

**Investigação do papel da precipitação para análise do
risco de deslizamentos de encostas**

Brenda Santos Siqueira

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO APRESENTADA
AO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA
DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DO
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA
DA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
PARA
OBTENÇÃO DO TÍTULO
DE
MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA)

Programa de Pós-graduação em Meteorologia

Orientador: Hugo Abi Karam, Prof. Dr.

Durante o desenvolvimento deste trabalho a autora recebeu auxílio financeiro da CAPES.

Rio de Janeiro, 19 de junho de 2017

Investigação do papel da precipitação para análise do risco de deslizamentos de encostas

Esta monografia trata-se da versão original
de Brenda Santos Siqueira.

Investigação do papel da precipitação para análise do risco de deslizamentos de encostas

Esta dissertação contém as correções e alterações sugeridas pela Comissão Julgadora durante a defesa realizada por Brenda Santos Siqueira em 19/junho/2017.

O original encontra-se disponível na Biblioteca do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza (CCMN) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

Comissão Examinadora (Dissertação):

- Prof. Dr. Hugo Abi Karam (orientador) - IGEO - UFRJ
- Profa. Dra. Renata Libonati dos Santos - IGEO - UFRJ
- Prof. Dr. Otto Corrêa Rotunno Filho - COPPE - UFRJ

Agradecimentos

Em primeiro lugar, agradeço a Deus por me permitir sonhar, a vida faz muito mais sentido quando temos algo pelo qual almejamos e precisamos lutar.

Agradeço a minha amada mãe Maria das Graças Santos, pelas muitas vezes que estava cansada, dorida e esgotada, mas que nunca desistiu de lutar pela felicidade e bem-estar dos que ama. Eu não seria o que sou e nem chegaria onde estou sem sua presença, perseverança, exemplo de vida e amor incondicional. Aos meus tios Nazareno Quaresma, Ely Mêrces e minhas primas Bianca, Ana Beatriz e Camila, obrigada Família pelo acolhimento em seus lares e corações e principalmente por todo carinho, preocupação, atenção, amizade, respeito e amor, que recebi e recebo de vocês. Ao meu esposo Marcos Araújo, por seu amor, companherismo e por me incentivar a realizar meus sonhos e a sempre buscar novas conquistas. Aos meus familiares e amigos de Belém e do Rio de Janeiro, que rezaram, torceram e me incentivaram.

Ao meu orientador, Prof. Hugo Abi Karam, pelo direcionamento da pesquisa e amizade. Ao Laboratório de Hidrometeorologia Experimental do IGEO-CCMN-UFRJ, que me proporcionou o desenvolvimento necessário para a finalização de minha dissertação, além dos momentos descontraídos com os amigos que lá fiz e pelos velhos amigos que lá se encontravam. Aos meus amigos de pós-graduação, em especial Aline Mamede, Haroldo Magano e Marcelo Freitas, vocês foram responsáveis por momentos ímpares de descontração, desespero e amizade.

À CAPES-MEC pela concessão de uma bolsa de mestrado no segundo ano da realização desta pesquisa.

E por fim, agradeço ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia (PPGM) do Instituto de Geociências (IGEO) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e a seus estimados Professores.

Resumo

SIQUEIRA, B. S. **Investigação do papel da precipitação para análise do risco de deslizamentos de encostas**. 2017. 104p. Dissertação (Mestrado) - Meteorologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2017.

O objetivo deste trabalho foi investigar a distribuição espacial do risco de deslizamento de terra sobre o terreno complexo encontrado na cidade do Rio de Janeiro, RJ, Brasil, usando um modelo dinâmico de risco do Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX-IGEO-CCMN-UFRJ). O modelo integrado tem quatro componentes: i) modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL, ii) modelo de estabilidade da inclinação considerando o risco de deslizamento de terra, iii) modelo de coluna 1D do solo e iv) assimilação newtoniana para variáveis de séries temporais, tais como: o valor majorante da precipitação horizontalmente homogênea e das variáveis de superfície meteorológica usadas para calcular os saldos da superfície da energia e da água. O objetivo principal foi obter a distribuição do déficit de saturação da camada superior do solo, utilizada para derivar a estabilidade do terreno inclinada sob precipitação e a probabilidade de deslizamento logístico associado. Os resultados do modelo foram comparados com notificações de deslizamento da Fundação GeoRio da prefeitura do Rio de Janeiro-RJ, Brasil. O modelo foi aplicado à investigação dos deslizamentos ocorridos na cidade do Rio de Janeiro ao longo de 2010 e 2011. Uma tabela de contingência estatística 2x2 foi utilizada para verificação do grau de acerto e falsos alarmes do modelo. O modelo mostrou acurácia acima de 85 por cento, com erros limitados a 33 por cento, para o período de 2 anos de simulação. Conseqüentemente, o modelo é recomendado para auxiliar na previsão de curtíssimo prazo de deslizamentos de terra de encostas.

Palavras-chave: Modelo de distribuição do risco de deslizamento; Valores críticos de precipitação; Modelo de risco natural; Hidrometeorologia urbana.

Abstract

SIQUEIRA, B. S. **Investigation of the role of precipitation for risk analysis of slope landslides.** 2017. 104p. Master's thesis - Meteorology, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brazil, 2017.

The objective of this work was to investigate the spatial distribution of landslide risk over the complex terrain found in Rio de Janeiro city, RJ, Brazil, using a dynamic risk model of the Laboratory of Experimental Hydrometeorology (LHYDEX-IGEO-CCMN-UFRJ). The integrated model has four major components: i) the hydrologic distribution model TOPMODEL, ii) the slope stability model considering landslide risk, iii) a soil 1D column model and iv) the Newtonian assimilation for time series variables, such as: the majoring value of the horizontally homogeneous rainfall and meteorological surface variables used to compute the energy and water surface balances. The main goal was to obtain the soil upper-layer saturation deficit distribution, used to derive the sloped terrain stability under precipitation and the associated logistic landslide probability. The model results were compared with landslide notifications of the Foundation GeoRio of the city of Rio de Janeiro-RJ, Brazil. The model was applied to the investigation of landslides events occurred in the city of Rio de Janeiro during the years 2010 and 2011. A statistical contingency table 2x2 was used to verify the degree of accuracy and false alarms of the model. The model showed an accuracy of over 85 percent, with errors limited to 33 percent for the 2-year simulation period. Consequently, the model is recommended to assist in the very short-term prediction of slope landslides.

Keywords: Distribution model of landslide risk; Critical values of rainfall; Natural risk model; Urban Hydrometeorology.

Lista de Figuras

3.1	Objeto de estudo sobre um plano inclinado com ângulo β , para a identificação da tensão normal e de cisalhamento. Fonte: De Blasio (2011)[1].	25
3.2	Se os pesos estiverem uns sobre os outros, a força de atrito é a mesma. Fonte:[1]	26
3.3	Dois tipos de deslizamento: a) translacional e b) rotacional (CRUDEN e VAR- NES, 1996)[2].	28
3.4	Modelo hidrológico e geotécnico combinados no modelo de risco de deslizamento.	40
3.5	Diagrama simplificado do fluxo de informações em um sistema operacional para obtenção de polígonos de risco de deslizamento.	41
4.1	Topografia (m) de um morro gaussiano utilizada no teste da simulação. As coordenadas x e y são apresentadas em hectometros (hm). A área total do domínio é de $60 \times 60 = 3600 \text{ km}^2$	46
4.2	Distribuição do gradiente da topografia do teste.	47
4.3	Distribuição da área contribuidora (m^2) a montante de cada ponto da topografia do teste representada na fig. 4.1.	48
4.4	Índice topográfico de Kirkby, $\gamma = \ln(a/\Lambda)$ (adimensional), sendo a a área contribuidora a montante de cada ponto e Λ a inclinação local (adimensional). A distribuição mostrada corresponde à topografia do teste (fig. 4.1).	49
4.5	Fração volumétrica relativa de água no solo $(w_g)_{rel}$. Valores maiores que um indicam excedente de água sobre a superfície de solo saturado, enquanto valores negativos indicam solo muito seco. $(w_g)_{rel}$ foi obtido função da distribuição do déficit de saturação da camada superficial de solo, $D(x, y)$, que por sua vez, é obtida a partir da distribuição do índice topográfico, $\gamma(x, y)$	51
4.6	Coesão do solo expresso em unidades de tensão resistiva (Pa).	52
4.7	Precipitação crítica, em $(mm \text{ h}^{-1})$, para atingir condição de ruptura da camada superficial de solo.	53
4.8	Probabilidade de deslizamento (potencial), entre 0 e 1, obtida com a metodologia deste trabalho, para a topografia de teste (i.e., morro gaussiano) considerando solo úmido e ausência de precipitação.	54

4.9	Altitude topográfica (m) da área de interesse, onde se localiza o maciço da Tijuca, mostrada com resolução nominal de 90 m. Fonte do modelo de elevação digital: SRTM/NASA.	55
4.10	Distribuição da declividade (módulo do gradiente topográfico), adimensional, na área de interesse, com destaque para a declividade das encostas do maciço da Tijuca, com resolução nominal de 90 m, correspondente à topografia da Fig. 4.9.	56
4.11	Distribuição espacial da probabilidade do risco de deslizamento, entre 0 e 1, obtida com a metodologia deste trabalho para a topografia da área de interesse, incluindo o maciço da Tijuca, obtida para condições medianas da fração volumétrica de água na camada superior do solo e ausência de precipitação.	57
4.12	Evolução temporal da taxa de precipitação simulada utilizada no teste numérico do modelo de coluna de solo 1D.	58
4.13	Idem Fig. 4.12 em escala logarítmica.	59
4.14	Evolução temporal da vazão estimada por canal (considerando 91 rios), para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	59
4.15	Idem Fig. 4.14 mas para escala log.	60
4.16	Evolução temporal da variação da espessura de água no solo acima do aquífero, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	60
4.17	Evolução temporal da espessura total da camada de água no solo acima do aquífero, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	61
4.18	Evolução temporal da profundidade do lençol freático, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	62
4.19	Evolução temporal do déficit de saturação de água na camada superficial do solo, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	62
4.20	Evolução temporal da fração volumétrica de água na camada superficial do solo, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).	63
4.21	Pressão de coesão do solo (P_a), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	65
4.22	Tensão normal na camada superficial do solo (P_a), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	66
4.23	Tensão de cisalhamento na camada superficial do solo (P_a), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	67
4.24	Força de resistência da camada superficial do solo, em ($10^{11}N$), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	68
4.25	Taxa de precipitação crítica, em ($mm h^{-1}$), necessária para ruptura, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	69
4.26	Variação do déficit de saturação (adimensional) do solo necessário para atingir as condições de ruptura, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	70

4.27	Fator de segurança (adimensional) quanto à ruptura da camada superficial do solo, às (a) 12h e (b) 14h. Valores abaixo de 1 indicam instabilidade e acima de 1, estabilidade (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	71
4.28	Probabilidade do risco de deslizamento da camada superficial do solo, entre 0 e 1, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana). . . .	72
4.29	Variação da probabilidade do risco de deslizamento da camada superficial do solo, entre 0 e 1, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).	73
4.30	Evolução temporal da precipitação simulada e da periculosidade associada (EXP-01). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 horas (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).	74
4.31	Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para EXP-01 (com precipitação gaussiana intensa centrada ao meio-dia). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).	77
4.32	Evolução temporal da precipitação e periculosidade observadas durante o mês de março de 2010 (EXP-02). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 (h) (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).	79
4.33	Número acumulado de notificações de deslizamento ocorridas em março de 2010 de acordo com o relatório anual de deslizamentos do Sistema Alerta Rio.	80
4.34	Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para a simulação EXP-02 (com assimilação da precipitação ao longo de março de 2010). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).	81
4.35	Evolução temporal da precipitação e periculosidade observadas no período 2010-2011 (EXP-03). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 (h) (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).	82
4.36	Número acumulado de notificações de deslizamento ocorridas no período 2010-2011, de acordo com os relatórios anuais de deslizamentos do Sistema Alerta Rio.	83
4.37	Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para a simulação EXP-02 (com assimilação da precipitação ao longo de março de 2010). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).	85

4.38 Evolução temporal do risco de deslizamento obtido no modelo de risco. O critério de probabilidade de risco maior ou igual a 70% é mostrado no gráfico, na forma de uma linha horizontal, cuja ultrapassagem, indica alta probabilidade de ocorrência de deslizamento, para o período de dois anos (2010-2011) considerado na simulação EXP-03. 86

Lista de Tabelas

3.1	Fator de segurança	28
3.2	Tabela de contingência (WILKS, 2011)[3].	41
4.1	Sumarização dos resultados dos índices estatísticos de avaliação do modelo, para as simulações realizadas.	87

Lista de abreviaturas e siglas

CDC	<i>Centers for Disease Control and Prevention</i>
CEDAE	Companhia Estadual de Águas e Esgotos do Rio de Janeiro
CEPED	Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres
CORIO	Centro de Operação da Prefeitura do Rio de Janeiro
COSIDEC	Coordenação Geral do Sistema de Defesa Civil
CSI	<i>Critical Success Index</i>
DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
EM-DAT	<i>Emergency Events Database</i>
EOC	<i>Emergency Operations Center</i>
EUMETNET	<i>European Meteorological Services Network</i>
FEMA	<i>Federal Emergency Management Agency</i>
FAR	<i>False Alarm Ratio</i>
ICSU	<i>International Council for Science</i>
IDEAM	<i>Instituto de Hidrologia, Meteorologia y Estudios Ambientales</i>
IGEO	Instituto de Geociências da UFRJ
ISDR	<i>International Strategy for Disaster Reduction</i>
LIGHT	Light Serviços de Eletricidade S.A
MI	Ministério da Integração Social, Governo Federal, Brasil
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
OFDA	<i>Office of US Foreign Disaster Assistance</i>
OPHPR	<i>Office of Public Health Preparedness and Response</i>
POD	<i>Probability of Detection</i>
REM	Centro local de Resposta à Emergências
RMRJ	Região Metropolitana do Rio de Janeiro
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
TOPMODEL	<i>Topography-based hydrological model</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UNDP	<i>United Nations Development Programme</i>
UNISDR	<i>United Nations International Strategy for Disaster Reduction</i>

Lista de símbolos

D	déficit de saturação de água no solo (adimensional)
α_w	fração volumétrica relativa de água no solo, entre 0 e 1 (adm.)
z_w	profundidade do lençol freático, em unidade de (m)
γ	Índice topográfico
λ	Índice topográfico de Kirkby, $\lambda = \ln(\gamma)$
ρ_s	densidade do solo seco, em unidade de ($kg\ m^{-3}$)
ρ_w	densidade da água, em unidade de ($kg\ m^{-3}$)

Conteúdo

Lista de Figuras	xiii
Lista de Tabelas	xvii
Lista de abreviaturas e siglas	xix
Lista de símbolos	xxi
1 Introdução	1
1.1 Objetivos gerais	3
1.2 Objetivos específicos	4
1.3 Metas	4
1.4 Contribuições esperadas	5
2 Revisão bibliográfica	6
2.1 Risco de fenômenos atmosféricos	7
2.2 Desastres naturais no Rio de Janeiro	10
2.3 Deslizamentos de encostas no Rio de Janeiro	14
2.4 Modelo hidrológico TOPMODEL	16
2.5 Fonte de notificações de deslizamento	17
3 Métodos	19
3.1 Domínio espacial do trabalho	19
3.2 Modelo digital de elevação topográfica (SRTM)	20
3.3 Dados de precipitação e outras variáveis atmosféricas	21
3.4 Notificações de deslizamentos	22
3.5 Modelo de coluna de solo 1D	22
3.6 Modelo de estabilidade do talude 2D	24
3.7 Índice de precipitação crítica (modelo TOPOG)	29
3.8 Precipitação crítica (modelo TOPMODEL)	32
3.9 Variáveis da estabilidade da camada superficial	35
3.10 Estrutura do modelo combinado	40
3.11 Verificação do desempenho do modelo	40

3.12	Definição de risco natural	43
3.13	Etapas do trabalho	44
4	Resultados	45
4.1	Teste do modelo de risco com topografia idealizada	45
4.1.1	Inclinação topográfica	45
4.1.2	Área contribuidora a montante do ponto	47
4.1.3	Índice topográfico	48
4.1.4	Fração volumétrica de umidade do solo	49
4.1.5	Coesão do solo em unidades de tensão resistiva (Pa)	50
4.1.6	Precipitação crítica para atingir condição de ruptura	50
4.1.7	Fator de risco de deslizamento	51
4.1.8	Probabilidade de deslizamento	54
4.2	Risco de deslizamento para topografia do maciço da Tijuca (condições esta- cionárias)	55
4.3	Avaliação do risco de deslizamento para precipitação idealizada	55
4.3.1	Condições medianas de umidade do solo (modelo 1D)	58
4.3.2	Avaliação do risco de deslizamento para precipitação idealizada gaussiana	61
4.3.3	Avaliação do risco de deslizamento para precipitação gaussiana simu- lada (EXP-01)	64
4.3.4	Resultados do modelo de risco assimilando precipitação medida ao longo de março de 2010 (EXP-02)	77
4.3.5	Resultados do modelo para o período de dois anos (2010-2011) (EXP-03)	80
5	Conclusões	88
5.1	Desenvolvimento do modelo de risco	88
5.2	Principais conclusões	89
5.3	Perspectivas	90
	Bibliografia	97

Capítulo 1

Introdução

Os deslizamentos de encosta ocorrem em todo o mundo. Nos grandes centros urbanos os deslizamentos assumem frequentemente proporções catastróficas, uma vez que modificações da superfície como cortes de taludes, formação de aterros, deposição de lixo, descartes industriais e de construção, desmatamentos, canalizações da drenagem natural, entre outras modificações acabam por estabelecerem novas relações entre fatores geomorfológicos e geológicos que condicionam aumento de risco de deslizamentos (FERNANDES e AMARAL, 1996[4]; AUGUSTO FILHO e VIRGILI, 1998[5]).

De acordo com a (FEMA-USA, 2016)[6] deslizamento de encosta é caracterizado pela movimentação de massa de terra, rochas, vegetação e detritos, encosta abaixo. Os deslizamentos de encosta podem ser pequenos ou grandes, lentos ou rápidos. Podem ser ativados por tempestades, terremotos, erupções vulcânicas, incêndios e por modificação da estabilidade do solo, por vezes, associadas à ações antrópicas.

As torrentes de lama e detritos são rios de terra, rocha e outros detritos saturados de água. Estas correntes se desenvolvem quando a água se acumula no solo por precipitação ou por derretimento de neve (se for o caso), levando ao escoamento da superfície de terra do solo. Este escoamento pode ser rápido, atingindo com velocidade de avalanche (i.e., de dezenas a centena de metros por segundo) sendo que as áreas vulneráveis abaixo podem ser atingidas com muito pouco ou sem nenhum alerta. Também podem deslizar por vários quilômetros desde sua fonte, aumentando seu poder de destruição e intensidade a medida que quebra e carrega o que estiver pela frente, árvores, cercas, carros e outros materiais.

A perda de vidas humanas é significativa nas catástrofes associadas à água, podendo ser na casa dos milhares. Os deslizamentos também são agravados e desencadeados pela falta de uma gestão territorial mais justa, particularmente pela ocupação irracional de áreas de montanhas e baixadas das regiões costeiras. Zoneamento, inspeções profissionais e projetos urbanísticos integrados podem minimizar os problemas decorrentes de deslizamentos e torrentes de lama e detritos. De acordo com (KOBAYAMA, 2006)[7], os termos mais utilizados para descrição de deslizamentos de encosta são:

Evento: Fenômeno com características, dimensões e localização geográfica registrada no tempo, sem causar danos econômicos e/ou sociais.

Perigo: Condição ou fenômeno com potencial para causar uma consequência desagradável.

Vulnerabilidade: Grau de perda para um dado elemento, grupo ou comunidade dentro de uma determinada área passível de ser afetada por um fenômeno ou processo.

Suscetibilidade: Indica a potencialidade de ocorrência de processos naturais e induzidos em uma dada área, expressando-se segundo classes de probabilidade de ocorrência.

Risco: Relação entre a possibilidade de ocorrência de um dado processo ou fenômeno, e a magnitude de danos ou consequências sociais e/ou econômicas sobre um dado elemento, grupo ou comunidade. Quanto maior a vulnerabilidade, maior o risco.

Área de Risco: Área passível de ser atingida por fenômenos ou processos naturais e/ou induzidos que causem efeito adverso. As pessoas que habitam essas áreas estão sujeitas a danos à integridade física perdas materiais e patrimoniais. Normalmente, no contexto das cidades brasileiras, essas áreas correspondem a núcleos habitacionais de baixa renda.

No Brasil, até o momento (2017), esses assentamentos são muito populosos, marcados historicamente por desassistência de serviços básicos de qualidade por uma sucessão quase ininterrupta de governos elitistas, caracterizados por omissão e governança derivada de interesses exteriores, o que acaba gerando áreas de marginalização, e mais de forma mais grave, exclusão social, econômica, educacional e informacional, marcadas por elevada insegurança pessoal e degradação ambiental generalizada, como a perda de recursos hídricos, contaminação do solo e ocupação de milhares de áreas de risco, recorrentes nas periferias das maiores metrópoles brasileiras.

Quando se trata de desastres, os mesmos podem ser classificados quanto à origem em: naturais ou humanos (antropogênicos).

Desastres Naturais: São aqueles causados por fenômenos e desequilíbrios da natureza que atuam independentemente da ação humana. Considera-se desastre natural tudo aquilo que tem como origem um fenômeno natural de grande intensidade, sendo agravado ou não pela ação humana.

Desastres Humanos ou Antrópicos: São aqueles resultantes de ações ou omissões humanas e estão relacionados com as atividades do homem, como agente ou autor.

Este trabalho propõe-se a investigação do papel da precipitação para análise do risco de deslizamento de encostas. Para tal, utilizou-se um modelo de risco de deslizamentos na forma de um programa numérico (software) criado e desenvolvido no Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX/UFRJ) pelo orientador deste trabalho, Prof. Hugo Abi Karam. O programa permite a assimilação da taxa de precipitação e outras variáveis meteorológicas ao longo do tempo de integração, para atualizar o balanço de energia e água superficial a cada passo de tempo, e assim obter a variação dinâmica das condições de umidade do solo. Em conjunto com um modelo prognóstico para as condições de umidade medianas da coluna de solo na área, o modelo calcula a distribuição hidrológica do déficit de saturação do solo, usando equações de distribuição do modelo hidrológico de base física TOPMODEL, em ciclos de atualização de 2 horas ao longo de todo tempo de integração. O programa foi usado para obter a distribuição da probabilidade de risco de deslizamento, considerando a topografia da cidade do Rio de Janeiro, no período de 2 anos (2011 e 2012),

a cada 2 horas.

As metrópoles tropicais e particular àquelas que se encontram no Brasil, apresentam muitas áreas de risco de deslizamento de encostas, o que demanda a adoção de medidas de gestão e mitigação. As metrópoles tropicais também estão sujeitas a taxas de precipitação intensas, implicando em grande acúmulo de água no solo, quando chuvas persistem muitas horas ou dias.

A verificação do desempenho do modelo e sua validação considera os deslizamentos ocorridos no Maciço da Tijuca e da Pedra Branca localizados na cidade do Rio de Janeiro. Os registros desses deslizamentos foi realizado pela Fundação GeoRio do município do Rio de Janeiro-RJ, constituindo a base de dados de deslizamentos utilizada neste trabalho, para os anos de 2010 e 2011.

Para o desenvolvimento da investigação foi feita uma revisão bibliográfica, incluindo o que tem sido realizado para prevenção e mitigação de deslizamentos, no Brasil e exterior, mas o enfoque aqui é na modelagem dos deslizamentos associados ao ciclo da água na atmosfera e superfície.

1.1 Objetivos gerais

Nesta investigação considerou-se a topografia da cidade do Rio de Janeiro, que inclui os Maciços da Tijuca e da Pedra Branca, e dados meteorológicos de superfície, para estabelecer as condições de contorno e iniciais usadas no modelo numérico de risco de deslizamento de encostas.

Para tal um modelo digital topográfico foi utilizado como base para a avaliação das áreas de riscos de deslizamentos linear da camada superficial de solo das encostas. As equações de distribuição hidrológica e distribuição de risco de deslizamento foram integradas (i.e., acopladas no modelo), para se obter a distribuição do risco, dado que a estabilidade da camada superficial do solo depende de suas condições de umedecimento, coesão e resistência do solo.

A ideia utilizar conjuntamente o resultado de um modelo hidrológico (i.e., TOPOG) e a teoria de instabilidade da camada superficial rasa de terra de encostas 2D foi proposta por Montgomery e Dietrich (1994)[8]. Estes pesquisadores utilizaram o déficit de saturação (D) em uma análise conjunta com o fator de segurança (F), associado ao potencial de deslizamento. O modelo acoplado Montgomery e Dietrich (1994)[8] é conhecido por SHALSTAB, no qual o fator de risco é proporcional a uma função logarítma da precipitação crítica necessária à instabilização de uma camada de solo raso inclinado. O SHALSTAB permite mapear o risco de forma estática, desde que apenas indica áreas de maior risco, na forma de um índice associado à potência da chuva crítica, sem levar em conta a intensidade da taxa de precipitação real, caso a caso.

Neste trabalho, acoplam-se o modelo de coluna de solo 1D usado para obter as condições medianas de umedecimento do solo, ao modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9] e ao modelo de instabilidade de encosta, como apresentado por De Blasio (2011)[1], em um programa numérico unificado com capacidade de assimilação de dados medidos ao longo do tempo. Este modelo original foi proposto e desenvolvido

no Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX-IGEO-CCMN-UFRJ) pelo Prof. Hugo Abi Karam. Sua utilização permite a obtenção da distribuição dinâmica do risco de deslizamento, por um modelo de função de distribuição acumulada logística, mapeando-o sobre o terreno a cada passo de tempo do modelo. Neste trabalho, utilizou-se um passo de tempo de 2 h, para simular a ocorrência de deslizamentos nesta resolução temporal, como apresentado nas rodadas contínuas no capítulo de resultados.

1.2 Objetivos específicos

Os seguintes objetivos específicos foram considerados:

- definir as condições de saturação de água da camada superficial do solo através do modelo de distribuição de déficit de saturação hídrica do modelo TOPMODEL (i.e., o modelo de distribuição hídrica baseado na distribuição do índice topográfico de Kirkby);
- determinar o potencial de risco de deslizamento de encostas com base nas condições do solo (TOPMODEL + modelo de umedecimento da coluna de solo) e da resistência à ruptura da camada superficial do terreno inclinado;
- discutir os valores críticos de precipitação associados ao potencial de deslizamentos de encostas;
- mapear as áreas de risco mais propícias ao deslizamento de terra sob condição de precipitação acima de valores críticos;
- comparar o risco modelado aos registros dos eventos de deslizamento e
- avaliar o desempenho do modelo de risco de deslizamento para o período de dois anos (2010-2011), quando foram registrados deslizamentos generalizados na cidade do Rio de Janeiro.

1.3 Metas

- Simulação da evolução temporal da distribuição espacial do risco de deslizamento de terra de encostas considerando a topografia do Maciços da Tijuca e Pedra Branca da cidade do Rio de Janeiro-RJ;
- Obtenção da distribuição dos valores de chuva crítica e outras variáveis associadas que permitam a análise das condições atuais e também a previsão das condições futuras associadas aos deslizamentos de terra e detritos nas encostas topográficas localizadas na cidade do Rio de Janeiro;
- Modelamento do risco de deslizamento de encostas usando fatores de segurança e outras variáveis da teoria de estabilidade de camadas rasas de encostas e
- Verificação do desempenho do modelo de risco modelado pela comparação às notificações de deslizamentos registradas pelo Sistema Alerta-Rio da Fundação GeoRio do Município do Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

1.4 Contribuições esperadas

As principais contribuições esperadas neste trabalho são:

- avaliação de metodologia hidrometeorológica aplicável à previsão dos eventos de risco associados ao ciclo da água na superfície, para produção de mapas de risco dinâmico, que, no presente (2017), ainda não são disponíveis para utilização dos órgãos de gestão de emergências associadas à riscos naturais, na escala espaço-temporal apropriada (1 h e 1 km);
- utilizar uma ferramenta computacional criada para integrar duas áreas (i.e., a hidrologia e a geotécnica), cujas pesquisas e operações tem se desenvolvido em separado até 2017, no Brasil. Espera-se que o presente trabalho de pesquisa possa contribuir para um maior diálogo técnico-científico colaborativo das diferentes áreas em prol da redução dos riscos de deslizamentos;
- melhoraria do entendimento dos processos físicos responsáveis pelos deslizamentos de encostas, da dinâmica da água no solo em associação às precipitações atmosféricas que são responsáveis pelas variações da quantidade de água no solo;
- utilização de um modelo numérico modular para obter a distribuição da probabilidade do risco natural de deslizamentos de encostas¹ e
- avaliação de um índice de periculosidade (χ) proposto pelo Prof. Hugo Abi Karam, definido pelo produto da taxa de precipitação observada, r ($mm\ h^{-1}$) pela precipitação acumulada em 96 horas, R (mm), i.e., $\chi = r \times R$. A priori, $\chi = 2000$ pode ser associado à probabilidade de deslizamento de 50%. Valores maiores podem indicar risco com probabilidade maior que 50%, associados a multiplicidade de deslizamento, que ocorrem de forma espaçada ou generalizada em eventos catastróficos, como os ocorridos em 2010 e 2011.

Organização do Trabalho

Esta dissertação é dividida em capítulos. O capítulo 2 faz um revisão bibliográfica resumida sobre o risco de deslizamento. O capítulo 3 descreve as equações do modelo utilizado, incluindo as equações do modelo distribuidor TOPMODEL, do modelo de coluna 1D para condições medianas, do modelo de instabilidade da camada superficial da encosta, e do modelo probabilístico do risco. O capítulo 3 também descreve de forma sumária o modelo digital de elevação, os dados meteorológicos utilizados e as notificação de deslizamentos utilizadas para obtenção dos índices estatísticos de avaliação do desempenho do modelo. Os resultados são mostrados no capítulo 4. As conclusões e perspectivas estão sumarizadas no capítulo 5.

¹Um módulo computacional se refere a um conjunto de funcionalidades e métodos que pode ser usado de forma isolada ou de forma integrada em um programa mais geral.

Capítulo 2

Revisão bibliográfica

A abordagem deste trabalho será sobre as questões e oportunidades de contribuição à gestão de risco de deslizamentos na cidade do Rio de Janeiro, principal município da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Os deslizamentos nas encostas, os quais trazem enormes prejuízos econômicos, bloqueiam vias expressas e, com frequência, levam à perda de muitas vidas, em especial na cidade do Rio de Janeiro (AMARAL, 1997)[10].

É importante sumarizar o papel relevante dos Centros de Controle e Prevenção de Doenças (CDC) dos EUA¹. Os CDC são órgãos que trabalham 24 h por dia, 7 dias por semana, 365 dias por ano, na proteção de pessoas e salvamento de vidas. Os CDCs são subordinados ao Escritório de Resposta e Preparação de Saúde Pública (*Office of Public Health Preparedness and Response*) do governo estadunidense. Associados aos CDCs tem-se os Centros de Operações de Emergência (EOC) (*CDC Emergency Operations Center*). Quando o CDC recebe uma ligação telefônica pedindo auxílio a uma emergência, o órgão que responde prontamente com suporte, equipamentos e pessoal é o EOC.

No mundo, os órgãos que atuam como o EOC são peças fundamentais para a resposta e preparação para emergências. Nestes centros, os profissionais são altamente treinados e capacitados, estando sempre alerta a formação de eventos já conhecidos (e desconhecidos) de risco, através do monitoramento contínuo da informação e dos riscos, os quais afetam as condições de saúde da população. Os EOC locais também se reúnem para trocar informações e tomar decisões rapidamente durante as emergências regionais.

O CDC nos EUA estabeleceu o primeiro EOC em 2003. Em 2006, atingiu o nível de disponibilidade operacional de suas facilidades. O desenvolvimento do CDC também seguiu como uma resposta do governo dos EUA frente às emergências, após o ataque de 11 de setembro de 2001.

Entre as emergências consideradas pelo CDC que são muitas, citam-se aqui: em 2007, o furacão Dean; em 2008, as epidemias de Salmonela e E. Colli, o furacão Dolly, as tormentas tropicais Edouard, Gustave, Hanna e Ike; em 2009, os surtos de Salmonella e gripe H1N1; em 2010, os ataques com Antrax, o terremoto no Haiti que foi seguido por epidemia de Cólera, o derramamento de óleo em águas profundas do Golfo do México e a resposta para erradicação da Polio; em 2012, o surto de Meningite; em 2013, o H2N2, o Coronavírus (MERS-CoV), o surto de Cyclosporo; em 2014, o MERS-CoV, o surto de Ébola; em 2015, investigação DoD; em 2016, o vírus Zica e a contaminação da água de Michigan Flint.

¹<http://www.cdc.gov/phpr/eoc.htm>

Durante emergências o EOC:

1. Emprega cientistas;
2. Coordena o envio de equipamentos e suprimentos ao local do incidente;
3. Monitora as atividades de resposta;
4. Prevê recursos para o Estado e Departamentos de Saúde Pública Local.

O Centro de Informação Conjunta no EOC coordena a estratégia de comunicação de risco para desenvolver mensagens que sejam factíveis, consistentes, acuradas e atualizadas.

Durante uma grave e abrangente emergência mais 4000 profissionais preparados podem ser ativados pelo CDC nos EUA. Um exemplo, foi a resposta ao surto de Ébola em 2014.

2.1 Risco de fenômenos atmosféricos

Os fenômenos atmosféricos que representam risco apresentam um amplo espectro de escalas temporais e espaciais. Entre os fenômenos atmosféricos que causam riscos tem-se: as super-células, os tornados, as ondas de calor, as Ondas de Calor (em inglês: *heat waves*) agravadas nas metrópoles pela formação de Ilhas de Calor Urbanas (em inglês: Urban Heat Islands ou UHI), a Turbulência de Ar Claro (em inglês: *Clear Air Turbulence* ou CAT) que representa perigo na rota de aviões, em associação à presença de Jatos de Altos Níveis (JAN), as correntes descendentes de ar emergindo em alta velocidade da base de nuvens de tempestades se espalhando e cisalhando pela superfície, conhecidas por *downbursts*, com escala de quilômetros (*macrobursts*) ou de centenas de metros (*microbursts*), que provocam cisalhamento do vento perigoso junto a pista de aeroportos, os raios, as tempestades de granizo, as geadas, os furacões que são fenômenos de escala sinótica (500 km), cujo impacto de risco ocorre em múltiplas escalas, como inundações regionais e locais, incluindo destruição parcial ou total de residências, interrupção dos serviços urbanos, da distribuição de eletricidade, de água potável, telefonia fixa e celular, etc. Os desastres naturais afetam diretamente as condições da comunidade e dos indivíduos. O conhecimento dos fenômenos de risco é da mais alta importância uma vez que permite sua mitigação e também o desenvolvimento de modelos de previsão de risco naturais e tecnológicos.

Muitos fenômenos atmosféricos associados aos riscos são de mesoescala. Portanto, eles não podem ser previstos adquadamente por modelos de previsão de escala sinótica. Mesmo com a utilização de modelos de mesoescala são de difícil previsão desde que a resolução espacial é um limitante da capacidade de previsão, e nem sempre trabalham com assimilação de dados 4D. A assimilação de dados de radar pode melhorar muito a capacidade dos modelos de mesoescala de realizar previsão de tempestades, nas três primeiras horas de simulação, o que é muito difícil sem assimilação de radar, por causa do tempo inicial de ajuste.

Uma alternativa é o desenvolvimento de programas auxiliares à previsão hidrometeorológica de curto ou curtíssimo período. Estes programas tem como princípio a capacidade de previsão de fenômenos de risco. A base de tais programas são os processo advectivos da atmosfera e o conhecimento da dinâmica das nuvens responsáveis pelas precipitações, no caso

de riscos de enchentes, raios e deslizamentos de encostas. Um sistema instrumental adequado como o radar meteorológico é essencial para o desenvolvimento das técnicas advectivas dos campos de precipitação observados por radar. Redes de monitoramento em mesoescala também são importantes para o desenvolvimento de programas e modelos de risco.

As consequências dos desastres se desdobram em múltiplas escalas, níveis e estratos que constituem o estilo urbano de vida. Fenômenos de grande-escala como o El Niño e La Niña tem consequências e riscos de escalas variando entre locais (incêndios), passando por regionais, continentais e mesmo globais (MARENGO *et al.* 2010) [11].

A Agência Federal de Gestão de Emergências (FEMA, 2016, 2016a)[6][12] do governo estadunidense, atende às declarações de estado de emergência feitas pelos governadores ao Presidente dos EUA. Entre os diferentes fenômenos ou acontecimentos de risco, a FEMA considera os associados ao ciclo da água e sua ocorrência seja na atmosfera, seja na superfície. Estes fenômenos podem desencadear ou agravar os riscos naturais e tecnológicos.

A gravidade de perdas associadas aos riscos natural e tecnológico é de tal ordem, que a (FEMA, 2016)[12] tem preparado guias de preparação para a população, além de manter diferentes programas de ação e preparação junto à sociedade civil ².

Os riscos podem ser naturais, como precipitações pluviométricas extraordinárias e às frágeis condições geológicas ou geotécnicas de solos e rochas, ou riscos tecnológicos, como acidentes em instalações industriais, nucleares, vazamento de substâncias tóxicas no ar e nas águas, explosões industriais, etc. A mitigação é a ação estratégica de aprendizado das características de cada tipo de risco natural e tecnológico, a partir do estudo dos eventos passados, como forma de realizar de forma eficaz a preparação, a resposta, o controle e a recuperação de desastres futuros (FEMA, 2016)[12].

A resiliência se refere à capacidade de recuperação dos desastres ou catástrofes. Infelizmente nem sempre isto é possível após as catástrofes, devido ao grau elevado das perdas e prejuízos. Algumas catástrofes são tão destrutivas que não se trata de recuperação mas de reconstrução. As perdas além de materiais podem ser também pessoais, no caso de luto por perdas de familiares. Seja qual for o caso, numa catástrofe é necessário suporte externo. Já os prejuízos materiais podem ser tão grandes que impliquem falência ou insolvência, caso não haja seguro financeiro para catástrofe. Neste caso, a impossibilidade de reconstrução ou recuperação, implica em geral abandono do local, como ocorreu em áreas residenciais inundadas pelo furacão Katrina ³.

As piores consequências dos fenômenos de risco podem ser observadas nos chamados países em desenvolvimento (EM-DAT, 1988)[13]. A relação dos riscos com a sociedade caracteriza um processo dinâmico e de transformação, como observado ao decorrer da história da urbanização (ALEXANDER, 1997; AYALA, 2002)[14][15]. A ocorrência de desastres naturais são sempre precedidas pela existência de condições físicas e sociais referidos como

²Nos EUA, todo um conjunto de centros organizados em diferentes níveis da administração do país atuam na mitigação, prevenção, controle e recuperação de desastres, o qual destaca-se o Centro de Prevenção e Controle de Doenças *Centers for Disease Control and Prevention* (CDC-USA) que mantém as operações ininterruptas do Centro de Operações de Emergências *CDC Emergency Operations Center* (EOC), <http://www.cdc.gov/phpr/eoc.htm>.

³Tropical Cyclone Report - Hurricane Katrina, por R. D. Knabb, J. R. Rhome e D. P. Brown, National Hurricane Center (NHC), USA.

riscos. Como componente indissociável do risco natural tem-se a vulnerabilidade, que é um fato social associado a forma de ocupação humana e utilização da superfície terrestre LEWIS, 1999; BANKOFF, 2001; WISNER *et al.*, 2003; ICSU, 2008; UNISDR, 2011; ICSU, 2009)[16][17][18][19][20][21]. O risco é determinado como resultado da probabilidade anual de falha e as consequências em termos de mortes prováveis e perdas econômicas (MONTROYA, 2013)[22].

Entre os mais graves fenômenos relacionados aos desastres naturais tem-se aqueles relacionados ao ciclo da água na atmosfera e superfície continental. Entre eles tem-se por exemplo, os raios, as inundações, enchentes rápidas, enchentes regionais, deslizamentos de encostas, rolamento de rochas, avalanches de lama e neve, incêndios florestais, secas, ondas de calor, epidemias, etc.

Muitos riscos podem ser associados aos eventos pluviométricos, sejam eles volumosos, moderados ou fracos mas persistentes, principalmente se ocorrem sobre áreas de risco sobrepostas à áreas urbanas (MIS, 2016)[23]. O risco mostra agravamento quando precipitações ocorrem sobre cabeceiras de vales estreitos em zonas montanhosas com muitos morros, como na Zona Serrana do RJ, ou ainda sobre encostas de morros habitados das metrópoles tropicais brasileiras.

A ocupação urbana no Município do Rio de Janeiro se acentuou a partir do início do século XIX, ocorrendo nas planícies flúvio-marinhas (baixadas) e avançando em direção às encostas e fundos de vale dos compartimentos montanhosos (i.e., maciços da Tijuca, Pedra Branca e Gericinó-Mendanha), áreas essa desinteressantes para os momentos de livre desregulamentação no qual sistematizou-se uma especulação imobiliária agressiva, marginalizante e exclusivista, promovida pela elite e seus aliados derivados. Diz-se, que restou aos pobres encaminhar-se para as áreas menos valorizadas do espaço urbano, ou seja, aos vales inundáveis das baixadas do terreno, como as várzeas, charques e mangues aterrados com os descartes das construções e às áreas de encostas dos morros, sujeitas à deslizamentos nos períodos de chuvas recorrentes.

Muitos bairros que não são favelas ocuparam áreas de risco em morros da Zona Serrana do RJ. Outros bairros foram construídos sobre encostas de antigos depósitos de lixo, como o morro do Bumba em Niterói, que acabou por deslizar desencadeando um grave catástrofe. Dados sobre enchentes e inundações no mundo revelam que há uma tendência de crescimento do número de pessoas expostas e afetadas por estes eventos. A taxa de aumento é estimada em 102 milhões de pessoas a cada ano (UNCSD, 2012)[24].

Os danos e prejuízos provocados pelos desastres naturais e tecnológicos podem atingir dimensões catastróficas. Por exemplo, a grande inundação na China em 1332, na Alemanha em 1362 (BRYANT, 1997)[25], as consequências do El Niño no Saahel de 1982 a 1983 (SPIKER e GORI, 2003)[26], o grande deslizamento nos EUA de 1985 (JIBSON, 1989)[27], as mega catástrofes de deslizamentos na América do Sul, particularmente na Venezuela em 1999, com 30 Mil mortos (LARSEN *et al.*, 2000)[28], na Colômbia no período de 2010-2011, com inundações e deslizamento que resultaram em 1374 óbitos, 2,3 milhões de desabrigados e aproximadamente 110 Mil casas destruídas, e no Brasil para mesmo período, com milhares de mortos (IDEAM, 2016)[29], os deslizamento na Guatemala em 2015 (MONTERROSO e DE LEON, 2016)[30], graves inundações que afetam o sul da Tailândia desde o início de janeiro causaram pelo menos 43 mortes e danos em mais de 5,6 mil localidades em 12 provín-

cias, informaram nesta segunda-feira fontes oficiais. No sul da Tailândia mais de 1,6 milhão e pessoas foram afetadas pelas enchentes e 43 foi o número de óbitos ⁴, inundações e deslizamentos de terra provocam 67 mortes no Peru e mais de 115 mil casas foram destruídas ⁵ e novamente no Brasil, particularmente no Estado do Rio de Janeiro, com milhares de mortos.

Deslizamento ou escorregamento é o movimento coletivo de massa e ou material sólido encosta abaixo, como solos, rochas e vegetação, sob a influência direta da gravidade (SELBY, 1993)[31]. Segundo (DIKAU *et al.*, 1996 e FERNANDES, 1996)[32][4], os deslizamentos ocorrem em associação às precipitações atmosféricas e são caracterizados como fenômenos naturais marcantes na evolução das encostas íngremes, como um processo natural na dinâmica da modelagem da superfície terrestre. Entretanto, estes fenômenos podem ter ocorrências aceleradas por conta de interferências antrópicas que alteram a estrutura e funcionalidade dos ambientes montanhosos.

O Brasil em 2014, em relação aos desastres associados às inundações, enchentes e movimentos de massa, ocupou o segundo lugar entre os países da Terra com maior número de vítimas (OFDA, 2009)[33]. De acordo com levantamento do *Centre for Research on the Epidemiology of Disasters* (CRED) de 10 maiores desastres naturais ocorridos no Brasil entre 1900 e 2013, ordenados por óbitos, tem-se 8 relacionados às precipitações pluviométricas (EM-DAT,1988)[13]. O desastre de janeiro de 2011 na Região Serrana do Rio de Janeiro contabilizou o segundo maior número de vítimas (ISRD, 2011)[34].

Outros eventos apresentados se referem às inundações ocorridas na Serra das Araras em 1967, às enchentes em Santa Catarina em 2008, às chuvas em Alagoas e Pernambuco em 2010 e às inundações e deslizamentos de terra na Região Serrana do Rio de Janeiro em 2011. Ainda em 2011 as chuvas afetaram 1 milhão de catarinenses, em 91 municípios, e o número de desalojados foi de 167 mil (D'AGOSTINO, 2011)[35].

2.2 Desastres naturais no Rio de Janeiro

As primeiras publicações de estudos geográficos, climatológicos e geológicos voltados ao entendimento do risco de deslizamentos no Rio de Janeiro se iniciaram em meados de 1960, BIGARELLA *et al.*, 1965; MEIS e SILVA, 1967)[36][37]. Sem dúvida estes os primeiros estudos foram uma resposta acadêmica às questões suscitadas pelos deslizamentos ocorridos em bairros da atual Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro, durante o início da década de 1960. Do ponto de vista organizacional, a prefeitura estabeleceu seu serviço geológico e geotécnico a partir destes eventos, o que resultou nos serviços de engenharia para sustentação de taludes e pedras instáveis, por exemplo, no morro rochoso do Pão de Açúcar.

Após uma interrupção de uma década, trabalhos sobre deslizamentos voltaram a ser publicados na década de 1980, Coelho Netto (1984)[38]. Estes trabalhos já entendiam o sistema de drenagem florestal como uma componente essencial ao planejamento urbano regional.

Na década de 1990, entendeu-se a necessidade de um esforço acadêmico para a compreensão da distribuição de chuvas e interceptação pela vegetação florestal (MIRANDA *et al.*, 1991)[39]. Em particular, os deslizamentos de encostas íngremes no Parque Nacional

⁴portal de notícias: [noticias.uol](http://noticias.uol.com.br) (2017).

⁵portal de notícias: g1.com (2017)

da Tijuca - RJ recebeu atenção especial (AVELAR e LACERDA, 1997; FERNANDES, 1997)[40][41].

Diante da demanda por mais subsídios qualificados, a prefeitura do Rio de Janeiro promoveu uma investigação geoecológica sobre o Maciço da Tijuca, da qual foram produzidos 3 relatórios técnicos-científicos voltados à produção de subsídios à regulamentação da Área de Preservação Ambiental Urbana APARU do Alto da Boa Vista (GEOHECO-SMAC/RJ, 2000)[42].

Nos anos 2000, no Rio de Janeiro se inicia uma etapa de busca de modelos de base geológica ou física cujo produto sejam mapas de susceptibilidade ao risco de deslizamentos. Entre estes trabalhos destaca-se aqui: Coelho Netto *et al.* (2007, 2008, 2009)[43][44][45].

A maior crítica quanto ao potencial operacional destes modelos é o fato de que precipitação atmosférica não é tratada de forma explícita. Em geral, apenas um valor crítico da taxa de precipitação é considerada, independentemente das condições meteorológicas, geológicas e topográficas. Isto limita a aplicação destes mapeamentos de susceptibilidade à previsão de curto período, isto é, a previsão de riscos iminentes ou prementes (i.e., associados aos fenômenos e suas consequências que ocorrerão nos próximos minutos ou poucas horas). Destaca-se aqui o caráter quase estático desses mapeamentos, que caracterizam condições específicas ou eventos particulares (i.e., uma amostra de uma série estatística), da mesma forma que uma fotografia registra um momento ou acontecimento. Esses mapas, não têm em si capacidade prognóstica, nem permitem inferências sobre a continuidade e a dinâmica de fenômenos hidrometeorológicos de risco, o quais instanciam por amostragem. Isto é mais evidente quando se considera a necessidade de atualização destes mapas após cada novo desastre, do qual emergem novas áreas de risco, anteriormente desconhecidas e não mapeadas.

Para superar essas dificuldades o esforço de diferentes equipes técnico-científicas devem ser integradas para produção de programas computacionais de previsão de curto período (minutos a horas). Para o desenvolvimento destes sistemas tecnológicos devem participar meteorologistas, geógrafos, geólogos, hidrológos, engenheiros, físicos, administradores de sistemas, epidemiologistas, gestores públicos, líderes comunitários etc. Neste esforço, a hidrometeorologia pode ter um papel facilitador, desde que trabalhe com uma linguagem acadêmica comum entre hidrologia e meteorologia. Sem dúvida não se pode chegar a um modelo dinâmico de risco sem a consideração da contribuição técnico-científica proveniente de diferentes áreas de pesquisa, que consideram os riscos (i.e., deslizamentos, enchentes, epidemias etc) sob ópticas diversas.

Um marco que deve ser destacado no monitoramento e emissão de alertas de risco associado à precipitações no município do Rio de Janeiro foi a criação do Sistema de Alerta de Chuvas e de Escorregamentos de encostas do Município do Rio de Janeiro - Sistema Alerta Rio⁶. O sistema Alerta-Rio é uma dos componentes operacionais do Centro de Operações da Prefeitura do Rio de Janeiro (CORIO), que conta com uma rede telemétrica de 32 postos pluviométricos com amostragem a cada 15 minutos e um radar meteorológico em operação 24 horas por 7 dias, 365 dias ao ano. O corpo técnico do Sistema Alerta-Rio inclui meteorologistas. O CORIO congrega além do Alerta-Rio, 30 instituições municipais (Defesa Civil Municipal COSIDEC, Rio Águas, Ligth, CEDAE, LAMSA, etc), para troca de informações. Parte da informação sobre riscos é distribuída via SMS à celulares cadastrados.

⁶://www.sistema-alerta-rio.com.br/

A dificuldade de aplicação de mapas de susceptibilidade é que depende de forma crítica da atenção de um profissional altamente treinado, o que é algo essencialmente subjetivo, pois o mesmo precisa comparar mentalmente e de forma concentrada o campo de distribuição espacial e temporal da precipitação com a distribuição estatística do indicador de risco realizado para condições invariantes. Para superar as dificuldades inerentes de interpretação e de atenção, faz-se necessário o desenvolvimento de programas numéricos auxiliares de análise automatizada (anteriormente chamada objetiva ou estatística). O programa auxiliar permite a criação de mapas de susceptibilidade dinâmicos do risco associado à precipitação, com saídas gráficas 2D ou 3D com polígonos cintilantes que podem transferir o trabalho cansativo para o computador permitindo que o meteorologista previsor possa se concentrar na análise crítica do evento de risco na elaboração e emissão rápida do alerta de risco.

Coelho Netto *et al.* (2008)[44] indicaram a importância da realização de estudos de zoneamento sócio-ambiental usando diferentes escalas de mapeamento, isto é, 1:10000, 1:5000 e 1:2000 como forma de obtenção de diferentes mapas de susceptibilidade quanto à deslizamentos. Estes mapeamentos podem ser importantes para intervenções urbanísticas regionais, municipais e distritais, com fim de proteção das edificações e da população nas áreas de risco.

Groisman *et al.* (2005)[46] e Marengo *et al.* (2009)[47] identificaram a partir do ano de 1950 uma tendência positiva de um aumento sistemático considerável na frequência dos eventos pluviais no Brasil subtropical, e de extremos de chuva no Sudeste do Brasil. De acordo com Coelho Netto(1996)[48], os deslizamentos são fenômenos erosivos característicos da evolução de encostas íngremes nos compartimentos topográficos montanhosos das regiões úmidas, especialmente em associação a degradação florestal e perda de resistência ao cisalhamento pela rarefação das raízes arbóreas.

Nunes *et al.* (1990)[49] e Nakazawa e Cerri (1990)[50] verificaram que mais de 90% dos deslizamentos foram observados em associação à ocupação desordenada das encostas do município do Rio de Janeiro.

Fernandes *et al.* (1996, 2001)[4][51] analisaram o processo de ocupação no Maciço da Tijuca (RJ) no qual cerca de 50% dos 242 deslizamentos ocorreram em favelas, que cobrem somente 4,6% da área total do maciço. Estes autores relacionam a frequência de deslizamento ao aumento de intervenções com cortes verticais de taludes, para a construção de moradias precárias em encostas íngremes situadas no sopé de afloramentos rochosos.

CEPED(2011)[52] descreveu as características ambientais da Região Serrana do RJ, destacando o relevo de morros e muitos rios, subsolo de rocha coberto por pequena camada de terra, tão pouco espessa quanto 1 m, desflorestamento da Mata Atlântica ombrófila e implantação de florestas exógena de pinheiros. Estas modificações antrópicas tornaram a área mais sujeita à ocorrência de deslizamentos de terra e à formação de torrentes de lama de rápido desenvolvimento.

Em sua tese de doutorado Dos Santos (2001)[53] mostrou que a topografia tem grande influência nas condições ambientais em sua área de estudo. Ao analisar o movimento de água subterrânea que se acopla ao movimento de água na superfície, por modelagem da dinâmica de bacias, demonstrou o conceito segundo o qual a topografia é a característica de paisagem mais importante no controle do escoamento de água. Neste caso, o relevo torna-se o elemento

chave para o entendimento do ramo superficial do ciclo hidrológico. Este conceito permite o desenvolvimento de um modelo para a distribuição hidrológica, considerando funções universais de similaridade associadas à distribuição da topografia, do qual o modelo TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9] é um representante.

Beven e Kirkby (1979)[9] trabalharam na teoria do índice topográfico, o que levou ao modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL, de acordo com os autores, o TOPMODEL foi desenvolvido para bacias úmidas temperadas, para chuvas predominantemente estratiformes, variáveis apenas no tempo. O TOPMODEL propõe a combinação das vantagens de modelos concentrados com as vantagens de modelos distribuídos, pela redução do número de parâmetros do modelo, alto grau de otimização obtida com o distribuidor hidrológico em função do índice topográfico previamente obtido, e possibilidade de obtenção dos parâmetros do modelo a partir de medições usuais fluviométricas.

Montgomery e Dietrich (1994)[8] também fizeram uso de modelo de base física para estimar o grau de umidificação da camada superior do solo sujeita a deslizamentos (i.e., usaram modelos similares ao TOPMODEL, como o TOPOG). Também buscaram estabelecer uma análise das condições necessárias à instabilização de encostas. Aplicaram para tal, tanto a inclinação da encosta quanto a tensão de cisalhamento crítico associada à resistência ao deslocamento linear, para diagnóstico de um índice crítico logarítmico adimensional, por eles denominado chuva crítica. Este índice foi por eles associado à intensidade da precipitação necessária para que haja a ruptura da camada superficial do solo, supondo um período de precipitação invariante de 24 h.

O que é básico, mas nem sempre óbvio, é o fato de que toda chuva apresenta duração e intensidade. Tanto uma quanto outra devem ser consideradas na análise da susceptibilidade da encosta ao deslizamento (PANDO *et al.*, 2004)[54].

Para que haja acumulação de água no solo, a taxa de precipitação, ou seja, a densidade do fluxo de volume de água por unidade de tempo e área, em unidades de (mm por hora) ou ($m^3m^{-2}s^{-1}$), deve manter-se por um período de tempo suficientemente longo. Por esta razão, a curva que relaciona a intensidade e a duração da chuva tem sido empregada como referência para a avaliação do risco de deslizamento de encostas, que são citados nos trabalhos de Caine (1980)[55], Larsen e Simon (1993)[56], Guzzetti *et al.* (2008)[57] e Pando *et al.* (2004)[54].

O exemplo da curva obtida por Pando *et al.* (2004)[54] serve para exemplificar a utilidade da curva intensidade duração como limiar para discriminação do grupo de risco de deslizamento. Neste caso, referente a identificação de eventos de deslizamento em Porto Rico, foi expressa como

$$I = 53.37 D^{-0,78} \quad (2.1)$$

onde I a intensidade da taxa de precipitação em ($mm h^{-1}$) e D a duração do evento de precipitação em (h).

2.3 Deslizamentos de encostas no Rio de Janeiro

Guidicini e Iwasa (1976)[58] apresentaram as primeiras análises estatísticas da correlação entre escorregamentos de terra em encostas e a chuva acumulada antecedente ao evento, para áreas de montanhas de SP, CE, RJ e MG sujeitas a este tipo de risco natural. O período de acúmulo de água foi definido por eles como sendo de 1 dias, 2 dias, 3 dias, 7 dias, 15 dias, 30 dias (1 mês), 60 dias (2 meses), 90 dias (3 meses) e 120 dias (6 meses). Concluíram que o acúmulo de água de chuva por um período entre 24 (1 dia) e 72h (3 dias) devem ser superior a 12% do valor do acúmulo anual, para que ocorra escorregamento.

Para a RMRJ, com valores anuais de chuva da ordem de 1000 mm ano^{-1} , a análise de Guidicini e Iwasa (1976)[58] implica em valor de 120 mm em 72 h (3 dias) para desencadeamento de deslizamentos na encostas dos morros.

Usando apenas valores de densidade de fluxo de água (taxas de precipitação) momentâneos. Costa Nunes (1982) [in Pedrosa (1994)][59] indicou a necessidade de valores superiores a 40 mm h^{-1} para deflagração de deslizamentos de encostas. Para o mesmo propósito, Vargas *et al.* (1986)[60] indicou a necessidade de 50 mm h^{-1} .

Tatizana *et al.* (1987a,b)[61][62] propuseram curvas que consideram tanto a taxa de precipitação momentânea quanto o valor acumulado de precipitação no período de 1, 2, 3 e 4 dias anteriores até o tempo da análise. Também, discriminaram categorias de risco de deslizamento, entre deslizamentos induzidos (experimentalmente in loco), deslizamentos esparsos (localizados), deslizamentos generalizados (espalhados em grande número pelas encostas presentes na área) e deslizamentos com corrida de lama.

As curvas discriminantes de Tatizana *et al.* (1987a,b)[61][62] apresentam a seguinte expressão

$$r_{critico} = K R_{96}^{-0,933} \quad (2.2)$$

sendo $r_{critico}$: o valor crítico da taxa de precipitação que define a margem entre grupo discriminado de deslizamento e grupo de não-deslizamento; R_{96} , o valor acumulado de água no período imediatamente passado de 96h (4 dias) e K , o parâmetro de forma.

O valor acumulado da chuva, expresso em geral em (mm), pode ser obtido da integração da taxa de precipitação ($r(t)$). Isto é,

$$R_{96} = \int_{t-96h}^t r(t)dt \quad (2.3)$$

Para as encostas da Serra do Mar em SP, o parâmetro de forma K apresentam os seguintes valores: 2603 (escorregamentos induzidos), 3576 (escorregamentos esparsos), 5466 (escorregamentos generalizados) e 10646 (escorregamentos com corrida de lama).

Seguindo em direção a um modelo probabilístico linear, Tatizana *et al.*, (1987a,b)[61][62] também propuseram um Coeficiente de Precipitação Crítico (CPC), definido por

$$CPC = \frac{r}{r_{critico}} \quad (2.4)$$

em que valores abaixo de 1, ($CPC < 1$) indicam estabilidade quanto a ruptura e valores

maiores que 1, ($CPC \geq 1$) indicam instabilidade e possibilidade de ruptura. Portanto, CPC apresenta-se como um fator de segurança, de forma que $CPC = 1$ corresponde a 50% de risco, i.e., $Prob(Risco) = 0,5$ ⁷.

Almeida e Nawazawa (1991) [*in* PEDROSA, 1994][59] associaram o número de escorregamentos observados na Zona Serrana do Rio de Janeiro com a intensidade da taxa de precipitação (instantânea). Assim, valores de taxa de precipitação entre 30 e 130 $mm h^{-1}$ foram associados à ocorrência de um número de que varia entre 1 a 30 deslizamentos.

De acordo com Cerri (1993)[63] os valores do coeficiente de risco CPC definem as curvas discriminantes dos grupos de deslizamentos. Assim, $CPC = 1,0$ aplica-se a deslizamento induzido, $CPC = 1,4$ a deslizamento esparsos, $CPC = 2,1$ aos deslizamentos generalizados e $CPC = 4,1$ aos deslizamentos com corrida de lama.

Azevedo (2011)[64] investigou a relação entre eventos de escorregamento e a chuva acumulada deflagadora destes eventos no município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Para tal utilizou informações cartográficas sobre a topografia, além dos registros de deslizamentos e da rede de pluviômetros do Sistema Alerta-Rio da prefeitura do Rio de Janeiro. Em sua análise, aplicou os polígonos de influência de cada estação pluviométrica disponível no Sistema Alerta-Rio, o que lhe permitiu o estabelecimento de curvas empíricas de risco, para cada estação, relacionando a probabilidade de ruptura com a precipitação acumulada. Estas curvas são baseadas nas curvas propostas por Tatizana *et al.* (1987a,b)[61][62].

D’Orsi *et al.* (2002)[65] e outros estabeleceram os critérios utilizados pelo Sistema ALerta-Rio, entre eles a categorização dos eventos pluviométricos quanto aos riscos geotécnicos. Assim, os eventos de duração mínima de 12 horas, são classificados como Fraco (até 25 acidentes geotécnicos), Moderado (de 25 a 125 acidentes), Forte (de 125 a 250) e Catastrófico (acima de 250 acidentes).

Na RMRJ, os acidentes naturais e os geotécnicos além de envolverem o deslocamento e deslizamento de terra em encostas pode também estar associados ao deslizamentos de camadas de lixo depositadas irracionalmente em encostas. Os fenômenos de instabilização de encostas são condicionados por muitos fatores, como o clima, a litologia e as estruturas de arcabouço rochoso, a morfologia, a ação do homem e outros. A análise dos condicionantes geológicos e geotécnicos envolvidos em escorregamentos proporciona a apreciação de cada um dos fatores envolvidos nos processos de instabilização, permitindo uma melhor compreensão em relação ao modo de atuação destes fatores.

A pesquisa de D’Orsi *et al.* (2002)[65] pautou os critérios aplicados a partir de 1999 pela Fundação Geo-Rio e pelo Sistema Alerta-Rio do município do Rio de Janeiro, na definição de eventos pluviométricos de risco. Estes critérios são baseados na fração CDC do valor crítico de precipitação e no número de estações pluviométricas envolvidas. No Rio de Janeiro, o Sistema Alerta-Rio mantém cerca de 30 postos pluviométricos fornecendo a distribuição da

⁷H. A. Karam (2015: comunicação pessoal) apontou para a possibilidade de uso de outras funções na construção da curva discriminante. Por exemplo, uma hipérbole expressa por $r_{critico} = K_m^{-1}R_{96}$, sendo $K_m \approx 3000$ apresenta na prática a mesma capacidade discriminatória da curva de função potencial proposta por Tatizana *et al.* (1987a,b)[61][62], para deslizamentos esparsos. Além disso, sugeriu a aplicação de um modelo logístico para análise do risco de deslizamento, usando a variável CPC . Assim, Prof. Karam propôs a aplicação de uma função de distribuição acumulada (FDA) logística, $Prob(Risco) = 1/[1 + exp(-\zeta)]$, onde $\zeta = (CPC - 1)/0,5$

precipitação na área municipal. A precipitação crítica na área do Rio de Janeiro de da ordem de $\approx 37,5 \text{ mm h}^{-1}$. De forma consistente, um evento de precipitação justifica a passagem para o estado de atenção, até menos se nem uma estação de monitoramento apresentar intervalos de precipitação igual ou superior a um $CDC = 0,75$; ou ainda nos casos em que a precipitação está espalhada na área, ocorre em várias estações simultaneamente, se a taxa de precipitação ultrapassar $(0,75/N) r_{\text{critico}}$, sendo N o número de estações em que observa-se a precipitação.

2.4 Modelo hidrológico TOPMODEL

Uma definição do *topography-based hydrological model* ou TOPMODEL pode ser descrita pelas palavras de seus autores: “...o modelo aqui proposto é um compromisso entre as vantagens da modelagem simplificada, a complexa variabilidade espacial da resposta hidrológica da bacia e a limitação econômica da medição de parâmetros em campo...” (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9].

Ou seja, o modelo hidrológico de base física otimizado, emprega a equação da continuidade de massa de água como fundamento físico. Neste modelo, a água coletada na área a montante de cada ponto da bacia, a partir de chuva horizontalmente uniforme, permite estimar a distribuição de água na camada superficial do solo, obtendo-se um modelo de distribuição hidrológica, fisicamente consistente. Sendo a distribuição hidrológica função do índice topográfico o qual é obtido em função da área de contribuição a montante do ponto, assim como da declividade da encosta (BEVEN e KIRKBY, 1979; BEVEN, 1998 e BEVEN, 2004)[9][66][67]. Para tal, determina-se a distribuição de um índice topográfico, com base na conservação de massa e análise dimensional (teoria de similaridade) (BEVEN, 2000; KARAM, 2014)[67][68]. Em português, descrições e discussões também são disponíveis, por exemplo, vide Silva e Kobiyama (2007)[69] e Karam (2014)[68].

Uma descrição das equações do modelo TOPMODEL pode ser encontrada no livro de artigos organizado por BEVEN (2004)[67].

Neste modelo, a água e o escoamento superficial pode ser estimada como uma função da área de superfície saturada, buscando os pontos da superfície onde o déficit de saturação o torna nulo. Já a distância dos pontos saturados em relação ao ponto de medição localizado rio abaixo permite a estimativa linear da vazão do rio, ou seja, permite a construção da curva hidrógrafica.

No TOPMODEL o escoamento pode variar a cada passo de tempo da simulação em resposta às variações temporais da taxa de precipitação distribuída de forma uniforme na horizontal.

O déficit de saturação de água na camada superficial do solo é uma das variáveis hidrológicas obtidas com o TOPMODEL (SILVA e KOBİYAMA, 2007; KARAM, 2014)[69][68]. Este déficit está associado à quantidade de água necessária para levar à saturação. Portanto, pode ser associado à fração volumétrica de água no solo. Naturalmente, isto depende da porosidade do solo. Em geral, nos modelos hidrológicos usuais emprega-se a altura da água no solo para expressar a umidade do solo.

No modelo TOPMODEL, a camada superficial do solo é definida como a camada que pode variar seu umedecimento, ou seja, aonde os poros podem conter diferentes quantidades de água líquida. Por esta razão, a camada é conhecida por zona não-saturada, na ausência de precipitação significativa. Esta camada superior do solo estende-se para baixo desde a superfície até o nível onde se encontra o lençol freático. Em geral tem espessura variável de poucos centímetros até alguns metros, dependendo do tipo de solo, presença de raízes da vegetação, rochas intercaladas, construções antrópicas (estadas, cidades, etc). Abaixo da *camada superficial*, que é um nome mais apropriado para a *zona não-saturada*, encontra-se a chamada zona saturada, na qual os poros encontram-se repletos de água líquida, ou seja, contendo o máximo volume de acordo com sua capacidade (i.e., em geral até 45% do volume do solo). Mais abaixo no solo vai-se em direção a uma rocha impermeável, ou se existir rocha permeável, em direção a um *aquífero* profundo. Apesar da quantidade de informação contida nesta descrição, a mesma não deixa de ser uma simplificação da real distribuição de água ao longo da profundidade do solo. Em geral, existem variações horizontais importantes que dificilmente podem ser negligenciadas em uma análise aprofundada da questão.

2.5 Fonte de notificações de deslizamento

Para este trabalho, a principal fonte de dados de deslizamento na área de estudo é o Sistema Alerta Rio criado e mantido pelo Município do Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

O Sistema Alerta Rio mantém um monitoramento 24 por 24 h das condições de tempo e precipitação atmosférica. Uma rede de estações meteorológicas e pluviométricas fornecem dados importantes de monitoramento ambiental a cada 15 min, 24 por 24 h ao dia, de todos os dias do ano. Equipes de meteorologistas plantonistas se revezam no monitoramento e análise dos dados recebidos. Um conjunto de variáveis meteorológicas é derivado dos dados brutos e preparado para auxiliar na análise de riscos pelos operadores do Sistema. Um importante equipamento do Sistema é um radar meteorológico de banda X, instalado perto do cimo de um morro no Bairro do Sumaré do município do Rio de Janeiro, a uma altitude aproximada de 900 m.

Relatórios de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos do Sistema Alerta Rio foram utilizados para registros de ocorrência deslizamentos no município do Rio de Janeiro. A realização destes registros é uma das atividades do Centro de Gestão Integrada de Emergências, especificamente do sistema Alerta Rio, da Fundação GeoRio do município do Rio de Janeiro. Este Sistema mantém uma rede de monitoramento composta por 32 pluviômetros, mais algumas estações meteorológicas, para monitoramento da chuva e transmissão de dados automática para a central de análise, todas integradas em uma rede de monitoramento de mesoescala, com cobertura sobre a área integral do município do Rio de Janeiro. Outros municípios que compõem a Região Metropolitana do Rio de Janeiro, ainda não dispõem de sistema de gestão de risco equivalente, mas que o Estado do Rio de Janeiro está realizando, como meta. Como assinalado, os dados observados pela rede de monitoramento são enviados, em tempo real, seguindo uma estratégia de amostragem de 15 min. Os registros pluviométricos, entre outras variáveis meteorológicas são concentrados em uma central computacional localizada na sala do Sistema Alerta Rio no Centro de Gestão Integrado da Prefeitura do Rio de Janeiro. Nesta central, os dados concentrados são processados para períodos de observação estabelecidos de 15 min, 24 h e 96 h.

De acordo com o Sistema Alerta Rio da Fundação GeoRio(2010)[70][71], compreende-se

por evento pluviométrico (significativo) a um episódio de chuva com duração variável e taxa de precipitação maior que 40 mm h^{-1} . Um *alerta de perigo* imediato ou premente é divulgado sempre que a taxa de precipitação atinge esse limiar.

Devido a grande quantidade de dados observados a cada 15 min, o Sistema tem utilizados um critério de classificação dos eventos pluviométricos, como: significativos ou não significativos. Um evento é considerado significativo quando em seu início tem-se uma taxa de precipitação mínima de 1 mm h^{-1} que permanece neste nível por pelo menos 6 h.

Os riscos naturais associados ao ciclo da água na atmosfera e superfície são então avaliados. Nesta avaliação aplicam valores críticos, com a conhecida taxa de precipitação crítica de 40 mm h^{-1} . Os valores críticos para diferentes classes de risco, deslizamentos locais, esparsos ou generalizados, utilizados no Sistema são técnicos, isto é, definidos a partir de estudos técnicos, em geral publicados na forma de relatórios anuais, artigos científicos (contribuição acadêmica), consultorias, assessorias e ou de laudos técnicos de desastres passados. O sistema de análise online do risco permite a emissão de alerta de risco, que podem ser atualizados rapidamente em minutos durante o desenvolvimento de eventos atmosféricos de risco, por exemplo, passagem de vários sistemas de precipitação convectiva sobre a área de relevo acidentado.

Relatórios anuais registram os deslizamentos de terra e detritos de encosta, além de outras ocorrências relacionadas, por exemplo, queda de árvores, interrupções da rede elétrica, mas sobretudo sobre as diferentes classes de deslizamento e volume de material mobilizado.

Na classificação dos eventos de risco natural ocorridos nas encostas do município empregam-se descritores geológicos-geotécnicos, como por exemplo, informes técnicos dos escorregamentos em talude de corte, em encosta natural, as rupturas de obras de contenção, rachaduras no solo, movimentação lenta (rastejamentos) ou rápida da superfície do solo (ruptura e deslizamentos) etc.

Desta forma, os elementos técnicos e observacionais encontram-se disponíveis para uma atualização anual dos polígonos de risco natural sobre a superfície do município.

Capítulo 3

Métodos

Neste capítulo, apresenta-se de forma sucinta as equações utilizadas para composição do modelo de risco de deslizamento proposto.

Na composição do sistema de equações acopladas considera-se: o modelo prognóstico de coluna de solo unidimensional aplicado para resolver as condições medianas da umidade do solo o modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL, o modelo diagnóstico de análise da estabilidade da encosta e o modelo probabilístico para avaliação do risco.

Os dados para definição das condições iniciais, de contorno e de assimilação do modelo de risco são compostos de séries temporais de variáveis associadas e do campo bidimensional da topografia.

A topografia 2D é definida pelo modelo digital de elevação SRTM/NASA. As séries temporais assimiladas são definidas pelos dados de precipitação observada da rede de monitoramento do Sistema Alerta Rio, por dados da série temporal das variáveis meteorológicas da estação de superfície do Aeroporto Internacional Tom Jobim e por dados da série temporal de notificações de deslizamentos do Alerta Rio.

As equações dos índices de verificação do modelo em função das pontuações de uma tabela de contingência modelo versus observação também são encontradas a seguir.

3.1 Domínio espacial do trabalho

A área de interesse desta investigação corresponde a uma grande porção da área superficial do município do Rio de Janeiro, onde está localizado o Maciço da Tijuca.

A área de interesse foi escolhida porque nela encontram-se disponíveis dados meteorológicos, pluviométricos e de registros de ocorrência de deslizamentos necessários à análise e modelagem.

O maciço da Tijuca localizar-se entre os paralelos $22^{\circ}55'$ e $23^{\circ}00'S$ e os meridianos $43^{\circ}20'$ e $43^{\circ}10'W$, sua altitude está entre 0 a 1021 m, sua paisagem abriga um grande mosaico de coberturas e tipos de uso do solo, que vão desde áreas de afloramento rochoso, gramíneas, florestas em distintos etapas sucessionais e áreas edificadas. O maciço é constituído pelas Serras da Carioca, da Tijuca (ou Três Rios) e dos Pretos Forros (COELHO NETTO, 1992;

GEOHECO-UFRJ/SMAC, 2000) [72][73].

A região apresenta clima tropical úmido variando para tropical de altitude sobre os maciços rochosos. Até a chegada dos europeus no início do século XVI, a área de terra coberta por Mata Atlântica e por mangues na borda da Baía de Guanabara. Um desflorestamento quase completo ocorreu entre os séculos XVI ao XVIII. Problemas de abastecimento de água levaram o imperador Dom Pedro II, a mandar reflorestar um dos maciços rochosos, resultando na atual configuração da Floresta da Tijuca (i.e., como Parque Florestal Urbano da Cidade do Rio de Janeiro-RJ).

Neste trabalho, apresenta-se uma estimativa da probabilidade de deslizamento de terra das encostas de morros na cidade do Rio de Janeiro, em particular nas encostas do Maciço da Tijuca e Pedra Branca. Estes maciços apresentam muita vegetação nas encostas voltadas para Sul, em geral formada por Mata Atlântica secundária, enquanto nas encostas voltadas para o quadrante Norte, a vegetação embora presente é menos exuberante. Estes maciços rochosos apresentam várias faces escarpadas. A urbanização intensa é encontrada nas planícies sedimentares abaixo, entre morros, e também sobre as encostas na forma de favelas (e.g., a favela da Rocinha) que cresceram por urbanização informal e mutirão, além das edificações residenciais de classe média e alta.

Encontram-se porções das encostas muito íngremes, que expõe a rocha de base, já desnudadas há muito tempo da camada superficial de terra.

A água das precipitações pode escorrer pela superfície da rocha exposta, descer até encontrar a camada de terra aos pés do morro, onde pode infiltrar na camada subsuperficial do solo.

Em geral, áreas edificadas são encontradas ao longo das encostas dos morros, onde a declividade não é maior que 45 graus, ou seja, por sobre a porção de camada de terra no sopé do morro que se encontra embasada por rocha granítica, que se mostra desnudada mais acima onde a declividade é maior. A superfície de rocha exposta dos morros é praticamente impermeável e transporta rapidamente a água da chuva para baixo, onde esta pode penetrar no solo permeável ou ainda atingir às superfícies impermeáveis das vias urbanas.

3.2 Modelo digital de elevação topográfica (SRTM)

A topografia da área de estudo corresponde no sistema computacional a um Modelo Digital de Elevação (DEM). Neste trabalho, considera-se as seguintes topografias:

1. Modelo de topografia de monte gaussiano (etapa de *debug* e testes iniciais)

Para o teste inicial foi usada uma topografia idealizada de um monte gaussiano. A função gaussiana é aproximação da superfície dos maciços rochosos localizados no meio da malha urbana da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Esta topografia idealizada foi utilizada para depuração de erros iniciais da rotina numérica (i.e., *debug*). Também serviu para a verificação das unidades físicas empregada e certificação da consistência de cada etapa de desenvolvimento do programa. O código numérico do programa em Fortran-90 foi escrito pelo Prof. Hugo Abi Karam, orientador deste trabalho, como programa constituinte de um modelo dinâmico de riscos naturais. As saídas gráficas são disponibilizadas automaticamente pelo programa, utilizando-se um

conjunto de *jobs* e *shell scripts*, resultando em gráficos 1D, 2D e 3D, além de animações em formato gif, a partir da utilização do software de visualização científica *gnuplot*.

2. Modelo digital da topografia da cidade do Rio de Janeiro (etapa de aplicação).

Nesta etapa aplica-se um modelo de elevação digital (DEM). A fonte dos dados topográficos é o radar escaneador da superfície terrestre que estava a bordo na missão do ônibus espacial SRTM/NASA (Shuttle Radar Topography Mission). A resolução nominal do modelo é de 1 segundo-de-arco, ou aproximadamente 90 m no grande círculo de latitude do equador. Dados SRTM distribuídos pela NASA para download no seguinte endereço: <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/index.html>.

3.3 Dados de precipitação e outras variáveis atmosféricas

A série temporal da precipitação usada na assimilação de dados é composta por duas fontes:

1. Observações de taxa de precipitação do posto pluviométrico da localidade da Tijuca, oriundo da rede de monitoramento de mesoescala do Sistema Alerta Rio. Estes dados apresentam frequência de amostragem de 15 minutos, sendo acumulados para obter-se o total horário (r), em ($mm\ h^{-1}$) e o total de 96 h, (R) em (mm). Neste trabalho o valor horário é chamado às vezes de precipitação instantânea ou ainda de taxa de precipitação horária. Similarmente, R é chamado precipitação acumulada em 96 h ou ainda altura de água acumulada em 96 h. O posto da Tijuca foi escolhido entre os 32 postos pluviométricos disponíveis por apresentar taxas de precipitação entre as mais altas do conjunto.

De acordo com Karam (2017: comunicação pessoal), a localização da Tijuca está sujeita às precipitações orográficas associadas a nuvens *Nimbus stratus*, principalmente durante a passagem de sistemas frontais, quando o vento de Sul (i.e., oriundos do quadrante Sul) se intensifica muito e atinge de franco as encostas dos maciços voltadas para o quadrante Sul. Por outro lado, os morros da RMRJ também estão na rota de passagem de tempestades convectivas, que se movem de NW para SE, durante tardes ou noites do verão, muitas vezes em associação com a circulação da brisa marítima que acelera seus ventos de Sul, ao final da tarde e início da noite. Além da dinâmica do vento pós-frontal devido à baroclinia, também a instabilidade termodinâmica e a presença de áreas de baixa pressão no interior, associadas à convergência do escoamento e da umidade do ar (i.e., canais de convergência da umidade), são componentes importantes para o entendimento das condições atmosféricas necessárias à formação de chuvas intensas ou moderadas e recorrentes em períodos de poucos dias, associados aos desastres naturais de deslizamentos e enchentes na RMRJ.

2. A segunda fonte das taxas de precipitação provém diretamente dos parâmetros associados registrados e notificados pelo Sistema Alerta quando da ocorrência de deslizamentos. Nestes registros encontram-se valores da precipitação instantânea (r) e do acúmulo (R) em 96 h, tomados do posto pluviométrico mais próximo da localidade aonde ocorreu o deslizamento. Nos registros encontram-se também dados classificatórios do evento, tipo do risco, subtipo, intensidade, consequências, etc. Relatórios anuais disponibilizados desde 2005 permite avaliar o grau de risco destes deslizamentos, sejam do ponto de vista numeral (quantitativo) como tipológico (qualitativo).

Através do método de assimilação 4D (nudging ou como também é denominado relaxação newtoniana) permite a composição de dados de diferentes fontes durante cada passo de tempo do modelo de risco. Isto é feito porque comumente a taxa de precipitação reportada pelo posto da Tijuca pode apresentar subestimativa do valor real em relação ao observado na localidade do deslizamento. Desta forma, considera-se o maior entre os valores, reportando a cada instante. Isto permite majorar a precipitação que é o campo de entrada do modelo de risco, não incorrendo em subnotificação da precipitação, o que seria inapropriado como critério de prevenção em questões de risco. Isto pode ser considerado uma aplicação do princípio de prevenção, desde que o maior valor de precipitação observado na área de interesse deve pautar a análise de risco.

3.4 Notificações de deslizamentos

O sistema Alerta Rio disponibiliza os registros de deslizamento em seus relatórios anuais. Estes registros derivados são laudos técnicos realizados na ocasião de cada deslizamento, para a seguir serem disponibilizados em relatórios anuais (vide Anexo).

3.5 Modelo de coluna de solo 1D

O modelo de solo é constituído por duas camadas, uma superior ou subsuperficial e outra inferior. A primeira superficial e a segunda mais profunda saturada de água. A profundidade total da coluna de solo no modelo é de 5 m. A profundidade típica da camada superior é de poucos centímetros. A profundidade típica da camada inferior é de 50 cm. Considera-se que o lençol freático encontra-se permanentemente abaixo de 5 m, isto é, abaixo das duas camadas de solo superficial consideradas. A altura equivalente da água nas camadas subsuperficiais é uma medida da quantidade de água total no solo, naturalmente se puder ser acrescentada a espessura do aquífero, que é desconhecida a priori.

O modelo de coluna de solo considera dois reservatórios lineares (BEVEN, 2000)[67]. A recarga do primeiro é associada a parte da precipitação atmosférica que se infiltra pela superfície do solo. O reservatório superficial permanece subsaturado durante períodos sem chuva. Existe no modelo de solo a possibilidade de transferência de água do reservatório inferior para o superior, associada tanto à capilaridade como o movimento da água através das raízes das árvores, líquens e fungos. A descarga do reservatório superficial é a recarga do reservatório inferior.

A água da precipitação pode ter diversos caminhos. A água que atinge a superfície pode seguir diferentes caminhos. Pode infiltrar no solo, pode ser desviada por superfícies impermeáveis, ou seguir para a rede de drenagem urbana e daí para os canais de escoamento superficial.

A evaporação potencial também reduz a porção da precipitação que pode infiltrar. O fluxo evapotranspirativo é estimado pelo método de combinação de Penman, multiplicado pelo fração volométrica de água no solo.

A taxa de precipitação assimilada pelo modelo de coluna de solo considera a escala de tempo de atraso para concentração média na bacia de superfície $30 \times 30 \text{ km}$. Uma defasagem de 3h é considerada. Isto significa que no instante t considera-se a entrada nos reservatórios

lineares da taxa de precipitação de 3 h antes.

Além dos desvios superficiais, para constituir o escoamento superficial (*runoff*), considera-se o excedente do reservatório superior. Excessos do reservatório inferior são transferidas para o reservatório superior.

A equação de controle do reservatório linear tem a seguinte forma geral obtida pela aplicação do método implícito em diferenças finitas.

$$Q^{(n+1)} = \frac{Q^{(n)} + bu^{(n-\delta)}}{c} \quad (3.1)$$

sendo

- u : a recarga do reservatório;
- δ : o número de espaço de tempo, associado à escala de tempo do reservatório, $\tau = 3$ (h).

Os coeficientes associados a esta equação são

$$b = \delta t / \tau, \quad c = 1 + b \quad (3.2)$$

λ é o autovalor associado à equação característica, obtido pela seguinte função exponencial $\lambda = \exp(-b)$.

A altura da água em cada reservatório é obtida pela seguinte expressão geral

$$\Delta z = (Q\tau) / \eta \quad (3.3)$$

na qual η é a porosidade do solo. Neste trabalho, assumiu-se que $\eta = 0.08$ ou 8%.

A vazão de base (Q_b) é estimada pela descarga do reservatório inferior.

O modelo de coluna de solo permite obter a evolução temporal das condições hidrológicas medianas das camadas sub-superficiais do solo da bacia. Portanto, refere-se a um modelo hidrológico concentrado, para o qual o volume de água presente na coluna de solo é representado por apenas dois reservatórios lineares em série. A teoria de dois reservatórios lineares em série foi apresentada por Beven (2000) de forma simplificada. A partir das condições medianas obtidas pelo uso do modelo de coluna de solo (acima), emprega-se o modelo distribuidor TOPMODEL para obter a distribuição espacial do déficit de saturação (D) de água da camada superficial do solo, como uma função 2D que evolui no tempo, $D(x, y, t)$, e a correspondente fração volumétrica de água na camada superficial do solo, $w_g(x, y, t)$.

A primeira camada superficial do solo pode ser saturada ou não saturada. Já a segunda camada (subsuperficial) do solo é considerada sempre saturada no modelo TOPMODEL.

Na presente implementação do modelo de coluna de solo com duas camadas, a espessura da primeira camada superficial varia no tempo a medida que ocorre a recarga da segunda camada e a quantidade de água da primeira camada subsaturada aumenta. Quando a primeira camada se torna saturada sua espessura se torna nula e as duas camadas se tornam saturadas.

Verifica-se por testes numéricos que durante um longo período sem chuvas (e.g., mais de 10 dias) a primeira camada superficial tende a secar, atingindo seu limiar inferior de coluna de água. Para que o modelo de coluna de solo apresente um comportamento mais realístico, por exemplo, para considerar o efeito das raízes, fungos e líquens, de um lado, e da capilaridade, do outro, parametrizou-se uma recarga secundária da primeira camada pela segunda camada inferior saturada, considerando uma escala de tempo de 7 dias. Desta forma, o modelo de coluna de solo mantém as condições de perenidade do escoamento superficial que implica na vazão fluvial mediana da área. Desta forma, representa-se no modelo duas constatações empíricas conhecidas dos rios da Baixada Fluminense: 1) são perenes ao longo do ano e 2) o tempo de concentração dos eventos isolados de chuva foi estimado em poucas horas (2-3) (e.g., PAIVA, 2010)[74].

3.6 Modelo de estabilidade do talude 2D

O potencial de ruptura da camada superficial em uma encosta depende da tensão de cisalhamento presente. Esta tensão de cisalhamento pode levar a ruptura a vencer as forças de resistência associadas à coesão interna das partículas do solo e ao ângulo de atrito da camada superficial (ORTIGÃO, 1995)[75].

A resistência do solo ao cisalhamento é determinada pelas características coesivas e fricionais entre as partículas do solo, sendo definida como a tensão máxima cisalhante que o solo pode suportar sem sofrer a ruptura (PINTO, 2000)[76].

Os principais fatores que influenciam a resistência do solo frente ao cisalhamento são: a distribuição de partículas do solo, a densidade, a estrutura interna (ie, raízes, rochas, etc) e o teor de água no solo (McKYES *et al.*, 1994)[77].

A resistência ao cisalhamento dos solos se deve principalmente a forças fricionais. No entanto, existem situações em que a resistência independe da tensão normal. Nestes casos, a parcela responsável pela resistência ao cisalhamento é chamada coesão real (LAMBE, 1969)[78].

Tensor tensão

De acordo com De Blasio (2011)[1], a componente normal do tensor de estresse (σ), em unidades de (Pa) e a componente tangencial do tensor de estresse, ie, a componente de cisalhamento, (τ), são muito importantes para a análise de risco de deslizamento e avaliação do fator de segurança quanto a ruptura. Estas componentes podem ser expressas como (DE BLASIO, 2011)[1] para que ocorra deslizamento é fundamental a atuação da atração gravitacional, sem ela não existe deslizamento, assim como outros aspectos que definem como o deslizamento se manifestará sendo eles, o atrito, elasticidade, viscosidade entre outros.

Assim, o vetor relacionado a força da gravidade pode ser decomposto em componente normal 3.4 e paralela ao plano 3.5:

$$F_{\perp} = Mg \cos \beta \quad (3.4)$$

$$F_{=} = Mg \sin \beta \quad (3.5)$$

A componente da gravidade equação 3.4 é igual e oposta à força de reação, dessa forma não haverá força resultante perpendicular ao plano. Na equação 3.5 a força resultante paralela ao plano é mais complexa, sendo fundamental a introdução da força de atrito ou fricção. Entretanto é importante conceituar o estresse normal como força normal dividido pela área S da superfície de contato e o cisalhamento como paralelo ao plano dividido pela área S da superfície de contato, já a magnitude da força peso é expressa por $\rho g D' S$, podendo ser descrita pelas equações 3.6 e 3.7

$$\sigma = \frac{F_{\perp}}{S} = \frac{\rho g D' S \cos \beta}{S} = \rho g D' \cos \beta = \rho g D \cos^2 \beta \quad (3.6)$$

$$\tau = \frac{F_{=}}{S} = \frac{\rho g D' S \sin \beta}{S} = \rho g D' \sin \beta = \rho g D \sin \beta \cos \beta \quad (3.7)$$

sendo:

- $D' = D \cos(\beta)$: a espessura normal da camada (m).
- D : a projeção vertical da espessura da camada (m).

Ao supor que o objeto encontrasse inerte em um plano inclinado, como representado na figura 3.1, de acordo com as leis da dinâmica, se um corpo encontrasse inerte, logo a força da gravidade está exercendo uma força de reação diferente se zero sobre o objeto.

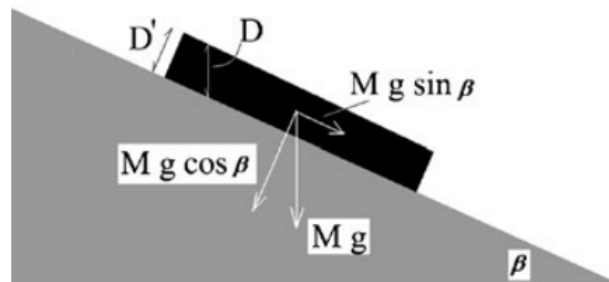


Figura 3.1: Objeto de estudo sobre um plano inclinado com ângulo β , para a identificação da tensão normal e de cisalhamento. Fonte: De Blasio (2011)[1].

De Blasio (2011)[1], destaca as propriedades da força de atrito, definidas por Leonardo Da Vinci, Amontons e Coulamb, as quais são afirmadas por:

1. A força de atrito é independente da área de contato entre as duas superfícies;
2. A força de atrito F_A é proporcional ao peso do corpo $P = Mg$ (sendo M a massa corporal); dessa forma, a razão entre as duas forças é $\mu = F_A/P$ e depende da massa da gravidade e é definida como coeficiente de atrito estático. Deste modo a força de

atrito da camada superficial em relação à base pode ser expressa pela equação 3.8:

$$F_A = \mu P \quad (3.8)$$

sendo:

- μ : o coeficiente de atrito $\mu = (\tan(\alpha))$, é igual a tangente do ângulo de atrito (adimensional).
- P : o peso da camada seca (ie, com poros preenchidos com ar).

Note-se que o peso e a coesão se alteram quando ocorre precipitação. Isto é, o peso aumenta e a coesão diminui.

3. Geralmente, a magnitude da força de atrito é comparável para materiais de propriedades similares;
4. Um corpo permanece estático quando a força tangencial aplicada é menor do que a força de atrito. Se uma força horizontal F'_A exerce levemente a força de atrito aplicada no centro da massa do corpo, esse corpo em respostra se move ao longo dessa força aplicada, com aceleração constante dada pela lei da dinâmica $a = (F'_A - F_A)/M$. Logo, quando o corpo 3.2 estiver em movimento, a força de atrito é colinear com a força tangencial, porém com sentido oposto;

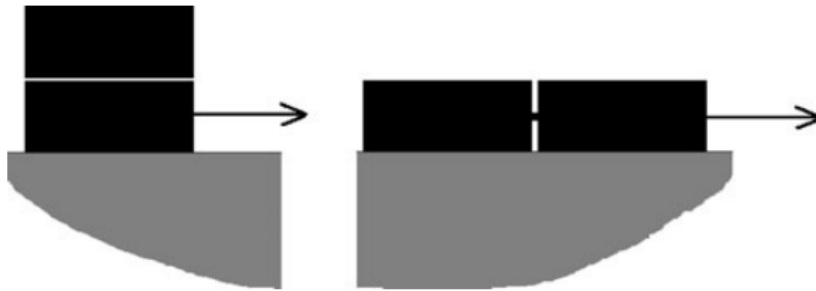


Figura 3.2: Se os pesos estiverem uns sobre os outros, a força de atrito é a mesma. Fonte:[1]

5. A força de atrito necessária para iniciar um deslizante é maior do que a medida durante o deslizamento. As experiências realizadas concluíram que os coeficientes de atrito estático e dinâmico não apresentam diferenças significativas, e para efeitos práticos estas diferenças podem ser descartadas. Portanto, o coeficiente de atrito diminui constantemente como uma função de tempo de contato entre as duas superfícies, alcançando um valor constante ao fim de frações de segundo;
6. A força de atrito apresenta uma ligeira dependência da velocidade. Entretanto, para fins práticos, essa dependência pode ser desconsiderada.

O ângulo de atrito (α) obtido por observação de uma amostra de camada de solo, compara o ângulo de inclinação necessário para que ocorra a ruptura da camada superficial em relação à camada saturada abaixo. Portanto, trata-se de um solo sob determinada condição de umidade, em geral admite-se um solo seco ou um solo parcialmente úmido, por exemplo, com 50% da saturação.

O coeficiente de atrito é expresso pela equação 3.9:

$$\mu = \frac{Mg \sin \phi}{Mg \cos \phi} = \tan \phi \quad (3.9)$$

Fernandes et al. (2001)[51], define um mapa de susceptibilidade como a representação do potencial para deslizamento de terra em determinada área e escala, por indicar de forma estática a relativa estabilidade dos taludes, porém sem a capacidade de realizar previsões absolutas.

Zaidan e Fernandes (2009)[79] definem deslizamentos de terra como movimentos gravitacionais rápidos de curta intervalo de tempo, com volume e superfície de ruptura bem caracterizados. O material desprendido na ruptura pode ser lançado para baixo da encosta, atingindo grandes distâncias relativas desde a origem e ocasionando traços profundos, cicatrizes na superfície das encostas, as quais mostram-se com geometria rotacional ou translacional. De acordo com estes autores, um deslizamento rotacional ocorrem em superfície de ruptura côncava, característica de encostas com pouca fragmentação, solos espessos de formação superficial uniforme. Já os deslizamentos translacionais apresentam movimentos com plano de ruptura rasos definidos, permanecendo quase sempre paralelos à superfície da encosta.

Amaral e Feijó (2004)[80], argumentam que os deslizamentos de solos rasos, associados à movimentos translacionais, foram observados frequentemente nas últimas décadas do século XX nas encostas dos morros da cidade do Rio de Janeiro-RJ.

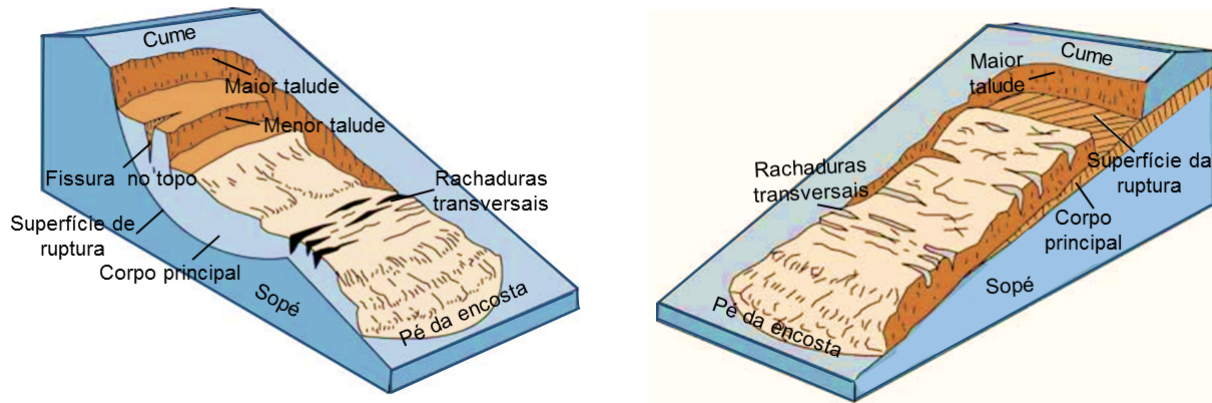
Para Selby (1993)[31], as rupturas da camada são favorecidos nos limites de separação das camadas superficiais do solo, ou seja, quando ocorre a transição entre diferentes densidade ou porosidade.

A Fig. 3.3 ilustra os tipos de deslizamento: a) rotacional e b) translacional, com apresentados por Cruden e Varnes (1996)[2].

Porosidade do solo

Com o aumento da umidade em profundidade ocorre, simultaneamente, a redução da resistência do solo à penetração, durante e imediatamente após uma chuva forte, o solo encontra-se completamente saturado, ou seja, todos os poros sejam eles grandes ou pequenos, estão preenchidos com água, à maneira com que as partículas sólidas se arranjam na formação dos solos, afetam diretamente na porosidade dos solos. O qual, é responsável por um conjunto de fenômenos que desenvolve uma série de mecanismos de importância física no solos, tais como retenção e fluxo de água e ar.

De acordo com Reinert e Reichert (2006)[81], a classificação mais habitual da porosidade



a) Deslizamento rotacional

b) Deslizamento translacional

Figura 3.3: Dois tipos de deslizamento: a) translacional e b) rotacional (CRUDEN e VARNES, 1996)[2].

refere-se à sua distribuição de tamanho, dividindo assim a porosidade em duas classes: micro e macroporosidade. A microporosidade é uma classe de tamanho de poros que, após ser saturada em água, a retém contra a gravidade. Os macroporos, ao contrário, após serem saturados em água não a retém, ou são esvaziados pela ação da gravidade. A funcionalidade desses poros ficam evidentes quando considerados que os microporos são responsáveis pela retenção e armazenamento da água no solo e os macroporos responsáveis pela alteração e pela maior contribuição na infiltração de água no solo.

Fator de segurança

Para avaliar quantitativamente a estabilidade de uma encosta em geologia de engenharia, um parâmetro conhecido como fator de segurança (F) é introduzido. A equação 3.10 descreve o fator de segurança e a sua relação entre as forças de resistência e da gravidade.

$$F = \frac{F_{res}}{F_{=}} \quad (3.10)$$

sendo F o fator de segurança, F_{res} a força de resistência à ruptura e $F_{=}$ a força peso projetada na direção paralela à encosta. A tabela 3.1 apresenta o fator e critério de segurança.

Tabela 3.1: Fator de segurança

Fator	Critério
$F > 1$	Indica estabilidade
$F < 1$	Indica instabilidade

Note que o cálculo da precipitação crítica combina a equação do fator de segurança (De Blasio, 2011)[1] com a equação do distribuidor hidrológico do TOPMODEL (Beven, 2004)[67], o que implica em uma equação logarítmica, diferente da equação apresentada por Dietrich e Montgomery (1998)[82], além dos deslocamentos associados à condição da saturação mediana da bacia e ao parâmetro de escala m pela equação do distribuidor TOPMODEL.

3.7 Índice de precipitação crítica (modelo TOPOG)

As hipóteses básicas do modelo TOPMODEL tem sido consideradas e aplicadas nos trabalhos de Dietrich e Montgomery (1998)[82]. Nestes trabalhos estes pesquisadores simulam a dinâmica das zonas saturadas da camada superficial do solo de pequenas bacias hidrográficas, com a suposição de esta dinâmica hidrológica possa ser obtida por uma análise adimensional ou de similaridade considerada a incógnita que é em si o campo espacial da distribuição hidrológica (ie., na forma do déficit de saturação de água na camada superficial do solo) e as características do relevo topográfico, sua inclinação, área de captação de água e transmissividade de água líquida na vertical, para condições de precipitação variável apenas no tempo.

O modelo distribuidor hidrológico TOPOG (O'LOUGHLIN, 1986)[83], apareceu na literatura posteriormente à descrição do TOPMODEL, sendo que se baseia em hipóteses semelhantes. Portanto, do ponto de vista da finalidade da aplicação prática, ambos tem sido aplicados para a obtenção da distribuição da água na camada superior do solo de terrenos inclinados. Em relação ao TOPOG podemos citar aplicações de diferentes pesquisadores: O'Loughlin (1986)[83], O'Loughlin *et al.* (1989)[84], Vertessy e Elsenbeer (1999)[85] e Schellekens (2000)[86].

As aplicações dos modelos TOPOG e TOPMODEL compartilham da capacidade de otimização da modelagem da distribuição hidrológica de pequenas bacias hidrográficas, ou seja, são modelos de abordagem semi-distribuída. A otimização da execução é obtida pela aplicação direta da relação funcional do distribuidor hidrológico que considera as diferenças de índice topográfico, como variável chave da distribuição da água no solo. Desta forma, uma grande potencialização é obtida em comparação com a disponível em modelos distribuídos, em que as equações precisam ser resolvidas repetidamente, ponto a ponto, de uma grade de discretização de elementos de volumes tridimensionais.

O modelo TOPOG tem sido considerado um modelo semidistribuído bastante eficaz, apresentando resultados promissores, assim como o TOPMODEL, porque permite uma integração simplificada das variáveis hidrológicas, geomorfológicas, pedológicas e ecológicas das bacias hidrográficas, ao mesmo tempo em que permite a realização fisicamente consistente de uma distribuição hidrológica espacial, no sentido de conservação do volume de água recolhido na área de captação da bacia, descontada a evapotranspiração.

O código do modelo TOPOG é mantido e distribuído pela *Common Wealth Scientific and Industrial Research Organization* (CSIRO) e pelo *Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology* (CRCCH).

De acordo com O'Loughlin (1986)[83], a topografia de encostas ou de micro-bacias hidrográficas inteiras pode ser analisada numericamente para calcular atributos locais geométricos e de drenagem, que uma vez combinados permitem inferir a distribuição de umidade do solo. Nos locais onde o fluxo de drenagem da área fonte a montante é acumulada excedendo o produto de transmissividade do solo e a inclinação da encosta local, ocorre saturação de água no solo. Os resultados obtidos são funções dependentes do local. A função pode ser mapeada como isolinhas para definir os limites das zonas sucessivas de saturação, dependendo do estado de umidade do terreno como um todo. A análise pode ser aplicada para prever o crescimento ou a contracção de zonas de encharcamento, para uma variedade de fluxos

de drenagem e para simular os efeitos das mudanças de evapotranspiração em parte ou na totalidade da bacia. Outra aplicação explora os limites de previsão das zonas saturadas para obter-se a proporção mínima de área de captação capaz de produzir escoamento superficial rápido (i.e., uma enchente rápida). Resulta que proporção mínima da área depende do valor normalizado do parâmetro de umidade, relação esta que é suportada pela comparação com dados do escoamento superficial observado.

A limitação do TOPOG (e também da versão original do TOPMODEL) pode ser indicada pela necessidade de sua aplicação restritamente dentro das hipóteses utilizadas na derivação de suas equações, principalmente associadas às condições de homogeneidade espacial da forçante atmosférica (precipitação) e da recarga profunda da zona saturada (infiltração profunda constante).

Montgomery e Dietrich (1994)[8] apresentaram o cálculo de umidade do solo (Eq. 3.11) associado à relação do fluxo de recarga local (Eq. 3.12), e a taxa de precipitação horizontalmente homogênea, resultando no seguinte estado estacionário da distribuição da fração volumétrica (W) de água na camada superior do solo, de acordo com o equacionamento TOPOG,

$$W = \frac{qa}{bT} \sin \theta \quad (3.11)$$

na qual,

- q : é a taxa de precipitação efetiva (igual a precipitação observada menos a evapotranspiração), por unidade de largura da faixa de drenagem, em ($mm^{-1}s^{-1} = s^{-1}$).
- a : área de captação da água de precipitação a montante do ponto (x,y), em (m^2).
- b : largura do elemento de grade do modelo, transverso ao fluxo de água que desce a encosta, em (m).
- T : fluxo vertical do volume de água infiltrando no solo, sob condições de déficit hídrico nulo, em ($m s^{-1}$).
- θ : ângulo de inclinação do terreno, em (radianos).

A fração W pode ser definida como a razão entre a altura da coluna de água no solo (Δz_w), em (m), e a profundidade do solo (Δz_s), em (m). Escreve-se

$$W = \frac{K \sin \theta h \cos \theta}{K \sin \theta Z \cos \theta} = \frac{h}{Z} \quad (3.12)$$

sendo

- K :a condutividade do solo saturado, em ($m^2 s^{-1}$);
- θ : o ângulo de inclinação do terreno, em (radianos);
- Z : a espessura do solo saturado, em (m);

Na equação 3.13, a umidade do solo é obtida através da equação 3.11, pela qual se estabelece o critério, seguindo o qual, se $W > 1$, implica que as condições de saturação de água no solo sobe à superfície. Sem retenção por represamento, o excesso de água de precipitação nestas condições implica em escoamento superficial da água (i.e., enxurrada).

No modelo TOPOG, a declividade ou módulo do gradiente topográfico ($\tan\theta$) está associada às condições de umidade do solo pela seguinte expressão,

$$\tan\theta = \left[1 - W \left(\frac{\rho_w}{\rho_s} \right) \right] \tan\phi \quad (3.13)$$

onde

- ρ_w : a densidade da água,
- ρ_s : a densidade do solo,
- $\tan(\phi)$: o coeficiente de atrito, e
- $\tan(\theta)$: a declividade ou módulo do gradiente topográfico;

Substitue-se a Eq. 3.11 na Eq. 3.14 para obter

$$W = \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \left[1 - \left(\frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right] \quad (3.14)$$

Em geral, o critério de ruptura é expresso em termos da área de drenagem por unidade de largura da faixa de drenagem. Desta forma, obtém-se

$$\frac{a}{b} \geq \frac{T}{q} \sin\theta \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \left[1 - \left(\frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right] \quad (3.15)$$

Fernandes et al. (2001) [51] têm utilizado o modelo TOPOG, incluindo a derivação de um índice especial, denominado índice de precipitação crítica (Q_c), que permite inflir o efeito da coesão média do solo sobre o potencial de risco de ruptura da camada superficial do solo. O índice (Q_c) é obtido da seguinte expressão

$$\frac{Q_c}{T} = \frac{\sin\theta}{a/b} \left[\frac{C'}{\rho_w g z \cos^2\theta \tan\phi} + \frac{\rho_s}{\rho_w} \left(1 - \frac{\tan\theta}{\tan\phi} \right) \right] \quad (3.16)$$

Esta equação apresenta duas parcelas no lado direito da igualdade. A primeira é o mesmo termo derivado por Beven e Kirby (1979)[9] e O'Loughlin (1986)[83], utilizado para modelar o equilíbrio entre a transmissão e concentração da água na camada superficial do solo inclinado. A segunda parcela refere-se à estabilidade da camada superficial de solo de um talude 2D, similar ao considerado por Carson e Kirkby (1972)[87], aplicando um valor constante de coesão do solo (i.e., para uma condição particular e constante de umidécimento do solo). Naturalmente, a equação de (Q_c) depende do valor da pressão de coesão do solo. Quanto maior a coesão, menor o risco de instabilidade.

O valor de (Q_c) pode ser interpretado como um índice associado ao risco de deslizamento. Tem a forma do logarítmico da taxa de precipitação mínima necessária para atingir a condição de instabilidade da camada superficial da encosta, considerando uma escala de precipitação crítica. Os valores típicos do índice logarítmico (Q_c) provêm da investigação

original de Montgomery and Dietrich (1994)[8].

Quanto maior for valor da razão Q_c/T , maior será a instabilidade local da encosta, desta forma também informa sobre a possível gravidade caso o deslizamento venha a ocorrer (MONTGOMERY e DIETRICH, 1994; DIETRICH e MONTGOMERY, 1998; GUIMARÃES, 2000) [8][82][88].

Montgomery e Dietrich (1994)[8] apresentaram um estudo de influência da condição hídrica da camada superficial do solo (i.e., similar à distribuição do índice topográfico do TOPMODEL) sobre a inicialização de deslizamentos rasos superficiais.

A desvantagem da abordagem acima é que não considera o efeito da precipitação sobre a coesão do solo, nem a variação temporal e espacial da precipitação. A vantagem é que fornece um quadro de limiares de referência.

No modelo de risco apresentado nesta dissertação de mestrado, a coesão é calculada a cada passo de tempo em função das condições de umidade do solo, portanto não é um parâmetro constante, mas uma variável do modelo em função do tempo, da mesma forma que a precipitação.

3.8 Precipitação crítica (modelo TOPMODEL)

A equação da precipitação crítica necessária para instabilizar e causar ruptura da camada superficial do solo de uma encosta pode ser obtida pela combinação da equação do fator de segurança (Eq. 3.17), como a exemplificada por De Blasio (2011)[1], e da equação de distribuição da umidade do solo do modelo TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9].

Na dedução da equação da precipitação crítica, primeiro se assume um fator de risco unitário ($F = 1$). Isto é feito para representar a condição limítrofe do fator de segurança, entre estabilidade da camada e instabilidade. No caso de instabilização ($F < 1$), a projeção da força peso tangencial à encosta supera as forças de resistência.

Note-se que $F = 1$ está associado a um valor de risco de ruptura e deslizamento de 50%. Em geral, a perda de coesão do solo associada ao peso das camadas superficiais, decorrentes de precipitações atmosféricas acima de valores críticos, constitui condição necessária à perda de estabilidade, ruptura da camada superficial e deslizamento linear. Deslizamentos circulares não são tratados neste trabalho porque exigem o desenvolvimento de esquemas numéricos mais elaborados que os utilizados no presente trabalho. Desenvolvimentos futuros do programa podem considerar outros tipos de deslizamentos.

Primeiro, toma-se a Equação 3.17 de F , como expressa por (DE BLASIO, 2011)[1]. Nesta equação, F é uma função do déficit de saturação do solo, $D = Z_w/Z_s$.

$$F = \frac{F_{res}}{F_{=}} = \frac{tg(\phi)}{tg(\beta)} \left[\frac{\Delta\rho_s}{\rho_s} + \frac{\rho_w Z_w}{\rho_s Z_s} \right] + \frac{1}{\rho_s g \sin\beta \cos\beta} \left[\frac{C}{Z_s} + \frac{C_T}{L_b} \right] \quad (3.17)$$

sendo:

- F : o fator de segurança, adimensional;

- F_{res} : a força de resistência à ruptura da camada superficial, em (N);
- $F_{=}$: a componente da força resultante peso paralela à encosta, em (N);
- ϕ : a inclinação para superação da força de atrito, em (rad);
- $\beta = \theta$: a inclinação da encosta, em (rad);
- ρ_s : a densidade do solo, em ($kg\ m^{-3}$);
- ρ_w : a densidade da água líquida, igual a 1000 ($kg\ m^{-3}$);
- z_w : a coordenada z do lençol freático, em (m), medida para baixo a partir da superfície ($z = 0$), sendo portanto de valor negativo, em (m);
- z : a coordenada z da camada superficial de solo, incluindo a zona não-saturada (superior) e a zona saturada do aquífero (inferior), medida para baixo a partir da superfície ($Z = 0$). Portanto, de valor negativo, em (m);
- g : a aceleração da gravidade, 9,83 ($m\ s^{-1}$);
- C : a coesão do solo, uma tensão negativa associada a ligação eletrostática das partículas do solo, obtida em função da umidade do solo, e associada à espessura do solo observada sobre a encosta, em (Pa);
- C_T : variação da pressão de coesão associada à presença de raízes da vegetação ou à sobrecarga de construções sobre a encosta, em (Pa);
- L_b : o comprimento ao longo da encosta (i.e., ao longo do gradiente), com possibilidade de ruptura, rastejamento ou deslizamento.
- $\Delta\rho = \rho_s - \rho_w$: a diferença entre as densidades do solo (seco) e da água, em ($kg\ m^{-3}$).

Na equação seguinte, considera-se o caso $F = 1$, para obter-se a seguinte expressão de $D = Z_w/Z_s$,

$$\frac{Z_w}{Z_s} = \left(\frac{\rho_w}{\rho_s}\right) \left(\frac{tg(\beta)}{tg(\phi)}\right) \left[1 - \frac{1}{\rho_s g \sin\beta \cos\beta} \left(\frac{C}{Z_s} + \frac{C_T}{L_b}\right)\right] - \frac{\rho_s \Delta\rho}{\rho_w \rho_s} \quad (3.18)$$

A seguir, uma vez obtido D , considera-se equação do distribuidor hidrológico TOPMODEL, para obter-se a distribuição do déficit de saturação para todo os elementos de área do domínio espacial. Isto é,

$$(D - D_m) = -m(\gamma - \gamma_m) \quad (3.19)$$

na qual,

- D : o déficit de saturação real $D = f(x, y, t)$, adimensional;
- D_m : o deficit de saturação mediano no domínio da bacia, $D_m = f(t)$, adimensional. Em geral, D_m pode ser obtido pela evolução temporal da umidade do solo de um modelo tipo coluna (não-distribuído), representativo das condições medianas da bacia;

- γ : o índice topográfico de Kirkby, expresso por $\gamma = f(x, y) = \ln\left(\frac{a \cdot j}{\Lambda}\right)$, adimensional, conforme discutido por Beven et al. (BEVEN, 2004)[67], sendo a : a área a montante da drenagem por unidade de largura da faixa de drenagem, em (m) , j : a precipitação atmosférica efetiva por unidade de largura da faixa de drenagem, em (s^{-1}) , e $\Lambda = tg(\beta)$: a inclinação da encosta;
- γ o índice topográfico de Kirkby mediano, γ_m invariante, adimensional (BEVEN, 2004)[67];
- m o parâmetro adimensional do modelo TOPMODEL, estimado aqui como $m \approx 0,11$.

A condição de precipitação associada à ruptura da camada superficial pode ser obtida tomando-se a equação do distribuidor hidrológico TOPMODEL para o déficit de saturação (D). É importante assinalar que a diferença de altura de água no solo necessária para saturação de cada camada superficial pode ser então avaliada considerando-se a distribuição de $D = f(x, y)$, obtida pelo distribuidor TOPMODEL e a relação do fator de segurança unitário, ($F = 1$).

Assim procedendo, a equação do distribuidor hidrológico do TOPMODEL pode ser reescrita para a taxa de precipitação necessária à suprir a deficiência hídrica da camada superficial do solo até a saturação. Tendo como resultado:

$$j = j_m \exp \left[-\frac{1}{m} \left(\frac{Z_w}{Z_s} - \frac{1}{2} \right) \right] \quad (3.20)$$

na qual,

- j_m : a mediana da precipitação na bacia hidrográfica, aproximadamente igual à precipitação média anual, expressa em $(m^3 m^{-2} s^{-1})$. Para o Rio de Janeiro sobre o qual o acumulado anual é da ordem de 1000 $(mm \text{ ano}^{-1})$, tem-se $j_m \approx \frac{3}{24} \times 2.7778 \times 10^{-7}$; e
- $\frac{1}{2}$: a fração indicando as condições medianas de umidade do solo ao longo da bacia hidrográfica. Isto é, condição esta em que metade dos pontos apresenta umidade do solo superior a 50% e a outra metade apresenta umidade inferior.

A comparação das formas das equações referentes ao índice de precipitação crítica (TOPOG) e da precipitação crítica em si (TOPMODEL) permite relacioná-las.

Note que o índice de precipitação crítica não se refere ao anti-logarítmico do índice topográfico de Kirkby. Portanto, não se referem diretamente ao valor dimensional da precipitação.

Já na equação da precipitação crítica TOPMODEL, esta é apresentada de forma dimensional, ou seja, em unidades físicas, como por exemplo, em unidades de $(m^3 m^{-2} s^{-1}) = (m s^{-1})$. Por esta razão, acredita-se a expressão em termo de unidade física da precipitação seja vantajosa em aplicações que auxiliem mais diretamente ao previsor hidrometeorologista, que a forma adimensional do índice de precipitação crítica. Do ponto de vista acadêmico, a diferença pode ser formal, separadas por um logaritmo, mas do ponto de vista prático, a diferença pode ser importante, dada a necessidade de pronta resposta do previsor a partir das informações disponíveis do programa auxiliar de análise de risco.

3.9 Variáveis da estabilidade da camada superficial

A seguir apresenta-se a descrição das equações das variáveis associadas à estabilidade da camada superficial da encosta. No modelo, a inter-relação destas variáveis é usada para fazer o acoplamento dos modelos de distribuição hidrológica e de risco de instabilização da encosta.

No Anexo, apresentam-se detalhes da instalação do programa numérico utilizado neste trabalho.

A umidade do solo, ou seja, a altura de água na camada superficial do solo, é utilizada como variável de inter-relação, desde que a coesão do solo é uma função inversamente proporcional ao conteúdo de água no solo.

Em geral, um maior conteúdo de água no solo implica em diminuição da pressão de coesão das partículas de solo. A consequência final da redução da coesão do solo é o aumento da probabilidade de deslizamento. A distribuição da umidade do solo provém do modelo TOPMODEL cuja forçante é a precipitação atmosférica.

A umidade do solo é reavaliada a cada passo de tempo da integração temporal do modelo proposto. Conseqüentemente, o risco de deslizamento pode ser estimado a cada passo de tempo, o que ocorre simultaneamente a evolução temporal da forçante atmosférica (precipitação) e da evolução temporal da umidade do solo. O solo funciona como um reservatório onde os fluxos de entrada e saída e o próprio conteúdo interno podem no modelo variar no tempo e espaço, de acordo com o modelo distribuidor TOPMODEL e o modelo de coluna de solo mediano empregado.

Para inicialização do modelo indica-se (no arquivo namelist) os valores do coeficiente de atrito e da profundidade máxima da camada superficial do solo.

O coeficiente de atrito (μ) desempenha um papel importante para a estabilidade de uma camada superficial do solo. Quanto maior o coeficiente de atrito maior será a resistência oposta à ruptura e deslocamento da camada encosta abaixo. Pode-se mostrar que coeficiente de atrito é dado pela tangente do ângulo de atrito ϕ . Isto é,

$$\mu = \tan(\phi) \quad (3.21)$$

com valor típico no intervalo $[0; 1]$. O ângulo de atrito (ϕ), medido em (rad), correspondente à inclinação do terreno necessária para uma ruptura e rastejamento da camada superficial do solo, é obtido no modelo a partir do coeficiente de atrito, dado como parâmetro de entrada.

Neste trabalho, as simulações foram realizadas com coeficiente de atrito unitário, i.e., $\mu = 1$, que correspondente a um ângulo de atrito de 45 graus.

A profundidade da camada superficial do solo (Δz_s), em (m), também é considerada um parâmetro do modelo de risco. Nas simulações considerou-se uma profundidade de solo de 5 m para a camada de solo sujeita a ruptura e deslizamento. Coelho Netto *et al.* (2007)[43] mostraram que a profundidade típica da camada de solo sobre base rochosa (granítica), associada às cicatrizes de deslizamento nas encostas do Maciço da Tijuca no município do Rio de Janeiro-RJ é de 3 m.

No modelo de risco de deslizamento Δz_s representa a espessura da camada superficial do solo sujeita a ruptura.

A coesão do solo (C_s) pode ser obtida em função dos parâmetros geométricos da encosta, das propriedades físicas e da umidade do solo, sendo esta última, uma função da taxa de precipitação e das próprias condições prévias de umidade do solo.

Para obter-se a coesão do solo, primeiro, calculam-se as seguintes variáveis auxiliares:

γ_c , que é o peso da camada de solo normalizado pela espessura do solo (Δz_s), estimado em unidade de área dividido por escala de espessura, resultando na unidade ($kg\ s^{-1}$) ou ($Pa\ m^{-1}$). γ_c é equivalente ao peso da camada por unidade de volume, em unidades de ($N\ m^{-3}$) = ($Pa\ m^{-2}$), ou seja, é igual a pressão de uma unidade de profundidade (i.e., 1 m) da camada de solo superficial. Assim, sua estimativa é dada em função da densidade do solo úmido (ρ_{sw}) e da aceleração da gravidade (g). Isto é,

$$\gamma_c = \frac{z_{sw} g \rho_{sw}}{z_{sw}} = g \rho_{sw} \quad (3.22)$$

onde

- ρ_{sw} é a densidade do solo úmido, em unidades de ($kg\ m^{-3}$);
- z_{sw} é a espessura da camada de solo úmido, em (m) e
- $g = 9,83$ é a aceleração da gravidade, em ($m^2\ s^{-1}$).

Note-se que a densidade do solo úmido depende da quantidade de água no solo e da porosidade do solo. Para calcular esta densidade, primeiro, calcula-se a razão de ponderação auxiliar (α_w),

$$\alpha_w = \eta \frac{w_s}{z_s} \quad (3.23)$$

onde η é a porosidade do solo (*adimensional*) e w_s é a altura da coluna de água no solo, em (m). Consequentemente, a densidade do solo úmido pode ser obtida como

$$\rho_{sw} = \alpha_w \rho_w + \rho_s \quad (3.24)$$

por ponderação, sendo ρ_s a densidade do solo seco (parâmetro de entrada), em ($kg\ m^{-3}$).

A declinação do terreno θ , em (*rad*), é obtida a partir das componentes do vetor gradiente topográfico (i.e., usando o teorema de Pitágoras). Isto é,

$$\tan(\theta) = \nabla z_g = \sqrt{\left(\frac{\delta z_g}{\delta x}\right)^2 + \left(\frac{\delta z_g}{\delta y}\right)^2} \quad (3.25)$$

O ângulo de declividade (θ), em (*rad*), é obtido com a função inversa arco tangente,

$$\theta = atan(\theta) \quad (3.26)$$

No modelo utilizado neste trabalho, a coesão do solo (C_s) varia em função do grau de umidificação do solo, que por sua vez é função da precipitação e infiltração. Portanto,

$$C_s(x, y) = \gamma_c \Delta z_{sw} [1 + \sin(\theta) \cos(\theta)] [1 - \cos(|\theta - \phi|)] \quad (3.27)$$

Isto permite avaliar o papel do umedecimento do solo a medida em que os eventos de precipitação e evapotranspiração modificam a umidade do solo, e conseqüente a coesão interna das partículas do solo. Solos saturados de água podem atingir o estado de solifluxão, quando este passa a apresentar-se como uma substância fluida de alta viscosidade, com capacidade de movimentação.

Para que o efeito de umedecimento do solo seja refletido nas tensões normais e cisalhantes da camada superior do solo, considera-se o valor efetivo do peso normalizado da camada de solo (γ_{eff} , ou seja,

$$\gamma_{eff} = \frac{C_s(x, y)}{\Delta z_s * (1 + \sin \theta \cos \theta) [1 - \cos |\theta - \phi|]} \quad (3.28)$$

Os tensores tensão normal e tangencial são recalculados para o solo úmido, pelas seguintes expressões,

$$\begin{aligned} \sigma(x, y) &= (\gamma_{eff} \Delta z_s) \cos \theta \cos \theta \\ \tau(x, y) &= (\gamma_{eff} \Delta z_s) \sin \theta \cos \theta \end{aligned} \quad (3.29)$$

A força de resistência (F_r), em (N), pode ser obtida a partir das tensões normal e de cisalhamento. Segundo De Blasio (2011)[1] escreve-se

$$R_r(x, y) = (\Delta z_s b_s) (\sigma(x, y) \tan + C_s(x, y)) \quad (3.30)$$

onde b_s é a largura da faixa de drenagem, em (m).

A profundidade da camada em ruptura (Δz_{swr}) é também estimada em função da umidade do solo,

$$\Delta z_{swr} = \Delta z_s \times w_s(x, y) \quad (3.31)$$

Isto indica a possibilidade de deslizamento de solos mais profundos a medida que a camada superficial de solo torna-se mais úmida e se aproxima da condição de saturação.

A equação do fator de segurança é expressa por

$$F(x, y) = \alpha_0 \alpha_1 + \alpha_2 \quad (3.32)$$

onde

$$\alpha_0 = \frac{(\rho_s - \rho_w)}{\rho_s} + \frac{(\rho_w \Delta w)}{\rho_s \Delta z_{ws}} \quad (3.33)$$

$$\alpha_1 = \frac{\tan \phi}{\tan \theta + 0,1} \quad (3.34)$$

$$\alpha_2 = \frac{C_s}{\Delta_{swr} \rho_w g} \quad (3.35)$$

Para condições de saturação da camada de solo considera-se $\alpha_0 = 1$.

Seguindo as ideias de De Blasio (2011)[1], Karam (2016: comunicação pessoal) mostrou que é possível estimar a variação do déficit de saturação necessária para atingir a condição de ruptura da camada superficial (ΔD_{rup}). Esta condição pode ser expressa como segue,

$$\Delta D_{rup} = \frac{1}{1 - (\beta_1 \beta_2 \beta_3 - \beta_4)} \quad (3.36)$$

onde:

$$\beta_1 = \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (3.37)$$

$$\beta_2 = \frac{\tan \theta}{\tan \phi} \quad (3.38)$$

$$\beta_3 = \left(\frac{C_s}{\gamma_c} \right) \left(\frac{1}{\Delta z_s / b_s} \right) \left(\frac{1}{\sin \theta \cos \theta} \right) \quad (3.39)$$

$$\beta_4 = \left(\frac{\rho_s}{\rho_w} \right) \left(\frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_s} \right) \quad (3.40)$$

O valor do déficit de saturação crítico para ruptura (D_c) pode ser obtido como

$$D_c = \frac{(1 - \xi_3)}{R_{scale}} \quad (3.41)$$

sendo $R_{scale} = \frac{\nabla z}{\Delta x \Delta y}$ e

$$\xi_1 = \frac{\tan \theta}{\tan \phi} * \frac{\rho_w}{\rho_s} \quad (3.42)$$

$$\xi_2 = 1 - \frac{1}{\rho_s g (\sin \theta \cos \theta)} C_s \frac{1}{\Delta z_s} \quad (3.43)$$

$$\xi_3 = \frac{\rho_s}{\rho_w} \frac{\Delta \rho_s}{\rho_s} \quad (3.44)$$

onde $\Delta \rho_s = \rho_w \frac{(z_w \eta)}{\Delta z_s}$.

$$D_c = 1 - \xi_1 \xi_2 + \xi_3 \quad (3.45)$$

A taxa de precipitação (R_c) necessária à condição de ruptura, chamada precipitação crítica, pode ser expressa pela seguinte equação,

$$R_c = R_{scale} \exp \left(\frac{m}{D_c} \right) \quad (3.46)$$

Finalmente, a probabilidade do risco de deslizamento pode ser obtida com um modelo fda logístico, como segue,

$$Prob(x, y) = 1 - \frac{1}{1 + \exp(-\delta_R)} \quad (3.47)$$

sendo $\delta_R = \frac{R_c - R_{obs}}{\sigma_R}$ a variável de risco normalizada, $\sigma_R \approx 40 \times 2,7778 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ a escala para a variável de risco δ_R obtida da diferença de R_c e R_{obs} , em (m s^{-1}) . O fator $2,7778 \times 10^{-7}$ é utilizado para conversão das taxas de precipitação da unidade convencional (mm h^{-1}) para a unidade no Sistema Internacional, (m s^{-1}) .

Aplicação do TOPMODEL

A versão do modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9] utilizada neste trabalho foi codificada por Karam (2014)[68], usando a linguagem de programação fortran-90 (*gfortran*) em ambiente linux (*ubuntu*).

O DEM para a área de interesse foi reformatado para leitura pelo programa, usando a extensão (*grd*), sem modificação da resolução original de 90 m.

O presente código poderá servir de base ao desenvolvimento de uma nova versão, com capacidade de assimilação dos campos bidimensionais da precipitação, oriunda de diferentes fontes (i.e., radar, satélite, mesonet de estações de superfície etc).

O objetivo da pesquisa é abordar de forma avaliativa o potencial de risco de deslizamentos considerando a ocorrência de precipitações acima de limiares críticos. Deste modo, poder colaborar com evidências técnico-científica úteis à mitigação de desastres associados à deslizamentos de encostas.

Na versão original, os dados de entrada do TOPMODEL são constituídos por um arquivo com as séries temporais da precipitação e evapotranspiração, arquivos digitais da topografia e índice topográfico para área de interesse.

Normalmente, a distribuição do índice topográfico precisa ser calculado em uma etapa anterior à própria utilização do modelo distribuidor TOPMODEL. O índice topográfico no presente trabalho foi calculado pelo programa *shadows_hidro* (KARAM, 2014)[68], com abordagem lagrangiana e dados topográficos SRTM/NASA.

Em geral, na ausência de medições diretas das variáveis de solo, aplica-se um modelo numérico de coluna de solo, para o fornecimento das variáveis requeridas ao modelo distribuidor TOPMODEL.

Evapotranspiração

No modelo utilizado neste trabalho, a evapotranspiração potencial foi obtida usando o método de combinação de Penman, obtido a partir da combinação do método do balanço de energia de Bowen e do método aerodinâmico, resultando em uma estimativa precisa da evapotranspiração para condições de ausência de estresse hídrico, o que considera-se válido durante e algumas horas após os períodos de precipitação, quando o solo está reabastecido e o estresse hídrico é nulo ou mínimo (OKE, 1987[89]; KARAM e PEREIRA FILHO, 2006[90]).

3.10 Estrutura do modelo combinado

A figura 3.4 descreve o modelo digital do terreno onde ocorre através do acoplamento do modelo de distribuição do déficit de saturação do solo e o modelo de estabilidade da camada superficial do solo.

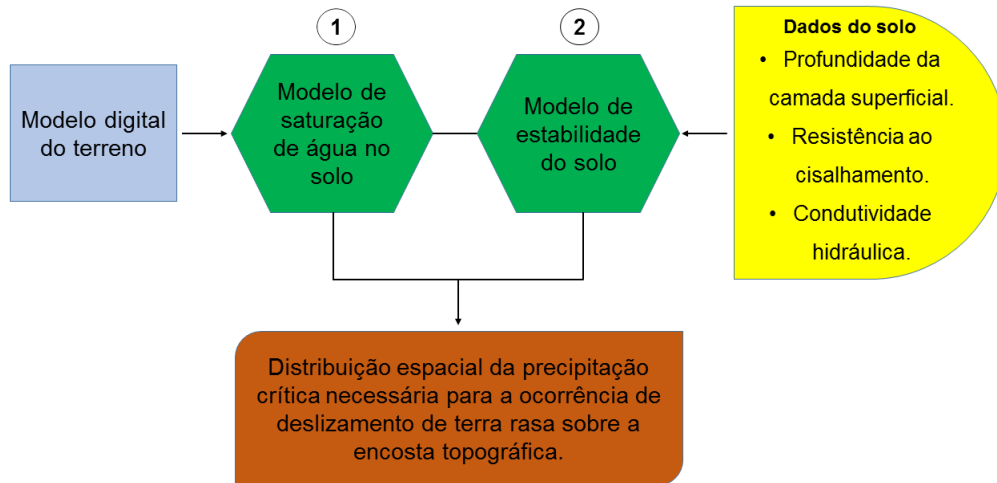


Figura 3.4: Modelo hidrológico e geotécnico combinados no modelo de risco de deslizamento.

A figura 3.5 mostra que a intersecção entre os valores da precipitação observada $Q_{obs}(x, y, t)$ e as isolinhas do modelo de distribuição da precipitação crítica $Q_{critica}(x, y)$ permite a delimitação do polígono de risco de deslizamento. Dentro da área circunscrita pelo polígono de risco verifica-se a condição da precipitação observada ser maior que o limiar crítico, resultando em risco de deslizamento. O grau do risco depende do modelo de probabilidade associado, e.g., a um modelo logístico.

3.11 Verificação do desempenho do modelo

Para avaliação do desempenho do modelo utiliza-se uma tabela de contingência 2×2 (WILKS, 2011)[3].

Uma função indicadora inteira (I_{sim}) (0 ou 1) foi aplicada para separação dos eventos simulados, (I_{sim}) em 2 classes de eventos: eventos de alto risco ($I_{sim} = 1$) e eventos de baixo risco ($I_{sim} = 0$). Os eventos de baixo risco são muito mais numerosos que os eventos de alto risco. Por este motivo, a função indicadora assume o valor de 1 somente quando a probabilidade de deslizamento (simulada) apresenta valores superiores à 0,75 (75%) em pelo menos um ponto do domínio espacial, a cada passo de tempo.

Por outro lado a função indicadora inteira de deslizamento observado assume valor um sempre que existe uma notificação de deslizamento no registro do sistema de monitoramento Alerta Rio da Fundação Geo Rio. Isto permite a construção de uma série temporal da função indicadora inteira (0 ou 1) dos deslizamentos observados, a priori, para toda a série temporal

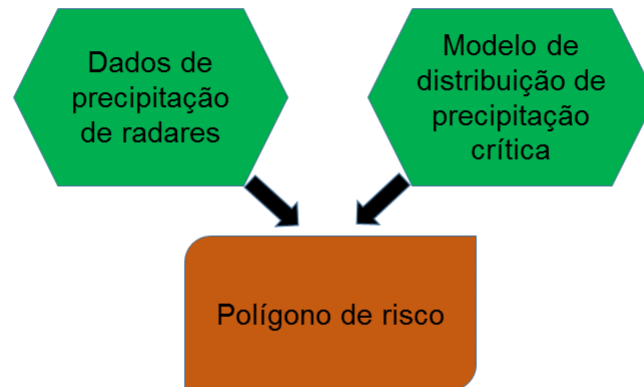


Figura 3.5: Diagrama simplificado do fluxo de informações em um sistema operacional para obtenção de polígonos de risco de deslizamento.

utilizada (i.e., correspondente ao período 2010-2011).

A estrutura da tabela de contingência é mostrada na tabela 3.2.

Tabela 3.2: Tabela de contingência (WILKS, 2011)[3].

Evento previsto	Evento observado		
	Sim	Não	Total
Sim	a	b	a+b
Não	c	d	c+d
Total	a+c	b+d	a+b+c+d=N

sendo:

- a : frequência absoluta de acertos (ie, ocorrência em que o modelo previu evento observado);
- b : frequência absoluta de falsos alarmes (ie, ocorrência em que o modelo previu evento não observado);
- c : frequência absoluta de falhas (ie, ocorrência em que o modelo não previu evento observado);
- d : frequência absoluta de acertos opostos (ie., ocorrência em que o modelo previu evento não observado);

A cada passo de tempo com precipitação aciona-se as funções indicadoras para fazer a contagem das classes a, b, c e d da tabela de contingência, como indicado pelas relações condicionais a seguir:

- Se $I_{obs} = 1$ e $I_{sim} = 1$, então o contador de acertos é incrementado de uma unidade, ie, $a = a + 1$;
- Se $I_{obs} = 0$ e $I_{sim} = 1$, então o contador de falso alarme é incrementado de uma unidade, ie, $b = b + 1$;
- Se $I_{obs} = 1$ e $I_{sim} = 0$, então o contador de erros é incrementado de uma unidade, ie, $c = c + 1$;
- Se $I_{obs} = 0$ e $I_{sim} = 0$, então o contador de acertos negativos é incrementado de uma unidade, ie, $d = d + 1$.

A relação de consistência ($N = a + b + c + d$) facilita a contagem dos acertos negativos (d), uma vez que $d = N - (a + b + c)$.

A partir da contagem parcial e total da tabela de contingência é possível estimar-se diferentes estatísticas para avaliação do grau de acerto do modelo. Estas estatísticas podem ser inferidas das contagens da tabela de contingência. Isto não somente permite avaliar o desempenho do modelo como também a ter uma medida objetiva para avaliação de possíveis melhorias.

Os índices estatísticos utilizados para avaliar os resultados quanto a acurácia, habilidade e discriminação são indicados abaixo:

- Probabilidade de detecção (probability of detection) (POD) [0 : 1]

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (3.48)$$

- Probabilidade dos falsos alarmes (false alarm ratio) (FAR) [0 : 1]

$$FAR = \frac{b}{a + b} \quad (3.49)$$

- Razão do erro sistemático (Bias factor) ($BIAS_r$) [0 : 1]

$$BIAS_r = \frac{a + b}{a + c} \quad (3.50)$$

- Acertividade (threat score) (TS) [0 : 1], usada para verificar a habilidade do modelo para prever casos raros pode é dada por

$$TS = \frac{a}{a + b + c} \quad (3.51)$$

Para casos não raros reescreve-se TS como $TS = a/a + b + c + d$

- Acertividade equitável (equitable threat score) (*ETS*) [$\infty : 1$]

$$ETS = \frac{a - a_r}{a + b + c - a_r} \quad (3.52)$$

onde a_r é o sucesso ao azar (randomic success) obtido de $a_r = (a + b)(a + c)N^{-1}$ para o intervalo $[0 : 1]$.

- Estatística sobre a função de prevalência (statistic on prevalence function) (KAPPA). A função estatística KAPPA é pode ser interpretada em função de 3 parâmetros: prevalência do evento (a), sensibilidade (b) e especificidade em relação ao tipo de evento (c). Constitui a habilidade em ser melhor que a aleatoriedade.

$$KAPPA = (POD - a_r)/(1 - a_r) \quad (3.53)$$

3.12 Definição de risco natural

Definição de risco geotécnico

Do ponto de vista geotécnico, o risco pode ser definido como um processo avaliado pelos valores de perdas e custos, decorrentes de acontecimentos indesejáveis caracterizados por probabilidade de ocorrência e factores intervenientes e condicionantes. Tais factores podem ser classificados como: factores exógenos e factores endógenos.

Os factores exógenos são externos ameaça, solicitação e exigência e constituem o perigo. Já os factores endógenos são internos associados à susceptibilidade, resistência e capacidade e constituem a vulnerabilidade.

A conjugação de factores exógenos e endógenos conduz a ruptura estrutural e suas consequências, se houver. Existem outras definições para os riscos geotécnicos, definindo riscos potencial, efectivo, acidental e excepcional. Bandeira *et al.* (2009)[91] exemplifica as etapas da análise de risco geotécnico.

Em geral, a análise de risco geotécnico deve considerar:

- Identificação dos eventos
- Análise dos mecanismos associados aos eventos
- Respostas e consequências: estimativa da extensão, amplitude e probabilidade da ocorrência de perdas
- Avaliação do risco: cumprimento dos critérios de aceitação do risco
- Redução ou mitigação do risco: estudo de medidas (estruturais ou não estruturais, medidas preventivas, educacionais e organizacionais) de redução do risco a limites aceitáveis (auditoria do risco)
- Gestão do risco: análise custo-benefício das medidas de redução do risco.

Definição de risco financeiro

Do ponto de vista financeiro, catástrofe é o nome dado a uma modalidade de seguro de alto valor ou resseguro. Diferentes modelos de risco tem sido desenvolvidos (e.g., STRASSBURGER, 2007)[92].

Definição de risco neste trabalho

Neste trabalho, o risco é entendido de um ponto de vista probabilístico, para o qual é possível fazer previsão de sua distribuição temporal e espacial, a partir do conhecimento físico dos processos atmosféricos e hidrológicos da camada superficial do solo sob terrenos complexos.

3.13 Etapas do trabalho

1. Revisão bibliográfica e metodológica;
2. Treinamento no uso do modelo numérico usando teste com topografia gaussiana (*benchmark*);
3. Preparação e formatação de dados meteorológicos e de notificação de deslizamentos para entrada no modelo numérico;
4. Realização de simulações de curto e longo período;
5. Discussão de resultados gráficos e análise estatística comparativa;
6. Redação do dissertação e apresentação oral de resultados

Capítulo 4

Resultados

Neste capítulo, apresentam-se e discutem-se os resultados obtidos utilizando-se topografias idealizada (i.e., morro gaussiano) e realística (i.e., modelo de elevação digital SRTM da NASA) e precipitação simulada representada por uma função gaussiana variável apenas no tempo e também a série de precipitação observada pelo Sistema Alerta Rio da Fundação GeoRio.

A verificação dos resultados é obtida a partir da construção de tabelas de contingência 2x2, considerando-se funções indiciais (0 ou 1) para observações e também para o modelamento. A partir dos valores compilados na tabela de contingência foram obtidos índices estatísticos de verificação da modelagem (POD, FAR, ETS e BIAS).

A função indicial da observação (0 ou 1) para ocorrência de deslizamento assume o valor 1 quando houve notificação de deslizamento (pela Fundação GeoRio) e zero, caso contrário. A função indicial do modelo (assume 0 ou 1), 1 quando a probabilidade de deslizamento modelada é maior que 70% e 0 caso contrário.

4.1 Teste do modelo de risco com topografia idealizada

A seguir, apresentam-se os resultados obtidos da aplicação do modelo de risco. Diferentes variáveis associadas ao risco são mostradas. A fig. 4.1 apresenta a topografia da superfície idealizada de um morro gaussiano utilizado na etapa de teste do modelo para condições estacionárias sem chuva. Esta topografia corresponde a uma função contínua e suave (i.e., a uma função exponencial). Estas características fazem da superfície gaussiana muito útil para a realização de testes das rotinas do modelo, por exemplo, para testar a metodologia lagrangiana usada na obtenção do índice topográfico, como proposta por Karam (2014)[68].

A topografia do teste apresenta uma pequena elevação no canto superior direito (i.e., à nordeste) na forma de um pequeno morro que é utilizada apenas para verificar a orientação das feições do terreno na grade computacional durante a etapa de depuração do código numérico.

4.1.1 Inclinação topográfica

Guidicini e Nieble (1984)[93] afirmam que a velocidade do escoamento superficial e sub-superficial depende de três fatores: 1) inclinação da superfície, 2) condições iniciais do movimento (ruptura e inércia) e 3) da rugosidade superficial do terreno. A distribuição espacial

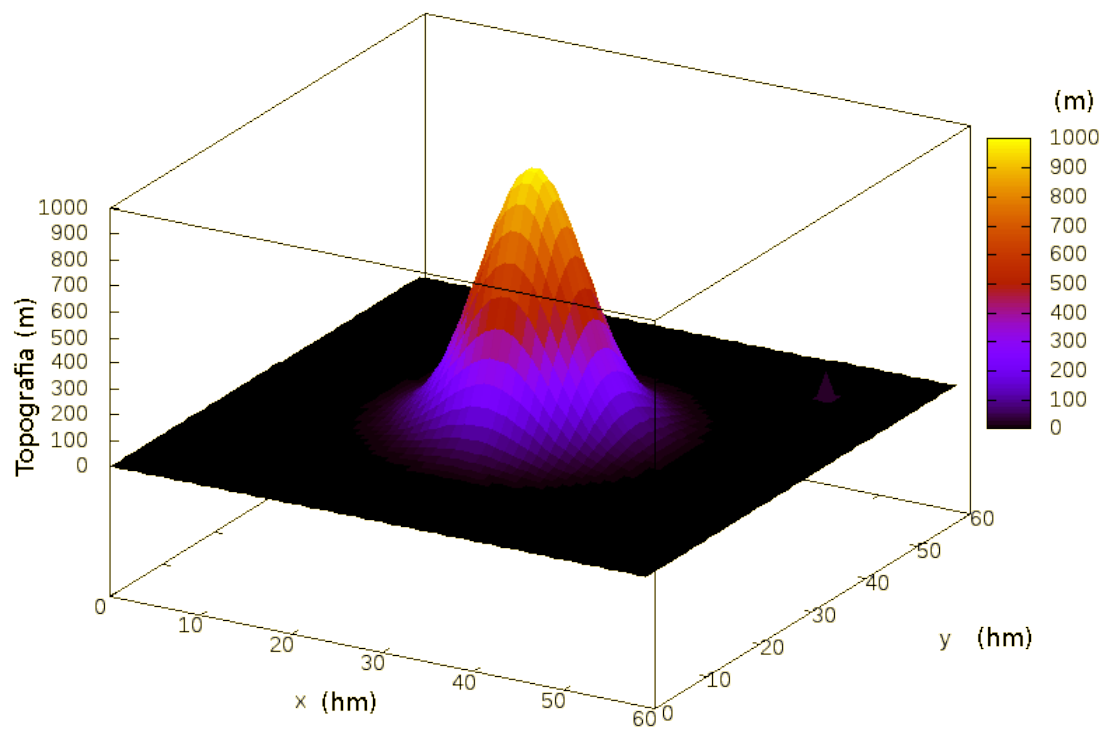


Figura 4.1: *Topografia (m) de um morro gaussiano utilizada no teste da simulação. As coordenadas x e y são apresentadas em hectometros (hm). A área total do domínio é de $60 \times 60 = 3600 \text{ km}^2$.*

do peso da camada superficial ao longo da declividade também contribui para a estabilidade (FERNANDES et al., 2001)[51]. Por exemplo, um corte vertical de talude aumenta o risco potencial de deslizamento morro abaixo.

A figura 4.2 mostra a inclinação (rad) da topografia em teste (fig. 4.1). A inclinação aumenta a partir da base do morro, alcançando o valor máximo em um ponto da encosta, para diminuir a zero no topo. Na análise da estabilidade do talude a inclinação é comparada ao coeficiente de atrito (i.e, à tangente do ângulo de atrito), que depende das condições de umidade, composição, porosidade, tipo do solo e presença de raízes.

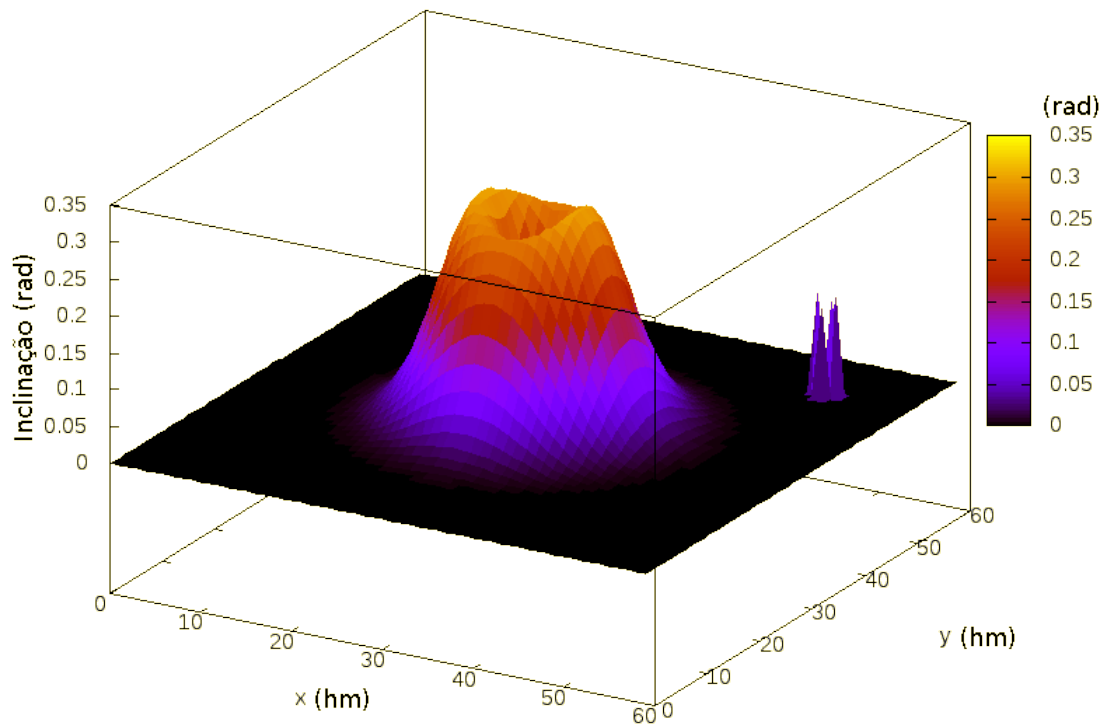


Figura 4.2: Distribuição do gradiente da topografia do teste.

4.1.2 Área contribuidora a montante do ponto

A área contribuidora a montante de cada ponto da topografia do teste é apresentada na fig. 4.3. A área total normal da superfície é igual a $36 \times 10^8 m^2$. Portanto, a área contribuidora em cada ponto é uma fração da área total, sendo maior para os pontos de planície ao redor do morro. As áreas contribuidoras mínima e máxima são $4 \times 10^7 m^2$ e $1,2 \times 10^8 m^2$, respectivamente, aumentando do topo para a base do morro.

A área contribuidora foi obtida a partir das trajetórias de partículas lançadas a partir de cada ponto de grade de discretização, definidas por movimento ascendente e velocidades proporcionais ao gradiente do índice topográfico.

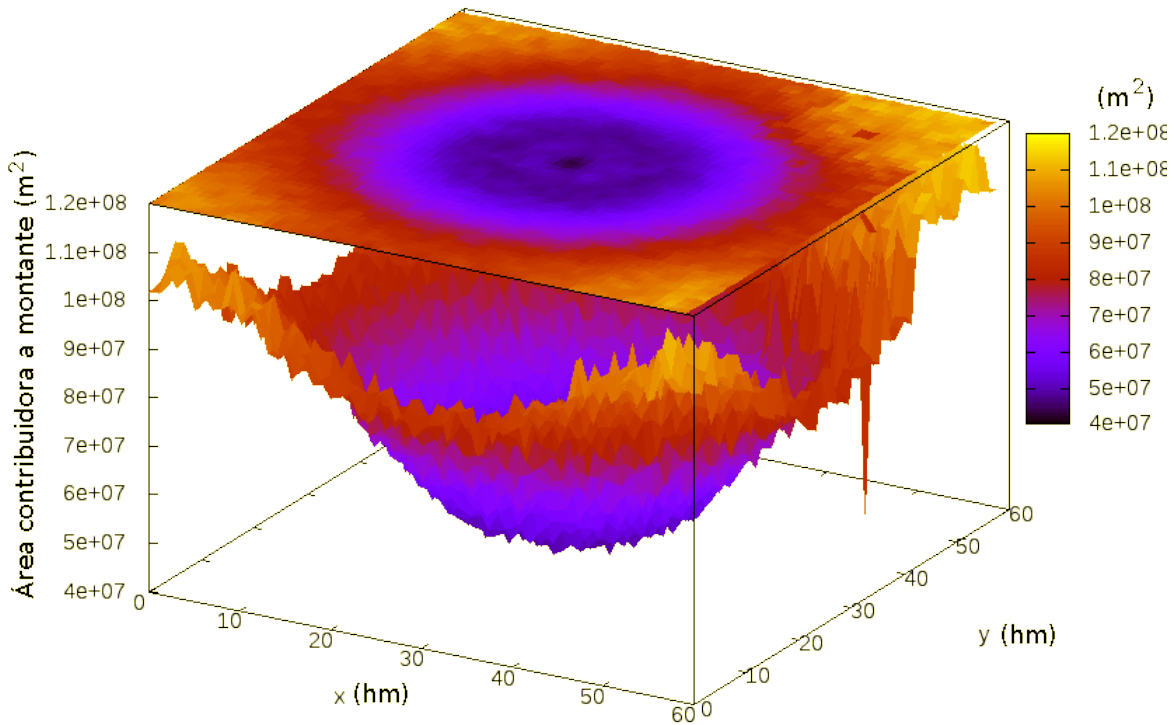


Figura 4.3: Distribuição da área contribuidora (m^2) a montante de cada ponto da topografia do teste representada na fig. 4.1.

4.1.3 Índice topográfico

O índice topográfico de Kirkby (BEVEN e KIRKBY, 1979)[9] ou, como também é conhecido, índice de convergência topográfica (ALVES, 2008)[94] permite caracterizar zonas do terreno que apresentam similaridade hidrológica, i.e., que apresentam um mesmo déficit hídrico na camada superficial do solo, para a hipótese de precipitações uniformes na bacia hidrográfica. Schuler *et al.* (2000)[95] também conceitualizam o índice topográfico em relação à capacidade dos pontos da bacia hidrográfica em alcançar o estado de saturação.

O carácter semi-distribuído do TOPMODEL é dado pelo modelo de distribuição hidrológica do déficit de saturação do solo estabelecido a partir da própria distribuição do índice topográfico de Kirkby (BEVEN, 2004)[67].

A fig. 4.4 mostra o índice topográfico obtido para a topografia do teste, utilizando o método lagrangiano de dispersão de partícula (KARAM, 2014)[68]. Destaca-se que a suavidade da distribuição do índice topográfico, obtido do logaritmo neperiano da divisão da área contribuidora à montante pela inclinação topográfica. Isto é realmente notável, considerando a rugosidade de pequena escala espacial presente no campo da área contribuidora (fig. 4.3).

Em geral, o índice topográfico é inversamente proporcional à altitude do terreno, apresentando valores baixos nos cumes de morros e valores altos nas baixadas, vales e planícies. Para a topografia do teste correspondente a um morro que se eleva 1000 m sobre a planície, o

índice variou entre 15 e 40. Já para bacias hidrográficas que apresentam pequenas diferenças topográficas, por exemplo, de 100 a 200 m, as variações do índice topográfico de Kirkby são menores.

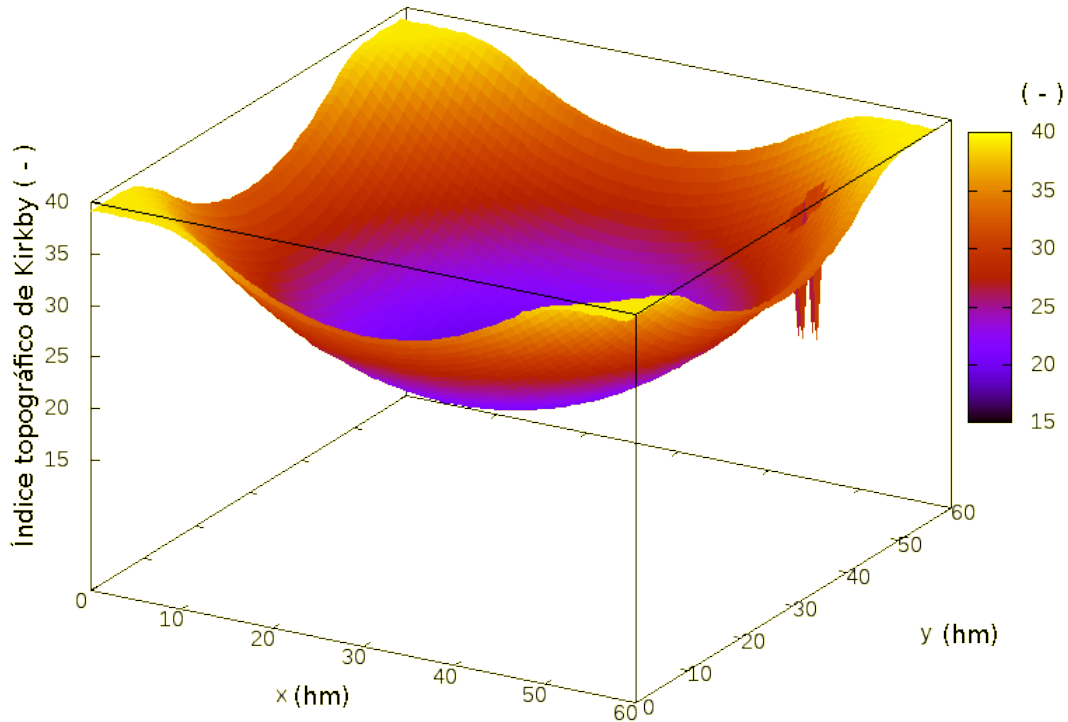


Figura 4.4: Índice topográfico de Kirkby, $\gamma = \ln(a/\Lambda)$ (adimensional), sendo a a área contribuidora a montante de cada ponto e Λ a inclinação local (adimensional). A distribuição mostrada corresponde à topografia do teste (fig. 4.1).

4.1.4 Fração volumétrica de umidade do solo

A dinâmica da umidade do solo está associada à precipitação atmosférica, à evapotranspiração, à infiltração e ao escoamento sub-superficial. definem as condições do balanço de água superficial. As condições necessárias à ocorrência de deslizamentos de encosta são definidas pelo balanço de água da camada superficial do solo da encosta. Por exemplo, a precipitação atmosférica produz alterações da coesão e resistência do solo. Por isto, é muito importante o entendimento da dinâmica temporal dos termos do balanço de água do solo, para a definição de um modelo dinâmico de risco de deslizamentos.

Em geral, a fração volumétrica de água do solo (w_g) apresenta valores entre 0,08 e 0,45, para diferentes tipos de solo. Já a fração volumétrica relativa de umidade do solo obtida do quociente entre a fração volumétrica de umidade real e o valor máximo varia entre 0,00 e 1,00.

A umidade do solo é condicionante do processo de deslizamento de encostas porque altera a consistência e coesão do solo. Segundo Lepsch (2002)[96], a consistência do solo é

um atributo que ocorre por atuação das forças de adesão e coesão entre as partículas que o constituem. A coesão varia em função do grau de umidade do solo. Portanto, quando o teor de umidade no solo aumenta, as forças de coesão entre as partículas diminuem. Isto pode levar a ruptura da camada superficial seguida por deslizamento.

Um fenômeno associado à instabilidade da encosta é a progressiva redução da infiltração (com perda da capacidade de sucção) devido ao avanço da frente de infiltração no solo, acompanhada de redução da coesão e formação de fendas superficiais, mesmo antes do solo atingir a saturação (FREDLUND, 1987)[97].

A fig. 4.5 apresenta a distribuição espacial da fração volumétrica relativa de água, para a topografia gaussiana do teste. A área que apresenta valores negativos indica excesso de água (sobre a superfície) em relação ao valor de saturação dos solo. A distribuição resultante de w_g depende da condição mediana do déficit de saturação do solo (\bar{D}), que é um parâmetro de entrada do modelo de risco, considerado igual a 0,50 para condições sem estresse hídrico e menor que 0,50 para períodos de estiagem. O estresse hídrico (da vegetação) ocorre em meses de estiagem ou seca, quando a precipitação atmosférica acumulada no período é insuficiente para compensar a perda de água da superfície por evapotranspiração. Para a obtenção da distribuição do valor relativo de w_g , apresentada na fig. 4.5, considerou-se um déficit mediano de 50%.

4.1.5 Coesão do solo em unidades de tensão resistiva (Pa)

A coesão do solo é definida pela resistência ao cisalhamento de um solo quando não há nenhuma pressão externa sobre ele. A coesão ou tensão resistiva do solo associada a ligação eletrostática entre as partículas componentes do solo (i.e., a tensão associada a manutenção do solo junto). A coesão e o atrito são dois fatores independentes que contribuem para a estabilidade do talude. O aumento da umidade diminui a coesão do solo. A coesão, associada à topografia e solo seco (i.e., não saturado) da etapa de teste, é mostrada na fig. 4.6.

4.1.6 Precipitação crítica para atingir condição de ruptura

A taxa de precipitação crítica é limiar de chuva necessário para atingir a instabilização da camada superficial de solo, quando a tensão devido ao peso da camada torna-se igual à tensão de resistência à ruptura.

De acordo com Lumb (1975)[98], Brand *et al.* (1984)[99] a precipitação acumulada não é associada à ocorrência de deslizamentos, os autores consideram o máximo temporal de chuva, medida com frequência horária. Brand *et al.* (1984)[99] destacam o que a associação entre os eventos de precipitação e deslizamento pode ser estabelecida quando medições pluviométricas confiáveis são disponíveis, na forma de:

- dados de chuva de curta duração e grande intensidade;
- dados de chuva antecedente, correspondentes à poucos dias de acúmulo, que podem ser significativas para ocorrências de deslizamentos secundários (i.e., provocados por chuvas não necessariamente intensas persistentes ou intensas de de curto período);

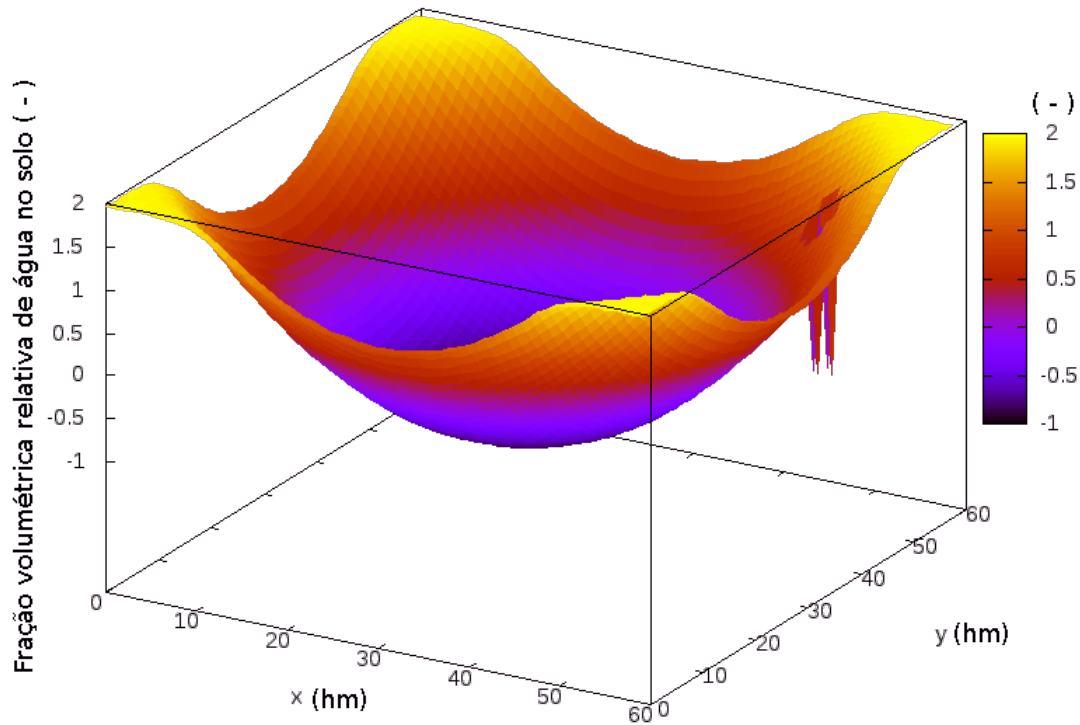


Figura 4.5: Fração volumétrica relativa de água no solo $(w_g)_{rel}$. Valores maiores que um indicam excedente de água sobre a superfície de solo saturado, enquanto valores negativos indicam solo muito seco. $(w_g)_{rel}$ foi obtido função da distribuição do déficit de saturação da camada superficial de solo, $D(x,y)$, que por sua vez, é obtida a partir da distribuição do índice topográfico, $\gamma(x,y)$.

- se a intensidade pluviométrica atingir uma taxa de precipitação de valor 70 mm h^{-1} , o que indica condições desencadeadora de deslizamentos;
- se nas 24h antecedentes ao evento houver indicação de risco de deslizamento;
- se forem atingidos limiares de risco para precipitações acumuladas de 24h, que implica: (a) risco secundário, atingida taxa de precipitação de 100 mm dia^{-1} e (b) risco principal, atingida taxa de precipitação de 270 mm dia^{-1} . Esses valores podem ser considerados marginalmente baixos para a área da cidade do Rio de Janeiro.

A Figura 4.7 mostra a distribuição da precipitação crítica para atingir condição de ruptura, em (mm h^{-1}) , para a topografia do teste.

4.1.7 Fator de risco de deslizamento

Como definido por De Blasio (2011)[1], o fator de risco é a razão da tensão de resistência pela tensão normal. Valores maiores que a unidade indicam estabilidade, enquanto, valores menores que a unidade indicam instabilidade (i.e., potencial de ruptura).

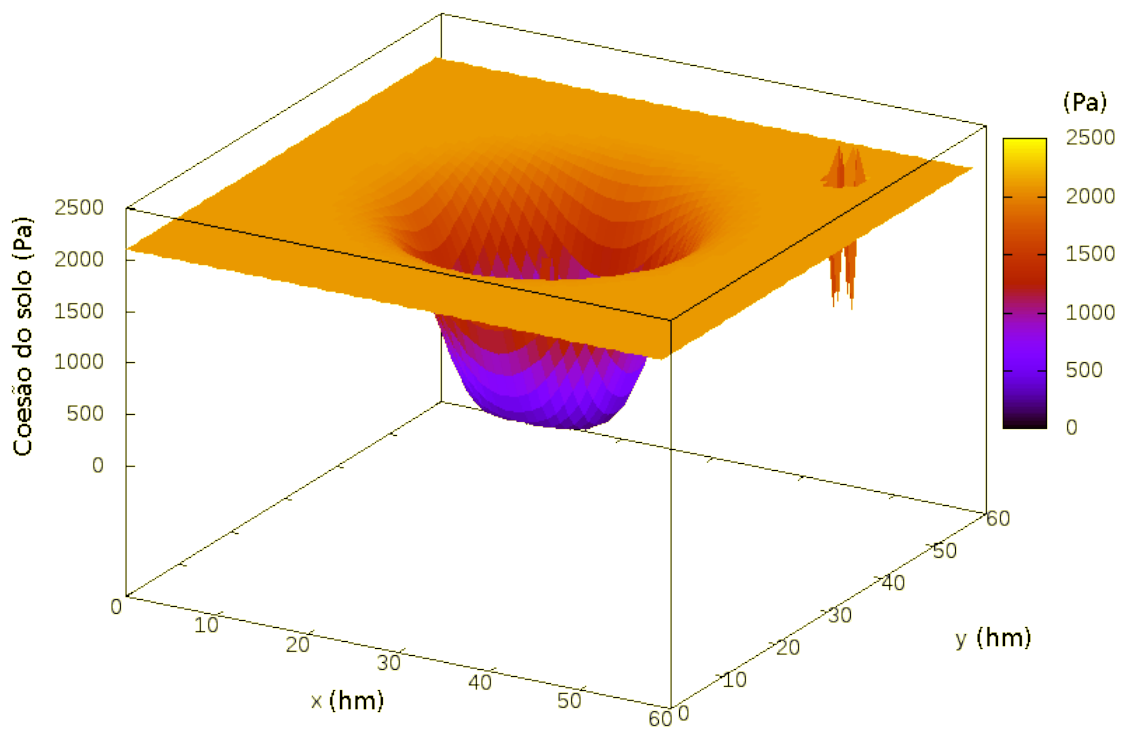


Figura 4.6: *Coesão do solo expresso em unidades de tensão resistiva (Pa).*

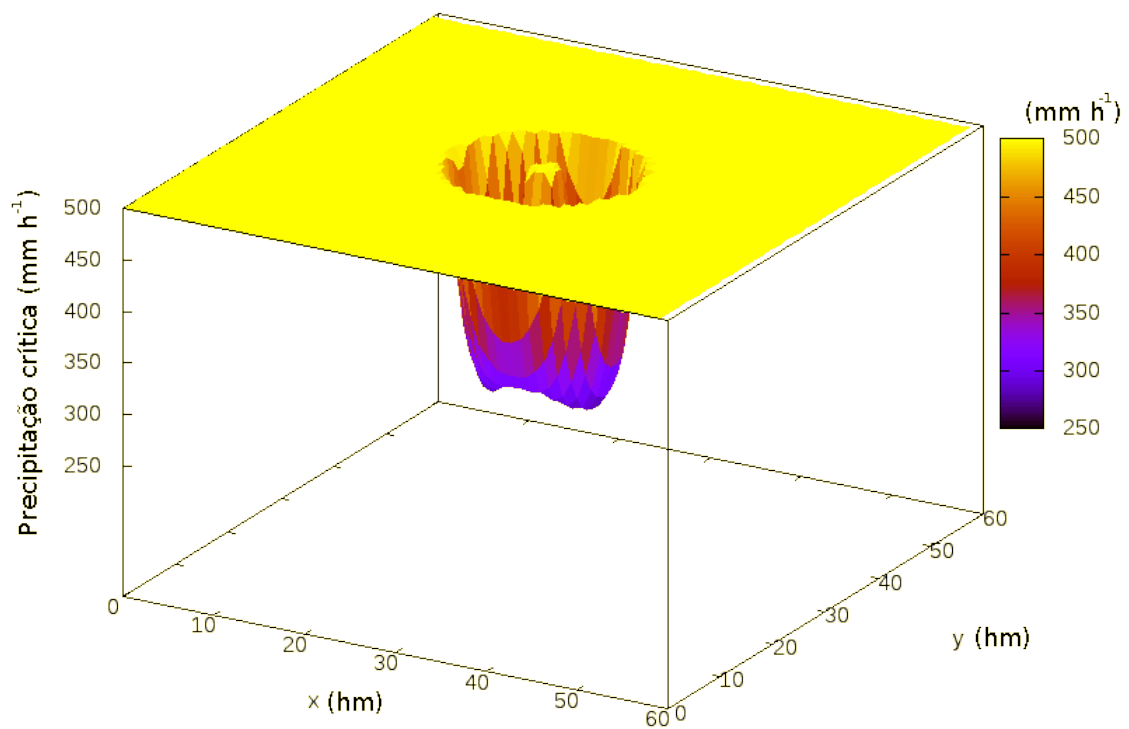


Figura 4.7: Precipitação crítica, em (mm h⁻¹), para atingir condição de ruptura da camada superficial de solo.

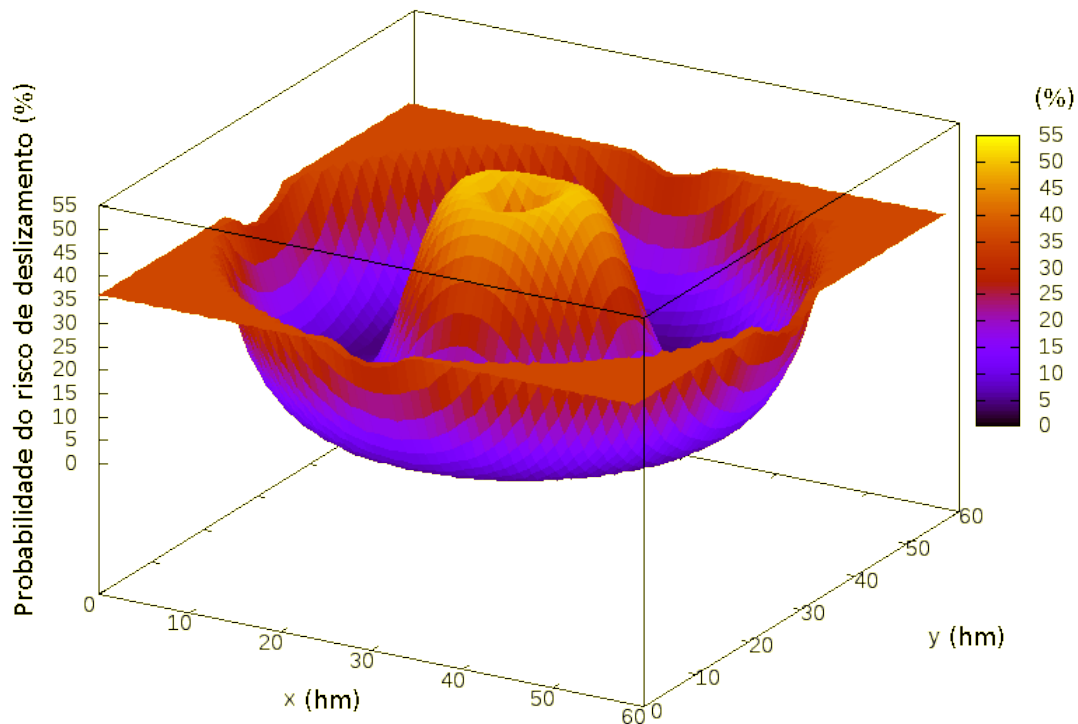


Figura 4.8: Probabilidade de deslizamento (potencial), entre 0 e 1, obtida com a metodologia deste trabalho, para a topografia de teste (i.e., morro gaussiano) considerando solo úmido e ausência de precipitação.

4.1.8 Probabilidade de deslizamento

Um modelo de distribuição da probabilidade logístico (fda) (sigmoidal) foi utilizado considerando a variável precipitação crítica como critério para definir o quantil de 50% de probabilidade de risco.

Silva (2015)[100] destaca a importância da intensidade da precipitação, o qual denomina fator preparatório ao evento de deslizamento, associada à predominância de taludes de corte. Por outro lado, Jones (1973)[101] caracterizou a importância da pressão dinâmica, exercida pelo impacto de gotas grandes de uma chuva intensa, como estopim da ruptura necessária ao movimento da massa e deslizamento.

A 4.8 mostra a probabilidade do risco de deslizamento obtido da probabilidade do risco logístico associada ao fator de risco de De Blasio (2011)[1].

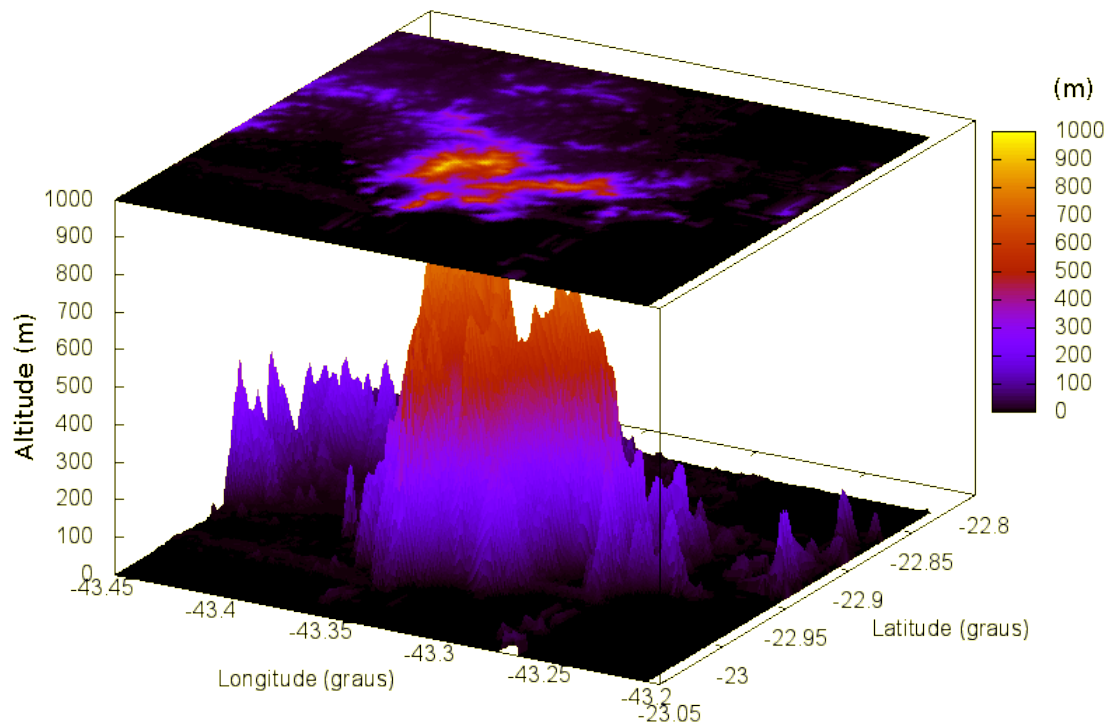


Figura 4.9: Altitude topográfica (m) da área de interesse, onde se localiza o maciço da Tijuca, mostrada com resolução nominal de 90 m. Fonte do modelo de elevação digital: SRTM/NASA.

4.2 Risco de deslizamento para topografia do maciço da Tijuca (condições estacionárias)

O modelo de risco de deslizamento também é aplicado à topografia correspondente ao maciço da Tijuca localizado na RMRJ (Fig. 4.9). A declividade (i.e., módulo do gradiente da topografia) é apresentada na Figura 4.10. Nestes gráficos, as coordenadas espaciais x e y estão em unidades de (10 km).

A distribuição espacial da probabilidade de risco de deslizamento, obtida para a condição mediana anual da fração volumétrica de água na camada superficial do solo, na ausência de precipitação, é mostrada na figura 4.11. Analisando a distribuição no domínio espacial de $35 \times 30 \text{ km}^2$ para a resolução utilizada de 90 m, fica evidente a existência de variações locais e estruturais, associadas as maiores declividades e ao longo de encostas dos morros escarpados.

4.3 Avaliação do risco de deslizamento para precipitação idealizada

Nesta seção, apresentam-se resultados obtidos por modelagem para:

- condições medianas de umidade do solo (modelo 1D);

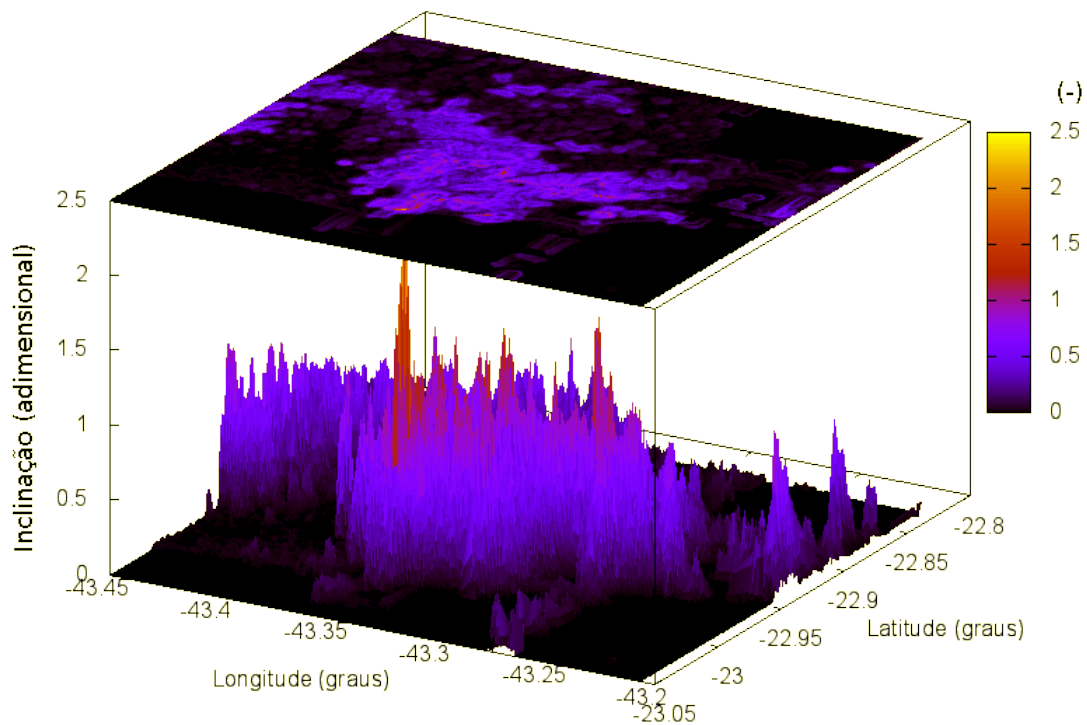


Figura 4.10: Distribuição da declividade (módulo do gradiente topográfico), adimensional, na área de interesse, com destaque para a declividade das encostas do maciço da Tijuca, com resolução nominal de 90 m, correspondente à topografia da Fig. 4.9.

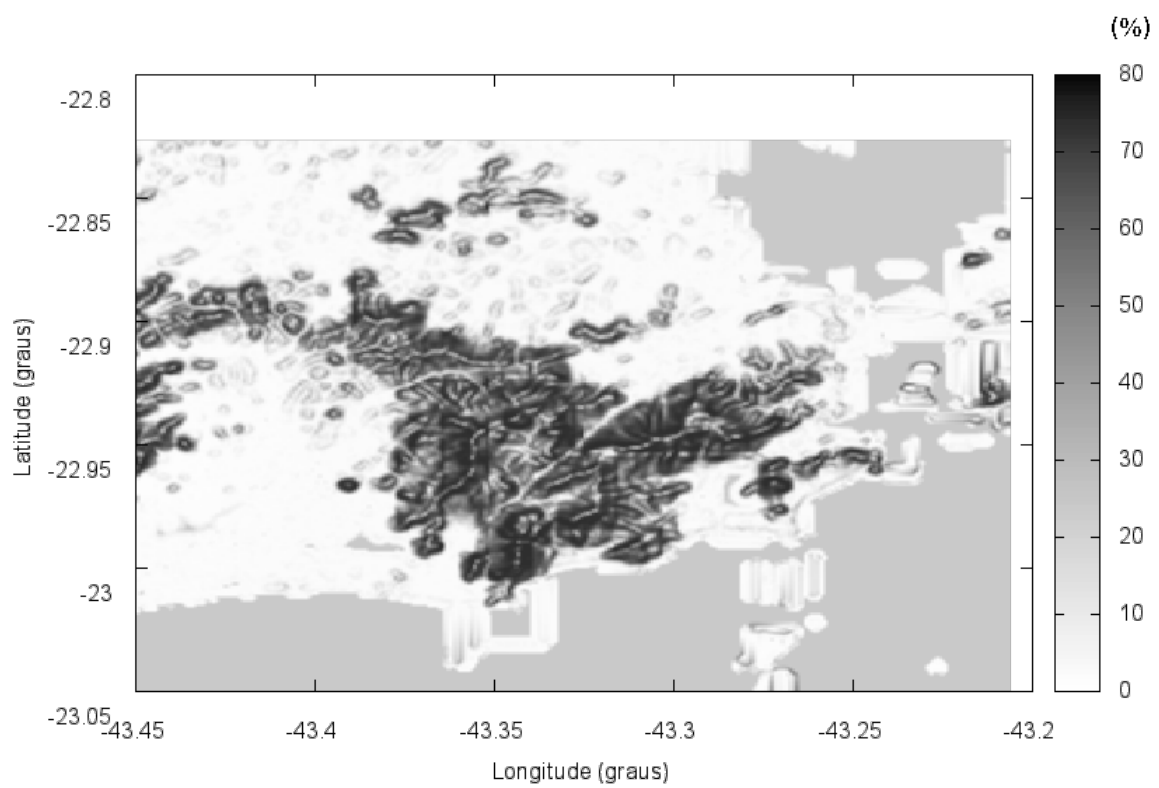


Figura 4.11: Distribuição espacial da probabilidade do risco de deslizamento, entre 0 e 1, obtida com a metodologia deste trabalho para a topografia da área de interesse, incluindo o maciço da Tijuca, obtida para condições medianas da fração volumétrica de água na camada superior do solo e ausência de precipitação.

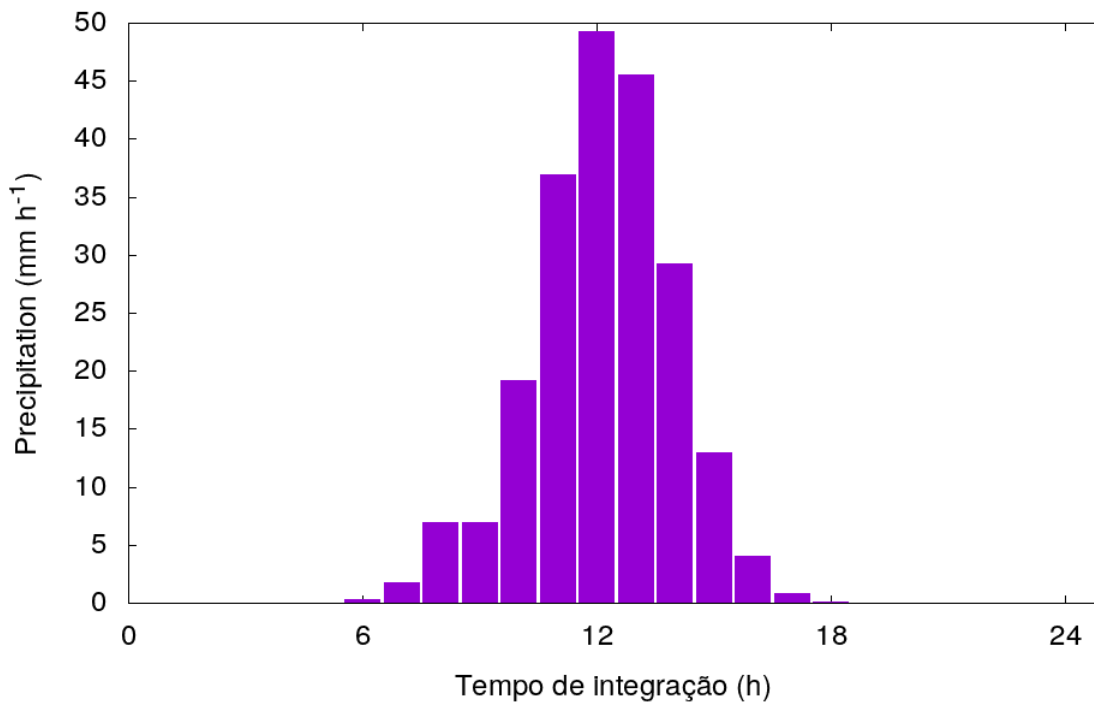


Figura 4.12: Evolução temporal da taxa de precipitação simulada utilizada no teste numérico do modelo de coluna de solo 1D.

- risco de deslizamento para precipitação simulada por uma função gaussiana (EXP-01)
- risco de deslizamento para precipitação medida (março de 2010) (EXP-02)
- risco de deslizamento para precipitação medida (período: 2010-2011) (EXP-03)

4.3.1 Condições medianas de umidade do solo (modelo 1D)

A Fig. 4.12 mostra a evolução temporal da taxa de precipitação para ensaio numérico idealizado. O gráfico correspondente em escala logarítmica (Fig. 4.13) destaca as taxas de precipitação de menor magnitude.

A evolução da vazão estimada por canal induzida pela precipitação idealizada, simulada no período de 24h, pode ser observada na Fig. 4.14. A vazão de base corresponde ao resultado de escoamento de dois reservatórios lineares em série, conforme indicado na metodologia. O mesmo gráfico em escala logarítmica é mostrado na Fig. 4.15. Note-se o domínio do escoamento superficial (*runoff*) em relação ao escoamento de base, devido ao fato de ser grande a proporção impermeabilizada da superfície urbana, o que implica em maior escoamento superficial.

O aquífero ou reservatório profundo do solo responde à intensa precipitação de 50 mm h^{-1} simulada (Fig. 4.16). O resultado é um aumento da espessura do aquífero, que varia em vários metros, porque a porosidade do solo é pequena na simulação, de 8%, o que faz que a o volume de água tem a sua distribuição verticalmente.

A variação temporal da espessura total da água no solo correspondente, incluindo o reservatório da camada superior do solo pode ser vista na Fig. 4.17.

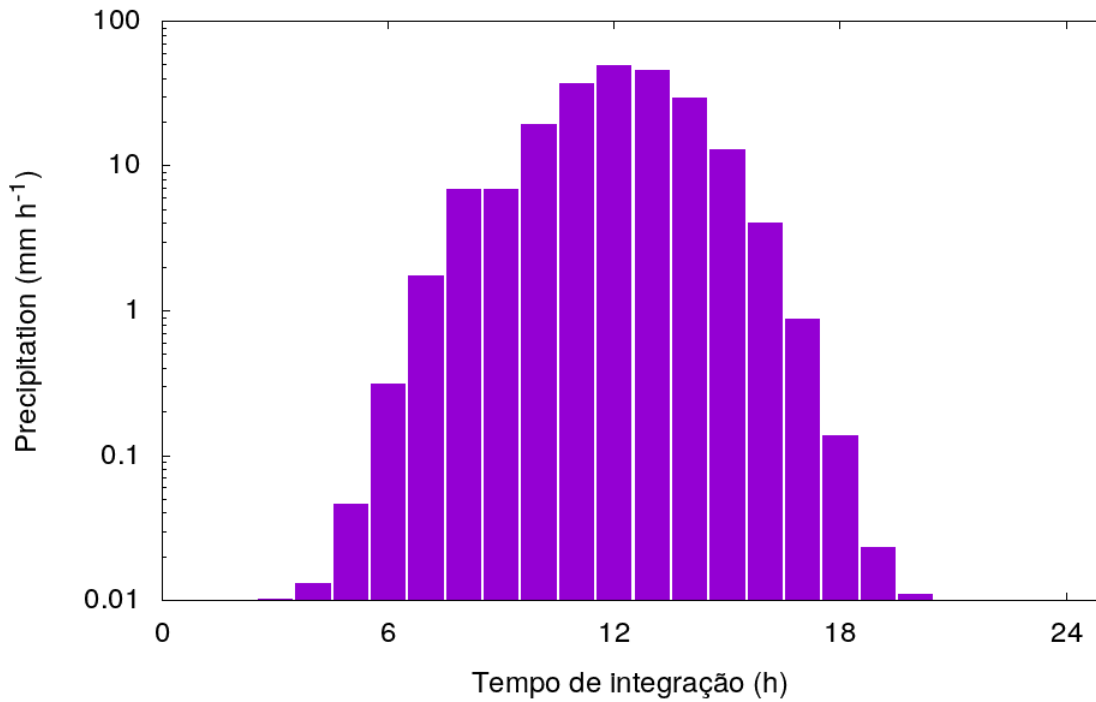


Figura 4.13: Idem Fig. 4.12 em escala logarítmica.

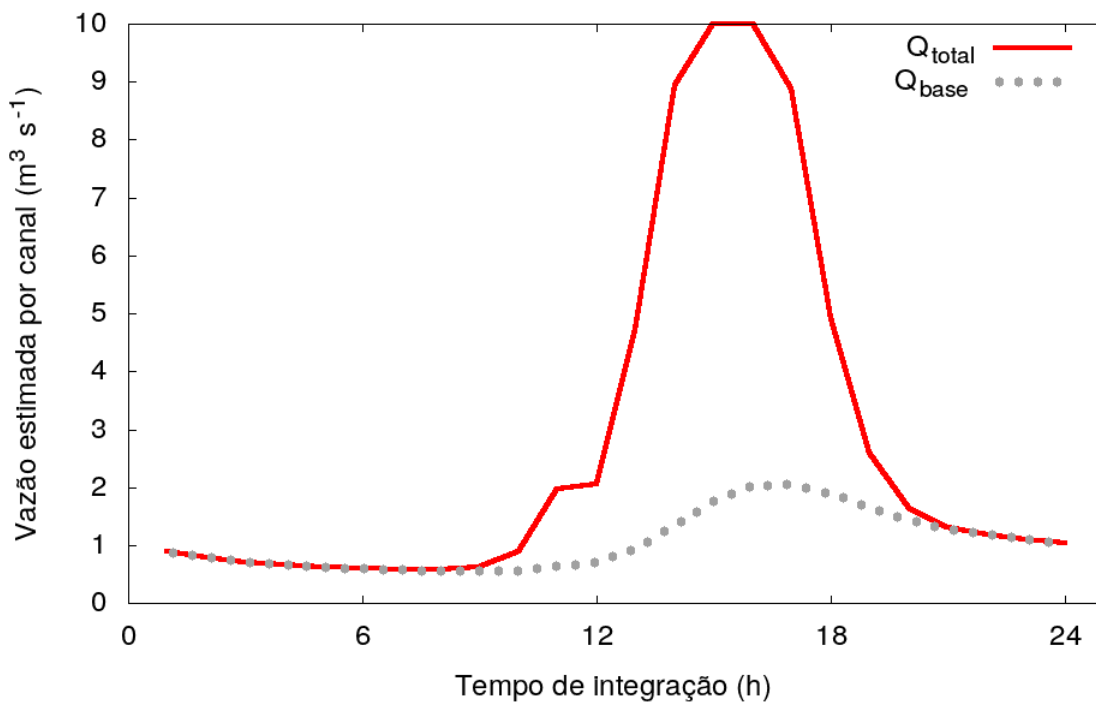


Figura 4.14: Evolução temporal da vazão estimada por canal (considerando 91 rios), para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).

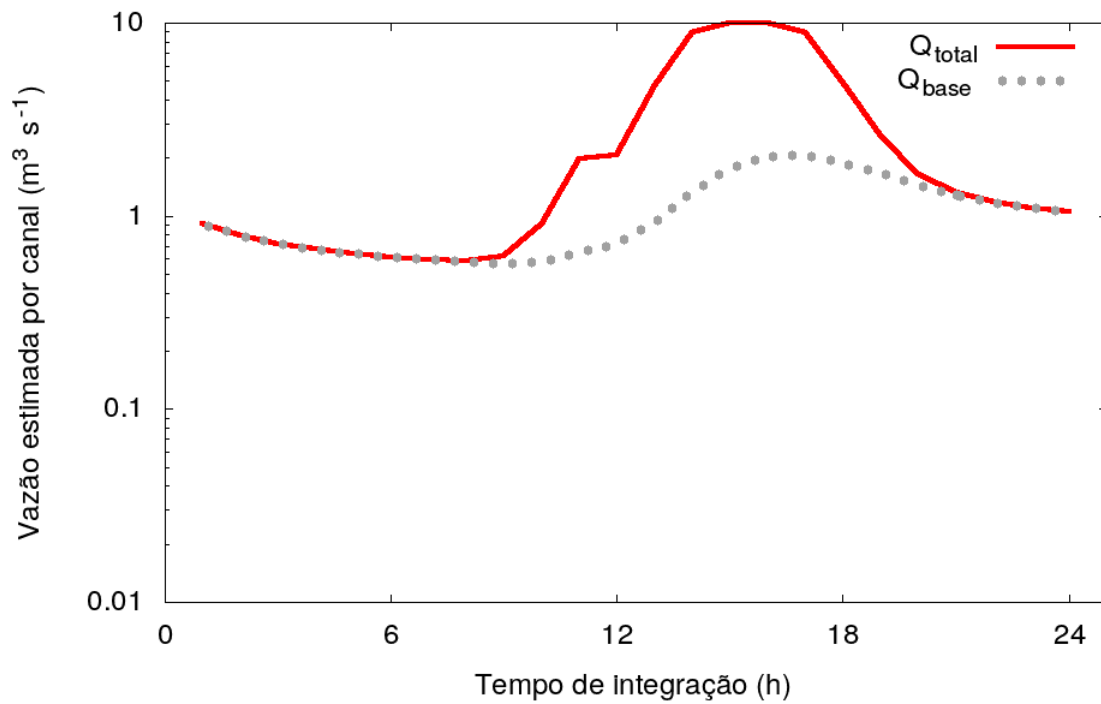


Figura 4.15: Idem Fig. 4.14 mas para escala log.

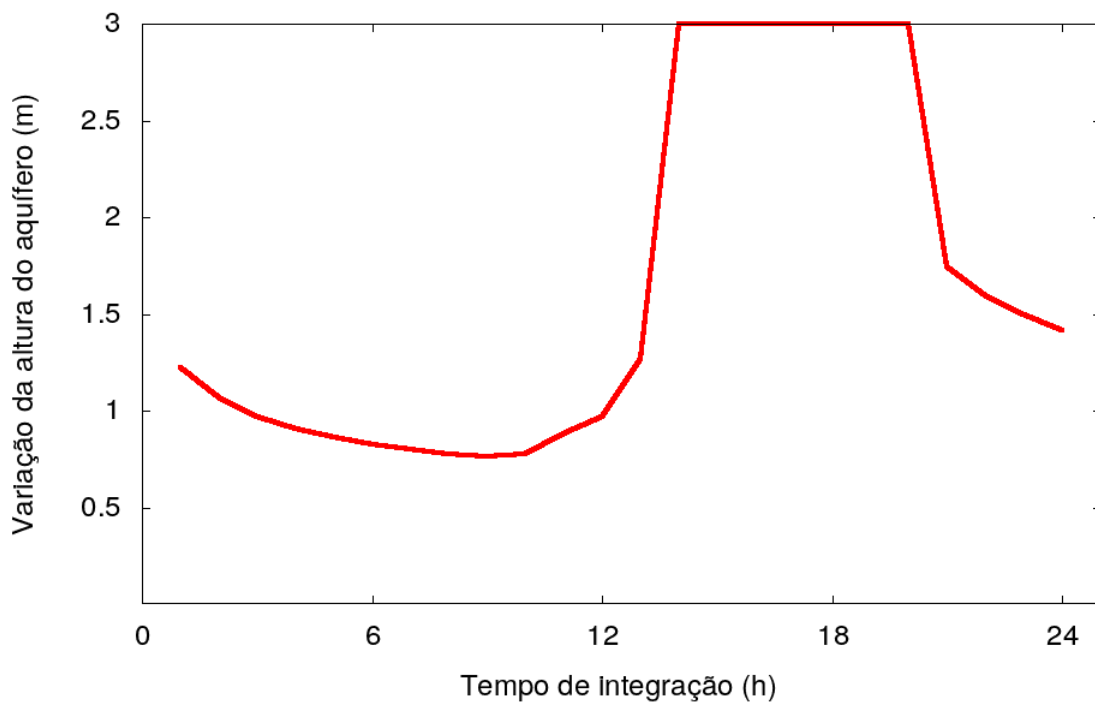


Figura 4.16: Evolução temporal da variação da espessura de água no solo acima do aquífero, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).

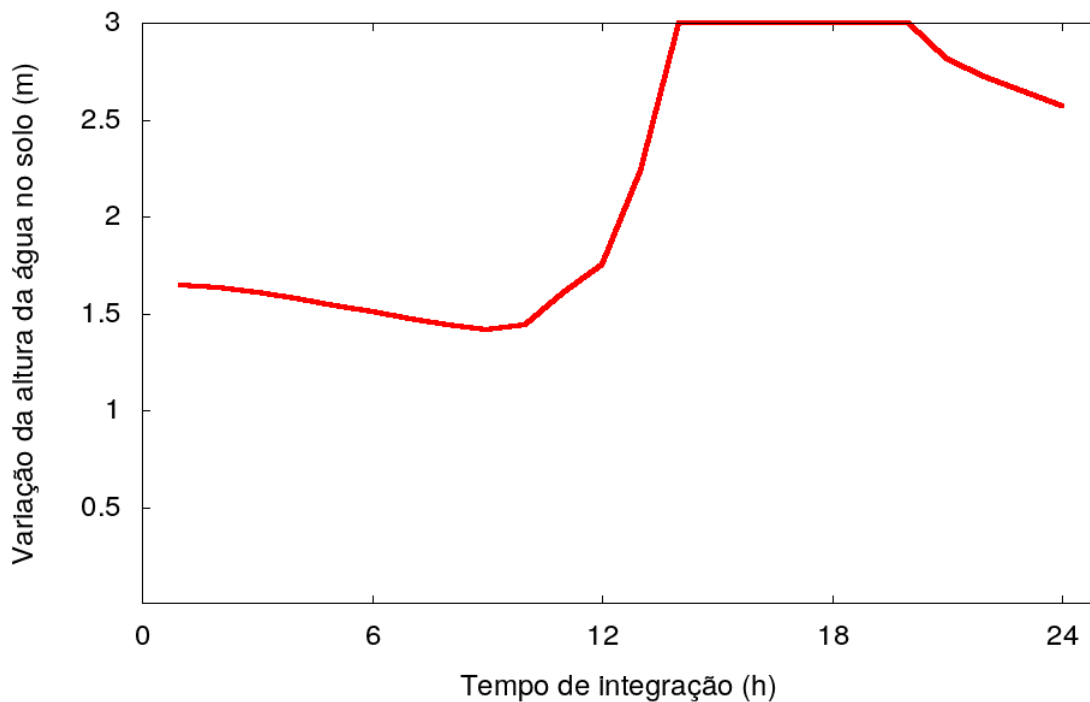


Figura 4.17: *Evolução temporal da espessura total da camada de água no solo acima do aquífero, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).*

O aumento da quantidade de água total do solo implica em uma redução correspondente na profundidade em que se alcança o lençol freático (Fig. 4.18).

O efeito global na coluna de solo é a redução do déficit de saturação da camada de solo durante e seguindo o período de precipitação (Fig. 4.19). A redução do déficit corresponde a um aumento proporcional ao umedecimento do solo (Fig. 4.20).

4.3.2 Avaliação do risco de deslizamento para precipitação idealizada gaussiana

Nesta seção apresenta-se os resultados obtidos utilizando topografia digital com resolução de 90 m para um evento simulado de precipitação convectiva, com variação gaussiana centrado ao meio-dia, com amplitude máxima de 50 mm h^{-1} (Fig. 4.12).

O período total da simulação é de 24 h, realizada numericamente com um passo de tempo de 1 h, ou 3600 s. Como verificado numericamente, com dados de meteorológicos e de precipitação observados, o passo de tempo recomendado é de 2 h, i.e., 7200 s.

Dois tempos de saída foram selecionados para mostrar as variações temporais e espaciais das variáveis associadas ao risco de deslizamento de encostas. A primeira, no instante de máxima chuva simulada, às 12h do tempo local. O segundo tempo, foi escolhido 2 h depois, às 14h do tempo local. A escolha do segundo tempo visa mostrar o campo espacial das variáveis associadas ao risco, em um instante para o qual a precipitação atmosférica já modificou a umidade do solo e as condições de estabilidade do solo das encostas.

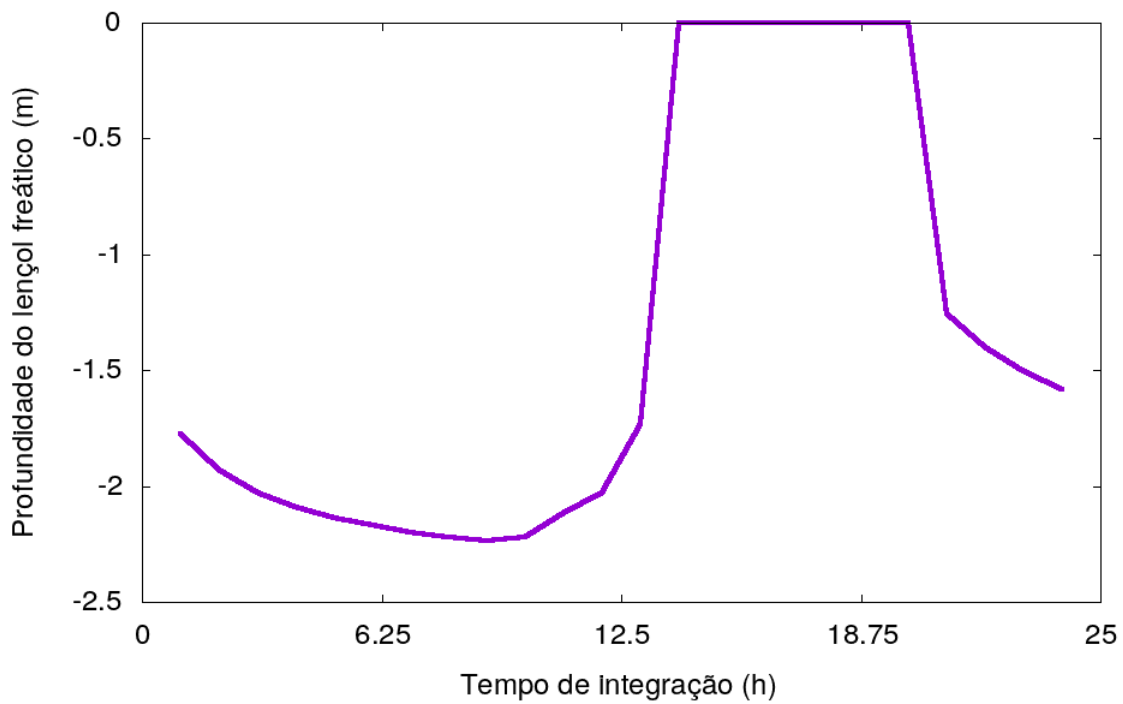


Figura 4.18: Evolução temporal da profundidade do lençol freático, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).

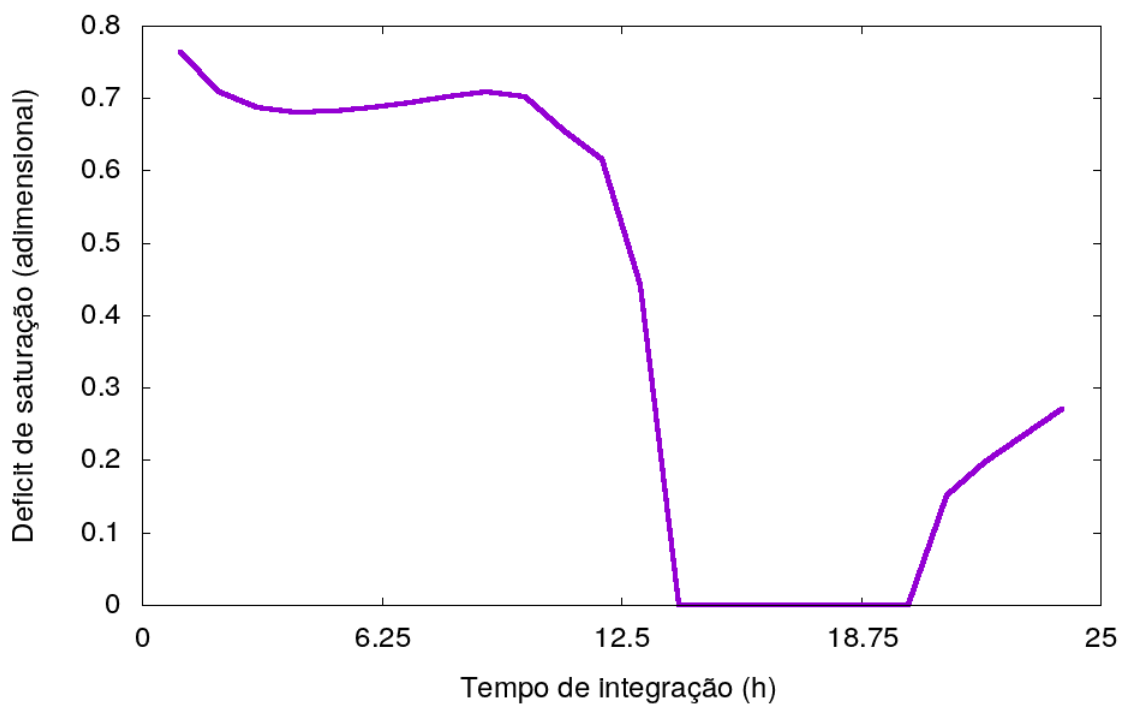


Figura 4.19: Evolução temporal do déficit de saturação de água na camada superficial do solo, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).

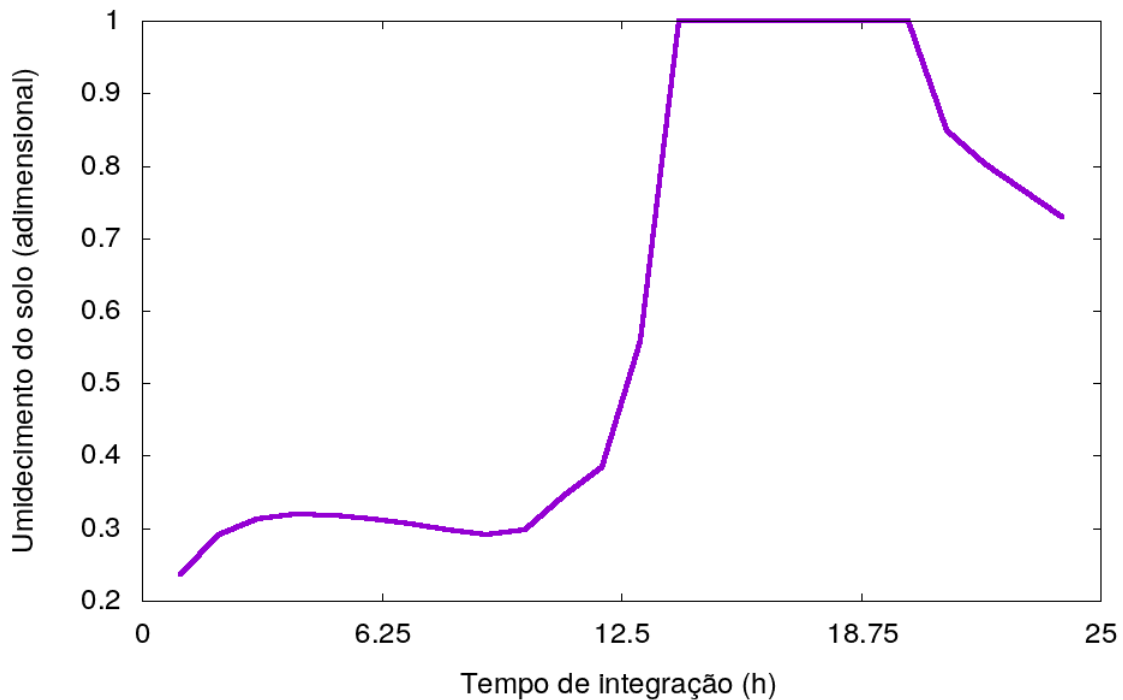


Figura 4.20: Evolução temporal da fração volumétrica de água na camada superficial do solo, para a precipitação idealizada no período de 24h (simulação).

A distribuição espacial da pressão de coesão do solo, em (Pa), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.21.

O efeito da precipitação sobre a diminuição da coesão do solo. A medida que ocorre o acúmulo de água de chuva no solo, este se aproxima de uma condição de saturação, quando os poros e macroporos da camada superficial do solo alcança sua capacidade máxima.

A persistência da saturação pode levar à condição de solifluxão. Nesta condição, o solo mostra propriedades de gel, semelhante a um líquido de alta densidade que pode escoar sob tensão. A persistência da precipitação sobre um encosta já úmida pode gerar esta condição de fluxo da camada superficial.

A distribuição espacial da tensão normal à superfície inclinada da encosta, em (Pa), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.22.

A tensão normal da camada superficial aumenta com a precipitação, devido ao aumento do peso do solo úmido em relação ao solo seco. Uma vez saturado, a taxa de infiltração diminui rapidamente a zero. Sob solo saturado, a água da chuva é forçada a escoar superficialmente como enxurrada. Quando a precipitação forte persiste nestas condições, o impacto das gotas grandes pode levar a vibrações e à instabilização, gerando ruptura da camada.

A distribuição espacial da tensão de cisalhamento ao longo da superfície inclinada da encosta, em (Pa), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.23.

O peso do solo úmido também contribui para aumentar a tensão de cisalhamento, que

uma vez supere em valor a tensão cisalhante de resistência, permitindo a ruptura e o deslocamento da camada superficial.

A distribuição espacial da força de resistência, em ($10^{11}N$), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.24.

Esta força de resistência, associada à coesão interna e ao atrito da camada superficial sobre a camada coesa profunda, é a força que mantém a camada superficial de terra estável sobre uma encosta. A análise das figuras mostram que a força de resistência diminui durante o período de precipitação intensa, principalmente nas declividades das encostas, ao mesmo tempo em que observa-se a redução das tensões normal e cisalhante. Para declividades de 45° , a redução das tensões normal e cisalhante mostra-se de mesma magnitude.

A distribuição espacial da taxa de precipitação crítica necessária para ruptura é mostrada na figura 4.25, às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente.

A distribuição espacial da variação do déficit de saturação necessária para ruptura, às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.26.

A distribuição espacial do fator de segurança, entre [0:2], às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.27.

A distribuição espacial da probabilidade do risco, em (%), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.28.

A distribuição espacial da variação da probabilidade do risco (%), às (a) 12h e (b) 14h do tempo local, respectivamente, é mostrada na Fig. 4.29.

É importante indicar neste ponto a capacidade do modelo de risco de focalizar nas áreas mais propícias ao deslizamento. Na simulação apresentada, a Fig. 4.29 permite examinar as áreas de maior risco localizadas ao longo de encostas dos maciços da Tijuca e Pedra Branca.

Índice de Periculosidade

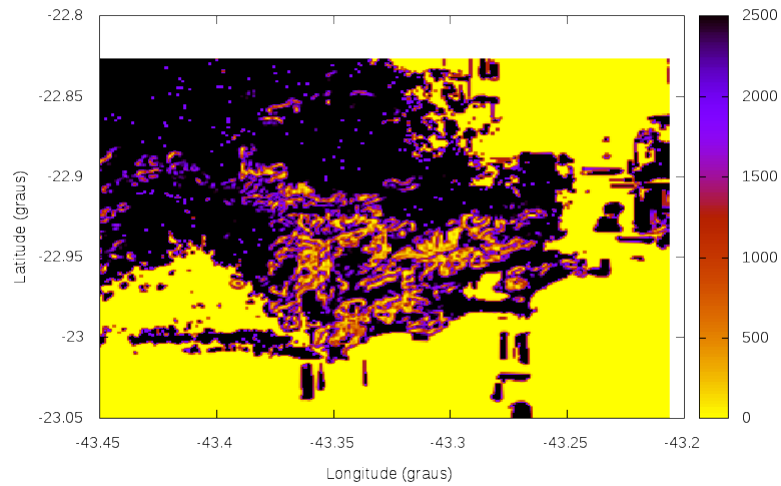
Um índice de periculosidade (χ) pode ser definido pelo produto da taxa de precipitação (r) instantânea e de seu valor acumulado em 96 horas (R_{96}), isto é, $\chi = r \times R_{96h}$, em unidades de ($mm^2 h^{-1}$). A variação temporal do índice de periculosidade é mostrada na Fig. 4.30.

4.3.3 Avaliação do risco de deslizamento para precipitação gaussiana simulada (EXP-01)

O sumário da avaliação do desempenho estatístico do modelo em relação às observações é apresentada a seguir, como gerado pelo programa:

```
dt_total_h (hours ) = 23.5253906
dt_total_s (seconds) = 84691.4062
total number of time steps (nt_max)= 24
```


(a) Pressão de coesão do solo às 12h



(b) Pressão de coesão do solo às 14h

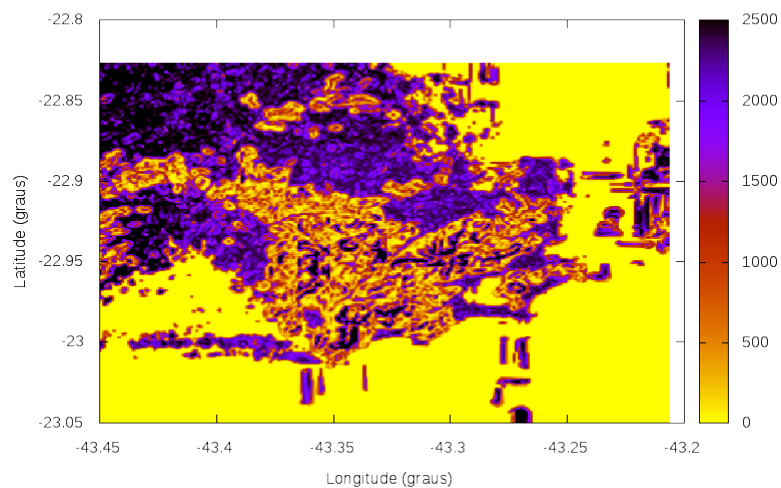
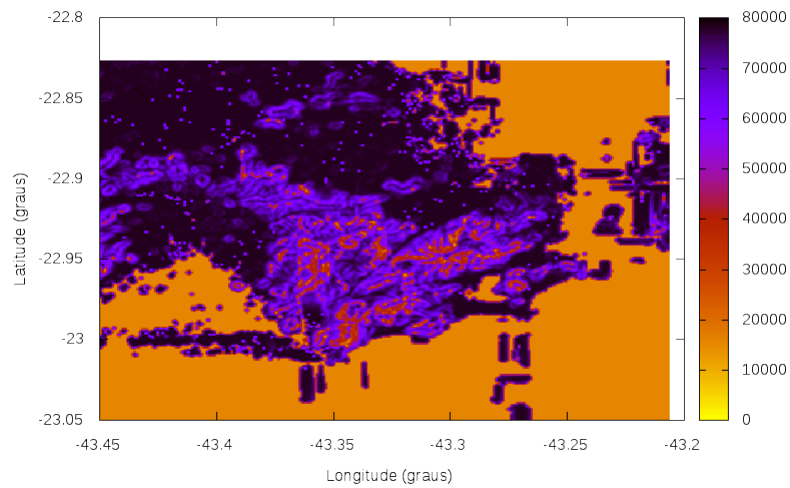


Figura 4.21: Pressão de coesão do solo (Pa), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Tensão normal às 12h



(b) Tensão normal às 14h

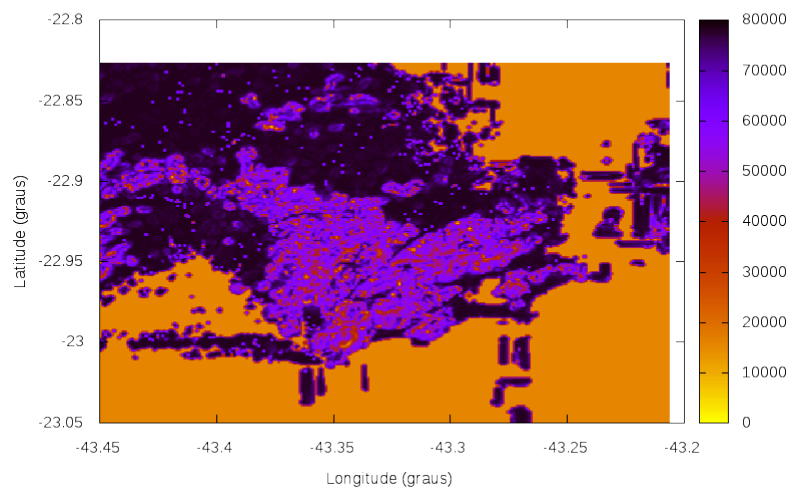
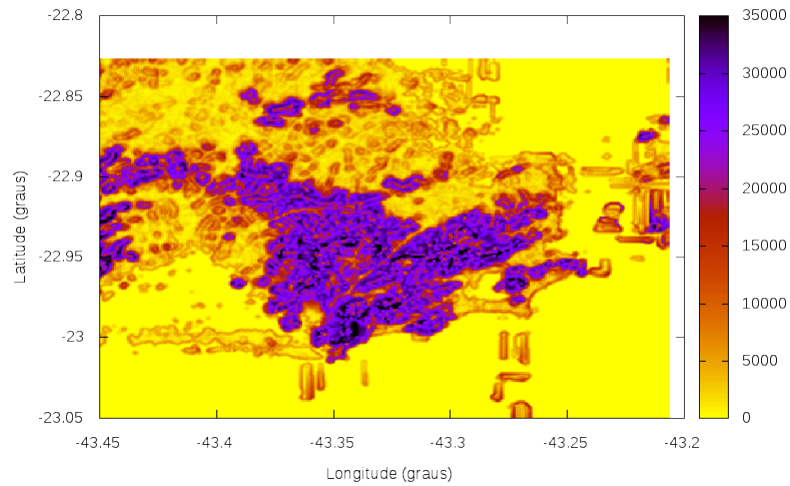


Figura 4.22: Tensão normal na camada superficial do solo (Pa), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Tensão de cisalhamento às 12h



(b) Tensão de cisalhamento às 14h

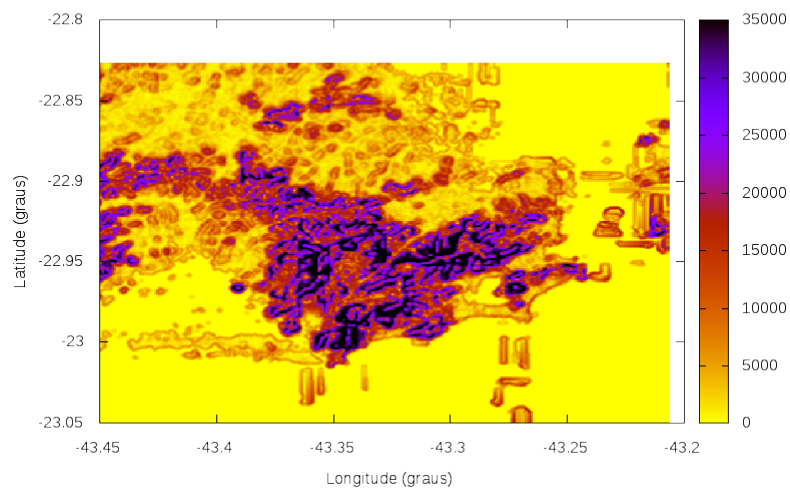
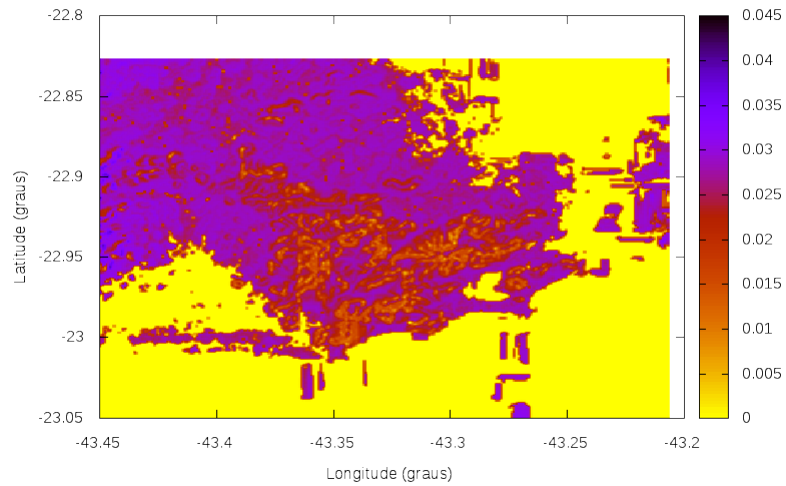


Figura 4.23: Tensão de cisalhamento na camada superficial do solo (Pa), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Força de resistência às 12h



(b) Força de resistência às 14h

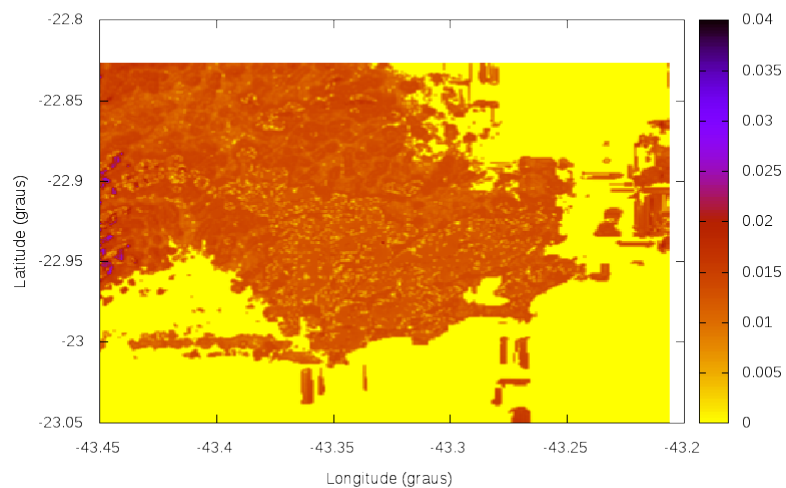
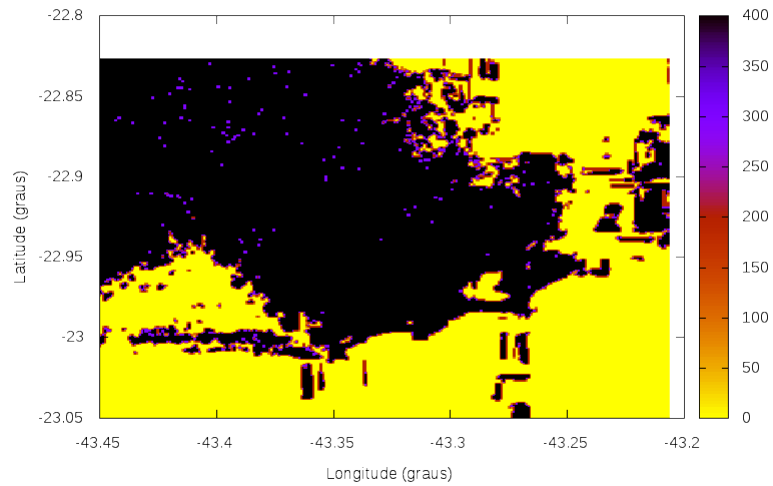


Figura 4.24: Força de resistência da camada superficial do solo, em ($10^{11} N$), às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Taxa de precipitação crítica necessária para ruptura às 12h



(b) Taxa de precipitação crítica necessária para ruptura às 14h

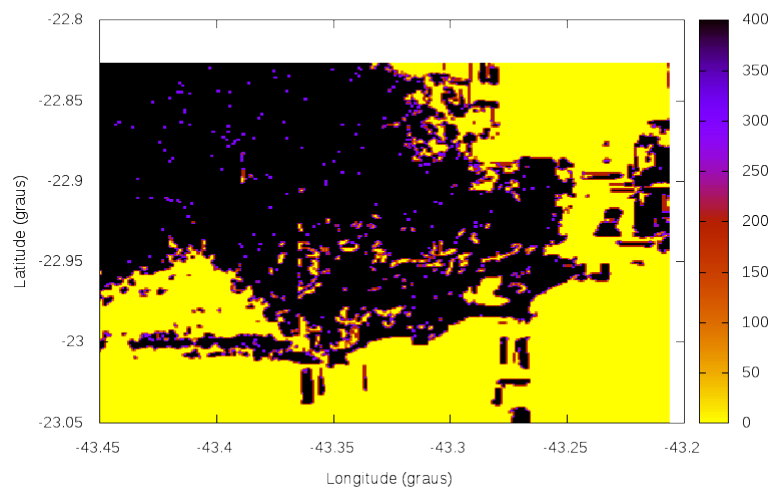
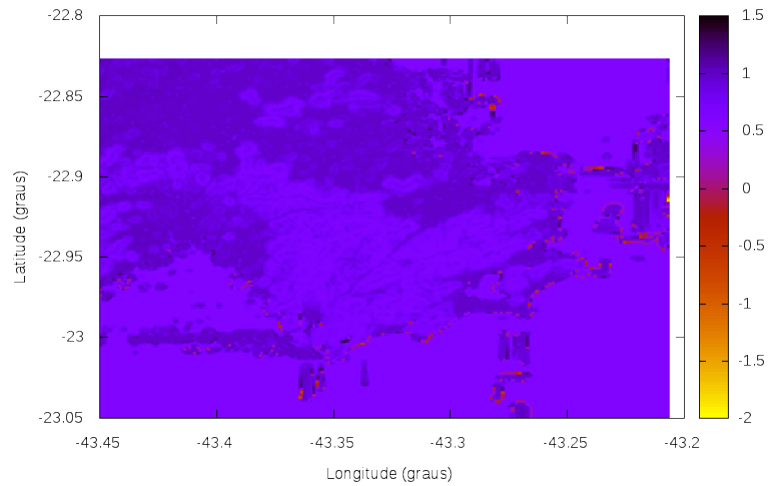


Figura 4.25: Taxa de precipitação crítica, em (mm h⁻¹), necessária para ruptura, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Variação do déficit necessária para ruptura às 12h



(b) Variação do déficit necessária para ruptura às 14h

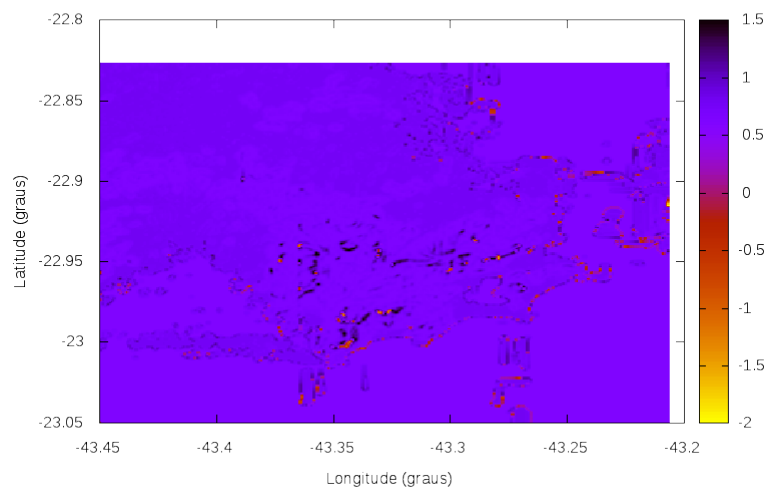
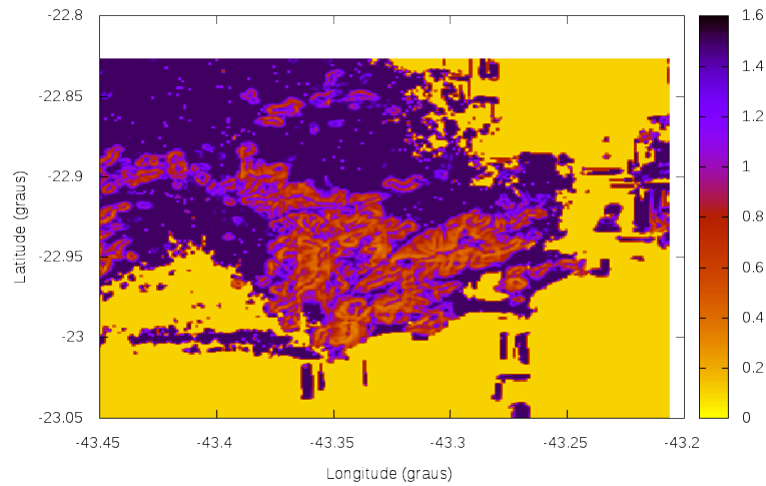


Figura 4.26: Variação do déficit de saturação (adimensional) do solo necessário para atingir as condições de ruptura, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Fator de segurança às 12h



(b) Fator de segurança às 14h

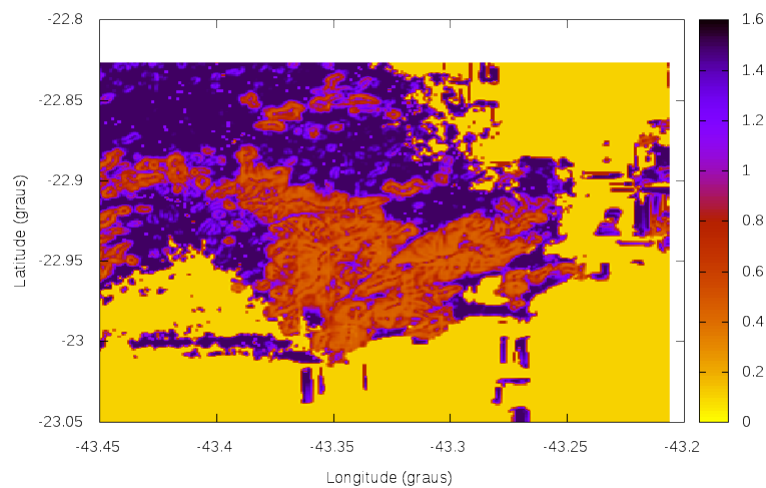
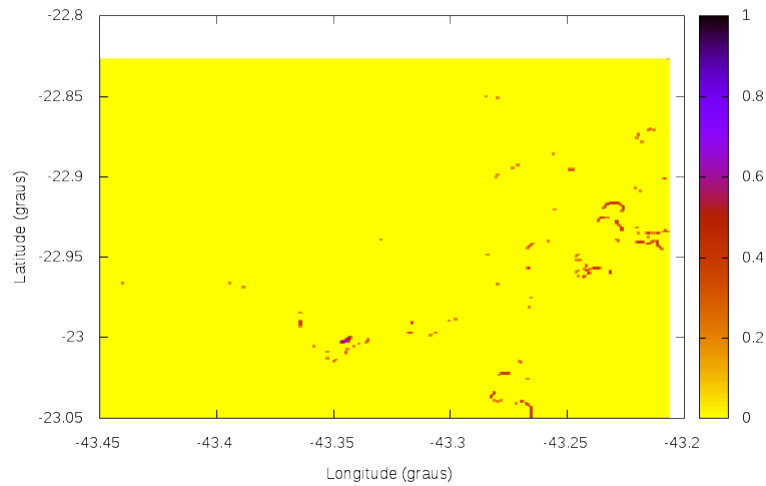


Figura 4.27: Fator de segurança (adimensional) quanto à ruptura da camada superficial do solo, às (a) 12h e (b) 14h. Valores abaixo de 1 indicam instabilidade e acima de 1, estabilidade (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Probabilidade do risco às 12h



(b) Probabilidade do risco às 14h

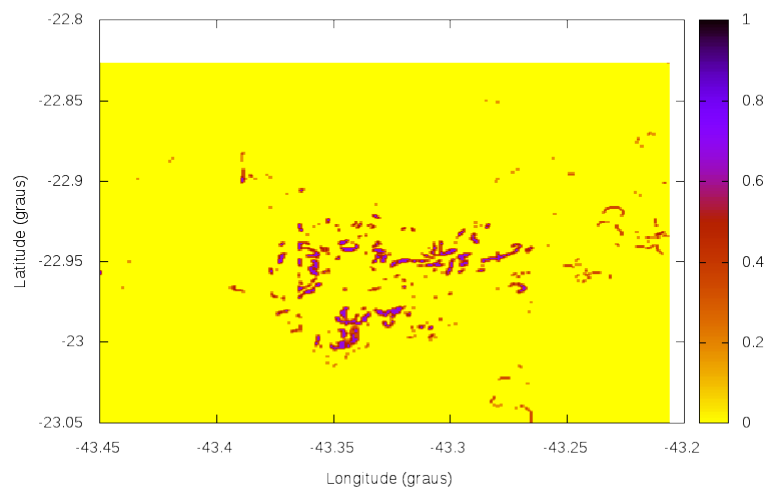
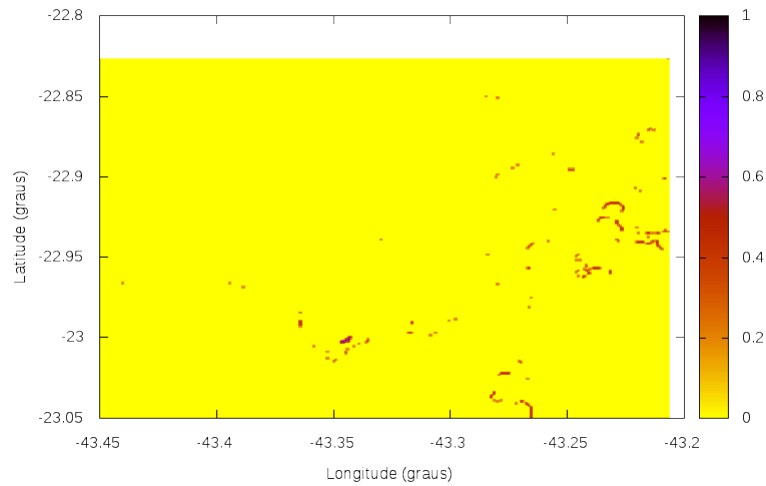


Figura 4.28: Probabilidade do risco de deslizamento da camada superficial do solo, entre 0 e 1, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).

(a) Variação da probabilidade do risco às 12h



(b) Variação da probabilidade do risco às 14h

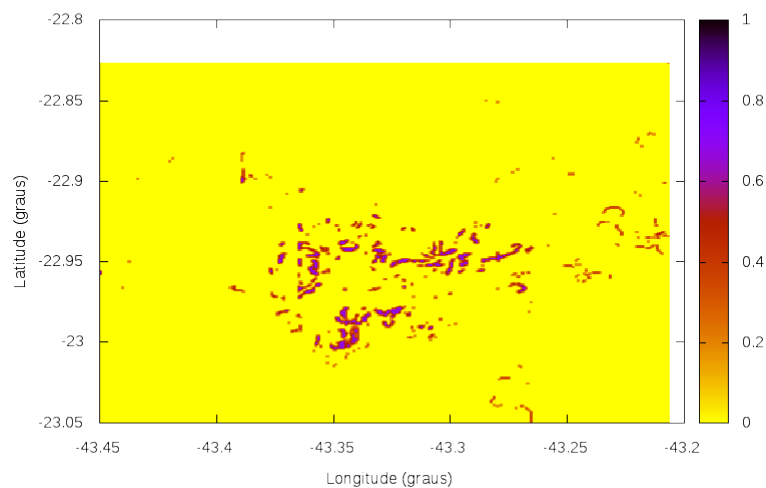
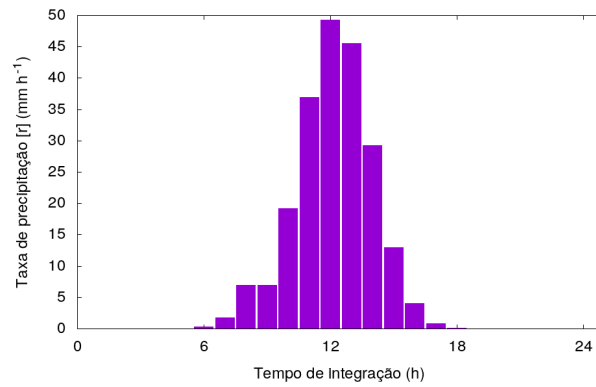
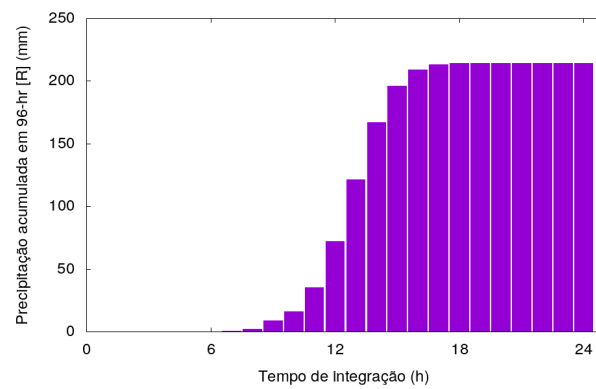


Figura 4.29: Variação da probabilidade do risco de deslizamento da camada superficial do solo, entre 0 e 1, às (a) 12h e (b) 14h (Simulação EXP-01: precipitação gaussiana).



(a) Taxa de precipitação.



(b) Precipitação acumulada em 96 horas.

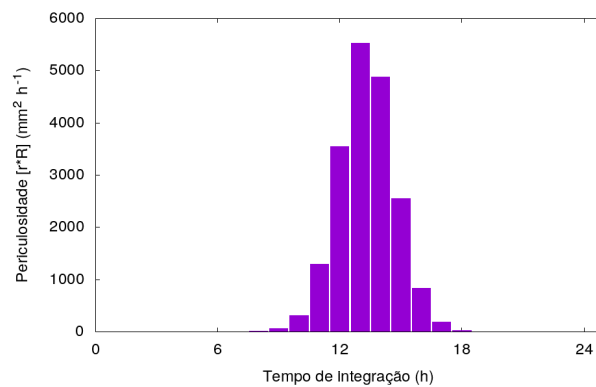
(c) Índice de periculosidade (χ).

Figura 4.30: Evolução temporal da precipitação simulada e da periculosidade associada (EXP-01). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 horas (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).

(i_ic=0) internal defined forcing (brenchmark)

```

date: 2010/ 1/ 1    0: 0: 0 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    1: 4: 9 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    2: 8:19 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    3:12:28 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    4:16:38 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    5:20:48 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    6:24:57 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    7:29: 7 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    7:29: 7 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    8:33:16 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1    9:37:26 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1   10:41:36 (mean risk 01)
date: 2010/ 1/ 1   11:45:45 (mean risk 01) ***
date: 2010/ 1/ 1   12:49:55 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   13:54: 4 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   14:58:14 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   16: 2:24 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   17: 6:33 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   18:10:43 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   19:14:52 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   20:19: 2 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   21:23:12 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   22:27:21 (mean risk 01) *****
date: 2010/ 1/ 1   23:31:31 (mean risk 01) *****

```

final statistics (goodness indexes)

```

nt_max (number of observed landslides) =          24

a_cont =      2.09999990
b_cont =      1.10000002
c_cont =      0.100000001
d_cont =      20.70000008

landslide_n_sim_0d (number of simulated landslides) =      2.04475594

probability of detection [0:1] =      0.954545498
false detection ratio [0:1] =      0.343750030
bias factor [0:1] =      1.45454550
mean square errors [reference model] (mse_ref) (1/e) =      0.367879450
mean square errors (mse) [0:1] =      4.16666679E-02
associated skill score above reference [-1:1] and (%) =      0.8867 (i.e.,
critical success index (csi) or threat score (tr) [0:1] =      0.636363685
success by chance (a_rand) [0:1] =      0.293333292
equitable threat score [0:1] =      0.600886941
desproportion ratio [0:1]=      0.651442289

```

```

prob. of false detection (podf) [0:1]    5.04587144E-02

true skill statistic      (tss) [0:1] =    0.904086769
bias-adjusted threat score (tsa) [0:1] =    0.786636233
odds ratio skill score   (odds) [-1:1] =    0.994951785

kappa statistic (kappa_0d) [0:1] =    0.935677588

total of risk events (a+b+c+d) =    24.0000000

```

Destaca-se nesta saída a representação do risco por linhas de estrelas, com comprimento é proporcional ao risco médio a cada passo de tempo na área considerada.

Avaliação desempenho (EXP-01)

O desempenho do modelo de risco pode ser acompanhado durante cada passo de tempo das simulações. Isto é feito, recalculando e salvando em arquivo tipo XYZ os valores recalculados dos índices de desempenho. A base de cômputo dos índices são as contagens de uma tabela de contingência 2x2, que cruza os acertos do modelo com as notificações de ocorrência de deslizamentos do Sistema Alerta Rio.

Para a simulação de teste do EXP-01 (com precipitação gaussiana centrada ao meio-dia) simulam-se também as notificações.

Na simulação de verificação geral (EXP-01), as notificações são simuladas, considerando-se o valor de 40 mm h^{-1} como limite marginal da taxa de precipitação para geração de uma notificação de deslizamento.

A análise da figura 4.30 (a) mostra que este limiar de risco foi ultrapassado 2 vezes no período de 24 da simulação, gerando 2 notificações no EXP-01, no período de 24 horas. Por outro lado, nas aplicações com dados observados, a série temporal das notificações é obtida diretamente dos relatórios de deslizamento do Sistema Alerta Rio, sendo apenas reformadas para leitura pelo modelo de risco a cada passo de tempo.

Os seguintes índices estatísticos de aferição dos resultados são apresentados na figura 4.31: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).

Ao final da simulação do EXP-01, os seguintes valores dos índices estatísticos foram encontrados: $POD \approx 96\%$, $FAR \approx 34\%$, $BIAS \approx 1,45$, $TS \approx 94\%$, $ETS \approx 60\%$ e $KAPPA \approx 93\%$. O conjunto destes valores permite recomendar o modelo como *aceitável* para previsão de deslizamentos em órgãos operacionais, apesar de apresentar tendência de aumento dos falsos alarmes quando a camada superficial do solo torna-se saturada após chuvas intensas, como a simulada (Fig. 4.30).

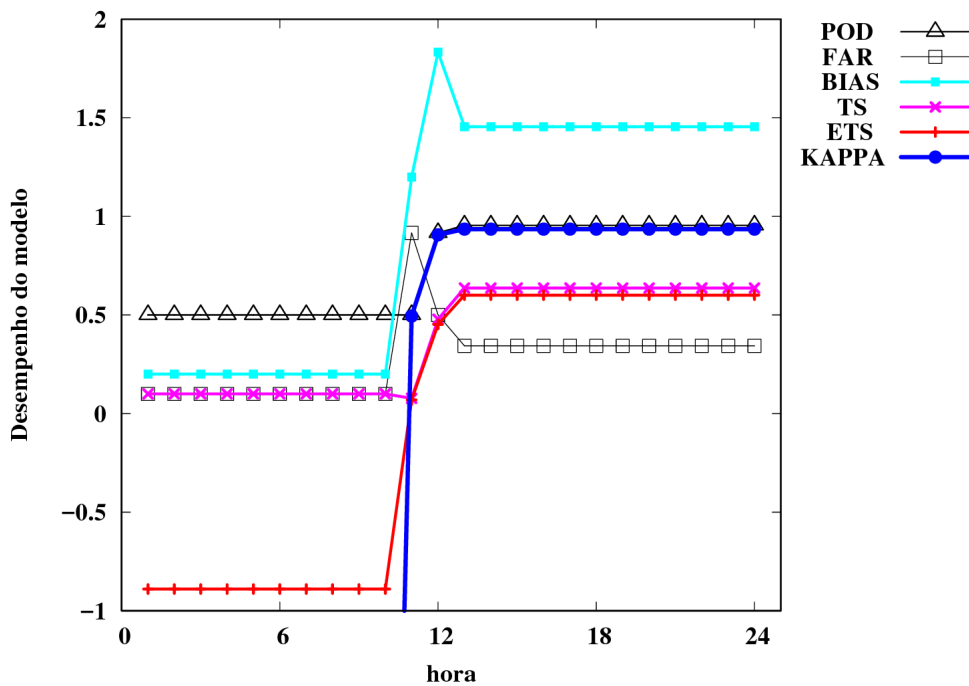


Figura 4.31: Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para EXP-01 (com precipitação gaussiana intensa centrada ao meio-dia). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).

4.3.4 Resultados do modelo de risco assimilando precipitação medida ao longo de março de 2010 (EXP-02)

A simulação apresentada nesta seção refere-se ao período de precipitações medidas ao longo de Março de 2010. Em março de 2010, ocorreu um grande número de deslizamentos (cerca de 60) nas encostas da cidade do Rio de Janeiro, conforme consta no relatório da Fundação GeoRio. Este grande número de deslizamentos justifica a escolha do período de 31 dias (744 h) de março de 2010, para testar o desempenho do modelo, quando a acurácia, acertividade e discriminação.

O passo de tempo utilizado no modelo de risco foi de 2 h, levando em conta a disponibilidade de dados meteorológicos horários e da taxa de precipitação dada em ($mm h^{-1}$) a cada 15 minutos.

Na versão do modelo de risco empregada, um aumento da resolução temporal, por exemplo, de 2 para 1 h, implica em aumento do número de falsos alarmes, i.e., mantida as condições de saturação do solo e instabilidade da encosta. Isto ocorre porque não existe na versão utilizada a modelagem do deslocamento da massa de terra da encosta, após a ruptura, o que levaria a um novo estado de maior estabilidade.

O modelo interpreta o período muito chuvoso como de risco e gera seu alerta de risco, a cada passo de tempo. Como a taxa de precipitação é amostrada efetivamente a cada hora, nenhum risco pode a princípio ser detectado a uma taxa de amostragem maior. Como consequência, o aumento da resolução temporal para além do valor de resolução da série de

observações disponíveis implica em aumento (artificial) de falsos alarmes, sempre que as taxas de precipitações forem altas, no observado de dois ou mais passos de tempo do modelo. Como consequência os índices de desempenho e acerto corrigidos, desconta os falsos alarmes tendo uma diminuição. Logo, o passo de tempo recomendado é igual ou maior que 1 h. Na análise dos dados pretéritos foi usado passo de tempo de 2 h.

As precipitações observadas no mês de março de 2010 se distribuíram bem ao longo do mês, sendo que algumas foram muito intensas, com valores maiores de 40 mm h^{-1} , como pode ser verificado analisando a fig. 4.32.

Em consequência desta série de precipitações ao longo de março de 2010, foram observados muitos deslizamentos, conforme indicam as notificações do Sistema Alerta Rio (Fig. 4.33). Observou-se que em apenas um dia foram registrados mais de 40 deslizamentos.

Avaliação do desempenho (EXP-02)

A evolução temporal dos índices de desempenho estatístico da simulação EXP-02 é mostrada na Fig. 4.34. A análise do conjunto dos índices permite avaliar a acurácia, a acertividade e a discriminação do modelo ao longo da simulação, que para o EXP-02 se estendeu ao longo de todo o mês de março de 2010.

Os valores finais alcançados pelos índices estatísticos na simulação EXP-02 foi reproduzida a seguir:

```
final statistics (goodness indexes)

nt_max (number of observed landslides) =          373

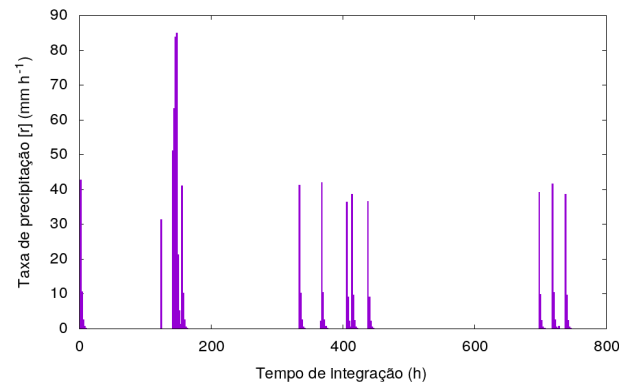
a_cont =      14.10000004
b_cont =      0.100000001
c_cont =      0.100000001
d_cont =      358.700012

landslide_n_sim_0d (number of simulated landslides) =      57.3955154

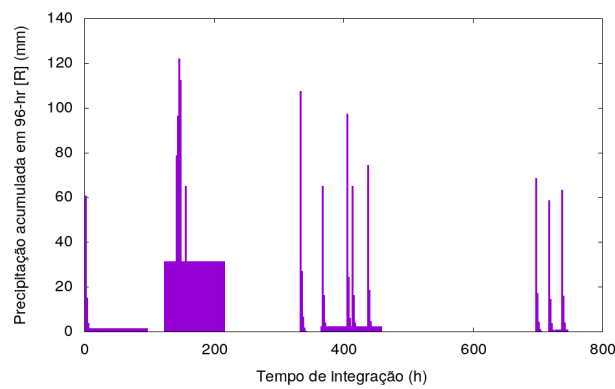
probability of detection [0:1] =      0.992957711
false detection ratio [0:1] =      7.04225339E-03
bias factor [0:1] =      1.00000000
mean square errors [reference model] (mse_ref) (1/e) =      0.367879450
mean square errors (mse) [0:1] =      0.00000000
associated skill score above reference [-1:1] and (%) =      1.0000 (i.e.,
critical success index (csi) or threat score (tr) [0:1] =      0.986013949
success by chance (a_rand) [0:1] =      0.540589869
equitable threat score [0:1] =      0.985464454
desproportion ratio [0:1]=      0.992679000

prob. of false detection (podf) [0:1]      2.78706779E-04

true skill statistic      (tss) [0:1] =      0.992679000
```



(a) Taxa de precipitação.



(b) Precipitação acumulada em 96 horas.

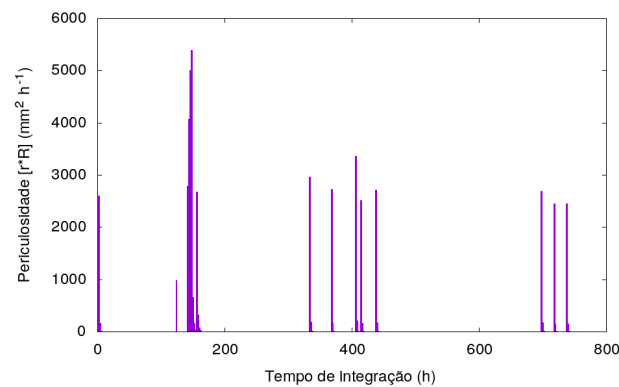
(c) Índice de periculosidade (χ).

Figura 4.32: Evolução temporal da precipitação e periculosidade observadas durante o mês de março de 2010 (EXP-02). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 (h) (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).

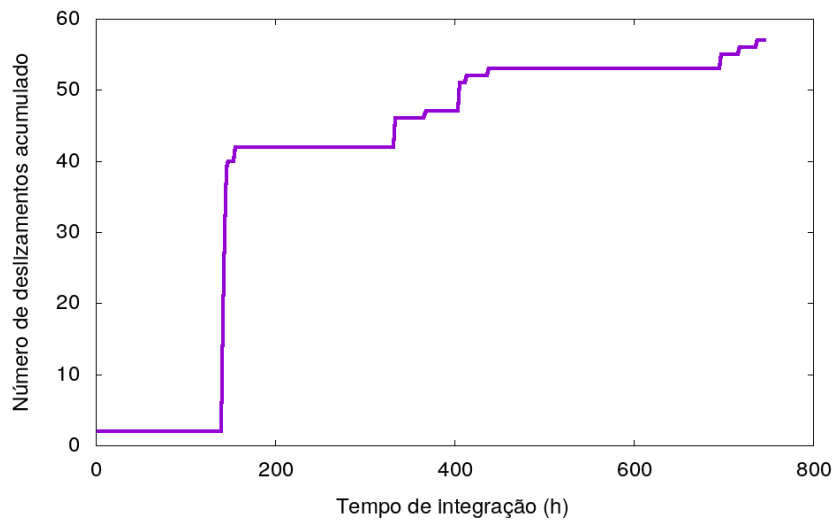


Figura 4.33: Número acumulado de notificações de deslizamento ocorridas em março de 2010 de acordo com o relatório anual de deslizamentos do Sistema Alerta Rio.

```

bias-adjusted threat score (tsa) [0:1] = 0.986013949
odds ratio skill score (odds) [-1:1] = 0.999996126

kappa statistic (kappa_0d) [0:1] = 0.984670997

total of risk events (a+b+c+d) = 373.000000

```

Do sumário acima selecionou-se os seguintes valores indicativos para avaliação do modelo na simulação EXP-02: $POD \approx 99,3\%$, $FAR \approx 0,7\%$, $BIAS \approx 1,0$, $TS \approx 98,6\%$, $ETS \approx 98,5\%$ e $KAPPA \approx 98,5\%$. A análise conjunta mostra alto grau de acerto, $POD \approx 99\%$, em associação com baixo grau de falsos alarmes, $FAR \approx 1\%$. Isto implica que o modelo apresentou um resultado adequado para sua finalidade, sendo, portanto, recomendado para utilização como software auxiliar aos meteorologistas responsáveis pela previsão de curtíssimo prazo (de deslizamentos de encosta) nos centros de gestão de emergências.

4.3.5 Resultados do modelo para o período de dois anos (2010-2011) (EXP-03)

A simulação apresentada nesta seção refere-se ao período de precipitações observadas durante os anos de 2010 e 2011. Estes anos estão entre aqueles em que a cidade do Rio sofreu com um número muito elevado de deslizamentos.

A série temporal, contendo valores majorados da taxa de precipitação horária [i.e., majorada entre estações para obter-se uma estimativa conservadora], a altura de água de chuva acumulada em 96 horas e o índice de periculosidade associados, para o período 2010-2011, pode ser examinada com auxílio da Fig. 4.35.

Em consequência das precipitações observadas nos anos 2010-2011, seja por serem intensas ou por apresentarem acumulados significativos em 96 horas, muitos deslizamentos foram notificados pelo Sistema Alerta Rio. A figura 4.36) mostra que os anos 2010 e 2011 foram marcados por um elevado número de eventos de ruptura e deslizamento de encostas, com

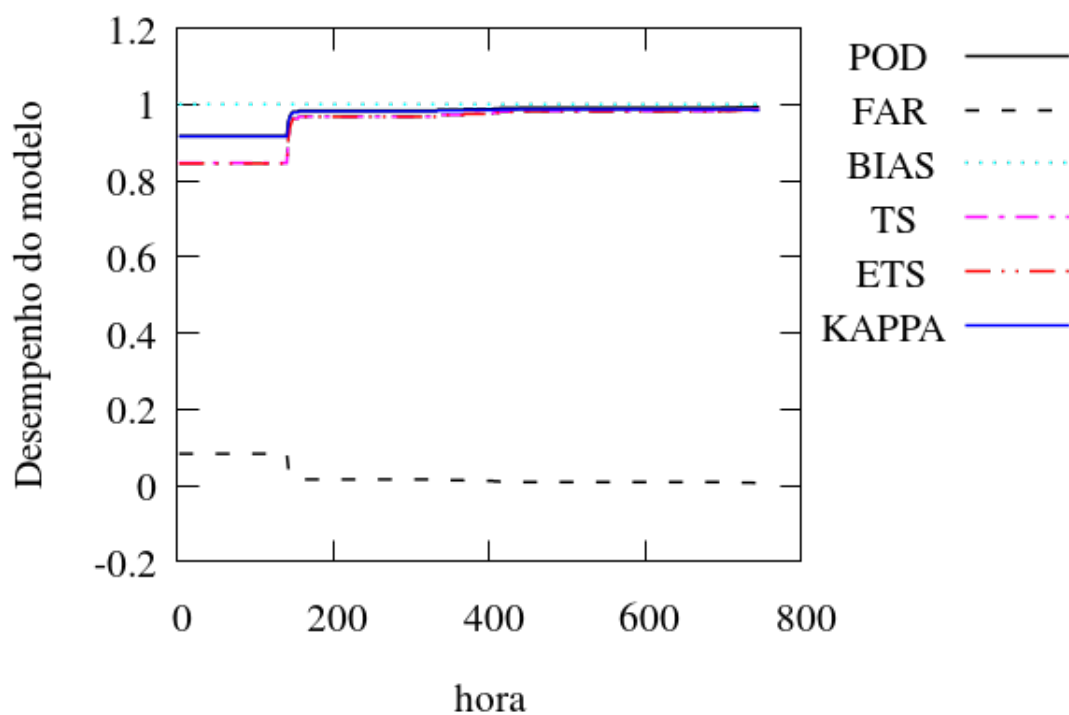
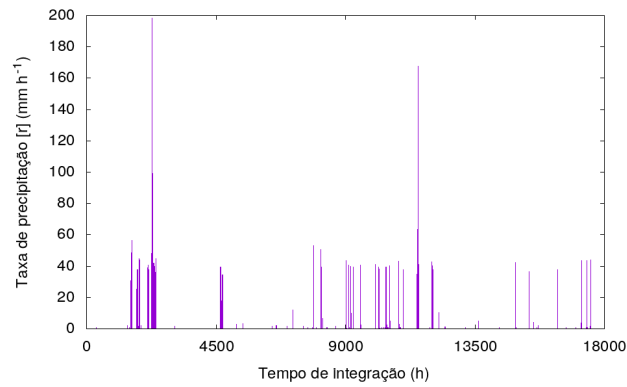
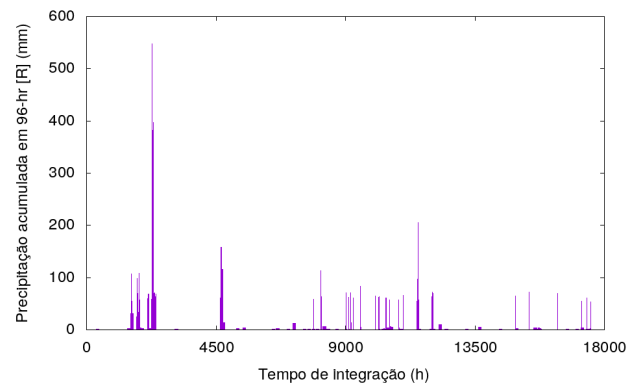


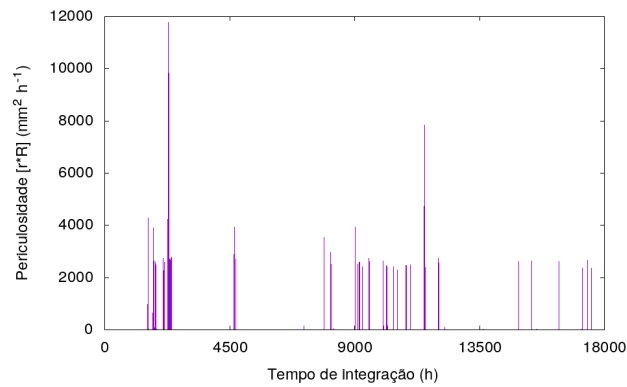
Figura 4.34: Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para a simulação EXP-02 (com assimilação da precipitação ao longo de março de 2010). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).



(a) Taxa de precipitação.



(b) Precipitação acumulada em 96 horas.



(c) Índice de periculosidade (χ).

Figura 4.35: Evolução temporal da precipitação e periculosidade observadas no período 2010-2011 (EXP-03). (a) Taxa de precipitação instantânea (r), (b) Precipitação acumulada em 96 (h) (R_{96h}) e (c) Índice de periculosidade (χ).

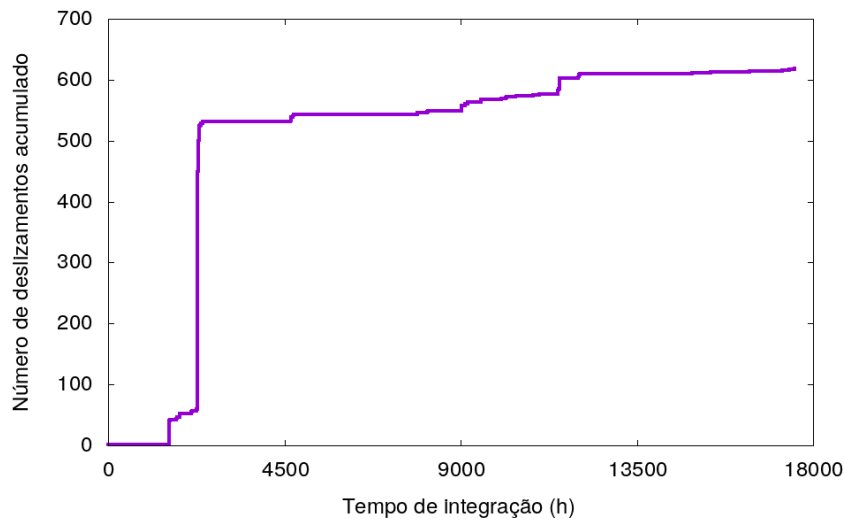


Figura 4.36: Número acumulado de notificações de deslizamento ocorridas no período 2010-2011, de acordo com os relatórios anuais de deslizamentos do Sistema Alerta Rio.

muitos prejuízos materiais e vítimas.

Avaliação do desempenho (EXP-03)

Após a verificação do desempenho no EXP-02, realizou-se o EXP-03 que simula a ocorrência de deslizamentos de encosta para o período de dois anos completos (2010-2011), com resolução temporal de 2 h. Para a simulação EXP-03, correspondente a 17520 horas (2 anos \times 365 dias \times 24 horas), foram realizados 8760 passos de tempo de 2 h.

Os índices estatísticos indicaram desempenho inferior ao obtido na simulação mensal (EXP-02). Isto se deve em grande medida à ocorrência de erros de previsão, como indica os elementos da tabela de contingência 2×2 desta simulação, como indicado pelo contador `c_cont` da listagem final do programa para EXP-03 (abaixo na sequencia).

final statistics (goodness indexes)

```

nt_max (number of observed landslides) =          8761

a_cont =      77.0999985
b_cont =      1.10000002
c_cont =      12.1000004
d_cont =      8670.70020

landslide_n_sim_0d (number of simulated landslides) =      252.327759

probability of detection [0:1] =      0.864349782
false detection ratio [0:1] =      1.40664969E-02
bias factor [0:1] =      0.876681626
mean square errors [reference model] (mse_ref) (1/e) =      0.367879450
mean square errors (mse) [0:1] =      1.48384867E-03
associated skill score above reference [-1:1] and (%) =      0.9960 (i.e.,

```

```

critical success index (csi) or threat score (tr) [0:1] = 0.853820622
success by chance (a_rand) [0:1] = 0.796192169
equitable threat score [0:1] = 0.852520287
desproportion ratio [0:1]= 0.984539986

prob. of false detection (podf) [0:1] 1.26847954E-04

true skill statistic (tss) [0:1] = 0.864222944
bias-adjusted threat score (tsa) [0:1] = 0.814191401
odds ratio skill score (odds) [-1:1] = 0.999960184

kappa statistic (kappa_0d) [0:1] = 0.334420979

total of risk events (a+b+c+d) = 8761.00000

```

Desta listagem tomamos os seguintes valores indicativos do desempenho do modelo (EXP-03): $POD \approx 86,4\%$, $FAR \approx 0,0\%$, $BIAS \approx 0,9$, $TS \approx 85,3\%$, $ETS \approx 85,2\%$ e $KAPPA \approx 33,4\%$. A análise conjunta mostra grau de acerto alto, $POD \approx 86,4\%$, o que é bom, associado à ausência numérica de falsos alarmes, $FAR \approx 0,0\%$.

A evolução temporal dos índices de desempenho estatístico da simulação EXP-03 é mostrada na Fig. 4.37.

Apesar destes índices positivos à acurácia e discriminação, ao longo da simulação, ocorreram erros que implicaram em progressiva redução do índice KAPPA, que diferencia o modelo do acerto por chance aleatória. Ou seja, a medida que a simulação avançou no tempo ocorreram falhas de previsão (i.e., o resultado não indicava probabilidade alta de deslizamento, mas o mesmo ocorreu), que pode ser consequência da dificuldade de modelar a recuperação da umidade do solo, por infiltração da água de chuva que ocorre durante estiagens.

O limiar de probabilidade de risco empregado na identificação de deslizamentos e contagem dos mesmos foi de 70%. Este valor foi ajustado (tuning) para identificar eventos associados a deslizamentos generalizados na área, como realmente ocorreram no período 2010-2011. Entretanto, pode ser um valor excessivo para determinar as condições propícias de deslizamentos isolados ou esporádicos. A aplicação do critério para identificação de eventos de deslizamento na simulação está ilustrada na fig. 4.38.

A diminuição do limiar de probabilidade de risco, por exemplo para 50%, pode implicar em aumentar o número de acertos, o que é em geral contrabalançado pelo aumento simultâneo dos falsos alarmes (o que é um fator negativo). Isso, a priori, implica em redução do desempenho. Por outro lado, 70% mostra-se adequado para identificar condições associadas a deslizamentos múltiplos ou extremos.

Apesar dessas limitações, o modelo de risco tem potencial como programa auxiliar, e por isto, recomenda-se sua utilização nos centros de previsão hidrometeorológica, como forma de mitigar as perdas materiais e humanas associadas aos deslizamentos de terra.

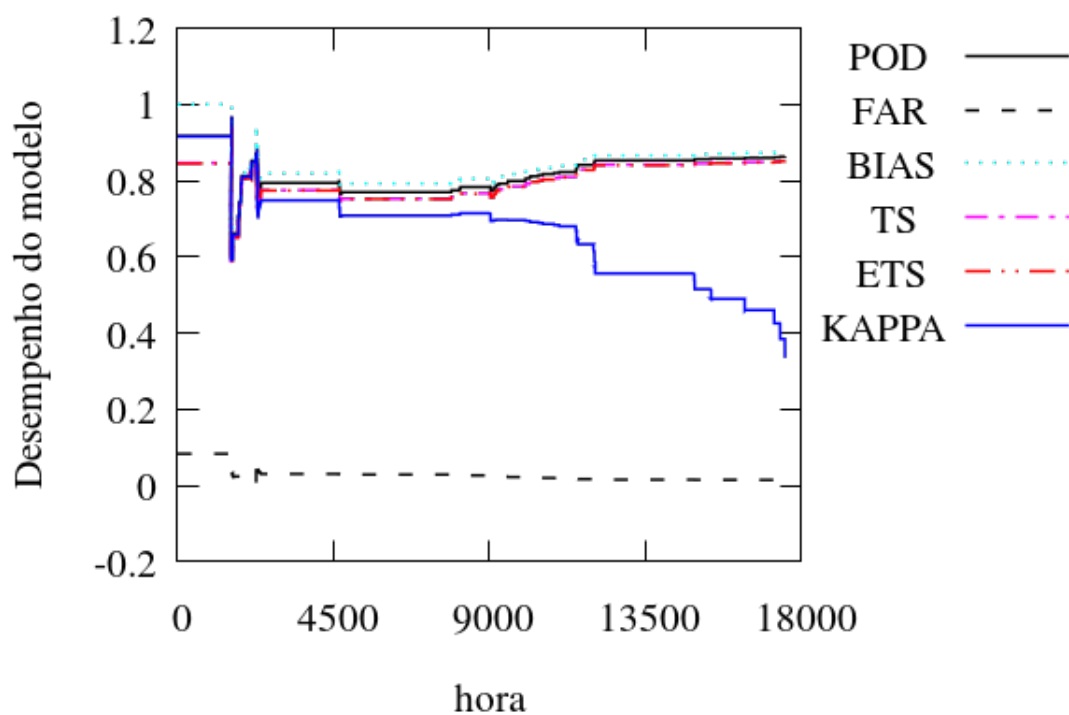


Figura 4.37: Evolução temporal dos índices de desempenho estatístico para a simulação EXP-02 (com assimilação da precipitação ao longo de março de 2010). Na legenda tem-se: Probabilidade de acerto (POD); Probabilidade de falso alarme (FAR); Proporção do erro sistemático (BIAS: bias ratio); Fração de acertos (TS: threat score); Proporção de acertos equitáveis (ETS) e Estatística de proporção de prevalência de acertos (KAPPA).

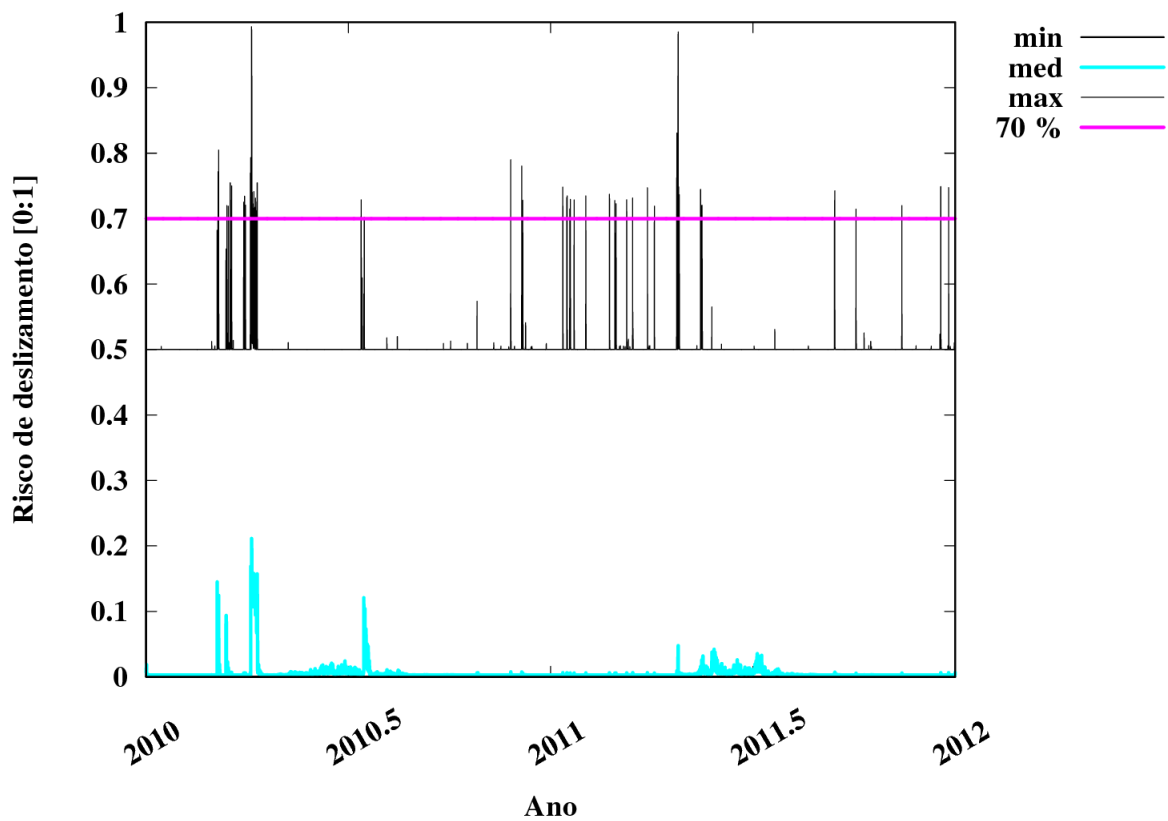


Figura 4.38: Evolução temporal do risco de deslizamento obtido no modelo de risco. O critério de probabilidade de risco maior ou igual a 70% é mostrado no gráfico, na forma de uma linha horizontal, cuja ultrapassagem, indica alta probabilidade de ocorrência de deslizamento, para o período de dois anos (2010-2011) considerado na simulação EXP-03.

Tabela 4.1: *Sumarização dos resultados dos índices estatísticos de avaliação do modelo, para as simulações realizadas.*

Simulação	POD(%)	FAD(%)	BIAS(-)	TS(%)	ETS(%)	KAPPA(%)
EXP-01	96,0	34,0	1,5	94,0	60,0	93,0
EXP-02	99,0	0,7	1,0	98,6	98,5	98,5
EXP-02	86,0	0,0	0,9	85,3	85,2	33,4

A tabela 4.1 compila os resultados dos índices estatísticos de avaliação obtidos para cada simulações realizadas. A primeira simulação (EXP-01) correspondeu a uma simulação idealizada de curto período (24 h). A segunda simulação (EXP-02) considerou um período de um mês com ocorrência de muitos deslizamentos, servindo para avaliar o desempenho do modelo nas condições hidrometeorológicas do período. Já a terceira simulação (EXP-03) corresponde a uma aplicação do modelo de risco durante um período de dois anos completos, servindo para avaliar o grau efetivo de acertos que se manteve alto, de falsos alarmes que se manteve baixo, e de erros efetivos (quando o modelo falhou em identificar os evento de deslizamento ocorridos). Portanto, o EXP-03 serviu para obter uma estimativa dos erros inerentes do modelo, não perceptíveis nas simulações de curto e muito curto período. Aparentemente, os erros estão associados a dificuldade de simular apropriadamente a distribuição de água no solo, sua dinâmica e escalas de tempo de concentração.

Capítulo 5

Conclusões

Neste capítulo, apresentam-se as etapas realizadas, resultados obtidos e as perspectivas de desenvolvimento do trabalho.

5.1 Desenvolvimento do modelo de risco

A principal justificativa para o início do desenvolvimento do programa utilizado neste trabalho foi a necessidade desenvolver facilidades computacionais que pudessem ser úteis aos previsores de riscos naturais. Estes profissionais trabalham nos centros de gestão de emergências locais que se multiplicam no Brasil com utilização de radar. Eles são responsáveis por previsões de muito curto período de tempestades severas, inundações, deslizamentos de encostas, descargas atmosféricas e ventanias.

O programa numérico utilizado foi desenvolvido pelo meu orientador. Dois resultados parciais associados já foram encaminhados para publicação. O primeiro, sobre a abordagem lagrangiana da obtenção do índice topográfico do topmodel, encontra-se publicado no Anuário do IGEO (KARAM, 2014)[68]. O segundo, sobre a hipótese da homegeneidade da precipitação no modelo TOPMODEL, a a necessidade de modificação do índice topográfico no caso de precipitações espacialmente heterogêneas, foi aprovado para publicação pela Revista Brasileira de Cartografia, devendo ser publicado ainda em 2017 na edição especial sobre desastres naturais (KARAM *et al.*, 2017)[102].

O program foi escrito em linguagem fortran-90 (gfortran), para maior portabilidade em ambientes linux (e.g., Ubuntu 14). Controle de fluxo é feito por *script shell (job)*, que atualiza a compilação com *make -f Makefile*, roda o programa para as condições iniciais e parâmetros indicados pelo usuário no arquivo *namelist* e executa o programa de visualização científica *gnuplot*, o qual gerar gráficos de forma automática. A apresentação dos resultados na versão utilizada é forma de gráficos de linhas para séries temporais das variáveis 1D, campos espaciais 2D para as variáveis distribuídas, gráficos de superfícies 3D e animações auxiliares 4D (formato gif). O objetivo da automação é facilitar a disponibilização dos mapas para análise acadêmica e operacinal.

5.2 Principais conclusões

Neste trabalho foi empregado um modelo digital de topografia realística (SRTM/NASA) como condição de contorno de um modelo integrado de risco de deslizamento dinâmico, i.e., com capacidade de assimilação da variação temporal da taxa de precipitação atmosférica, permitindo modelar de forma dinâmica a distribuição do risco de deslizamento de encosta.

O modelo numérico utilizado neste trabalho é composto por 3 modelos integrados: 1) modelo de coluna de solo composto por dois reservatórios lineares em série, 2) modelo de distribuição hidrológica TOPMODEL e 3) modelo de estabilidade da camada superficial do solo de encosta.

Os resultados evidenciaram que risco de deslizamento é muito alterado pelo efeito de acumulação de água de chuva na camada superficial do solo de terreno complexo como o encontrado no município do Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

As principais conclusões são enumeradas a seguir:

1. A partir das condições de saturação de água da camada superficial do solo e o risco de deslizamento de encosta (i.e., probabilidade de deslizamento) obtidas por um modelo integrado é possível estabelecer o mapeamento da distribuição espacial do risco de deslizamento sobre o terreno complexo do município do Rio de Janeiro;
2. A distribuição espaço-temporal dos valores de precipitação crítica foi obtida e a partir dela é possível inferir a tendência de risco de deslizamento se conhecida a previsão de precipitação para as próximas hora.
3. A comparação dos resultados modelados com os registros de deslizamentos na cidade do Rio de Janeiro mostrou que o modelo integrado apresenta desempenho satisfatório, qualificando-o e recomendando-o para auxiliar aos previsores de tempo de curtíssimo período (*nowcasting*), na localização das áreas de maior risco de deslizamento nas próximas horas;
4. Os resultados reforçam o conceito de que a quantidade de água no solo é um dos fatores mais importantes para a instabilidade das camadas superficiais do solo e deslizamentos em encostas do relevo topográfico;
5. É conhecido o fato de que muitas áreas de risco da RMRJ apresentam altas probabilidade de deslizamento para taxas de precipitação iguais ou acima de 40 mm h^{-1} (i.e., para chuvas intensa). A modelagem integrada permite a delimitação das áreas de maior risco de deslizamento de terra de encostas, sob condições consideradas mais próximas da realidade do que as consideradas por modelos estáticos (i.e., mapas fixos). Por mapas fixos considera-se aqui mapas de cicatrizes passadas e mapas de risco sem assimilação das condições reais de precipitação. O programa integrado usado neste trabalho com assimilação de dados, permitiu considerar as diferentes escalas temporais e espaciais da precipitação atmosférica, em relação às escalas espaciais da topografia e temporais de concentração da água nas diferentes sub-bacias presentes na área de investigação. A possibilidade de considerar as escalas dos sistemas precipitantes como também das feições topográficas é uma vantagem eventada do novo sistema;
6. A verificação da qualidade da previsão para o caso de precipitação gaussiana idealizada sobre a topografia realística indica uma probabilidade de acerto elevada, próxima de

- 90%, sendo que este valor é bem superior ao valor esperado da probabilidade de um modelo binomial, para condição de *persistência*, i.e., para a ocorrência de dias seguidos com deslizamento em uma série de n dias, que é aproximadamente 63,2%, para um número de dias n suficientemente grande;
7. A verificação da qualidade da previsão para a série de precipitações atmosféricas observadas empregou os índices estatísticos POD, FAR, TS e BIAS ratio, derivados da tabela de contingência. O resultado apresentou uma acurácia acima de 85%, com erros limitados a 33%, para o período de dois anos de simulação (2010-2011). Consequentemente, recomenda-se o modelo de risco para auxiliar na previsão de curtíssimo prazo de deslizamentos de terra de encostas.
 8. Testes de sensibilidade indicam que a probabilidade de acerto pode cair progressivamente para aproximadamente 70% ao final do período de um mês (figuras não mostrada por limitação de espaço da dissertação), quando pulsos de precipitação gaussiana são introduzidos repetidamente dia sim, dia não. O número de falsos alarmes do modelo integrado pode aumentar durante períodos extensos de chuva acima do valor crítico. Neste caso, a coluna de solo tende a se manter saturada, com aumento do risco de deslizamento.
 9. No modelo empregou-se um índice de periculosidade (original), chamado χ , definido pelo produto da taxa de precipitação observada, r ($mm\ h^{-1}$), pela precipitação R acumulada em 96 h (mm). Isto é, $\chi = r \times R$. Para esta variável de risco, a probabilidade marginal de 50% é atingida a priori quando $\chi > 2000\ mm^2\ h^{-1}$. Note-se que χ apresenta a dimensão física da energia cinética por unidade de massa (L^2T^{-1});
 10. O programa proposto mostra-se eficiente na detecção de evento com deslizamentos (um ou mais), pois utiliza um limiar de probabilidade de risco alta, de 70% na identificação das condições propícias de maior risco. Na presente versão, o programa não faz a detecção de eventos isolados, dentro de uma série de esparsas ou generalizadas. Uma exploração do número de píxeis onde o critério foi ultrapassado pode fornecer uma estimativa do número de ocorrências simultâneas;

5.3 Perspectivas

Os resultados obtidos do modelo de risco são promissores, permitindo sua recomendação como programa auxiliar dos previsores de um sistema local de gestão de emergências. Entretanto, seu emprego deve ser feita de forma cautelosa, frente as seguintes indicações dadas abaixo:

1. Uma desvantagem da versão atual do programa numérico integrado é a resolução temporal de duas horas, a qual é suficiente para permitir a indicação inicial de deslizamentos, i.e., o que correspondem a apenas uma indicação por passo de tempo (2 h). Na RMRJ registram-se ocorrências quase simultâneas de deslizamentos, para condições mais extremas, ou seja, para condições de deslizamentos esparsos ou deslizamentos generalizados. A resolução temporal utilizada no presente trabalho aparentemente não é suficiente para resolver deslizamentos simultâneos. Para permitir a previsão de deslizamentos múltiplos recomenda-se: 1) aumento da resolução temporal do modelo e 2) estabelecer a relação entre o número de pontos de grade para os quais o risco é elevado e relacionar este número a multiplicidade de deslizamentos simultâneos.

2. No modelo integrado assimila a série temporal da precipitação. A questão da representatividade da precipitação é uma questão importante a ser tratada em trabalhos futuros. Na presente versão utilizou-se um majorante, porque trata-se da precipitação observada na estação mais próximas do local onde ocorreu o deslizamento, caso a caso. Consequentemente, a forçante foi estimada do valor de precipitação registrado no boletim de deslizamento, que por sua vez é estimada por composição dos dados de precipitação disponíveis no centro de gestão (Fundação GeoRio). No modelo, o valor utilizado foi majorado entre os valores disponíveis na rede de monitoramento da Geo Rio, para ser igual ou superior ao valor 40 mm h^{-1} quando deslizamento ocorreu e foi registrado. A série completa de eventos de precipitação é necessária para definição da forçante do modelo hidrológico que resolve as condições medianas de umidade de uma coluna de solo na área, que posteriormente foi empregada no modelo distribuidor 2D. As variáveis associadas às notificações de deslizamento, i.e., os valores da taxa de precipitação local e acumulada em 96 h, foram escaladas para se obter um valor mínimo de periculosidade, $\chi = 2000$. Em geral, os valores notificados apresentam valores de $\chi > 2000$, e não precisam ser rescalados. O parâmetro $\chi = 2000$ funciona como condição limiar discriminadora, ou margem de risco, separando grupo de risco do grupo de não-risco. Isto foi considerado na assimilação porque as estações pluviométricas reportadas não estão diretamente aonde os deslizamentos ocorreram, embora relativamente próximas. Mesmo que próximas, ocorrem subestimações das taxas de precipitação reais devido heterogeneidades da distribuição da taxa de precipitação e das próximas condições do terreno;
3. O programa proposto apresenta características dinâmicas obtida por assimilação de dados. O resultado é a produção automática de gráficos de séries temporais e de campos bidimensionais, mais animações auxiliares. O objetivo da automação é permitir uma rápida avaliação preliminar do previsor hidrometeorologista dos riscos associados. Pode por exemplo, avaliar a evolução temporal do próprio risco, se está aumentando ou diminuindo. Isto pode ser uma vantagem dadas as limitações dos mapas estáticos (mapas de risco de deslizamento) e do uso de planilhas de índices, em separado. Assim, o modelo de risco proposto apresenta suas próprias características que devem ser consideradas caso a caso para sua utilização, como por exemplo, sistema de equações, forma de automatização das saídas, unidades físicas, tempo de resposta, probabilidade de sucesso, falsos alarmes, etc.
4. Um ponto que deve ser assinalado é a necessidade de treinamento técnico dos futuros utilizadores dos centros de gestão de riscos naturais. Outro ponto é a necessidade de customização do modelo para utilização em diferentes cidades. Isto pode ser feito estabelecendo convênios, colaborações, cursos de extensão e consultorias técnico-científicas.
5. A resolução do arquivo de topografia utilizada é de 90 m. Esta resolução espacial é insuficiente para um detalhamento dos riscos de deslizamento das encostas mais íngremes. Este é um ponto importante a melhorar no futuro. Os modelos digitais do terreno de maior resolução são disponíveis nos grupos de pesquisa da Geografia do IGEO-UFRJ. Uma colaboração acadêmica pode ser estabelecida.
6. Consideração do desenvolvimento contínuo do modelo, com suporte aos usuários.
7. Foi obtido um mapeamento das áreas de risco com resolução de até 90 m para a área do maciço da Tijuca. Para uma ampla distribuição do mapeamento obtido será preciso considerar sua realização final em um software gráfico especialista na construção de

mapas, que pode ser uma biblioteca de programas do R ou ainda outro. Isto está em perspectiva, para realização nos próximos meses, no esforço por divulgação científica e comunicação com a sociedade. Isto para o caso do mapeamento do risco potencial (estático). Por outro lado, para a apresentação portátil da distribuição espaço-temporal do risco dinâmico, i.e., variável no tempo em função das variações da precipitação atmosférica, as alternativas ainda estão sendo consideradas, como por exemplo, o uso de Sistema Geográfico de Informação, do programa versátil R ou octave, todos portáteis e facilmente disponíveis aos potenciais usuários (i.e, gestores, previsores, etc). Uma versão simplificada também está sendo considerada para distribuição mais abrangente na Internet.

8. Apoiar o desenvolvimento do programa numérico, de modo a: melhorar a física dos processos associados ao deslizamento; aumentar a resolução espacial e temporal; atualizar o modelo de elevação do terreno para corrigir imperfeições presentes da versão utilizada; assimilar as variações espaciais da precipitação; incluir novas classes de risco, como enchentes.

Anexo

Instalação de dependências computacionais

Para execução do modelo de risco (topmodel_f90 versão_3.32) é necessária a instalação das seguintes dependências em um computador de ambiente linux (distribuição Ubuntu 14):

- nautilus-terminal - programa linux que permite chamada do terminal de comandos a partir de qualquer janela de ícones, usando o botão direito do mouse.
- firefox - navegador da internet para visualização dos filmes em formato gif.
- eog - programa de visualização de imagens (png, eps, etc).
- gnuplot - compilador gráfico para plotagem de gráficos 1D, campos 2D, superfícies 3D e animações 4D.
- gfortran - compilador Fortran 90.

O comando de instalação na distribuição Ubuntu 14 é:

- \$USER> sudo ls
- \$USER> nano /etc/apt/sources.list
- \$USER> apt-get update
- \$USER> apt-get install nautilus-terminal
- \$USER> apt-get install firefox
- \$USER> apt-get install eog
- \$USER> apt-get install gnuplot
- \$USER> apt-get install gfortran

Implementação numérica em Fortran-90

A implementação numérica das equações do modelo de estabilidade da encosta foi feita em linguagem Fortran-90 pelo meu orientador, como parte do modelo de análise de risco chamado *shadows_hidro*.

O código apresenta uma característica modular, para ser portátil entre máquinas linux. Uma vantagem da portabilidade é permitir o acoplamento modular (ie, de forma bastante organizada) com um modelo de previsão em mesoescala.

Seria interessante o acoplamento do modelo de risco com um modelo de previsão de tempestades em alta resolução (ie, menor que 1 km). Neste caso, uma versão semelhante à utilizada neste trabalho poderia ser empregada. As variáveis atmosféricas previstas pelo modelo de previsão de tempo poderiam ser usadas na definição das condições iniciais e de assimilação, assim gerando a previsão do risco de deslizamento.

Notificações de deslizamentos do Sistema Alerta Rio da Fundação Geo Rio

O sistema Alerta Rio disponibiliza os registros de deslizamento em seus relatórios anuais. Cada registro derivado dos laudos técnicos realizados na ocasião dos deslizamentos encontra-se disponibilizado no relatório anual na forma de linhas de notificações individuais. Cada notificação é composta pelas seguintes informações:

1. CONFIABILIDADE DO DADO;
2. DATA;
3. HORA;
4. MM/1H : taxa de precipitação horária, em $(mm\ h^{-1})$.
5. MM/12H(A) : taxa de precipitação acumulada nas últimas 12 h, em (mm), exclusiva da última hora;
6. MM/96H(A) : taxa de precipitação acumulada nas últimas 96 h, em (mm), exclusiva da última hora;
7. MM/72H : taxa de precipitação acumulada nas últimas 72 h, em (mm), exclusiva da última hora;
8. MM/12H(B) : taxa de precipitação acumulada nas últimas 12 h, em (mm), inclusiva da última hora;
9. MM/24H(B) : taxa de precipitação acumulada nas últimas 24 h, em (mm), inclusiva da última hora;
10. MM/96H(B) : taxa de precipitação acumulada nas últimas 96 h, em (mm), inclusiva da última hora;
11. MM/MÊS : taxa de precipitação acumulada nos últimos 30 dias, em (mm);

12. No : número no logradouro;
13. LOGRADOURO : aonde o deslizamento ocorreu;
14. BAIRRO : bairro da cidade onde ocorreu o deslizamento;
15. COMUNIDADE : nome da comunidade ou favela onde ocorreu o deslizamento;
16. ESTAÇÃO PLUVIOMÉTRICA DE REFERÊNCIA (ALERTA RIO) : nome do posto pluviométrico da meso-rede de monitoramento do Sistema Alerta Rio;
17. PLUVIÔMETRO (ALERTA SONORO) : nome do pluviômetro sonoro, se houver.
18. TIPOLOGIA(S) : classificação do tipo de risco causal conforme suas consequências observadas;
19. TIPOLOGIA PREDOMINANTE : classe do risco principal responsável pelas consequências observadas;
20. CATEGORIA DO VOLUME MOBILIZADO : estimativa da massa de terra mobilizada;
21. PLUVIÔMETRO (ALARME SONORO) : nome do pluviômetro sonoro da localidade do deslizamento e
22. LAUDO : identificação do laudo com a planilha de registro.

Os dados das notificações são preparados para utilização no modelo de risco, para obter-se um arquivo tipo XYZ.dat com a seguinte configuração:

1. LON : longitude da ocorrência (graus decimais);
2. LAT : latitude da ocorrência (graus decimais);
3. ALT : altitude da ocorrência, em (m);
4. ANO_r : ano decimal (variável de dupla precisão);
5. ANO_i : ano (inteiro);
6. MES_i : mês (inteiro);
7. DIA_i : dia (inteiro);
8. HOR_i : hora (inteiro);
9. MIN_i : minuto (inteiro);
10. SEG_r : segundo (real);
11. $PRAC(1)$: taxa de precipitação horária, em ($mm\ h^{-1}$);
12. $PRAC(2)$: taxa de precipitação acumulada em 96 h, em (mm); e
13. $PRAC(3)$: taxa de periculosidade obtida pelo produto entre a taxa de precipitação horária, em ($mm\ h^{-1}$), e a precipitação acumulada em 96 h, em ($mm^2\ h^{-1}$).

Cada linha do arquivo de notificações é preparada para conter informações de um deslizamento individual. Já que um mesmo horário e localidade podem ocorrer vários deslizamentos simultâneos ou quase simultâneos. A necessidade de diferenciarmos, levou a introdução da coluna de segundos no arquivo de notificação preparado. Assim todos os deslizamentos assimilados no modelos de risco estão pelo menos separados por um segundo. Isto não é muito considerando o passo de tempo de 1 a 2 h. Isto mostra como os deslizamentos podem ocorrerem pela ação de forças com escalas de tempo muito diferentes entre si.

Bibliografia

- [1] DE BLASIO, F. V. *Introduction to the physics of landslides - lecture notes on the dynamics of mass wasting*. Springer, 2011. 408 p. [xiii](#), [3](#), [24](#), [25](#), [26](#), [28](#), [32](#), [37](#), [38](#), [51](#), [54](#)
- [2] CRUDEN, D. M.; VARNES, D. J. Landslides: investigation and mitigation. Chapter 3 - Landslide types and processes. *National Research Council*, v. ., n. 247, p. 36–75, 1996. [xiii](#), [27](#), [28](#)
- [3] WILKS, D. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 3rd edition. ed. Academic Press, 2011. v. 100. [xvii](#), [40](#), [41](#)
- [4] FERNANDES, N. F.; FERREIRA, N.; DO AMARAL, C. P. Movimentos de massa: uma abordagem geológico-geomorfológica. *Geomorfologia e Meio Ambiente*, v. 5, n. ., p. ., 1996. [1](#), [10](#), [12](#)
- [5] AUGUSTO FILHO, O.; VIRGILI, J. C. Estabilidade de taludes. *Geologia de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE)*. p, v. ., n. ., p. 243–269, 1998. [1](#)
- [6] FEMA. Federal emergency management agency (agência federal de gestão de emergências), 2016. [1](#), [8](#)
- [7] KOBIYAMA, M. A.; MENDONCA, M. A.; MORENO, D. A.; MARCELINO, I.; EMERSON, V.; GONÇALVES, E. F.; BRAZETTI, L. L. P.; GOERL, R. F.; MOLLERI, G. S. F.; RUDORFF., F. M. *Prevenção de desastres naturais: conceitos básicos*. Organic Trading, Curitiba-PR, Brasil, 2006. [1](#)
- [8] MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resouces Research*, v. 30, n. 4, p. 1153–1171, April 1994. [3](#), [13](#), [30](#), [32](#)
- [9] BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Journal*, v. 24, n. 1, p. 43–69, 1979. [3](#), [13](#), [16](#), [31](#), [32](#), [39](#), [48](#)
- [10] AMARAL, C. Landslides disasters management in Rio de Janeiro. 2nd Pan-American Symposium on Landslides (II PSL/2a COBRAE). In: . c1997. p. 209–212. [6](#)
- [11] MARENGO, J. A.; SCHAEFFER, R.; ZEE, D.; PINTO, H. S. Mudanças climáticas e eventos extremos no Brasil. Technical report, Fundação Brasileira para o Desenvolvimento Sustentável, 2010. [8](#)

- [12] FEMA. *Are You Ready? An In-Depth Guide to Citizen Preparedness - Natural and technological Hazards*. USA government, <http://www.fema.gov/media-library/assets/documents/7877>. ed., 2016. 8
- [13] EM-DAT. Emergency events database (EM-DAT). Technical report, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), 1988. Database. 8, 10
- [14] ALEXANDER, D. The study of natural disasters, 1977-1997: some reflection on a changing field of knowledge. *Disasters*, v. 21, n. 4, p. 284–304, Dec 1997. 8
- [15] AYALA, A. I. Geomorphology, natural hazards, vulnerability and prevention of natural disasters in developing countries. *Geomorphology*, v. 47, n. 2-4, p. 107–114, 2002. 8
- [16] LEWIS, J. *Development in disaster-prone places: studies of vulnerability*. ITDG Publishing, 1999. 9
- [17] BANKOFF, G. Rendering the world unsafe: vulnerability as western discourse. *Disasters*, v. 25, n. 1, p. 19–35, 2001. 9
- [18] ICSU. Science plan for integrated research on disaster risk: Addressing the challenge of natural and human-induced environmental hazards. Technical report, International Council for Science, 2008. 9
- [19] WISNER, B.; BLAIKIE, P.; CANNON, T.; DAVIS, I. *At risk: Natural hazards, second edition*. 2nd edition. ed. Routledge, 2003. v. 1. 9
- [20] UNISDR. Global assessment report on disaster risk reduction. revealing risk, redefining development. Technical report, United Nations International Strategy for Disaster Reduction, 2011. 9
- [21] ICSU. Understanding and managing risk associated with natural hazards: An integrated scientific approach in Latin America and the Caribbean. Technical report, International Council for Science, 2009. 9
- [22] MONTOYA, C. A. H. Incertezas, vulnerabilidade e avaliação de risco devido a deslizamento em estradas. *Tese (Doutorado em Geotecnia) à Universidade de Brasília, Brasília, Brasil*, v. ., n. ., p. 250, 2013. 9
- [23] MIS. Texto sobre deslizamento de encostas (defesa civil do brasil). Technical report, Ministério da Integração Social, Governo Federal, Brasil, 2016. Ministério da Integração Social. 9
- [24] UNCSD. Disaster risk reduction and resilience building. In: . Editor ON SUSTAINABLE DEVELOPMENT, U. N. C. Rio de Janeiro, RJ, Brazil: , c2012. v. . of . p. 4, Acessado 2012 jan 12, No. 8, 4 p. 9
- [25] BRYANT, E. A. *Climate process and change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1997. 209 p. 9
- [26] SPIKER, E. C.; GORI, P. L. National landslide hazards mitigation strategy - a framework for loss reduction. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, v. 1244, p. 1–64, 2003. 9
- [27] JIBSON, R. W. Debris flows in southern Puerto Rico, in Proceedings: Landslide Processes of Eastern United States and Puerto Rico. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, v. 236, p. 29–55, 1989. Edited by A. P. Schulta and R. W. Jibson. 9

- [28] LARSEN, M. C.; WIECZOREK, G. F.; EATON, L. S.; TORRES-SIERRA, H.; MORGAN, B. A. The December 1999 rainfall-triggered landslide and flash-flood disaster in Vargas, Venezuela, 2000. 9
- [29] IDEAM. Pronostico de la amenaza diaria por deslizamientos. Technical report, IDEAM - Instituto de Hidrologia, Meteorologia y Estudios Ambientales, 2016. Access in 26 May 2016. 9
- [30] MONTERROSO, D.; DE LEON, H. Consideraciones sobre condiciones físicas asociadas al deslizamiento en el sector El Cambray II, municipio de Santa Catarina Pinula, Departamento Guatemala. *Revista Científica CONRED*, v. 1, n. 1, p. 06, 2016. 9
- [31] SELBY, M. J. Hillslope materials and processes2. *Oxford University Press*, v. 3, n. 3, p. 451, 1993. 10, 27
- [32] DIKAU, R.; BRUNSDEN, D.; SCHROTT, L.; IBSEN, M. L. *Landslide recognition*. Number 1. John Wiley & Sons, England, 1996. 10
- [33] OFDA. The numbers and trends. Technical report, The Office of US Foreign Disaster Assistance/Centre for Research on the Epidemiology of Disasters., Brussels, Belgium, 2014. A text review about natural disasters. 10
- [34] ISRD. Global assessment report on disaster risk reduction: Revealing risk, redefining development. Technical report, International Strategy for Disaster Reduction, 2011. 10
- [35] D'AGOSTINO, R. Nível da água baixa em Blumenau, em SC; veja antes e depois. <http://g1.globo.com>, 4 2011. Accessed on April 28, 2016. 10
- [36] BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba-PR, Brazil. In Portuguese*, v. 16/17, p. 85–116, 1965. 10
- [37] MEIS, M. R. M.; SILVA, J. X. Contribuição ao estudo dos movimentos de massa ocorridos na Guanabara em janeiro de 1966 e fevereiro de 1967. *Revista Brasileira de Geografia. In Portuguese*, v. 30, n. 1, p. 55–73, 1967. 10
- [38] COELHO NETTO, A. L. Mecanismos internos de um sistema de drenagem florestal: subsídio ao planejamento urbano regional - RJ, 1984. 10
- [39] MIRANDA, J. C.; ALEMÃO, A. V. F.; COELHO NETTO, A. L. Distribuição de chuvas e interceptação pela vegetação florestal: Parque Nacional da Tijuca - RJ, 1991. 10
- [40] AVELAR, A. S.; LACERDA, W. A. Causas iniciais do movimento de massa do Soberbo, RJ - Brasil, 1997. 2a Conferência Brasileira sobre Estabilidade de Encostas, 3-12. 11
- [41] FERNANDES, M. C. *Geoecologia do maciço da Tijuca: uma abordagem geo-hidroecológico*. 1997. Dissertação (Mestrado em Física) - Departamento de Geografia, IGEO-CCMN-UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil. 141 p. In Portuguese, 1997. 11

- [42] GEOHECO. Estudo de qualidade ambiental do geossistema do Maciço da Tijuca - subsídios à regulamentação da APARU do Alto da Boa Vista. Technical report, SMAC/RJ Secretaria Municipal do Meio Ambiente, Prefeitura do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Relatório técnico No 14/000831/99. Vols. I, II, III. In Portuguese, 2000. 11
- [43] COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. L.; FERNANDES, M. C.; LACERDA, W. A. Landslide susceptibility in a mountainous geocossystem, Tijuca massif, Rio de Janeiro: the role of morphometric subdivision of terrain. *Geomorphology, Amsterdam*, v. 97, p. 120–131, 2007. 11, 35
- [44] COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A.; DÓRSI. *Vulnerabilidades da cidade face em face das mudanças climáticas - domínio do ecossistema da floresta atlântica de encostas*. Rio de Janeiro-RJ: Imprinta Express, 1a Ed.. In Portuguese., 2008. v. ., p. 147–163. 11, 12
- [45] COELHO NETTO, A. L.; AVELAR, A. L.; LACERDA, W. A. *Natural hazards and human-exacerbation disasters in Latin America*. Amsterdam: Elsevier, 2009. v. 13, Cap. Landslides and disasters in Southeastern and Southern Brazil, p. 223–243. 11
- [46] GROISMAN, P. Y.; KNIGHT, R. W.; EASTERLING, D. R.; KARL, T. R.; HEGERL, G. C.; RAZUVAEV, V. N. Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate*, v. 18, n. 9, p. 1326–1350, 2005. 12
- [47] MARENGO, J. A. Future change of climate in South America in the late twenty-first century: the CREAS Projectaguas newsletter. *Climate Dynamics*, v. 3, p. 5, 2009. 12
- [48] COELHO NETTO, A. L. Produção de sedimentos em bacias fluviais florestadas do Maciço da Tijuca, RJ: respostas aos eventos extremos de fevereiro de 1996. II Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, 1996. 12
- [49] NUNES, A. J. C.; FERNANDES, C. E. M.; ILIESCO, M.; CID, M. R. V. K.; ALVES, R. I. V.; SILVA, L. J. R. D. B. Contribuição ao conhecimento do risco geológico da cidade de Petrópolis, RJ. *Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano*, v. 1, p. 102–114, 1990. 12
- [50] NAKAZAWA, V. A.; CERRI, L. Os escorregamentos ocorridos em Petrópolis-RJ em fevereiro de 1988: ações emergenciais. *Simpósio Latino-Americano sobre Risco Geológico Urbano*, v. 1, p. 325–333, 1990. 12
- [51] FERNANDES, N. F.; GUIMARÃES, R. F.; GOMES, R. A. T.; VIEIRA, B. C.; MONTGOMERY, D. R.; GREENBERG, H. Condicionantes geomorfológicos dos deslizamentos nas encostas: avaliação de metodologias e aplicação de modelo de previsão de áreas susceptíveis. *União da Geomorfologia Brasileira*, v. ., n. ., p. 58, 2001. 12, 27, 31, 47
- [52] CEPED. Pesquisas sobre desastres da Universidade Federal de Santa Catarina. *Di-retrizes em Redução de Riscos de Desastres Região Serrana do Rio de Janeiro*, v. ., n. ., p. ., 2011. CEPED-UFSC - Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres da Universidade Federal de Santa Catarina. 12
- [53] DOS SANTOS, I. *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais - PR*. 2001. Tese (Doutorado em Física) - Universidade Federal do Paraná, 2001. 12

- [54] PANDO, M. A.; RUIZ, M. E.; LARSEN, M. C. Landslides in Puerto Rico produced by rrain: overview (in Spanish). *Rev. Int. de Desastres Naturale, Accidentes e Intfraestructura Civil*, v. 4, n. 1, p. 53–66, . 2004. . 13
- [55] CAINE, N. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler*, v. 62, n. A(1-2), p. 23–27, . 1980. . 13
- [56] LARSEN, M. C.; SIMON, A. Rainfall-threshold conditions for landslides in a humid-tropicalopical system, Puerto Rico. *Geografiska Annaler*, v. 75, n. A(1-2), p. 13–23, 1993. 13
- [57] GUZZETTI, F.; PERUCCACCI, S.; ROSSI, M.; STARK, C. P. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*, v. 5, n. 1, p. 3–17, . 2008. . 13
- [58] GUIDICINI, G.; IWASA, O. Y. Ensaio de correlação entre pluviosidade e escorregamentos em meio tropical úmido - Relatório N. 1080. Technical report, Instituto de Pesquisas Tecnológicas - IPT, São Paulo, Brasil, 48p., 1976. 14
- [59] PEDROSA, M. G. A. *Análise de correlações entre pluviometria e escorregamentos de taludes*. 1994. Tese (Doutorado em Física) - COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 343 p., COPPE, UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 1994. 14, 15
- [60] VARGAS JR, E.; OLIVEIRA, A. R. B.; COSTA FILHO, L. M.; CAMPOS, L. E. P. A study of the relationship between the stability of slope in residual soil and rain intensity, 1986. 14
- [61] TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. Análise de Correlação entre Chuvas e Deslizamentos - Serra do Mar, município de Cubatão, 1987. 14, 15
- [62] TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. Modelamento numérico da análise de correlação entre chuvas e deslizamentos aplicado às encostas da Serra do Mar, 1987. . 14, 15
- [63] CERRI, L. E. S. *Riscos geológicos associados a escorregamentos: uma proposta para prevenção de acidentes*. . 1993. Tese (Doutorado em Física) - UNESP, Rio Claro, SP, Brasil, 197 p., ., . 1993. . 15
- [64] AZEVEDO, G. F. *Análise da relação chuva-escorregamentos em regiões tropicais montanhosas urbanas, caso de estudo Rio de Janeiro, Brasil*. 2011. Dissertação (Mestrado em Física) - Master's Thesis. Departamento de Engenharia Civil e Ambiental - Universidade de Brasília - UNB, Brasília, DF, Brasil, 120 p., Brasília - DF -Brasil, 2011. 15
- [65] D'ORSI, R.; FEIJO, L.; PAES, N. M. Relatório de Escorregamentos. . ., Fundação Geo-Rio, Rio de Janeiro, Rj, Brasil, 58 p., ., . 2002. . 15
- [66] BEVEN, K. J. *Distributed hydrological modelling applications of the topmodel concept*. Number 551.498 D5. Wiley, 1998. 16
- [67] BEVEN, K. J. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons, 2004. 16, 22, 28, 34, 48

- [68] KARAM, H. A. Modelagem da distribuição da saturação de água do solo em terrenos complexos baseada na teoria de similaridade: proposição de abordagem lagrangiana. *Anuário do Instituto de Geociências-IGEO/UFRJ*, v. 37, n. 2, p. 139–150, 2014. 16, 39, 45, 48, 88
- [69] DA SILVA, R. V.; KOBIYAMA, M. Topmodel: teoria integrada e revisão. *Raega-O Espaço Geográfico em Análise*, v. 14, p. 97–110, 2007. 16
- [70] ALERTA RIO. Relatório de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos para a Cidade do Rio de Janeiro no ano de 2010. Technical report, Fundação Instituto de Geotécnica do Município do Rio de Janeiro - GEORIO - Sistema Alerta Rio, 2010. 17
- [71] ALERTA RIO. Relatório de Correlação entre Chuvas e Escorregamentos para a Cidade do Rio de Janeiro no ano de 2011. Technical report, Fundação Instituto de Geotécnica do Município do Rio de Janeiro - GEORIO - Sistema Alerta Rio, 2011. 17
- [72] COELHO NETTO, A. L. O geocossistema da floresta da tijuca. *Natureza e sociedade no Rio de Janeiro - Abreu, M. A. A., Ed*, v. ., n. ., p. 104–142, 1992. Biblioteca Carioca/IPLANRIO. 20
- [73] GEOHECO/SMAC. Estudos de qualidade ambiental do Geocossistema do Maciço da Tijuca: Fase 2: Subsistema Hidrográfico da Zona Sul (SSHZS). Technical report, Revista do Departamento de Geografia, 2000. 20
- [74] PAIVA, A. C. E. Índice de similaridade hidrológica na bacia do rio Botas da RMRJ. Technical report, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Meteorologia-IGEO-CCMN-UFRJ, 2010. Orientador: Hugo Abi Karam. 24
- [75] ORTIGÃO, J. A. R. *Introdução à mecânica dos solos dos estados críticos*. LTC, 1995. 24
- [76] PINTO, C. D. S. Curso básico de mecânica dos solos. *São Paulo: Oficina de Textos*, v. 1, n. ., p. 247, 2000. 24
- [77] McKYES, E.; NYAMUGAFATA, P.; NYAMAPFENE, K. W. Characterization of cohesion, friction and sensitivity of two hardsetting soils from Zimbabwe. *Soil and Tillage Research*, v. 29, n. 4, p. 357–366, 1994. 24
- [78] LAMBE, T. W.; WHITMAN, R. *Soil mechanics*. ., 1969. 24
- [79] ZAIDAN, R. T.; FERNANDES, N. F. Zoneamento de susceptibilidade a escorregamentos em encostas aplicado à bacia de drenagem urbana do córrego do independência-juiz de fora (mg). *Revista Brasileira de Geomorfologia*, v. 10, n. 2, p. 60, 2009. 27
- [80] AMARAL, C.; FEIJÓ, R. L. Aspectos ambientais dos escorregamentos em áreas urbanas. *Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil*, v. ., n. ., p. 193–224, 2004. 27
- [81] REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Propriedades física do solo. *Relatório Técnico Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Santa Maria-RS, Brasil*, v. 1, n. 1, p. 18, 2006. 27
- [82] DIETRICH, W. E.; MONTGOMERY, D. R. SHALSTAB: a digital terrain model for mapping shallow landslide potential. Technical report, National Council for Air and Stream Improvement, 1998. 26 pp. 28, 29, 32

- [83] O LOUGHLIN, E. M. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*, v. 22, n. 5, p. 794–804, 1986. 29, 31
- [84] O LOUGHLIN, E. M.; SHORT, D. L.; DAWES, W. R.; and others. Modelling the hydrological response of catchments to land use change. In: . c1989. p. 335. 29
- [85] VERTESSY, R. A.; ELSENBEER, H. Distributed modeling of storm flow generation in an amazonian rain forest catchment: Effects of model parameterization. *Water Resources Research*, v. 37, n. 7, p. 2173–2187, 1999. 29
- [86] SCHELLEKENS, J. et al. *Hydrological processes in a humid tropical rain forest: a combined experimental and modelling approach*. J. SCHELLEKENS, 2000. Doctoral Thesis Vrije Uniersiteit Amsterdam.158 p. 29
- [87] CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. Hillslope form and process. *University Press*, v. ., n. ., p. ., 1972. 31
- [88] GUIMARÃES, R. F. *A modelagem matemática na avaliação de áreas de risco a deslizamentos: o exemplo das bacias dos rios Quitite e Papagaio (rj)*. 2000. Dissertação (Mestrado em Física) - Departamento de Geologia, IGEO, UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, Brasil, 157 p., 2000. 32
- [89] OKE, T. R. *Boundary layer climatess*. New York: Routledge, 1987. 435 p. 39
- [90] KARAM, H. A.; PEREIRA FILHO, A. J. Revisão dos métodos de Penman e Penman-Monteith aplicados a cânions urbanos. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 1, n. 1, p. 86–106, 2006. 39
- [91] BANDEIRA, A.; COUTINHO, R.; ALHEIROS, M. Importância da caracterização geológico-geotécnica e da chuva para gerenciamento de áreas de riscos. In: . c2009. 43
- [92] STRASSBURGER, D. *Risk management and solvency: mathematical methods in theory and practice*. 2007. Tese (Doutorado em Física) - Universität Oldenburg, 2007. 44
- [93] NIEBLE, C. M.; GUIDICINI, G. Estabilidade de taludes naturais e de escavação. *Editora Edgard Blücher. Segunda edição. Ed. São Paulo*, v. ., n. ., p. ., 1984. 45
- [94] ALVES, M. R. *Múltiplas técnicas no mapeamento digital de solos*. 2008. Tese (Doutorado em Física) - Tese (Doutorado em Agronomia) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, SP, Brasil, 2008. 48
- [95] SCHULER, A. E.; MORAES, J. M.; MILDE, L. C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L.; CALIJURI, M. L. Análise da representatividade física dos parâmetros do topmodel em uma bacia de meso escala localizada nas cabeceiras do rio corumbataí, são paulo. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 5, n. 2, p. 5–25, 2000. 48
- [96] LEPSCH, I. F. Conservação dos solos. *Formação e conservação dos solos. São Paulo: Oficina de textos*, v. ., n. ., p. 160–176, 2002. 49
- [97] FREDLUND, D. G. Slope stability analysis incorporating the effect of soil suction. *Slope Stability*, v. ., n. ., p. 113–144, 1987. 50

- [98] LUMB, P. Slope failures in Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 8, n. 1, p. 31–65, 1975. 50
- [99] BRAND, E. W.; PREMCHITT, J.; PHILLIPSON, H. B. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. *Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, v. 1, p. 377–384, 1984. 50
- [100] SILVA, N. D. L. *Correlação entre pluviosidade e movimentos gravitacionais de massa no alto ribeirão do carmo/mg*. 2015. Dissertação (Mestrado em Física) - Escola de Geotecnica - Universidade Federal de Ouro Preto - MG - Brasil, 2015. 54
- [101] JONES, F. O. Landslides of rio de janeiro and the Serra das Araras escarpment, Brazil. Technical report, USGPO, 1973. 54
- [102] KARAM, H. A.; PEREIRA FILHO, A. J.; FLORES R., J. L. On the precipitation homogeneity hypothesis in the TOPMODEL applications. *In Geo-Technologies and Natural Disasters (Special Edition), Brazilian Journal of Cartography*, v. 69, n. 1, p. 13–22, Jan/Feb 2017. 88