L., DONG, J.J., (2008). Statistical approach to earthquake-induced landslide susceptibility. *Engineering Geology*, 100: 43–58.

- LEE, S., LEE, M.-J., (2006). Detecting landslide location using KOMPSAT 1 and its application to landslide-susceptibility mapping at the Gangneung area, Korea. *Advances in Space Research*, 38 (10): 2261–2271.
- LEE, S., MIN, K., (2001). Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea. *Environmental Geology*, 40 (9): 1095–1113.
- LI A.G., YUE L.G., THAM L.G., LEE C.F., LAW K.T. (2005). Field monitored variations of soil moisture and matric suction in a saprolite slope. *Canadian Geotechnical Journal*, 42: 13-26.
- LIAO, H.W., LEE, C.T., (2009). Probabilistic hazard analysis of earthquake-induced landslides — an example from Khuosing, Taiwan. *Proceedings of The Next Generation of Research on Earthquake-Induced Landslides, An International Conference in Commemoration of the 10th Anniversary of the Chi-Chi Earthquake*, pp. 91–92.
- LIN, C.-W., SHIEH, C.-L., YUAN, B.-D., SHIEH, Y.-C., LIU, S.-H., LEE, S.-Y., (2004). Impact of Chi-Chi earthquake on the occurrence of landslides and debris flows: example from the Chenyulan River watershed, Nantou, Taiwan. *Engineering Geology*, 71(2): 49–61.
- LIU, J.K., WONG, C.C., HUANG, J.H., YANG, M.J., (2002). Landslide-enhancement images for the study of torrential-rainfall landslides [Online]. 23rd Asian Conference on Remote Sensing, Kathmandu, Nepal. Disponible en: <http://www.gisdevelopment.net/aars/acrs/2002/env/193.pdf>.
- LU, P., STUMPF, A., KERLE, N., CASAGLI, N., (2011). Object-oriented change detection for landslide rapid mapping. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 8 (4): 701–705.
- MAHDAVIFAR, M.R., SOLAYMANI, S., JAFARI, M.K., (2006). Landslides triggered by the Avaj, Iran earthquake of June 22, 2002. *Engineering Geology*, 86: 166–182.
- MALAMUD, B. D., TURCOTTE, D. L., GUZZETTI, F. & REICHENBACH, P. (2004). Landslide Inventories and Their Statistical Properties. *Earth Surface Process. Landforms*, 29: 687–711.
- MALAMUD, B.D. AND TURCOTTE, D.L. (1999). Self-Organized Criticality Applied to Natural Hazards. *Natural Hazards*, 20:2 93-116.
- MANTOVANI, F., SOETERS, R., VANWESTEN, C.J., (1996). Remote sensing techniques for landslide studies and hazard zonation in Europe. *Geomorphology*, 15 (3–4): 213–225.
- MARTHA, T.R., KERLE, N., JETTEN, V., VAN WESTEN, C., VINOD KUMAR, K., (2010). Characterising spectral, spatial and morphometric properties of landslides for semi-automatic detection using object-oriented methods. *Geomorphology*, 116: 24–36.
- MARTIN, Y.E., FRANKLIN, S.E., (2005). Classification of soil- and bedrock-dominated landslides in British Columbia using segmentation of satellite imagery and DEM data. *International Journal of Remote Sensing*, 26: 1505–1509.
- MEIS, M.R.M. & SILVA, J.X. (1968) Mouvements de masse récents à Rio de Janeiro: Une étude de geomorphologie dynamique, *Revue de Geomorphologie Dynamique*, 18: 145–152.

METTERNICHT, G., HURNI, L., GOGU, R., (2005). Remote sensing of landslides: an analysis of the potential contribution to geo-spatial systems for hazard assessment in mountain environments. *Remote Sensing of Environment*, 98: 284–303.

MEUNIER, P., HOVIUS, N., HAINES, A.J., 2007. Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion. *Geophysical Research Letters* 34, L20408. doi:<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031337>

MICHIE, D., SPIEGELHALTER, D.J., TAYLOR, C.C. (Eds.), 1994. *Machine Learning, Neural and Statistical Classification*. Disponível em: <http://www.amsta.leeds.ac.uk/~charles/statlog/>. [Consulta: 18 de dezembro de 2012].

MINISTÉRIO DA SAÚDE, SECRETARIA DE VIGILÂNCIA EM SAÚDE, DEPARTAMENTO DE VIGILÂNCIA EM SAÚDE AMBIENTAL E SAÚDE DO TRABALHADOR, GOVERNO DO BRASIL. (2011). Sala de situação para atendimento à Região Serrana do Rio de Janeiro: Ações desenvolvidas pelo Ministério da Saúde, Relatório final. Brasília, Brasil, 10 de fevereiro de 2011. Disponível em: <http://portal.saude.gov.br/portal/arquivos/pdf/relatorio_desastre_anexos_123.pdf> [Consulta: 22 de fevereiro de 2012].

MOINE, M., PUISSANT, A., MALET, J.-P., (2009). Detection of landslides from aerial and satellite images with a semi-automatic method. Application to the Barcelonnette basin (Alpes-de-Haute-Provence, France). In: Malet, J.-P., Remaitre, A., Bogaard, T. (Eds.), *Landslide Processes: From Geomorphological Mapping to Dynamic Modelling*. CERG, Strasbourg, France, pp. 63–68.

MONDINI, A.C., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., ROSSI, M., CARDINALI, M., ARDIZZONE, F., (2011). Semi-automatic recognition and mapping of rainfall induced shallow landslides using satellite optical images. *Remote Sensing of Environment*, 115: 1743–1757. doi:10.1016/j.rse.2011.03.006.

NICHOL, E.J., SHAKER, A., WONG, M.-S., (2006). Application of high-resolution stereo satellite images to detailed landslide hazard assessment. *Geomorphology*, 76: 68–75.

NICHOL, J., WONG, M.S., (2005). Detection and interpretation of landslides using satellite images. *Land Degradation & Development*, 16: 243–255.

OHMORI, H. AND HIRANO, M. (1988). Magnitude, frequency and geomorphological significance of rocky mud flows, landcreep and the collapse of steep slopes. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 67: 55-65.

OHMORI, H. AND SUGAI, T. (1995). Toward geomorphometric models for estimating landslide dynamics and forecasting landslide occurrence in Japanese mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband*, 101: 149-164.

OWEN, L.A., KAMP, U., KHATTAK, G.A., HARP, E., KEEFER, D.K., BAUER, M., 2008. Landslides triggered by the October 8, 2005, Kashmir earthquake. *Geomorphology*, 94: 1–9.

PACHAURI AK, GUPTA PV, CHANDER R. (1998). Landslide zoning in a part of the Garhwal Himalayas. *Environ Geol*, 36: 325–334.

- PAPADOPOULOS, G.A. AND PLESSA, A.: 2000, Magnitude-Distance Relations for Earthquake-induced Landslides in Greece, *Engineering Geology*, 58: 377–386.
- PARISE, M., JIBSON, R.W., (2000). A seismic landslide susceptibility rating of geologic units based on analysis of characteristics of landslides triggered by the 17 January, 1994 Northridge, California earthquake. *Engineering Geology* 58, 251–270.
- PARK, N.W., CHI, K.H., (2008). Quantitative assessment of landslide susceptibility using high-resolution remote sensing data and a generalized additive model. *International Journal of Remote Sensing*, 29 (1): 247–264. doi:10.1080/01431160701227661.
- PARKER, R.N., DENSMORE, A.L., ROSSER, N.J., DE MICHELE, M., LI, Y., HUANG, R., WHADCOAT, S., PETLEY, D.N., (2011). Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nature Geoscience*, 4 (7): 449–452. doi:10.1038/ngeo1154.
- PELLETIER, J.D., MALAMUD, B.D., BLODGETT, T. AND TURCOTTE, D.L. (1997) Scale-invariance of soil moisture variability and its implications for the frequency-size distribution of landslides. *Engineering Geology*, 48: 255-268.
- PIERSON C.P., COSTA J.E. (1987). A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. Em: *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation*, COSTA J.E., WIECZOREK G.F. (eds). *Reviews in Engineering Geology VII*. Geological Society of America: 1–12.
- PIKE, R.J., (2000). Geomorphometry — diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography*, 24 (1): 1–20.
- PROYECTO MULTINACIONAL ANDINO: GEOCIENCIAS PARA LAS COMUNIDADES ANDINAS, PMA:GCA. (2007). *Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Multinacional, No. 4, 432 p.
- QI, S.W., XU, Q., LAN, H.X., ZHANG, B., LIU, J.Y., (2010). Spatial distribution analysis of landslides triggered by 2008.5.12 Wenchuan Earthquake, China. *Engineering Geology*, 116(1-2): 95-108 doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2010.07.011
- QI, S.W., XU, Q., LAN, H.X., ZHANG, B., LIU, J.Y., (2012). Resonance effect existence or not for landslides triggered by 2008 Wenchuan earthquake: A reply to the comment by Drs. Xu Chong and Xu Xiwei, *Engineering Geology*, 151: 128–130
- QUANTIN, C., ALLEMAND, P., DELACOURT, C., (2004). Morphology and geometry of Valles Marineris landslides. *Planetary and Space Science*, 52 (11): 1011–1022.
- RADBRUCH-HALL, D.H., COLTON, R.B., DAVIES, W.E., LUCCHITTA, I., SKIPP, B.A., VARNES, D.J., (1982). *Landslide overview map of the conterminous United States* [Online]. U.S. Geological Survey Professional Paper, 1183: pp. 25. Disponible em: <http://pubs.usgs.gov/pp/p1183/pp1183.html>
- RAZAK, K.A., STRAATSMA, M.W., VAN WESTEN, C.J., MALET, J.-P., DE JONG, S.M., (2011). Airborne laser scanning of forested landslides characterization: terrain model

quality and visualization. *Geomorphology*, 126: 186–200.
doi:10.1016/j.geomorph.2010.11.003.

REICHENBACH, P., GALLI, M., CARDINALI, M., GUZZETTI, F., ARDIZZONE, F., (2005). Geomorphologic mapping to assess landslide risk: concepts, methods and applications in the Umbria Region of central Italy. In: Glade, T., Anderson, M.G., Crozier, M.J. (Eds.), *Landslide Risk Assessment*. John Wiley & Sons, Chichester, West Sussex, England, pp. 429–468.

RESTREPO, C., ALVAREZ, N., (2006). Landslides and their contribution to land-cover change in the mountains of Mexico and Central America. *Biotropica*, 38 (4): 446–457.

RIB, H.T., LIANG, T., (1978). Recognition and identification. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), *Landslide Analysis and Control*. : Transportation Research Board Special Report, 176. National Academy of Sciences, Washington, pp. 34–80.

RICE, R.M., CORBETT, E.S., BAILEY, R.G., (1969). Soil slips related to vegetation, topography, and soil in Southern California. *Water Resources Research*, 5 (3): 647–659.

RICE, R.M., FOGGIN III, G.T., 1971. Effects of high intensity storms on soil slippage on mountainous watersheds in Southern California. *Water Resources Research*, 7 (6): 1485–1496.

ROGERS J.D. Personal web [online]. Disponível em: <http://web.mst.edu/~rogersda/> [Consulta: 20 de dezembro de 2012].

ROSIN, P.L., HERVÁS, J., (2005). Remote sensing image thresholding methods for determining landslide activity. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (6): 1075–1092.

SALVATI, P., BALDUCCI, V., BIANCHI, C., GUZZETTI, F., TONELLI, G., (2009). A WebGIS for the dissemination of information on historical landslides and floods in Umbria, Italy. *GeoInformatica*, 13: 305–322.

SALVATI, P., GUZZETTI, F., REICHENBACH, P., CARDINALI, M. STARK, C.P., (2003). Map of landslides and floods with human consequences in Italy. CNR, Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, Publication n. 2822, scale 1:1,200,000.

SANTANGELO, M., CARDINALI, M., ROSSI, M., MONDINI, A.C., GUZZETTI, F., 2010. Remote landslide mapping using a laser rangefinder binocular and GPS. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10: 2539–2546. doi:10.5194/nhess-10-2539-2010.

SATO, H.P., HARP, E.L., (2009). Interpretation of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008, M7.9 Wenchuan earthquake in the Beichuan area, Sichuan Province, China, using satellite imagery and Google Earth. *Landslides*, 6: 153–159. doi:10.1007/s10346-009-0147-6.

SATO, H.P., HSEGAWA, H., FUJIWARA, S., TOBITA, M., KOARAI, M., UNE, H., IWAHASHI, J., (2007). Interpretation of landslide distribution triggered by the 2005 Northern Pakistan earthquake using SPOT5 imagery. *Landslides*, 4: 113–122.

- SATO, H.P., SEKIGUCHI, T., KOJIROI, R., SUZUKI, Y., IIDA, M., (2005). Overlaying landslides distribution on the earthquake source, geological and topographical data: the Mid Niigata prefecture earthquake in 2004, Japan. *Landslides* 2, 143–152.
- SCHULZ, W.H., (2007). Landslide susceptibility revealed by LIDAR imagery and historical records, Seattle, Washington. *Engineering Geology*, 89: 67–87.
- SHAN, J., TOTH, C.K. (Eds.), (2009). *Topographic Laser Ranging and Scanning: Principles and Processing*. CRC Press, Taylor and Francis Group, 590 p.
- SIDLE R.C., OCHIAI H. (2006). *Landslides: processes, prediction, and land use*. Water Resources Monograph 18. American Geophysical Union, Washington D.C. 312 p.
- SIMONETT, D.S. (1967). Landslide distribution and earthquakes in the Bewani and Torricelli Mountains, New Guinea. In: Jennings, J.N., Mabbutt, J.A. (Eds.), *Landform Studies from Australia and New Guinea*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 64–84.
- SINGHROY, V., (2005). Remote sensing of landslides. In: Glade, T., Anderson, M., Crozier, M.J. (Eds.), *Landslide Hazard and Risk*. John Wiley and Sons Ltd., West Sussex, England, pp. 469–492.
- SLATTON, K.C., CARTER, W.E., SHRESTHA, R.L., DIETRICH, W., (2007). Airborne laser swath mapping: achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. *Geophysical Research Letters* 34, L23S10. doi:10.1029/2007GL031939.
- SOETERS, R., VAN WESTEN, C.J. (1996). Slope instability recognition, analysis and zonation. In: A.K. Turner & R.L. Schuster (Eds). *Landslides Investigation and Mitigation*. Transportation Research Board, National Research Council, Special Report 247, National Academy Press, Washington, D.C., ISA, pp. 129-177.
- STARK, C.P. AND HOVIUS, N. (2001) The characterization of landslide size distributions. *Geophysics Research Letters*, 28: 1091–1094.
- STARK, C.P. AND HOVIUS, N. (2001). The characterization of landslide size distributions. *Geophysics Research Letters*, 28: 1091–1094.
- STUMPF, A., KERLE, N., (2011). Object-oriented mapping of landslides using Random Forest. *Remote Sensing of Environment*, 115 (10): 2564–2577. doi:10.1016/j.rse.2011.05.013.
- SUGAI, T., OHMORI, H. AND HIRANO, M. (1994). Rock control on magnitude-frequency distributions of landslides. *Transactions Japan Geomorphology Union*, 15: 233-251.
- TANG C., ZHU J., QI X., DING J. (2011). Landslides induced by the Wenchuan earthquake and the subsequent strong rainfall event: A case study in the Beichuan area of China, *Engineering Geology*, 122: 22–33.
- TAROLLI, P., SOFIA, G., DALLA FONTANA, G., (2010). Geomorphic features extraction from high resolution topography: landslide crowns and bank erosion. *Natural Hazards*, 61: 65-83. doi:10.1007/s11069-010-9695-2.

- TAYLOR, F., BRABB, E.E., (1986). Map showing landslides in California that have caused fatalities or at least \$1,000,000 in damages from 1906 to 1984. U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, MF-1867.
- TEN BRINK, U.S., GEIST, E.L., ANDREWS, B.D., (2006). Size distribution of submarine landslides and its implication to tsunami hazard in Puerto Rico. *Geophysical Research Letters*, 33: L11307.
- TERLIEN, M. T. J. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology* 35 (2-3): 124-130.
- TOBIN, G.A., MONTZ, B.E. (1997). *Natural Hazards: Explanation and Integration*. The Guilford Press, New York, 388 p.
- TOMINAGA, L. K. (2007). *Avaliação de Metodologias de Análise de Risco a Escorregamentos: Aplicação de um Ensaio em Ubatuba, SP*. Tese de Doutorado. Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 220 p.
- TRIBE, S., LEIR, M., (2004). The role of aerial photograph interpretation in natural hazard and risk assessment. *Proceedings of the International Pipeline Conference*, October 4–8, Calgary, Canada. pp 6.
- TRIGILA, A., IADANZA, C., SPIZZICHINO, D., 2010. Quality assessment of the Italian landslide inventory using GIS processing. *Landslides*, 7: 455–470. doi:10.1007/s10346-010-0213-0.
- TSAI F., J.-H. HWANG, CHEN L.-C., & LIN T.-H. (2010). Post-disaster assessment of landslides in southern Taiwan after 2009 Typhoon Morakot using remote sensing and spatial analysis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10: 2179–2190.
- USGS (Content Source); Galal Hassan Galal Hussein, Peter Saundry (Topic Editor) "Landslide". In: *Encyclopedia of Earth*. Eds. Cutler J. Cleveland (Washington, D.C.: Environmental Information Coalition, National Council for Science and the Environment). [First published in the *Encyclopedia of Earth* July 18, 2010; Last revised Date July 18, 2010; Retrieved January 14, 2013] Disponível em: <<http://www.eoearth.org/article/Landslide>> [Consulta: 20 de janeiro de 2013].
- VAN BEEK LPH, VAN ASCH TH WJ. (2004). Regional assessment of the effects of land-use change on landslide hazard by means of physically based modelling. *Natural Hazards*, 31: 289–304.
- VAN DEN EECKHAUT, M., MOEYERSONS, J., NYSSSEN, J., ABRAHA, A., POESEN, J., HAILE, MITIKU, DECKERS, J., (2009). Spatial patterns of old, deep-seated landslides: a case-study in the northern Ethiopian highlands. *Geomorphology*, 10:, 239–252. doi:10.1016/j.geomorph.2008.09.027.
- VAN WESTEN CJ, RENGERS N, SOETERS R. (2003). Use of geomorphological information in indirect landslide susceptibility assessment. *Nat Hazards*, 30: 399–413.

- VAN WESTEN, C.J., CASTELLANOS, E., KURIAKOSE, S.L. (2008). Spatial data for landslide susceptibility, hazard, and vulnerability assessment: an overview. *Engineering Geology*, 102: 112–131.
- VAN WESTEN, C.J., VAN ASCH, T.W.J., SOETERS, R. (2006). Landslide hazard and risk zonation; why is it still so difficult? *Bulletin of Engineering geology and the Environment* 65 (2): 167–184.
- VARNES, D. J. (1958). Landslides types and processes. In: Eckel, E.B., ed., *Landslides and engineering practice*, Special Report 28: Washington, DC, Highway Research Board, National Academy of Sciences, 28: 20-47.
- VARNES, D. J. (1978). Slope movements types and processes. In: Schuster R.L., y Krizek R.J. (ed.). *Landslides analysis and control*. Washington D. C, National Academy Press, Transportation Research Board Special Report, 176: 9-33.
- VIJITH H, MADHU G. (2008). Estimating potential landslide sites of an upland sub-watershed in Western Ghat's of Kerala (India) through frequency ratio and GIS. *Environ Geol.*, 55:1397–1405
- WANG HB, SASSA K. (2005). Comparative evaluation of landslide susceptibility in Minamata area, Japan. *Environ Geol*, 47: 956–966.
- WANG, G. & SASSA, K. (2003). Pore pressure generation and movement of rainfall-induced landslides: effects of grain size and fine particle content. *Engineering Geology*, 69: 109-125.
- WANG, H.B., SASSA, K., XU, W.Y., (2007). Analysis of a spatial distribution of landslides triggered by the 2004 Chuetsu earthquakes of Niigata Prefecture, Japan. *Natural Hazards*, 41: 43–60.
- WANG, W.N., WU, H.L., NAKAMURA, H., WU, S.C., OUYANG, S., YU, M.F., (2003). Mass movements caused by recent tectonic activity: the 1999 Chi-chi earthquake in central Taiwan. *The Island Arc*, 12 (4): 325–334.
- WEIRICH, F., BLESIIUS, L., (2007). Comparison of satellite and air photo based landslide susceptibility maps. *Geomorphology*, 87 (4): 352–364.
- WESTGATE, K.N., O'KEEFE, P. (1976). Some Definitions of Disaster. *Disaster Research Unit Occasional Paper No. 4*. Department of Geography, University of Bradford.
- WHITEHOUSE, I.E., (1983). Distribution of large rock avalanche deposits in the Central Southern Alps, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 26: 271–279.
- WHITWORTH, M.C.Z., GILES, D.P., MURPHY, W., (2005). Airborne remote sensing for landslide hazard assessment: a case study on the Jurassic escarpment slopes ofWorcestershire, UK. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 38 (3): 285–300.
- WIECZOREK, G.F. MORGAN B.A., CAMPBELL, R.H. (2000). Debris flow hazards in the Blue Ridge of Central Virginia, *Environmental and Engineering Geoscience*. 6 (1): 3-23.

WIECZOREK, G.F., (1984). Preparing a detailed landslide-inventory map for hazard evaluation and reduction. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 21 (3): 337–342.

XU CHONG, XU XIWEI. (2012). Comment on “Spatial distribution analysis of landslides triggered by 2008.5.12 Wenchuan Earthquake, China” by Shengwen Qi, Qiang Xu, Hengxing Lan, Bing Zhang, Jianyou Liu [*Engineering Geology* 116 (2010) 95–108], *Engineering Geology* 133–134: 40–42.

YANG, X., CHEN, L., (2010). Using multi-temporal remote sensor imagery to detect earthquake-triggered landslides. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Geospatial Technologies for Disaster Management*, 12 (6): 487–495.