



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO NUMÉRICO PARA AVALIAÇÃO DE RISCOS
NATURAIS ASSOCIADOS À PRECIPITAÇÃO NA RMRJ**

CESAR ARTURO SANCHEZ PEÑA

Dissertação 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 (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ)
para obtenção do título de Mestre em Ciências (área : Meteorologia)

Programa de Pós-graduação em Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Hugo Abi Karam

Rio de Janeiro, Maio de 2018

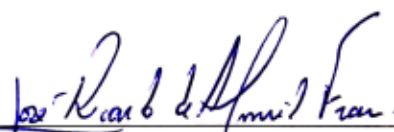
**DESENVOLVIMENTO DE UM MODELO NUMÉRICO PARA AVALIAÇÃO
DE RISCOS NATURAIS ASSOCIADOS À PRECIPITAÇÃO NA RMRJ**

CESAR ARTURO SANCHEZ PEÑA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO 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 (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (ÁREA: METEOROLOGIA).



Prof. Dr. HUGO ABI KARAM (Orientador)



Prof. Dr. JOSÉ RICARDO DE ALMEIDA FRANÇA



Prof. Dr. OTTO CORRÊA ROTUNNO FILHO

RIO DE JANEIRO, RJ, BRASIL

MAIO DE 2018

**Desenvolvimento de um modelo numérico para
avaliação de riscos naturais associados à precipitação na
RMRJ**

Este texto trata-se da versão original de Cesar Arturo Sanchez Peña.

Desenvolvimento de um modelo numérico para avaliação de riscos naturais associados à precipitação na RMRJ

Esta dissertação contém as correções e alterações sugeridas pela Comissão Julgadora durante a defesa realizada por Cesar Arturo Sanchez Peña em 16/05/2018.

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 de arguição:

- Hugo Abi Karam (orientador) - Prof. Dr. - IGEO-UFRJ
- José Ricardo de Almeida França - Prof. Dr. - IGEO-UFRJ
- Otto Corrêa Rotunno Filho - Prof. Dr. - COPPE-UFRJ

Agradecimentos

Ao Prof. Hugo Abi Karam do Laboratório de Hidrometeorologia Experimental do IGEO-CCMN-UFRJ pela orientação e disponibilização dos códigos computacionais dos modelos hidrológicos utilizados neste trabalho.

Ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO/CCMN/UFRJ), que me acolheu como estudante e proveu um ambiente adequado de estudo e pesquisa.

A minha família pelo carinho e suporte.

A M.Sc. Isela Leonor Vásquez Panduro, doutoranda da COOPE-UFRJ, pela amizade e troca de ideias em climatologia e hidrologia.

Ao Prof. Otto Corrêa Rotunno Filho do Laboratório de Hidrologia da COOPE-UFRJ, pelo incentivo acadêmico.

À agência de fomento CAPES-MEC pela concessão de bolsa de mestrado no segundo ano de minha pesquisa.

Resumo

Peña, Cesar Arturo Sanchez. **Desenvolvimento de um modelo numérico para avaliação de riscos naturais associados à precipitação na RMRJ**. Maio, 2018. 97 páginas. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto de Geociências (IGEO), Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza (CCMN), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 2018.

Este trabalho considera a utilização de um modelo numérico hidrológico sobre terreno completo, com capacidade de assimilação variacional de forçantes atmosféricas espacialmente heterogêneas, na avaliação de riscos hidrometeorológicos na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. A forçante atmosférica foi definida a partir da estimativa de precipitação pelo Hidroestimador da NOAA e também pela rede de monitoramento pluviométrico da Cidade do Rio de Janeiro, ambos com amostragem de 15 min. O modelo digital de topografia utilizado é o Shuttle Radar Topography Mission SRTM da NASA. Esses dados foram assimilados em três diferentes versões do modelo hidrológico topmodel: original, dinâmico e variacional. Todas as versões incluem pré e pós processamento de: um modelo de coluna de solo 1d representando condições medianas, um modelo de distribuição hidrológica (topmodel) e um modelo de estabilidade da camada superficial do solo para avaliação do risco de deslizamento, em toda a área. O modelo foi executado com resolução espacial de 4 km e temporal de 1 h, para toda a área do estado do Rio de Janeiro, RJ, Brasil. Os resultados indicam que a versão variacional apresenta uma resposta fisicamente mais consistente que as versões original e dinâmica do modelo hidrológico durante eventos de tempestade severa com rápido desenvolvimento, devido a sua capacidade maior de concentração da água de chuva nas baixadas. A finalidade da investigação foi melhorar o entendimento do papel das heterogeneidades de forçantes atmosféricas no risco de deslizamentos, associadas às chuvas intensas de rápido desenvolvimento temporal, que podem tornar-se mais frequentes com as mudanças climáticas e o aumento da urbanização.

Palavras-chave: Modelo de riscos associados ao ciclo da água; Enchentes e deslizamentos de encostas; Região Metropolitana do Rio de Janeiro; Previsão de curtíssimo prazo.

Abstract

Peña, Cesar Arturo Sanchez. **Development of a numerical model for the evaluation of natural risks associated with precipitation in the Metropolitan Area of Rio de Janeiro.** May, 2018. 97 pages. Master's thesis, Post-Graduation Program in Meteorology (PPGM), Institute of Geosciences (IGEO), Center of Mathematical and Nature Sciences (CCMN), Federal University of Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, RJ, Brazil, 2018.

This work considers the use of a hydrologic numerical model over complex terrain, with variation data assimilation of heterogeneous atmospheric forcing, for evaluation of hydrometeorological risks in the Metropolitan Area of Rio de Janeiro. The input data include: precipitation fields from the Hydroestimator of NOAA, rainfall measurements of the monitoring network of Rio de Janeiro City, both sampled each 15 min. The digital topographic was obtained from the Shuttle Radar topography Mission SRTM of NASA. These data will be assimilated in three versions of the hydrological model: original, dynamic and variation. All versions include pre and post processing of a 1d solo column model representing medium conditions, a hydrologic distribution model (topmodel) and a soil surface layer stability model for landslides risk assessment in all areas. The model was run with spatial resolution of 4 km and temporal of 1 h for the entire area of the state of Rio de Janeiro, RJ, Brazil. The results indicate that the variational version presents a response physically more consistent than the original and dynamic versions of the hydrological model during severe storm events with rapid development, due to its greater capacity of concentration of rainwater in the lowlands. The aim of the research was to improve the understanding of the role of atmospheric forcing heterogeneities in the risk of landslides associated with intense rains of rapid temporal development that may become more frequent with climate change and increased urbanization.

Keywords: Natural hazards model associated with the water cycle; Floods and landslides; Metropolitan Area of Rio de Janeiro; Nowcasting.

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	2
1.2 Objetivos específicos	3
1.3 Contribuições esperadas	4
1.3.1 Organização do Trabalho	4
2 Fundamentação teórica	7
2.1 Modelo hidrológico TOPMODEL	19
3 Metodologia	25
3.1 Área de Interesse (RMRJ)	25
3.2 Modelo digital de elevação (SRTM)	26
3.3 Dados de precipitação	28
3.3.1 Dados Pluviométricos Pontuais	28
3.3.2 Precipitação estimada por satélite	28
3.3.3 Dados disponíveis	30
3.3.4 Hidro-estimador	30
3.4 Algoritmo K -means	31
3.5 Transformada Ondaleta	32
3.6 Modelo de coluna de solo	32
3.7 Modelo de estabilidade para deslizamento linear	33
3.8 Modelo hidrológico TOPMODEL (semi-distribuído)	40
3.8.1 TOPMODEL original	42
3.8.2 TOPMODEL dinâmico	47
3.8.3 TOPMODEL variacional	49
3.9 Parâmetros Usados	51

3.10	Estrutura final	52
3.11	Modelo acoplado	53
3.12	Análise do evento 14-15 fevereiro	53
3.13	Experimentos realizados	55
3.13.1	Teste: caso idealizado	55
3.13.2	Teste: caso realístico	57
4	Resultados	59
4.1	Análise da variabilidade de um evento de precipitação extrema	59
4.2	Teste: caso idealizado	63
4.3	Teste: caso realístico	69
5	Conclusões	83
5.1	Sumário das contribuições obtidas	84
5.2	Perspectivas	85
	Bibliografia	89

Lista de Figuras

1.1	Diagrama de fluxo mostrando a estrutura de capítulos da dissertação.	5
2.1	Fotografia do tempo central da cidade ancestral de Angkor, no atual Camboja. Angkor foi uma megacidade, entre 1010-1220, suportando por menos 0,1% da população global. Fonte: wikipedia	8
2.2	Mapa muito acurado de Imola (hoje na Região Metropolitana de Bolonha, Itália) desenhado por Leonardo da Vinci mostrando detalhes dos meandros traçados pelo rio Santerno. Fonte: Wikipedia.	10
3.1	Mapa do estado do Rio de Janeiro.	26
3.2	O modelo de elevação digital SRTM-NASA corresponde a um grande avanço no mapeamento digital da topografia global até resolução de 90 m. A NASA deu acessibilidade aos esses dados de elevação digital de alta qualidade, de forma que sua utilização tem contribuído para a análise ambiental e previsão de tempo de mesoescala da zona tropical da Terra, aonde em geral, dados topográficos são pouco disponíveis ou inexistentes ao longo de vastas áreas (e.g., JARVIS <i>et al.</i> , 2008[1]).	27
3.3	Interpretação dos sensores de micro-ondas passivo e ativo instalados no satélite, onde se destaca a diferença entre os dois tipos.	29
3.4	Localização das estações pluviométricas da rede de monitoramento do Sistema Alerta Rio da Fundação Geo Rio da Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro-RJ, Brasil.	31
3.5	Esquema do procedimento usado no método K -means	31
3.6	Objeto prismático em estado de repouso sobre um plano inclinado com ângulo β , onde o ponto preto representa o centro de massa do objeto.	35
3.7	A figura mostra a independência da força de fricção sobre a distribuição da massa, em ambos grupos de blocos a força de atrito presente irá ser a mesma (DE BLASIO, 2011)[2].	36
3.8	mesa inclinada com angulo β , onde o objeto viaja desde o ponto A ao ponto P	38
3.9	Três características do modelo hidrológico semi-distribuído TOPMODEL, junto com as versões usadas neste trabalho.	42
3.10	Representação da drenagem da área descendente através de um ponto dentro de uma bacia hidrográfica (Beven (Org.), 1997)[3].	45

3.11	Visão rápida do procedimento do modelo desde a descarga de dados de precipitação até a obtenção dos resultados.	53
3.12	Modelos que compõem o sistema modelístico, acoplado ao modelo logístico de risco.	54
3.13	Metodologias usadas para obter o comportamento espaço-temporal do evento de chuva intensa de 14 e 15/02/2018.	54
3.14	Características dos testes numéricos apresentados.	55
3.15	Superfície idealizada por uma função gaussiana, centralizada.	56
3.16	Evolução temporal do campo de precipitação sobre a superfície idealizada.	57
3.17	Mapa da topografia do Rio de Janeiro.	58
3.18	Evento de precipitação extrema simulada referente aos dias 14 e 15/02/2018.	58
4.1	Série do tempo da precipitação para o mês de fevereiro de 2018.	59
4.2	Distribuição das estações para os 3 grupos.	60
4.3	Espectro da ondeleta da precipitação padronizada na escala de cada 15 min para os grupos 1, 2 e 3, de 14 a 15/02/2018. A resolução temporal é de 15 min nos eixos da abscissa e ordenada (coordenadas x e y, respectivamente). No eixo das ordenadas, a coordenada “Período” igual a 4 corresponde a 4 intervalos temporais de 15 min, (i.e., à ondeleta de 1 h), enquanto, 64 corresponde à ondeleta de 24 h (período diário). No eixo das abscissas, a coordenada “tempo” se refere a hora local.	62
4.4	Covariância espacial da estrutura da precipitação entre as estações da rede de monitoramento do sistema Alerta Rio (GEORIO, 2018)[4].	63
4.5	Evolução temporal da distribuição espacial da taxa de precipitação, durante a madrugada do dia 15/02/2018, mostrada sobre área contendo o estado do Rio de Janeiro, feita a partir da estimativa de precipitação do Hidro-estimador da NOAA. As horas indicadas no título de cada imagem referem-se às horas do Tempo Universal Coordenado (UTC). A hora local do RJ é igual a hora UTC (i.e., a hora local de Greenwich) menos 3 h.	63
4.6	Distribuição espacial do índice topográfico (invariante no tempo) para o TOPMODEL original.	64
4.7	Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no TOPMODEL dinâmico.	65
4.8	Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no TOPMODEL variacional.	66
4.9	Variação do déficit de saturação calculado pela versão original.	66
4.10	Variação do déficit de saturação no TOPMODEL Dinâmico.	68
4.11	Variação do déficit de saturação no TOPMODEL variacional.	68
4.12	Histograma da variação do perigosidade.	69

4.13	Evolução do risco de deslizamento em associação ao movimento na tormenta (caso idealizado).	70
4.14	Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no modelo TOPMODEL dinâmico (caso realístico).	71
4.15	Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no modelo TOPMODEL variacional (caso realístico).	72
4.16	Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL original para estado do RJ.	74
4.17	Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL dinâmico para o estado do RJ.	75
4.18	Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL variacional para o estado do RJ.	76
4.19	Evolução temporal do índice de perigosidade, em unidades de (mm^2h^{-1}) , obtido da multiplicação da taxa de precipitação horária, em $(mm h^{-1})$, pelo valor acumulado de precipitação em 96 h, em (mm) . Note-se que a máxima periculosidade associada ao acúmulo de água ocorre fora de fase (i.e., atrasada algumas horas em relação à máxima taxa de precipitação ocorrida às 9h30min da simulação).	77
4.20	Variação horária simulada da distribuição espacial da escala da coesão do solo (adimensional).	78
4.21	Variação horária simulada da distribuição espacial da escala do módulo do estresse normal simulado (adimensional).	79
4.22	Evolução temporal da distribuição espacial do fator de segurança de deslizamento de terra de encostas, (F) (adimensional).	81
4.23	Evolução temporal da distribuição espacial da probabilidade logística do risco de deslizamento, em porcentagem.	82
5.1	Etapas futuras.	86
5.2	Descrição do armazenamento de uma variável tridimensional e tetra-dimensional.	86
5.3	Estrutura do Script WebSite atualmente usando dados de precipitação estimada por Hidro-estimador/NOAA e GPM/NASA & JAXA.	87

Lista de Tabelas

2.1	Três diferentes perfis da transmissividade	18
2.2	Classificação dos modelos computacionais.	23
3.1	Fator de segurança.	39
3.2	Intervalo do parâmetro m	51
3.3	Lista dos parâmetros utilizados neste trabalho.	52
3.4	Parâmetros da função Gaussiana utilizada no teste idealizado.	56

Lista de Abreviaturas e Siglas

DEM	<i>Digital Elevation Model</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite Network</i>
GPM	<i>Global Precipitation Measurement</i>
IGEO	<i>Instituto de Geociências</i>
INEA	<i>Instituto Estadual do Ambiente</i>
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</i>
NetCDF	<i>The Network Common Data Form</i>
NESDIS	<i>National Environmental Satellite, Data, and Information Service</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
PPGM	<i>Programa de Pós-graduação em Meteorologia</i>
RJ	<i>Estado do Rio de Janeiro, Brasil</i>
RMRJ	<i>Região Metropolitana de Rio de Janeiro</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topographic Mission</i>
TOPMODEL	<i>Topography-based hydrological model</i>
UFRJ	<i>Universidade Federal de Rio de Janeiro</i>

Lista de símbolos

K	condutividade hidráulica
K_0	condutividade hidráulica para saturação
T	transmissividade hidráulica (dimensional)
T_0	transmissividade hidráulica para saturação (dimensional)
τ	transmissividade hidráulica (adimensional)
D	deficit de saturação do solo
\bar{D}	deficit de saturação do solo (valor mediano)
z_w	profundidade do lençol freático
f	parâmetro de escala do modelo
m	parâmetro de distribuição topmodel
β	ângulo de inclinação da encostas
Λ	declinação da superfície topográfica
λ_i	índices topográfico local
$\bar{\lambda}$	índice topográfico (valor mediano)
\vec{q}	vetor representando a velocidade do escoamento
q_x	componente horizontal do fluxo
q_z	componente vertical do fluxo
A	área contribuidora
w	largura da faixa de drenagem
a	área contribuidora por unidade de largura da faixa de drenagem
Q	vazão ou caudal
r	precipitação por unidade de largura da faixa de drenagem
i	infiltração superficial por unidade de largura da faixa de drenagem
j	infiltração profunda por unidade de largura da faixa de drenagem
c	velocidade da onda cinemática
F	Fator de segurança
R_c	Precipitação crítica
K_r	Escala de precipitação crítica

Capítulo 1

Introdução

Atualmente, os desastres naturais, como por exemplo, associados às inundações, enchentes e deslizamentos de encosta, e provocados por eventos hidrometeorológicos, como chuvas intensas de rápido desenvolvimento ou chuvas persistentes ou recorrentes em curtos períodos (poucos dias), têm ocasionado muitas perdas materiais e mortes em todo o mundo (GUHASAPIR *et al.*, 2012[5]; JHA *et al.*, 2012[6]).

Os riscos naturais associados aos ramos atmosférico e superficial do ciclo da água tem sido agravados pelo aumento da vulnerabilidade em áreas de rápida urbanização, em todo o mundo, caracterizadas por ocupação de áreas de riscos conhecidas (e.g., as encostas e sopés de morros íngrimes) e mesmo desconhecidas, como insuspeitas áreas de aterros com rejeitos industriais tóxicos (CHAVÉRIAT, 2000[7]; SATTERTHWAITTE, 1993[8]).

Os desastres naturais têm consequências sérias sobre a capacidade de resiliência da população, como pode ser constatado pelos efeitos de difícil mitigação e recuperação após a passagem do furacão Katrina pelos EUA (CAMPANELLA, 2006[9]; ROSENZWEIG e SOLECKI, 2014[10]; FUSSEL *et al.*, 2010[11]).

O estado do Rio de Janeiro (RJ) e em particular a grande área correspondente aos municípios que compõe a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), incluindo a cidade do Rio de Janeiro e grandes municípios da Zona Serrada (e.g., Teresópolis e Petrópolis), têm sofrido catástrofes ambientais sérias e recorrentes, com perda de milhares de vidas desde a década de 1960, [associadas à chuvas prolongadas ao longo de alguns dias, resultando em enchentes, inundações, torrentes de eflúvios de grande dinâmica (*flash floods*), deslizamentos de encostas inteiras (incluindo lama, terra, rochas, árvores etc) (DO LAGO, 2000[12]; NOBRE *et al.*, 2011[13]; PENHA, 1992[14]).

No RJ, diversas medidas governamentais tem sido adotadas como a implementação de Centros Locais e Regionais de Gestão de Emergências, onde os fatores meteorológicos são considerados em sua real dimensão e relevância (DE LA ROCQUE e PETRAS, 2014[15]; O'DWYER *et al.*, 2013[16]; BATISTA, 2017[17]).

Para contribuir para a construção de novas ferramentas de diagnóstico e prognóstico usadas nos Centros de Gestão de Emergências, neste trabalho propõe-se a utilização (com simulações numéricas, análise qualitativa e de consistência física) de programas computacionais (softwares) propostos e codificados pelo Prof. Hugo Abi Karam, orientador deste

trabalho, para utilização em pesquisas do Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (lhydex), do Departamento de Meteorologia do Instituto de Geociências (IGEO), do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza (CCMN), da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ). De forma original, o modelo variacional que faz parte do sistema modelístico (software) considera conceitos do modelo hidrológico TOPMODEL semi-distribuído, como a similaridade hidrológica para estabelecimento da equação do modelo distribuidor, além, de um modelo de probabilidade de risco de deslizamentos de encosta (KARAM, 2014[18]; _ *et al.*, 2017[19]).

1.1 Objetivos gerais

O objetivo geral deste trabalho é avaliar o efeito para forçantes hidrológicas heterogêneas no espaço e variáveis no tempo sobre a distribuição da água na camada superior do solo obtida de modelos hidrológicos baseados no conceito TOPMODEL. Para tal, utilizou-se três diferentes proposições baseadas nas hipóteses do modelo hidrológico TOPMODEL. A primeira, baseada na versão original do modelo TOPMODEL, assume uma forçante atmosférica homogênea sobre toda a bacia (i.e., de valor igual a condição mediana da precipitação atmosférica), apenas variável no tempo. A segunda, correspondente à implementação da propagação da onda cinemática correspondente à versão distribuída do modelo TOPMODEL, chamada de TOPMODEL dinâmico (i.e., em referência ao modelo TOPMODEL dinâmico, disponível no R). A terceira proposta implementa a abordagem variacional, em que uma assimilação variacional de forçantes heterogêneas foi implementada, de forma consistente com a manutenção da hipótese de similaridade hidrológica sobre terreno complexo, sendo esta terceira, uma proposta original desenvolvida no laboratório lhydex da UFRJ.

O programa computacional resultante (software fortran incluindo saída gráfica e controle por shell script), com as três abordagens indicadas acima, inclui um modelo de risco de deslizamento que permite o mapeamento dinâmico, i.e., a cada passo de tempo horário. A codificação atual é um linguagem Fortran-90 (i.e., gfortran). A implementação foi feita em ambiente de SO linux, distribuição ubuntu 16 LST, estável nos testes em 32 e 64 bits.

Os dados de entrada que permitem a definição das condições de contorno e iniciais do problema da distribuição hidrológica foram preparadas a partir de diferentes fontes de dados:

- estimativa de precipitação por satélite (Hidro-estimador da NOAA);
- medições de chuva da rede de monitoramento da Fundação Geo Rio do município do Rio de Janeiro-RJ;
- dados de estação meteorológica de superfície (i.e., variáveis meteorológicas) e
- modelo digital da topografia da Terra (SRTM/NASA).

Além desses, resultados de modelos simplificados de radiação solar incidente à superfície da RMRJ foram utilizados como condição de contorno dos modelos de balanço de energia superficial (FLORES R. *et al.*, 2017)[20].

A razão do desenvolvimento das ideias conceituais da distribuição referentes a hipótese de similaridade hidrológica, a partir da aplicação do princípio variacional, juntamente com a hipótese de similaridade topográfica, na formulação da terceira abordagem do trabalho, é a possibilidade de obtenção de mapas dinâmicos de riscos em ciclos rápidos de automatização e disponibilização *online*.

O modelo integrado gera matrizes que são usados na plotagem de mapas dinâmicos da probabilidade de risco, gráficos estes que podem ser enviados de forma automatizada por *script shell* para um *site web*. Assim, obtém-se mapeamento de risco dinâmico, apresentados na forma de campos 2D e animações no tempo, tornando mais acessível de apresentação de resultados, para suporte de hidrometeorologistas previsores nos centros de gestão de riscos e emergência, sobretudo durante a ocorrência de eventos hidrometeorológicos, como chuvas fortes e muito fortes, eventos extremos e na sua previsão de curtíssimo período (minutos a 6 horas), característicos de *nowcasting*.

Como paradigma para a proposta de modelagem de riscos hidrometeorológicos, aplica-se controle de versão ao modelo, sendo que, no momento, o suporte à usuários é feito pelo pessoal do Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (lhydex-UFRJ).

Os resultados apresentados nesta investigação são preliminares e promissores, caracterizados por apresentar consistência física. A etapa de aferição quantitativa está sendo preparada com índices de avaliação do modelo baseados em tabelas de contingência usando como variável o limiar crítico de altura de nível da superfície de água de rios selecionados da rede estadual de monitoramento na RMRJ (disponibilizados pela secretaria de meio ambiente do estado do Rio de Janeiro, INEA-RJ). A verificação quantitativa do prognóstico do modelo será apresentada juntamente com outros resultados em artigo científico.

1.2 Objetivos específicos

- Avaliar o potencial de risco de deslizamento associado à ocorrência de chuvas intensas na RMRJ (estudo de caso);
- Mapear as áreas de maior vulnerabilidade ao risco de deslizamento de terra de encosta para condições de chuva acima de valores de referência (i.e., valores críticos ou de mudança de estado) dos centros de gestão de emergências;
- Apresentar uma comparação entre diferentes abordagens e implementações numéricas dos conceitos propostos pelo modelo hidrológico TOPMODEL, em particular, discutir resultados obtidos com assimilação variacional;
- Avaliar o papel de heterogeneidades de forçantes atmosféricas na distribuição de umidade do solo em modelos hidrológicos de base física;
- Desenvolver scripts shell para automatização da execução computacional e exibição gráfica de resultados para pronta distribuição *online* em sites ou portais dedicados ao suporte de *nowcasting*;

- Customizar a versão externalizada para utilização em pesquisa e operacional e
- Apresentação dos resultados na forma de um ou mais artigos científicos.

1.3 Contribuições esperadas

A principal contribuição deste trabalho é a comparação dos resultados obtidos com as três variações do modelo hidrológico TOPMODEL, particularmente para a distribuição de água na camada superior do solo. Verificou-se a consistência física dos três modelos disponíveis, mostrando semelhanças e diferenças entre os campos espaciais e suas variações temporais. Além disso, *scripts shell* foram escritos para automatização das etapas de execução computacional, desde a recepção de dados de satélite, execução computacional, construção de gráficos e animações e sua distribuição *online* em portal *web*, utilizando-se ciclos horários de atualização.

1.3.1 Organização do Trabalho

A Figura 1.1 apresenta a estrutura da dissertação, composta por capítulos. O capítulo 1 apresenta os objetivos e resultados esperados no contexto dos riscos naturais associados às chuvas intensas em áreas urbanizadas tropicais. O capítulo 2 traz uma proposição de história dos modelos hidrológicos, desde os primeiros conceitos do ciclo de água e conservação, até o momento (2018). O capítulo 3 detalha a metodologia com destaque para as diferentes abordagens da distribuição hidrológica de base física, na linha iniciada pela proposição do modelo hidrológico TOPMODEL. O capítulo 4 discute os resultados e compara as diferentes abordagens. Finalmente, o capítulo 5 sumariza os principais resultados e os coloca em perspectiva para futuros desenvolvimentos. Um artigo científico contendo resultados deste trabalho foi encaminhado para uma revista de área.

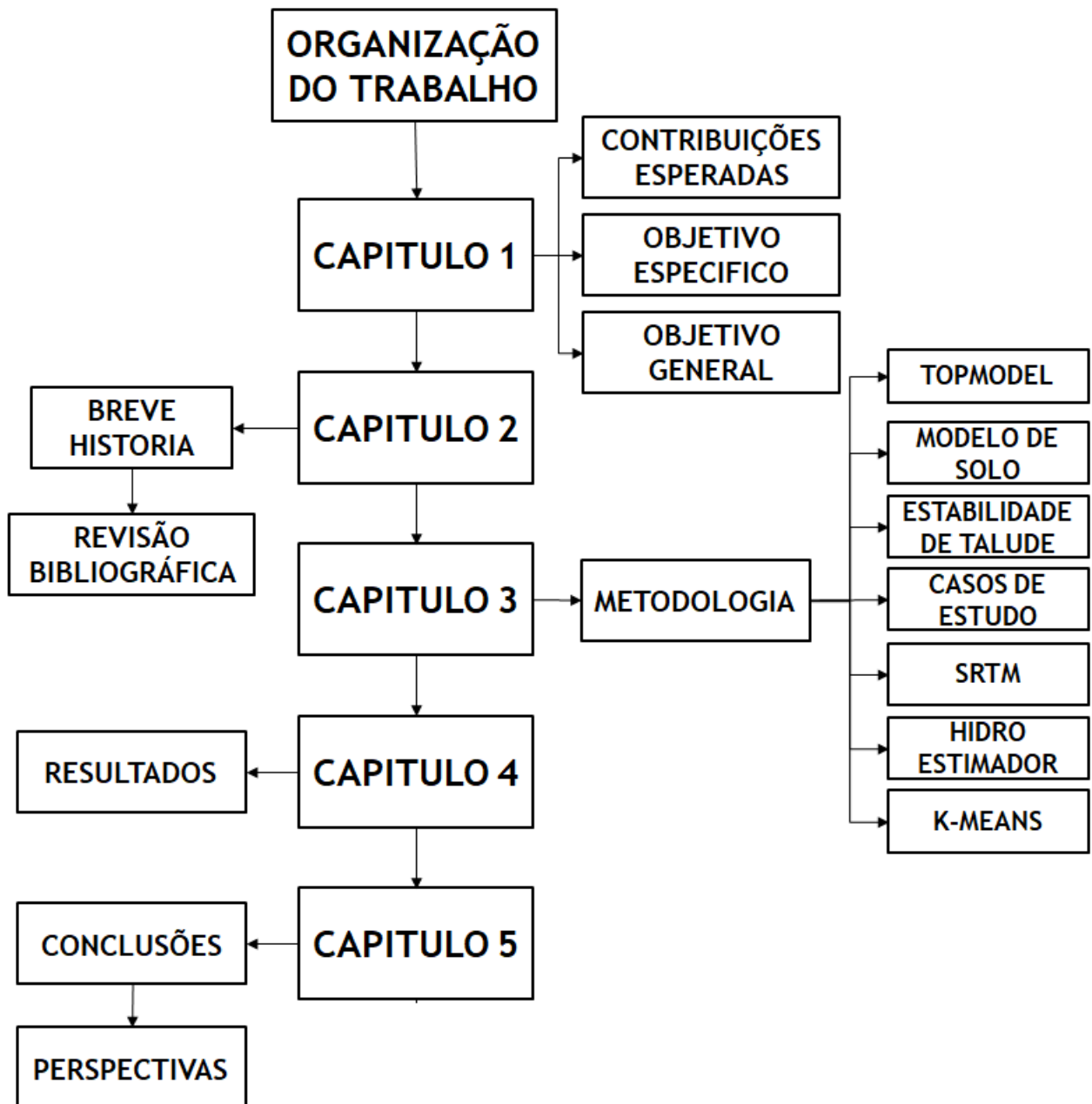


Figura 1.1: Diagrama de fluxo mostrando a estrutura de capítulos da dissertação.

Capítulo 2

Fundamentação teórica

A hidrologia tem sido objeto de investigação e engenharia há milênios. Por exemplo, cerca de 4000 aC, o Nilo foi represado para melhorar a produtividade agrícola de terras marginais. As cidades da Mesopotâmia foram protegidas das inundações com altas paredes de tijolos de terra. Aquedutos foram construídos pelos gregos e romanos antigos, enquanto a história da China mostra que eles construíram obras de irrigação e controle de inundações, também como criadores dos primeiros pluviômetros. Os antigos Sianeses usaram a hidrologia para construir obras de irrigação complexas no Sri Lanka, também conhecidos pela invenção da válvula de poço, que permitiu a construção de grandes reservatórios, diques e canais que ainda funcionam.

De acordo com Darcy Ribeiro (1991)[21], em o Processo Civilizatório, a construção das primeiras civilizações regionais se dá com o desencadeamento da *Revolução do Regadio*, que provê as bases tecnológicas dos *impérios teocráticos de regadio*, que surgem primeiro na Mesopotâmia, com os impérios Acádio (2350 a. C.) e Babilônico (1800 a. C.); no Egito, como o Império Médio (2070 a. C.) e com o Império Novo (1750 a. C.); na Índia, com os impérios Maurya (327 a. C.) e Gupta (320 E. C.); na China, com as dinastias Chou (1122 a. C.). Chin e Han (220 a. C.), Tang (618 E. C.), Ming (1368 E. C.) e Ching (1644 E. C.); na Indochina, com o Império da Camboja (600 E. C.). Mais tarde, estruturaram-se nas Américas com os maias (300 E. C.) e, finalmente, com os incas e astecas, que o conquistador espanhol ainda encontrou pujantes e rapidamente esmagou. O Japão emerge também para a civilização no corpo de uma formação teocrática de regadio, inspirada no modelo chinês, com Tokugawa (1603 E. C.). . . Algumas dessas civilizações brotaram da gestação de descobrimentos técnicos e institucionais desenvolvidos depois da sedentarização das comunidades agrícolas e de sua estruturação em sociedades estratificadas. Dentre eles tiveram papel decisivo os sistemas de engenharia hidráulica, que abriram novos horizontes à agricultura irrigada e adubada, dirigidos por governos centralizados, que proporcionaram um prodigioso acréscimo da produtividade das áreas cultivadas, com o aumento correspondente dos excedentes alimentares.

Um exemplo notável do conhecimento hidrológico ancestral é a grande cidade de Angkor, considerada uma “cidade hidráulica” porque havia necessidade de gestão da água, usando infraestrutura complicada e elaborada de uma rede de distribuição com canais conectando templos e edificações (Fig.2.1).



Figura 2.1: Fotografia do tempo central da cidade ancestral de Angkor, no atual Camboja. Angkor foi uma megacidade, entre 1010-1220, suportando por menos 0,1% da população global. Fonte: wikipedia

O primeiro livro a conceitualizar o ciclo hidrológico é “Meteorologica” de Aristóteles escrito por volta de 340 a. C.. Frisinger (1972: BAMS)[22] apresentou uma revisão detalhada da obra de Aristóteles no *Boletim da Sociedade Americana de Meteorologia* (BAMS). De acordo com Prof. Frisinger, “Meteorologica” é o tratado compreensível mais antigo sobre a água, sua manifestação atmosférica e superficial, ciclo hidrológico, formação de nuvens com suas altitudes na atmosfera, chuva, neve, granizo, orvalho, rios, ventos prevaletentes e seus quadrantes, trovões e raios, halos, arco-íris zonas climáticas, etc.

Aristóteles atribui ao sol dois tipos de evaporação. A primeira, úmida, associada ao vapor de água que resulta em nuvens, chuva, etc. A segunda, de constituição quente e seca, que provê o material para ventos, trovões, etc. Para Aristóteles as nuvens se formam em um estratus (camada) entre a superfície da Terra e a altitude do topo da montanha mais alta, porque mais acima é o locus da esfera de fogo. Tinha a ideia de esferas concêntricas, de densidade crescente em direção ao centro, onde estava a esfera da Terra. Assim, a primeira seria uma esfera de terra, a segunda, de água, a terceira de ar e a quarta de fogo. Além da esfera de fogo estaria a esfera da Lua, uma esfera de cristal (FRISINGER, 1972)[22].

No Meteorologica, o granizo é gelo e água congela no inverno, já as tempestades de granizo são mais comuns na primavera e outono, menos comuns no final do verão e raras no inverno, e somente ocorrem, quando não está muito frio. As tempestades de granizo ocorrem nos distritos de clima morno e as tempestades de neve (nevascas) nos distritos frios. Em Meteorologica, Aristóteles vai além da descrição, buscando explicar o porquê da formação de gotas de chuva e granizo. Nas maravilhosas opiniões de Aristóteles também se encontram incorreções, por exemplo, afirmava que os trovões precediam aos raios, e sabemos que é o contrário. Os trovões seriam “exalações” secas repentinas de ar preso nas nuvens. Quando em grande quantidade e intensidade estas exalações seriam responsáveis pelos ventos dos furacões. Haveriam dois tipos de “exalações”. Assim, Aristóteles era de opinião que os ventos

de furacões não estariam associados a exalações úmidas e, portanto, não associados às nuvens e chuvas dos furacões. Hoje, sabemos que não é isso o que ocorre, mesmo assim, o tratado *Meteorologica* de Aristóteles é uma obra fundamental para o entendimento da evolução dos conceitos de hidrometeorologia.

A ideia predominante entre os antigos gregos, incluindo Platão, Aristóteles (384 - 322 a.C.) e Tales de Mileto, era a de que as fontes e os mananciais existentes nos continentes, inclusive no alto de serras e cordilheiras, eram abastecidos por reservatórios subterrâneos inesgotáveis, existentes a grandes profundidades.

Aristóteles interpretou os processos de evaporação e condensação atmosférica como intimamente relacionados à precipitação e admitiu que parte da chuva contribuisse para os rios, superficialmente, e que outra se infiltrasse e pudesse chegar às nascentes. Essa contribuição, segundo ele, seria, todavia, muito pequena e a maior responsabilidade pela surgência de água nos continentes seria o resultado da condensação da umidade atmosférica em profundas cavernas subterrâneas, uma dupla analogia com as cavernas calcárias do litoral do Mediterrâneo, com as quais os gregos estavam muito familiarizados.

Foi Marcus Vitrúvio, engenheiro e arquiteto romano que viveu no século I a.C., que descreveu a teoria filosófica do ciclo hidrológico, indicando que a chuva que caía nas altas montanhas, infiltrava-se e ressurgia no sopé das elevações, formando nascentes, correios e rios nas terras baixas. Foi a primeira teoria de infiltração que rompeu com tabus dos conceitos antigos consolidados na época.

A seguir, com a adoção de uma abordagem científica, Leonardo da Vinci e Bernard Palissy alcançaram independentemente a uma representação precisa do ciclo hidrológico. Particularmente, Leonardo da Vinci (1452-1519) estudou os processos hidrológicos e o movimento da água. Em seus desenhos e quadros, é notável a acurácia da apresentação do solo e da dinâmica da água, em suas diferentes fases, reservatórios e movimentos (Fig. 2.2), evidenciando um entendimento profundo da natureza e nela do ciclo hidrológico.

Da Vinci (1452-1519) explicou a salinidade dos mares pela ação das águas continentais que se infiltravam, dissolviam e carreavam os sais do subsolo para os oceanos, onde esses sais permaneciam. Palissy concebeu uma teoria da infiltração como hoje é aceita, pela qual as águas infiltradas irão formar as fontes e nascentes, todas as águas tendo como origem as precipitações. Essas ideias revolucionárias somente foram confirmadas e consagradas pelos estudos de Pierre Perrault (1608-1680), Edmé Mariotte (1620-1684) e Edmond Halley (1656-1742), franceses os dois primeiros, sendo o último o célebre astrônomo inglês. Foram eles os primeiros que puderam demonstrar, quantitativamente, as ideias de Palissy e Da Vinci, criando, dessa forma, uma hidrologia conceitualmente científica, libertando-a do subjetivismo a que, até então, estava subordinada.

Somente no século XVII as variáveis hidrológicas começaram a ser quantificadas. Pioneiros da ciência moderna da hidrologia incluem Pierre Perrault, Edmé Mariotte e Edmund Halley. Ao registrar as primeiras medições ocidentais da precipitação, do escoamento e da área de drenagem, Perrault mostrou que a precipitação era suficiente para explicar o fluxo



Figura 2.2: Mapa muito acurado de Imola (hoje na Região Metropolitana de Bolonha, Itália) desenhado por Leonardo da Vinci mostrando detalhes dos meandros traçados pelo rio Santerno. Fonte: Wikipedia.

do rio Sena, na França. Para tal, Perrault mediu, durante três anos, as chuvas na bacia do rio Sena até Burgundy e, estimando suas vazões, de forma que pode concluir que as chuvas produziam um deflúvio seis vezes maior do que o que transitava pelo rio (i.e., a vazão) no mesmo tempo. Além disso, Perrault estudou o fenômeno da evaporação e constatou que, através dela, imensos volumes de água podiam se perder para a atmosfera.

Martele combinou a velocidade e as medidas da seção transversal do rio para explicar as vazões, novamente do Sena. Mariotte mediu as vazões do rio Sena em Paris por meio de flutuadores, confirmando os resultados de Perrault, e observou que as vazões das nascentes aumentavam por ocasião das chuvas.

Halley mostrou que a evaporação do mar Mediterrâneo era suficiente para explicar o fluxo de rios que fluem para este mar. De acordo com Halley, a evaporação no Mediterrâneo, estimada por métodos mais ou menos grosseiros, é de tal ordem que o volume evaporado compensa a soma dos deflúvios de todos os rios que nele deságuam, justificando a permanência de seu nível.

Os avanços no século XVIII incluíram o piezômetro, de Bernoulli, e a equação de Bernoulli, de Daniel Bernoulli, e o tubo de Pitot, de Henri Pitot. O século XIX viu o desenvolvimento da hidrologia das águas subterrâneas, incluindo a lei de Darcy, a fórmula do poço de Dupuit-Thiem e a equação do fluxo capilar de Hagen-Poiseuille.

Esses três pesquisadores podem ser considerados os fundadores da hidrologia, mas não se devem esquecer figuras notáveis, como Galileu Galilei e Torricelli, ou, depois deles, Daniel Bernoulli, Henri Pitot, Antoine de Chézy, Giovanni Venturi, Henry Darcy, Jules Dupuit, Henry Bazin, Gunter Thiem, Julius Weissbach, T. Bergeron e A. Schoklitsch, os quais colaboraram, teórica ou praticamente, para o desenvolvimento da hidrologia e da hidráulica.

Na segunda metade do século XIX e no século XX, os Estados Unidos trouxeram uma

notável contribuição para o desenvolvimento da ciência hidrológica, como consequência ou necessidade de seu desenvolvimento econômico e tecnológico. Podem-se citar nomes como os de Robert Manning, Allen Hazen, Adolph F. Meyer, Oscar E. Meinzer, Le Roy K. Sherman, Hans Albert Einstein, W. E. Fuller, R. E. Horton, R. K. Linsley, F. F. Snyder, Ven Te Chow, entre outros.

No século XIX, as equações para o movimento de fluidos foi estabelecida, o que levou as primeiras tentativas científicas de previsões de tempo. Rapidamente a meteorologia se desenvolveu no final do século XIX e início do século XX, ganhando autonomia como ciência experimental e teórica. As análises racionais começaram a substituir o empirismo no século 20, enquanto as agências governamentais começaram seus próprios programas de pesquisa hidrológica. De particular importância foram o conceito de hidrograma unitário de Leroy Sherman, a teoria da infiltração e as considerações de escalas por Robert E. Horton e a equação de teste do aquífero de C. V. Theis, escrevendo bem as fontes hidráulicas.

Na primeira metade do século XX também surgiram os primeiros modelos hidrológicos quantitativos, a partir dos estabelecimento dos conceitos de: 1) hidrograma unitário (SHERMAN, 1932)[23] e 2) infiltração (HORTON, 1933)[24]. O primeiro destes conceitos é de natureza prática, associada ao problema chuva-vazão, e o segundo, mais teórico, ecoaria apenas na segunda metade do século XX, com o desenvolvimento da modelagem hidrológica computacional.

Hidrograma unitário de Sherman

Permitiu obter a solução do problema chuva-vazão por operações matriciais (TUCCI, 1998)[25]. Considerando álgebra linear, o hidrograma unitário pode ser interpretado como base e os hidrogramas particulares com elementos de um espaço vetorial.

Modelo de infiltração de Horton

A infiltração é definida como a taxa por unidade de tempo e área com que o volume de água de precipitação é absorvido pela superfície de solo. Logo, a infiltração está relacionada à capacidade hídrica do solo, que por sua vez relaciona-se com a porosidade do solo, presença de dutos, raízes de vegetação, morfologia, composição e tipologia do solo. Horton propôs uma equação da taxa de infiltração da superfície, em função do tempo decorrido desde o início da precipitação. Isto é, durante uma precipitação tem-se

$$I(t) = I_{max} + (I_{max} - I_{min})e^{-k\Delta t} \quad (2.1)$$

onde I é a taxa de infiltração, em função do tempo, em ($m^3m^{-2}s^{-1}$), i.e., (ms^{-1}); I_{min} e I_{max} são os valores mínimo e máximo e mínimo da taxa de infiltração, respectivamente; $\Delta t = (t - t_0)$ é intervalo de tempo desde o início da precipitação; t_0 é o tempo de início da precipitação e k é o inverso da escala de tempo de infiltração, que depende das características do solo e também da duração da precipitação.

No início da chuva a infiltração é máxima, i.e., $I = I_{max}$. Conforme a precipitação ocorre

a taxa de infiltração diminui, ao mesmo tempo que a fração volumétrica de água no solo (w_g) aumenta. Ao atingir a saturação ($w_g = 1$), a taxa de infiltração não mais infiltra de forma eficiente. Isto implica em escoamento superficial (runoff) associado ao excesso de água de precipitação que não infiltra no solo. Esta é uma das duas formas de conduzir água em direção aos rios ou corpos de água encosta abaixo. Outra forma, é o escoamento subterrâneo que é proporcional ao gradiente topográfico, presença de heterogeneidades do solo, tipo de solo, porosidade, morfologia, vegetação, construções antrópicas (e.g., estradas, represas, urbanização etc).

De acordo com Beven (2004)[26], **Robert Elmer Horton** é o *pai da hidrologia moderna*, por estabelecer a hipótese de que as enchentes são resultado de escoamento superficial da água de precipitação que ocorre em uma taxa que excede a da infiltração da superfície do solo. Horton também iniciou a discussão sobre as escalas do processo chuva-vazão, destacando o papel da heterogeneidade espacial do campo de infiltração para a produção da vazão observada. Assim, diferenças espaciais da taxa de infiltração promovem defasagens no transporte superficial de água, desde as áreas de captação até o ponto de recepção ao longo do rio. Assim, Horton (1935)[27] foi pioneiro ao identificar a importância das escalas, ao considerar a necessidade da caracterização local dos parâmetros utilizados em modelagem hidrológica, principalmente para representar de forma precisa o papel da infiltração. Horton também teve grande influência na realização e utilização de modelos analógicos (i.e., maquetes realísticas do terreno) para investigação da hidrologia de bacias e projeto de barragens e usinas hidrelétricas.

Desde a década de 1950, a hidrologia foi abordada com base mais teórica do que no passado, facilitada pelos avanços na compreensão física dos processos hidrológicos e pelo advento dos computadores e especialmente dos sistemas de informação geográfica (SIG). Nos anos 1950, os métodos utilizados para a modelagem hidrológica estavam dirigidos à aplicação de métodos estatísticos na representação de processos do ciclo hidrológico. Por exemplo, Metropolis *et al.* (1953)[28] descreveram um método geral para estudar distribuições de probabilidade de variáveis físicas medidas por solução numérica do método de Monte Carlo. Naquela década, a tendência era o desenvolvimento de modelos empíricos que não levaram em conta as distribuições de probabilidade medidas dos fenômenos físicos de forma explícita. A introdução da teoria do reservatório linear em hidrologia permitiu representar os processos físicos de recarga e descarga da água no solo das bacias hidrográficas, associando a estes processos escalas de tempo características. Em particular, Rockwood (1958)[29] utilizou reservatórios lineares conectados em série para obter a vazão de um rio.

Betson (1964)[30] propôs um modelo hidrológico não-linear obtido a partir da equação do balanço de água da camada superficial do solo, que lhe permitiu analisar variações da capacidade de infiltração e da umidade do solo. Ainda em 1964, Amorochó (1964)[31] reviu os métodos empregados no estabelecimento de relações quantitativas entre precipitação e escoamento hidrológico.

Um passo importante para a modelagem das condições medianas de água na bacia hidro-

gráfica foi dado por Crawford e Linsley (1964)[32], com a proposição do **Stanford Watershed Model** (SWM). Este modelo deu início a uma família de modelos hidrológicos conceituais unidimensionais (formalmente semelhantes na finalidade), de obter a distribuição simplificada da água na coluna de solo, representada por um conjunto finito de reservatórios, considerando fenômenos físicos de interceptação, evapotranspiração, infiltração superficial, recarga das camadas superficial e sub-superficial, armazenamento, capilaridade, percolação, produção de vazão de base e escoamento superficial. O SWM é um dos modelos hidrológicos mais conhecidos, sendo referência da EPA/USA.

No final da década de 1960, modelos baseados em reservatórios tinham sido codificados por algoritmos e dados em cartões, para uso de computadores eletrônicos que emergiam cada vez mais potentes. Entre eles, i) o modelo SSARR (ROCKWOOD, 1968)[33], aplicado à bacia do rio Columbia-EUA; ii) o modelo de Surkan (1969)[34], com rios representados por rede de canais lineares, foi utilizado para obter hidrogramas em função da precipitação, para diferentes pontos da rede de drenagem. Em seu trabalho, Surkan (1969)[34] criticou a utilização de parâmetros constantes nos modelos hidrológicos (não distribuídos), hipótese esta considerada por ele como uma simplificação extrema; iii) o modelo SACRAMENTO, desenvolvido por Burnash (1973)[35] e iv) o modelo TANK por Sugawara (1976)[36].

Consideradas as limitações computacionais da década de 1970, um maior esforço foi feito em desenvolver métodos de calibração dos parâmetros utilizados na modelagem hidrológica. Nash e Sutcliffe (1970)[37] discutiram os princípios da aplicação de modelos conceituais para previsão de vazões de rios, em função da precipitação, evaporação e outras variáveis.

Ibbitt e O'Donnell (1971)[38] consideram que para o uso de modelos matemáticos em hidrologia da superfície, primeiro é necessário conhecer os valores dos parâmetros que controlam o comportamento do modelo. Com modelos simples testaram nove diferentes métodos de otimização, sendo que o método de coordenadas rotacionais deterministas de Rosenbrock foi o mais eficaz.

Outros trabalhos relacionados a calibração do modelos hidrológicos foram propostos (e.g., AITKEN (1973) e CLARKE (1973))[39][40]. Yevjevich (1974)[41] analisou as principais controvérsias históricas entre as abordagens determinística e estocástica relacionadas as pesquisas de fenômenos naturais, especialmente em hidrologia, indicando que uma melhor compreensão pode ser obtida da integração de ambas as abordagens. Stephenson e Freeze (1974)[42], Gupta e Solomon (1977)[43], Solomon e Gupta (1977)[44] e Johnston e Pilgrim (1976)[45] utilizaram diferentes abordagens em seus modelos.

Kirkby e Weyman (1974)[46] e Kirkby *et al.* (1975)[47] introduziram o índice topográfico (γ), de forma quase intuitiva, definido por

$$\gamma = a/\tan\beta \quad (2.2)$$

onde a é a área que drenagem a montante do ponto (x, y) pela largura ao longo do contorno da faixa de drenagem, em $(m^2 m^{-1} = m)$, e β , a declividade local (rad). Inicialmente,

usado para identificar áreas da bacia hidrográfica com comportamento hidrológico semelhante, viria a se mostrar essencial ao entendimento da distribuição espacial da água no solo das bacias hidrográficas, para precipitações horizontalmente homogêneas.

Beven e Kirkby (1979)[48] propuseram o modelo matemático-conceitual para previsão hidrológica das condições de água no solo e superfície, utilizando o índice topográfico, conhecido por TOPMODEL. Atualmente, o TOPMODEL é referido como um modelo hidrológico de base física, codificado em diferentes linguagens de programação (e.g., Matlab, C, R, Fortran).

O ponto inicial de aplicação do modelo TOPMODEL é a determinação da distribuição do índice topográfico, que é função apenas da topografia. Em geral, uma rotina de cálculo numérico é aplicada sobre um modelo digital do terreno em alta resolução (i.e., de 1 a 100 m). chamado índice topográfico de Kirkby (λ),

$$\lambda = \ln(a/\tan\beta) = \ln(\gamma) \quad (2.3)$$

Uma vez obtido, calcula-se a função distribuição de probabilidade empírica do logaritmo de γ . Para cada classe da distribuição discreta de λ corresponde a um estado hidrológico (característico), associado a um conteúdo de água específico na camada superficial do solo. Em geral, esse conteúdo pode ser expresso pelo déficit de saturação do solo (D) relativo, ou seja, a fração que falta para preencher todos os poros da camada de solo com água líquida. Complementar ao déficit de saturação tem-se a fração relativa volumétrica de água no solo, $\alpha_g = 1 - D$, que informa o grau de umedecimento da camada de solo. Estas variáveis estão associadas à profundidade da camada superficial do solo, desde a superfície até o nível onde começa a zona saturada, subsuperficial, onde se encontra o lençol freático.

No TOPMODEL original, obtém-se a vazão adicional em relação à vazão de base do rio no ponto de exutório da bacia pelo somatório do produto da média ponderada da celeridade do transporte superficial, o recíproco da distância ser percorrida pelo fluxo de água em excesso sobre as áreas com déficit nulo ($D=0$), e a área onde ocorre o excesso, recalculado a cada instante.

Nos anos 80, muitos pesquisadores continuaram o esforço de melhorar os métodos relacionados à calibração de modelos hidrológicos, entre eles: Sorooshian e Dracup (1980)[49], Sorooshian e Arfi (1982)[50], Kuczera (1983 a, b)[51][52], Sorooshian e Gupta (1983)[53], Gupta e Sorooshian (1985)[54] e Rotunno (1989)[55].

Abbott (1986 a,b)[56][57] e Bathurst (1986 a,b)[58][59] apresentaram o modelo SHE com o objetivo de desenvolver um modelo hidrológico também de base física, explicitando as equações diferenciais do ciclo hidrológico.

Beven (1984)[60] testaram o TOPMODEL (abordagem original) com dados de precipitação e evaporação de um período anual, enquanto os parâmetros do modelo foram derivados de medições de campo durante um período de 2-4 semanas em três bacias diferentes: Crimple Beck ($8,0 \text{ km}^2$), Hodge Beck ($36,0 \text{ km}^2$) e Wye Headwater ($10,5 \text{ km}^2$), localizadas na

Inglaterra. Mostraram que a transmissividade hidráulica do solo pode ser adequadamente expressa em função do déficit de saturação do solo, por uma exponencial,

$$\frac{q_b}{q_0} = \exp\left(\frac{D}{m}\right) \quad (2.4)$$

onde q_b é a infiltração superficial, q_0 é a infiltração em solo saturado e m um parâmetro de forma. D e m são adimensionais na notação adotada nesta dissertação, porque são consideradas variáveis relativas, portanto adimensionais.

Nesta época muitos trabalhos foram desenvolvidos em relação ao estudo das escalas hidrológicas como: Klemeš (1983)[61], Eagleson (1986)[62], Sivapalan (1986)[63], Wood *et al.* (1986,1988)[64][65]. Em particular, Klemeš (1986)[66] propôs um esquema hierárquico para testes sistemáticos de modelos de simulação hidrológica, relacionando a natureza do teste com a dificuldade da tarefa de modelagem.

Beven (1986)[67] enfatizou o papel do índice topográfico como índice de similaridade hidrológica. Isto significa que pontos da bacia com o mesmo valor do índice apresentam resposta hidrológica similar. Uma vantagem é a possibilidade de otimização do cálculo da distribuição hidrológica no solo. Neste aspecto, o modelo TOPMODEL revolucionou a modelagem hidrológica, iniciando a classe de modelos hidrológicos semi-distribuídos.

Kirkby (1988)[68] fala sobre a importância do estudar a interação da transporte de água na interface atmosfera, superfície e solo e como ocorre a interação entre o escoamento superficial e o subterrâneo. Tao e Kouwen (1989)[69] consideraram as vantagens de usar imagens do satélite Landsat no modelo hidrológico SCS-MODEL, no qual foram feitos dois experimentos, com e sem suporte das imagens, em um domínio de área 10 km x 10 km, sendo que as informações de sensoriamento remoto foram obtidas do sensor Multispectral Scanner (MSS), sendo utilizadas para estimar a precipitação forçante e o escoamento superficial (runoff). O resultado foi um aumento de 10% no nível de significância estatística do modelo com o importe de dados Landsat. Beven (1989)[70] comentou os problemas fundamentais presentes na aplicação de modelos fisicamente baseados na predição prática em hidrologia, com destaque para as limitações das equações presentes no modelo em relação à realidade heterogênea, a falta de uma teoria de integração de escalas, as restrições nas metodologias de solução e os problemas na calibração de parâmetros etc.

No início da década dos 90, Sivapalan (1990)[71] e Wood (1990)[72] continuaram com os estudos desenvolvidos no final dos anos 80 sobre escala hidrológica. De forma similar ao encontrado no trabalho de Beven (1989)[70], Grayson (1992)[73] comentaram as várias dificuldades encontradas no período de 1960-1990. Refsgaard (1990)[74] propõe definições específicas para modelo hidrológico, modelo matemático, simulação, rotina, variável e parâmetro, de forma a melhor caracterizar os diferentes modelos hidrológicos, a partir de seus parâmetros, ou seja, definindo-os como modelos paramétricos. Consequentemente, as questões de otimização dos parâmetros continuou a ser um importante objeto de pesquisas e uma necessidade operacional. Christiaens *et al.* (2001)[75] compararam quatro diferentes maneiras

de se obter os parâmetros hidráulicos do solo, usados então para a análise de sensibilidade do modelo SHE. Beven e Binley (1992)[76] apresentaram uma metodologia alternativa (muito robusta) para analisar a incerteza presente nos modelos hidrológicos, a qual é conhecida como método GLUE, que por sua vez é baseada no método Monte Carlo. Quinn *et al.*, Kuczera e Williams (1992)[77] avaliaram os erros relacionados na estimativa da distribuição espacial e temporal da precipitação, no processo de calibração em um modelo chuva-vazão, aplicado a uma bacia ao sul de Sidney, Austrália. Encontraram que o intervalo de confiança aumenta consideravelmente quando se leva em conta a incerteza da precipitação (uma das forçantes atmosféricas). Quinn *et al.* (1995)[78] mostraram como o índice topográfico pode ser usado para obter a distribuição provável de áreas fonte de uma bacia hidrográfica. Refsgaard (1996)[79] apresentou um estudo de validação de modelos hidrológicos baseado na metodologia proposta por Klemeš (1986)[66], considerando um esquema de teste de validação hierárquica para a previsão de escoamento em bacias calibradas e não calibradas, com condição climática estacionária ou não, para três modelos diferentes: um de modelagem conceitual agrupada (NAM), um distribuído de base física (MIKE SHE) e um com abordagem intermediária (WATBAL), para três bacias no Zimbábue, Africa. Mostraram, com utilização de um ano de dados observacionais na calibração, que os resultados obtidos pelos modelos foram muito bons. Por outro lado, para um período de dados inferior a um ano, os modelos de base física se destacaram com melhores resultados frente ao modelo conceitual.

Kirkby (1997)[80] apresentou sua visão pessoal sobre as equações do modelo TOPMODEL e sua aplicação conceitual, incluindo as considerações básicas da teoria de similaridade topográfica para conservação de massa e questões envolvidas na validação e incertezas relacionadas as possibilidades de representação da transmissividade de água na vertical. Outros trabalhos ressaltando as vantagens e limitações do TOPMODEL foram produzidos por Iorgulescu (1994)[81], Zhang e Montgomery (1994)[82], Beven (1986)[67], Franchini *et al.* (1996)[83].

De forma original, Saulnier *et al.* (1997)[84] mostrou que a teoria TOPMODEL pode ser estendida para lidar com a variação espacial (i.e., horizontal) da taxa de infiltração com profundidade, associada à transmissividade vertical (K), resultando em uma função de distribuição 2D, associada à correção espacial do índice topográfico de similaridade obtido para condição homogênea.

Pensando na avaliação de risco de deslizamento de terra de encostas, Montgomery e Dietrich (1994)[85] apresentaram um modelo preditivo de base física para a determinação de áreas susceptíveis a escorregamentos, denominado modelo SHALSTAB (*Shallow Slope Stability Model*).

Kuczera e Parent (1998)[86] consideram duas abordagens baseadas em Monte Carlo para avaliar a incerteza dos parâmetros em modelos hidrológicos complexos. A primeira abordagem, é a amostragem de importância e a segunda, o algoritmo Metropolis (Metropolis *et al.* 1953[28]). Eles avaliaram a incerteza dos parâmetros, o significado dos testes de amostra dividida, o uso de informações prévias e os limites de confiança estatística das respostas

hidrológicas, para o período de dados não utilizado na calibração. Quando comparado com as capacidades da inferência tradicional, em aproximação de primeira ordem, o algoritmo Metropolis permite avanço na capacidade de lidar com a incerteza dos parâmetros. Refsgaard (1997)[87] enfatizou os diferentes requisitos para calibração e validação de modelos agrupados e distribuídos, considerando de importância primordial o rigor na parametrização e calibração. Para isto utilizou-se de um modelo SHE para a bacia de Karup, de área 440 km^2 , localizado na Dinamarca. Ambroise *et al.* (1996a)[88] mostraram como o índice topográfico pode ser obtido para dos diferentes perfis verticais da transmissividade. Para o caso de perfil exponencial, obtém-se $(a/\tan\beta)$ e para o caso de perfil parabólico $\sqrt{(a/\tan\beta)}$. Yapo (1998)[89] e Gupta (1998)[90] utilizam uma metodologia de otimização multiobjetivo para a avaliação em modelos atmosféricos.

Franchini *et al.* (1996)[83] fizeram um análise detalhado do modelo TOPMODEL com o objetivo de obter uma melhor compreensão da relação entre as suposições e a realidade física, e em específico, a relação entre o índice topográfico e a condutividade hidráulica saturada. Mostram que os parâmetros do modelagem devem ser associados às propriedades físicas a que se referem, para que a parametrização do modelo gere bons resultados, após a etapa de calibração e validação. Mostraram também que a dificuldade de obter bons resultados aumenta com o número de parâmetros a serem estimados.

Beven (1997)[91] introduziu uma revisão crítica de algumas das questões relacionadas aos conceitos do modelo TOPMODEL, hipóteses, índice topográfico, modelo digital do terreno, significado e calibração dos parâmetros do modelo, validação e futuras aplicações. A simplicidade do modelo TOPMODEL deve-se à definição do índice topográfico. As suposições fundamentais do índice topográfico em relação à similaridade hidrológica são:

- a dinâmica de movimentação vertical do lençol freático pode ser estabelecida pela conservação de massa de água líquida, ou seja, expressa pela convergência do escoamento subterrâneo paralelo à superfície do terreno, considerando-se a área de captação a montante por unidade de largura da faixa de drenagem (a) e a declividade local do terreno, e
- a gradiente hidráulico da zona saturada pode ser aproximado tomando-se a inclinação da topografia superficial.

Kirkby (1988)[68] e (1997)[80] demonstrou que é uma vantagem se considerar o perfil de transmissividade como exponencial para a definição da equação de escoamento subterrâneo. No caso da taxa de recarga uniforme tem-se apenas transientes de curta duração que rapidamente se aproximam de um escoamento uniforme. Já os perfis de transmissividade linear e parabólico têm transientes muito mais longos, como os propostos por Ambroise *et al.* (1996a)[88]. A tabela 2.1 apresenta as diferentes equações para a distribuição vertical da transmissividade (dimensional), comumente utilizadas em modelos tipo TOPMODEL.

Tabela 2.1: Três diferentes perfis da transmissividade

Transmissividade		
Exponencial	Parabólico	Linear
$T_D = T_0 \exp(-D/m)$	$T_D = T_0(1 - D/m)^2$	$T_D = T_0(1 - D/m)$

Onde T_D é a transmissividade dimensional associada à recarga da zona saturada abaixo ou descarga da zona não saturada acima, T_0 é o valor da transmissividade máxima do solo para uma camada de solo saturado, D o deficit de armazenamento de água do solo da zona não saturada e m o parâmetro de escala da transmissividade.

A primeira hipótese, que assume recarga horizontalmente uniforme, implica em necessidade de restrição da dimensão da bacia hidrográfica, que deve ser menor que a escala espacial de decaimento da covariância do campo de precipitação. Consequentemente, Beven (1997)[91] não recomenda a utilização do TOPMODEL em sua versão original para análise de domínios espaciais relativamente maiores que comprimento máximo medido ao longo da colina principal da bacia topográfica, já que de outra forma, a significância da distribuição das áreas similares, baseada na distribuição do índice topográfico, $\ln a/\tan\beta$, pode ser perdida.

Vários pesquisadores tem proposto a padronização da classificação dos tipos de modelos hidrológicos, conforme critérios indicados na tabela 2.2), a saber: Clarke (1973)[40], Yevjevich (1974)[41], Refsgaard (1997)[74], Singh (1995)[92], Tucci *et al.* (1998)[25], Collischonn (2001)[93], Kofman (2000)[94], Felicísimo (2000)[95], Warren *et al.* (2003)[96], Pusineri *et al.* (2005)[97], Devia *et al.* (2015)[98] e Seinfeld e Pandis (2016)[99].

Existem modelos que se encontram em mais de uma categoria classificatório, chamados modelos híbridos. Entre esses, destacam-se os modelos semi-distribuídos, como é o caso do modelo TOPMODEL na versão original. Diferentemente, algumas estratégias combinam resultados obtidos de modelos numéricos e de modelagem física (maquetes analógica), como por exemplo, a abordagem usada na análise hidrológica para geração de energia hidrelétrica, por Sassan e Gessler (2016)[100].

Em 2000, Schumann *et al.* (2000)[101] e Pusineri *et al.* (2005)[97] realizaram o acoplamento de um modelo hidrológico e de um sistema de informações Geográficas (SIG). Borges *et al.* (2009)[102] utilizou SIG ArcView para elaboração de mapas de risco de inundação (i.e., mapas estáticos), associados às frequentes cheias registradas na calha do rio Cachoeira, em Itabuna, Bahia.

Schuler (2000)[103] avaliaram a representatividade física dos parâmetros do TOPMODEL e sua habilidade na descrição dos mecanismos de geração de vazão para uma bacia no estado de São Paulo.

Xavier (2002)[104] analisou a incerteza associada à distribuição da precipitação (forçante) no modelo TOPMODEL (BEVEN 1995[105]), para uma sub-bacia do rio Iguazu presente nos municípios de Belford Roxo, Duque das Caixas e Nova Iguaçu, no estado do Rio de

Janeiro. No trabalho de Xavier (2002)[104], o modelo TOPMODEL original foi modificado para considerar uma distribuição espacial não homogênea da precipitação, para diferentes classes de índice topográfico, enquanto a análise da incerteza do modelo foi realizada através da metodologia GLUE e os campos de precipitação foram interpolados (por análise objetiva) usando o método Krigagem bayesiana (OMRE, 1987[106]). Nessa investigação demonstrou que a qualidade da representação da precipitação é de extrema importância para os modelos hidrológico, assim como a hipótese de regionalização aplicada à precipitação, considerada constante em cada zona da bacia classificada de acordo com a distribuição original do índice topográfico, obtido *a priori* para forçante homogênea. As séries de vazão simuladas, obtidas por Xavier (2002)[104], superestimaram as vazões observadas, particularmente quando períodos de simulação longos foram considerados.

Lima (2010)[108] utilizou de forma experimental o modelo FEFLOW, que é um software para determinação do escoamento de água no solo, tendo mostrado a dificuldade que existe em representar, de forma adequada, o meio físico de uma bacia hidrográfica. Jorquera e Weber (2012)[109] fizeram uma revisão bibliográfica e a comparação de diferentes modelos hidrológicos distribuídos, explorando duas diferentes abordagens. A primeira, com modelagem hidrológica de processos superficiais e, a segunda, com modelos hidrológicos integrados na forma de um sistema de escoamento superficial e subterrâneo.

Hollanda *et al.* (2015)[110] avaliaram a estimativa do escoamento superficial do modelo TOPMODEL original, com hidrogramas associados à eventos isolados de precipitação em uma microbacia hidrográfica chamada Córrego Jaqueira. Para o caso de estudo deles, o modelo subestimou as vazões máximas e as alturas de água do escoamento superficial, para a maioria dos eventos considerados. Apesar das subestimativas, o TOPMODEL original também mostrou-se um conceito promissor para a modelagem de hidrogramas de escoamento superficial de eventos de chuva isolados. Outro estudo, realizado por Buytaert (2003)[111] usando o TOPMODEL original foi para uma microbacia no Páramo ao sul de Equador, localizada em uma região de clima frio e úmido, correspondente a uma área superficial de $2,65 \text{ km}^2$. O pesquisador encontrou que as maiores fontes de incertezas podem ser atribuídas à variabilidade espacial e temporal da precipitação (forçante), sendo que o modelo obteve bons resultados na modelagem da pequena bacia. Nunes *et al.* (2016)[112] utilizaram o modelo SHALSTAB[85] e uma análise multicritério (MCE) com o objetivo de gerar mapas de áreas susceptíveis a escorregamentos de terra de encosta, para a bacia do Ribeirão São Bartolomeu em Viçosa, estado de Minas Gerais, Brasil. Nesse trabalho, indicaram que a integração entre o modelo SHALSTAB e a metodologia (estocástica) MCE permite obter melhores resultados do que seria possível com a utilização do SHALSTAB e de um modelo determinístico.

2.1 Modelo hidrológico TOPMODEL

Os conceitos TOPMODEL tem gerado uma série de modelo de distribuição hidrológica, cada qual com diferentes implementações numéricas. As diferentes abordagens resultam da

escolha de hipóteses consideradas. A seguir, as três abordagens usadas neste trabalho são apresentadas sumariamente, podendo o leitor encontrar as derivações correspondentes no capítulo 3). As denominações utilizadas aqui são:

- Formulação original, semi-distribuída (BEVEN e KIRKBY, 1976)[48];
- Formulação dinâmica, distribuída (BEVEN e FREER, 2001[113]; BEVEN *et al.*, 2017[113]; METCALFE *et al.*, 2015[114]) e
- Formulação variacional, semi-distribuída (KARAM, 2014; KARAM *et al.*, 2017)[18][19].

TOPMODEL original

O TOPMODEL original é bem conhecido, com dedução a partir da lei de Darcy escrita para fluxo hidráulico na vertical, com a hipótese de que a declividade da topografia define a direção do gradiente de pressão hidráulica (vide e.g., Tucci *et al.* 1998)[25]. Posteriormente, Kirkby (1997)[80] demonstrou que o mesmo modelo distribuidor pode ser obtido diretamente da conservação de massa ao longo de faixas (slit) de drenagem definidas desde o topo das colinas até o ponto de saída em um rio, considerada a teoria de similaridade hidrológica (i.e., análise dimensional ou teorema Pi de Buckingham). Detalhes da formulação matricial da análise dimensional pode ser encontrada na derivação apresentada por KARAM (2016)[115].

TOPMODEL dinâmico

Em 2001, Beven e Freer (2001)[113] e Metcalfe *et al.* (2015)[114] introduziram a versão dinâmica do TOPMODEL que tratava algumas limitações do modelo original, enquanto retinha sua eficiência computacional e paramétrica. A hipótese original de uma lençol freático quase-estável (i.e., invariante no tempo) foi substituída por uma rotina cinemática dependente do tempo dentro de cada área de comportamento hidrológico similar. A nova formulação permite uma discretização espacial mais flexível para a variável área de drenagem a montante e variações espaciais das propriedades físicas. Embora existisse, a versão distribuída do TOPMODEL nunca havia sido distribuída livremente. Beven e Freer (2015) descreveram um versão nova, software de fonte aberta (open source), desenvolvida no ambiente R (METCALFE *et al.*, 2015)[114].¹ Esta incorpora manipulação de dados espaciais georeferenciados que permite a integração com Sistema Geográfico de Informação (SIG). Faz uso de capacidade de armazenamento de dados e vetorização da linguagem R, associada a uma maior eficiência para escalonamento do problema de subdomínios. A implementação foi avaliada com dados de uma pequena bacia hidrográfica. A formulação do modelo em termos da matriz de distribuição do escoamento foi descrita e ilustrada para tratamento da transferência (i.e., roteamento) dos escoamentos superficial e sub-superficial. O modelo aplica um método implícito de solução da equação diferencial parcial para atualização do armazenamento subsuperficial e fluxos de recarga, e descarga.

¹<https://CRAN.R-project.org/package=dynatopmodel>

TOPMODEL dinâmico desconsidera a hipótese de similaridade e a otimização associada, tomando diretamente a equação da continuidade e resolvendo-a por elementos finitos na grade 2D. Isto é feito, para permitir a inclusão de heterogeneidades, chamadas estratos ou camadas. A ideia é obter resultados via automatização em R, como um SIG, com vários estratos adicionais. Portanto, o topmodel dinâmico corresponde a versão distribuída do topmodel, que foi originalmente construído como semi-distribuído, assumindo aplicação à pequenas bacias hidrográficas, nas quais o déficit de armazenamento do solo pode ser distribuído, considerando índices de distribuição (i.e., índice topográfico), enquanto parâmetros (e.g., m), a recarga da zona saturada j e forçantes atmosféricas (e.g., taxa de precipitação, evapotranspiração) são considerado invariantes ou “lumped” (i.e., homogêneos no espaço, apenas variando no tempo, sem outras estratificações). O topmodel dinâmico produz mesma resposta do topmodel original, entretanto com maior custo computacional maior, sob condições homogêneas. Uma versão de Metcalfe *et al.* (2015)[114] está disponível como biblioteca (library) do R (dynamic_topmodel package). Entretanto, não é evidente na presente versão da documentação dessa library, a forma de incluir outros estratos heterogêneos, além da topografia. Um manual mais detalhado pode ser muito útil para novos usuários.

TOPMODEL variacional

TOPMODEL variacional é uma forma “natural” de incluir ou assimilar um ou mais estratos de heterogeneidade, baseada em princípios variacionais do problema sob restrições fracas (i.e., de funções espaciais que apresentam analiticidade de segunda-ordem). A solução para diferentes restrições, que são estabelecidas pelas relações físicas das forçantes e heterogeneidades, pode ser obtida de forma conjunta ou sequencial escrevendo-se o funcional de Lagrange (para o problema variacional). A solução variacional é obtida por integração da equação diferencial parcial de Euler associada ao funcional variacional (i.e., formalmente uma equação diferencial parcial de segunda-ordem). A restrição fraca se refere a analiticidade das formas integral e diferencial das equações. A solução é única, indicando a unicidade das trajetórias do escoamento sob restrição de conservação de massa de água e energia mecânica. A solução da EDP de Euler foi obtida numericamente com o método de relaxação sequencial, escrito em linguagem Fortran-90. A automatização foi feita em linux, usando shell scripts e visualização multidimensional gnuplot (i.e., animações de cada campo evoluindo no tempo).

Variáveis e Unidades

A nomenclatura de variáveis selecionadas utilizadas neste trabalho com suas unidades é dada a seguir: K [m^2/s] condutividade hidráulica indica a dificuldade do fluido em mover-se no meio poroso; K_0 [m^2/s] o valor da condutividade hidráulica para solo repleto de água (dito saturado), corresponde ao valor máximo de condutividade hidráulica para um solo homogêneo; z [m] é a profundidade a partir da qual o solo está saturado, podendo ser associada ao lençol freático, com profundidade medida a partir da superfície (i.e., negativa para baixo); D [*adimensional*] é o deficit de saturação da camada de solo correspondente à fração de volume de água no solo [ou coluna de água] em relação ao valor máximo, geralmente multiplicada

pela profundidade para obter a altura da coluna de solo úmido $[m]$; \bar{D} [*adimensional*] é o deficit de saturação mediano (i.e., valor mediano e não valor médio) da bacia; f $[m]$ é o parâmetro de escala da condutividade hidráulica vertical (dimensional) e m [*adimensional*] é o parâmetro de forma da condutividade hidráulica vertical, que do ponto de vista da teoria de similaridade é um invariante (i.e., não dependente do tempo ou espaço) (KIRKBY, 1997[80]; QUINN *et.al*, 1995[78]). Nas condições em que a condutividade hidráulica subterrânea é pequena (i.e., com grande déficit de saturação ou pouca umidade), tem-se $T \approx K_0/f$, $z = D/\Delta\theta$ e $m = \Delta\theta/f$, com $\Delta\theta$ representando o déficit de umidade abaixo do valor de saturação (BEVEN, 1986)[67], a partir disso obtém-se $fz = D/m$; T $[m^2/s]$ a transmissividade hidráulica, que é a medida da quantidade de água que pode passar através do material em relação à referência máxima (dimensional); T_0 $[m^2/s]$ é a transmissividade hidráulica para saturação ou transmissividade hidráulica máxima; β ângulo de declinação da superfície do terreno; Λ é a declinação (em radianos) dada pela derivada local ($\tan \beta$); \vec{q} $[m/s]$ é o vetor velocidade do escoamento subsuperficial com componentes horizontal e vertical, também conhecido como velocidade de Darcy por Tucci *et.al* (1998)[25]; q_x é a componente horizontal do vetor velocidade do escoamento de água no solo (i.e., celeridade) e q_z é a sua componente vertical; Q $[m^3/s]$ é a vazão volumétrica ou caudal igual ao ao volume de massa cruzando uma secção do rio por unidade de tempo; A $[m^2]$, w $[m]$ e a $[m]$ são a área total de drenagem, a largura de banda e área por unidade de contorno de largura, respectivamente (Kirkby 1997[80]; QUINN *et.al*, 1995[78]); i $[s^{-1}]$ é a infiltração superficial por unidade de largura da faixa de drenagem tomada ao longo das isilinhas de contorno ou cotas topográficas; j $[s^{-1}]$ é a infiltração subterrânea na base da zona não saturada e topo da zona saturada (i.e., localizada a poucos centímetros a baixo da superfície em relevos tropicais); $\lambda = f(x, y, z)$ e $\bar{\lambda}$ [*adimensional*] é o índice topográfico local e seu mediano, respectivamente; c $[m/s]$ é a velocidade da onda cinemática (celeridade) em geral associada à componente horizontal do escoamento da água líquida no solo; F [*adimensional*] representa o fator de segurança quanto à ruptura da camada superficial e deslizamento; r $[mm/h]$ é a taxa de precipitação instantânea, portanto uma derivada; R_c $[mm/h]$ é a taxa de precipitação crítica; e K_r $[mm/h]$ é a escala de precipitação crítica do local (i.e., conhecida *a priori*).

Tabela 2.2: Classificação dos modelos computacionais.

Fator	Característica	Descrição
Geração do modelo	Analógico	Modelos analógicos ou físico práticos são representações materiais de um sistema ou processo, normalmente em uma escala menor definida por princípios de similaridade da mecânica dos fluidos. [40][100][74][95][94]
	Matemático	Modelos matemáticos ou simbólicos são modelos que representam o escoamento por equações da física matemática nas quais as variáveis se inter relacionam, para compreender o comportamento e evolução do sistema.[40][74][41][95][94]
Representação de dados	Discreto	Em modelos discretos, variáveis de estado contínuas são discretizadas em pontos de grade, de acordo com diferentes métodos de discretização temporal e espacial.[40]
	Contínuo	As variáveis de estado são contínuas no tempo e espaço, sendo que entre dois valores haverá sempre um terceiro valor intermediário.[40]
Variáveis usadas	Determinísticas	Basicamente são modelos que descrevem o comportamento físicos em termos matemáticos para a causalidade (causa e efeito). Esses modelos são verificados ou calibrados por comparar se seus resultados com dados existentes (observações). [40][41][94]
	Estocásticas	Fazem uso de séries observadas em determinados pontos, de onde certas hipóteses permitem que estas sejam representadas por algum tipo de serie temporal. Também é conhecido como modelo probabilista.[40][41][94]
Relação entre as variáveis	Empírica	Modelos que prevêem como uma variável afeta a resposta e não o porquê disso acontecer, com base em aproximações empíricas, obtidas da experimentação e da experiência do pesquisador.[40]
	Conceitual	Oferecem uma simplificação dos objetos reais, fenômenos ou situações e não requer necessariamente uma teoria para explicá los. [40][74]
Relações espaciais	Concentradas	Modelos que ignoram as variações espaciais dos parâmetros ao longo de um sistema. Como por exemplo, o hidrograma unitário para previsão da variação temporal do escoamento superficial, em uma área de drenagem homogênea.[40][74][97]
	Distribuídas	Considera se a variação do comportamento da variável ponto a ponto ao longo do sistema. Por exemplo, a variação dos parâmetros de armazenamento e de transmissividade vertical do água subterrânea. [40][citeRefsgaard1990][97]
Dependência temporal	Estacionária	Os modelos que examinam os processos como independentes do tempo são conhecidos como modelos estáticos ou estacionários.[40]
	Dinâmica	Modelos dinâmicos tratam de processos que evoluem ou se desenvolvem no tempo, associados à mudanças e interações.[40]
Sistema de coordenadas	Euleriano	Abordagem do problema do ponto de vista de um observador que utiliza um a um sistema de fixo em relação a um ponto da superfície terrestre. [99][107]
	Lagrangiano	Abordagem do problema por um observador que utiliza o ponto de vista do objeto em movimento. Neste caso, o sistema de coordenadas acompanha o objeto em sua trajetória.[99][107]

Capítulo 3

Metodologia

Neste capítulo, apresenta-se de forma sucinta as ferramentas utilizadas e as informações necessárias à preparação do trabalho.

3.1 Área de Interesse (RMRJ)

A área de trabalho usada originalmente foi a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) porque tem uma porção significativa da população vivendo em condição de elevada vulnerabilidade, social e ambiental. Trata-se da segunda maior área metropolitana do Brasil, após da Região Metropolitana de São Paulo e terceira na América do Sul. Além disso, A RMRJ possui um número considerável de estações meteorológicas compondo a rede do Sistema Alerta Rio da Fundação Geo Rio, além de estações meteorológicas e fluvigráficas do estado do Rio de Janeiro e de órgãos de abrangência nacional. Os dados pluviométricos da Geo Rio são oriundos da rede de mais de 30 pluviômetros automáticos que medem a taxa de precipitação a cada 15 minutos, ininterruptamente, já há mais de 15 anos (2017) e de um radar meteorológico no Alto do Sumaré na cidade do Rio de Janeiro. Mais dois radares do estado do Rio de Janeiro estão disponíveis para os centros de gestão de emergências e Defesa Civil, aso cuidados do Sistema de Alerta de Cheias Radar do Instituto Estadual do Ambiente (INEA), da Secretaria do Meio Ambiente do RJ. Outro radar meteorológico é mantido pelo COMAER do Brasil no Pico do Couto-RJ. Dada a importância da RMRJ, considera-se como área de estudo o recorte retangular englobando todo o estado do Rio de Janeiro (figura 3.1). Esta escolha se deve ao fato de que as tempestades e sistemas precipitantes (como das frentes frias) geralmente se formam fora da área metropolitana e se deslocam por ela em sua trajetória. Muitos sistemas meteorológicos apresentam dimensão horizontal relativamente maior que a dimensão da RMRJ, sendo alguns atuam sobre todo o estado do RJ simultaneamente, como aquelas associadas a zonas de convergência do escoamento da baixa troposfera e Zonas de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que podem ser associadas a chuvas acumuladas muito relevantes, se persistentes sobre a área. Em geral, durante o inverno, as frentes frias vem do sul e atravessam todo o RJ em seu deslocamento para o NE brasileiro. Por essas razões, a área escolhida para este trabalho é maior que a área da RMRJ e do estado do RJ.

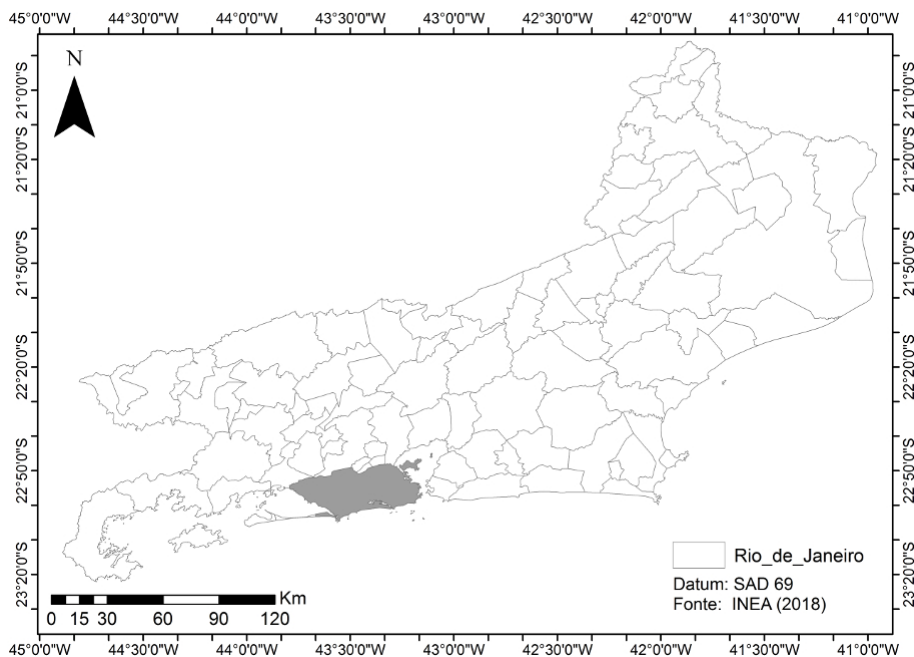


Figura 3.1: Mapa do estado do Rio de Janeiro.

3.2 Modelo digital de elevação (SRTM)

A missão Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) da NASA realizou medições da altitude da superfície terrestre em alta resolução espacial (90 m a 4 Km), gerando um modelo digital de elevação (DEM), com cobertura de mais de 80% da superfície da Terra (figura 3.2). Os dados SRTM tem uma resolução espacial de aproximadamente 90 m no equador, sendo disponibilizados para download em mosaicos retangulares de área 5 X 5 graus. Os formato disponíveis são ascii e GeoTiff. Os erros de altitude são limitados a 16 m.

Dados atualmente distribuído pela NASA/USGS (produto acabado) contém imperfeições, na forma de ausência de píxeis, onde a medição por radar em órbita não pode ser realizada de forma precisa (e.g., junto às superfícies de corpos de água, onde ocorre forte absorção da radiação eletromagnética de micro-ondas, como nas bordas continentais e ainda onde ocorria sombreamento da radiação).

Sobre os continentes, essas falhas são geralmente localizadas em zonas de menor extensão. Entretanto, essas não podem ser negligenciadas, sobretudo em modelagem hidrológica, a qual é muito dependente da qualidade do modelo topográfico disponível.

Para solucionar o problema das falhas, os pesquisadores Andy Jarvis e Edward Guevara, *Projeto Agroecosystems Resilience* (CIAT), além de Hannes Isaak Reuter (JRC-IES-LMNH) e Andy Nelson (JRC-IES-GEM) interpolaram as matrizes originais do SRTM para completar as falhas (e.g., JARVIS *et al.*, 2008)[1].

No presente trabalho, para completar as falhas utilizou-se o interpolador de Barnes, também codificado pelo Prof. Hugo Abi Karam em linguagem Fortran-90 (gfortran do linux).

Nas simulações apresentadas no capítulo de resultados utilizou-se resolução espacial de

4 km (Fig. 3.17). Não obstante, as simulações poderiam ter sido executadas com resolução de até 90 m, que é a máxima resolução nominal do arquivo SRTM disponibilizado para o Brasil. Devido limitações computacionais e o tempo restrito para o desenvolvimento deste trabalho a análise da sensibilidade à resolução não foi feita, mas apenas testes iniciais para estimar o tempo necessário. O papel da resolução espacial será analisado em futuros com o sistema de modelagem hidrometeorológico.

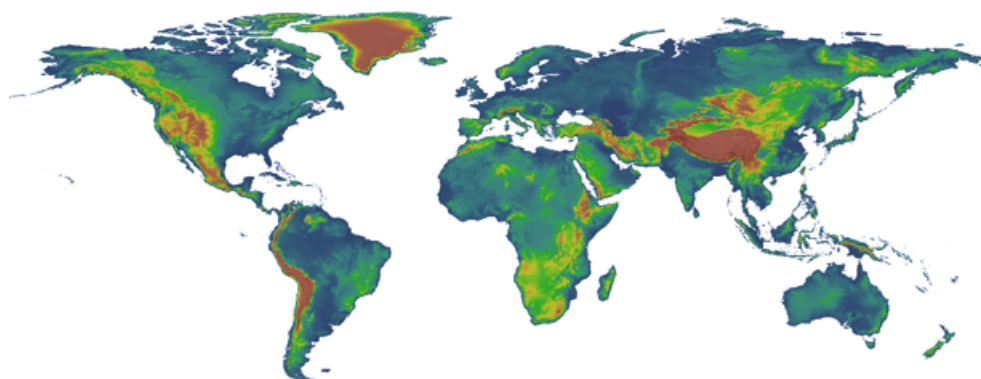


Figura 3.2: O modelo de elevação digital SRTM-NASA corresponde a um grande avanço no mapeamento digital da topografia global até resolução de 90 m. A NASA deu acessibilidade aos esses dados de elevação digital de alta qualidade, de forma que sua utilização tem contribuído para a análise ambiental e previsão de tempo de mesoescala da zona tropical da Terra, aonde em geral, dados topográficos são pouco disponíveis ou inexistentes ao longo de vastas áreas (e.g., JARVIS et al., 2008[1]).

3.3 Dados de precipitação

3.3.1 Dados Pluviométricos Pontuais

Observações de taxa de precipitação da rede de monitoramento da fundação Geo Rio, com 32 estações localizadas na região metropolitana de Rio de Janeiro. 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), usando os dados referentes ao mês de fevereiro. As figuras são mostradas no capítulo 4.

3.3.2 Precipitação estimada por satélite

A seguir as técnicas usadas para estimar a chuva a partir de satélites é descrita. Os sensores ópticos dos satélites captam as imagens em diferentes comprimentos do espectro electromagnético, compondo a imagem de pixels, cada um associado a uma pequena porção de ângulo sólido, pelo qual chega o fluxo de radiação correspondente à radiância emitida, refletida, dispersada pela superfície e espalhada pela atmosfera. Em geral, os diferentes sensores integrados nos satélites meteorológicos realizam leituras em certas bandas particulares do espectro electromagnético para estimar a precipitação, aplicando várias técnicas. As metodologias desenvolvidas utilizam as curvas espectrais do visível (VIS) e no infravermelho termal (IR), além de técnicas baseadas na propagação de micro-ondas (radares) e mistas.

Os primeiros métodos de estimativa de precipitação por satélite foram baseados em produtos obtidos do infravermelho termal e visível. Depois surgiram metodologias usando imagens de sensores de micro-ondas (e.g. LEVIZZANI, 1999)[116]. Atualmente, diferentes técnicas de combinação são usadas com o objetivo maior obter maior acurácia.

1. **No espectro visível** O sensor na região visível do espectro se comporta como uma câmera comum, sensível à radiação visível e ao reflexo do Sol em superfícies de água, sendo que nenhuma informação é obtida quando o satélite está na sombra da Terra. Para o caso de monitoramento de nuvens, as nuvens mais espessas são mais opacas, ou seja, menor quantidade de radiação solar visível passa através delas, o que serve de base para a avaliação das reflectâncias associadas e tipologias das nuvens.
2. **Onda curta e infravermelho próximo** Os comprimentos de onda do vermelho são muito sensíveis à presença da clorofila das folhas vegetais, enquanto que os comprimentos de onda infravermelhos próximos são sensíveis à presença de água. As combinações dos comprimentos de onda visível e infravermelho termal permitem obter índices de vegetação que fornecem informações específicas sobre o estado da vegetação. Alguns índices de vegetação simples foram desenvolvidos para monitorar o verdor da vegetação e a quantidade de biomassa. Um índice de vegetação é uma fórmula matemática simples (i.e., uma métrica simples ou padronizada) usada para estimar a probabilidade de que a vegetação esteja crescendo ativamente em um lugar observado e período de tempo. A

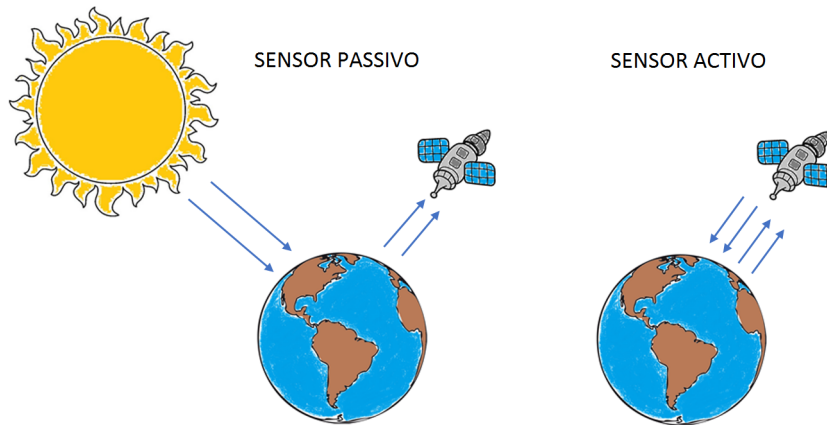


Figura 3.3: Interpretação dos sensores de micro-ondas passivo e ativo instalados no satélite, onde se destaca a diferença entre os dois tipos.

maioria dos índices de vegetação foi empiricamente construída de tal forma que valores maiores correspondem a probabilidades mais altas de encontrar plantas verdes vivas no local selecionado e tempo de observação.

3. **Infravermelho térmico** O sensor infravermelho termal registra a radiação em comprimentos de onda em que a Terra emite fortemente. A intensidade da radiação recebida é um bom indicador da temperatura da superfície observada. A imagem infravermelha pode ser visualizada dia e noite. A temperatura da atmosfera diminui com a altura de uma forma regular em toda a troposfera, dependendo das condições climáticas e da quantidade de umidade presente. A emissão de radiação infravermelha é menor em temperaturas mais baixas e maior em temperaturas mais altas. O sensor de infravermelhos, portanto, atua como um termômetro remoto que também pode estimar a temperatura dos topos das nuvens de grande desenvolvimento vertical e cirrus.
4. **Sensor no espectro de micro-ondas** A radiação emitida nos comprimentos em micro-ondas é influenciada pela natureza da superfície emissora (seja áspera ou lisa, molhada ou seca) e o tamanho das partículas (i.e., hidrometeoros presentes na atmosfera, como gotas, cristais etc). Micro-ondas são fortemente afetados por gotas de água e cristais de gelo nas nuvens. Ao contrário das outras formas de radiação já mencionadas, as microondas podem realmente permitem a distinção gotas grandes, presentes em nuvens de chuva e gotas pequenas, de nuvens não associadas a precipitação na superfície. Assim, em geral as frequências em micro-onda são mais adequadas para a detecção de precipitação do que as frequências do infravermelho.

Os tipos de sensor de micro-onda são passivo e ativo:

- **Sensor de micro-ondas passivo** Um sensor passivo é um instrumento de micro-onda projetado para receber e medir as emissões de radiação eletromagnética natural produzido pela emissão e reflexão da superfície da Terra e sua atmosfera.

- Sensor micro-ondas ativo É um instrumento de radar usado para medir as sinais transmitidas pelo sensor, que por sua vez, foram reflectidos, refractados ou espalhados pela superfície da terra e sua atmosfera. Uma vantagem destes radares é que as ondas produzidas tem orientação espacial transversal às nuvens, o que facilita sua operação em qualquer condição atmosférica. Além disso, estes sensores podem gerar um perfil tridimensional da reflectividade das nuvens observadas.

3.3.3 Dados disponíveis

Este trabalho utilizou estimativas de precipitação por satélite, correspondentes ao Hidro-estimador da NOAA (<https://www.star.nesdis.noaa.gov/smcd/emb/ff/HydroEst.php>) que apresenta resolução espacial de de 0,03 por 0,03 graus e resolução temporal de 15 minutos. Além das estimativas por satélite, utilizou-se a série temporal de 32 estações pluviométricas, com resolução temporal de 15 minutos, correspondente às estações da rede de monitoramento do Sistema Alerta Rio da Fundação Geo Rio da Prefeitura da cidade do Rio de Janeiro-RJ, Brasil, disponíveis no site <http://alertario.rio.rj.gov.br/> (Fig. 3.4). A denominação das estações da Geo Rio é apresentada a seguir:

Alto da boa vista	Grajaú	Madureira	São Cristóvão
Anchieta	Grajaú Jacarepaguá	Penha	Saudê
Avenida Brasil	Grande Méier	Piedade	Sepetiba
Mendanha	Grota Gunda	Recreio	Tanque
Bangu	Guaratiba	Rio centro	Tijuca
Barrinha	Ilha do governador	Tijuca muda	Urca e Vidigal
Campo Grande	Irajá	Rocinha	-
Cidade de Deus	Jardim botânico	Santa cruz	-
Copacabana	Laranjeiras	Santa teresa	-

3.3.4 Hidro-estimador

São dados dos Satélites Ambientais Operacionais Geoestacionários da NOAA (GOES), os quais estimam as taxas de precipitação. O Hidro-Estimador (SCOFIELD *et al.* 2003[117]) é o algoritmo operacional de geração atual da NESDIS e é usado desde 2002. As estimativas são produzidas a cada 15 minutos. O algoritmo HE utiliza temperaturas de brilho infravermelho (IR) para identificar regiões de chuva e recuperar a taxa de chuva, enquanto usa os campos do modelo Global Forecast System (GFS) do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) para avaliar os efeitos da umidade, evaporação e orografia. modulação e efeitos do perfil termodinâmico. O composto global de precipitação é então gerado a partir dessas estimativas a partir de múltiplos satélites e atualizado a cada 30 minutos.

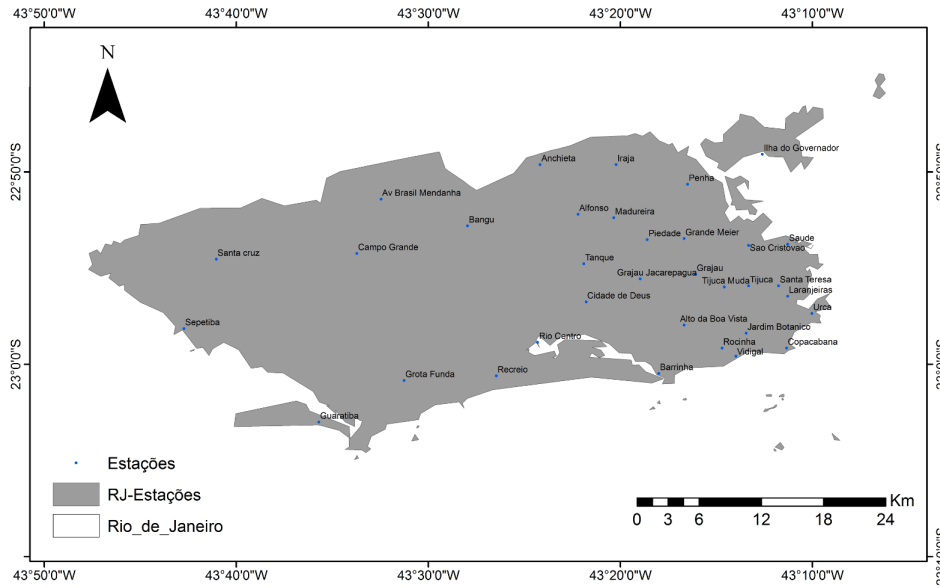


Figura 3.4: Localização das estações pluviométricas da rede de monitoramento do Sistema Alerta Rio da Fundação Geo Rio da Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro-RJ, Brasil.

3.4 Algoritmo K-means

O algoritmo *K*-means foi aplicado aos dados obtidos pelas estações pluviométricas, com um número de agrupamentos igual a três ($k = 3$), a escolha do número apropriado de agrupamentos foi calculada pelo método da silhueta (*Silhouette*) (Rousseeuw 1987[118]), que fornece um suporte na escolha ideal do número de grupos. Esse método gera um gráfico para um grupo específico composto por um valor de silhueta $s(i)$, $i = 1, \dots, n$, que reflete a qualidade da atribuição dos objetos nos grupos. Para cada objeto i o valor $s(i)$ é representado como

$$s(i) = \left(\frac{b(i) - a(i)}{\max(a(i) - b(i))} \right) \tag{3.1}$$

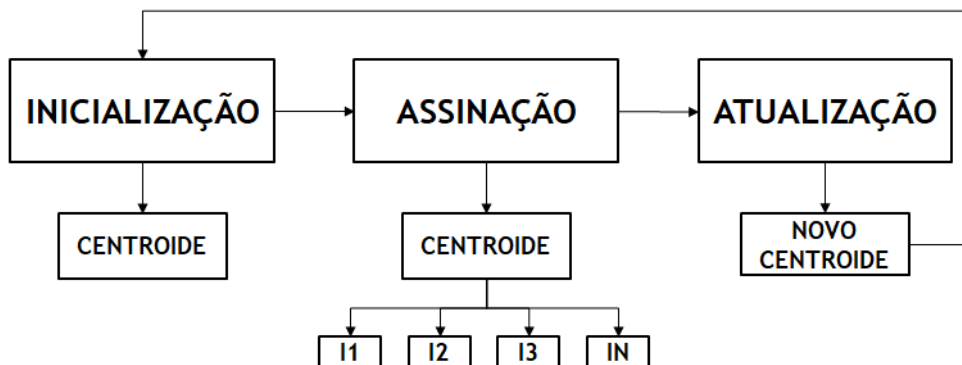


Figura 3.5: Esquema do procedimento usado no método *K*-means

onde $a(i)$ é a dissimilaridade média do objeto i em relação a todos os objetos do mesmo grupo e $b(i)$ é a dissimilaridade média entre o objeto i em relação a todos os objetos no grupo

mais próximo chamado j . O valor $s(i)$ é adimensional e varia entre -1 e 1 , se temos o caso de $(s(i) \approx 1)$, significa que o objeto i foi bem classificado em seu grupo, já que $a(i) < b(i)$. Se o valor de $(s(i) \approx -1)$, então o objeto foi classificado erroneamente, já que $a(i) > b(i)$, o que significa que o objeto i ele está mais distante dos objetos de seu próprio grupo, o que, por sua vez, significa que o objeto está mais próximo dos objetos do grupo j . Sim $(s(i) \approx 0)$ o objeto i entre o seu grupo correspondente e o grupo j , isso acontece quando $a(i) = b(i)$ indicando que o objeto está em um ponto médio entre os dois grupos. Em resumo o valor $s(i)$ informa sobre quão apropriado é o agrupamento.

A figura 4.2 mostra as três etapas necessárias para obtenção dos objetos (i) para cada grupo, a primeira etapa é a inicialização o usuário escolhe um objeto aleatório o qual é chamado como centroide, a seguinte etapa conhecida como assinação se computa a distância entre o centroide e cada um dos outros objetos, com isto se ordena os objetos para cada grupo, o numero de grupos previamente foi definido pelo usuário ($k = 3$). Na etapa final atualização, em cada grupo se computa um novo centroide e volta-se para a primeira etapa, repetindo o procedimento até que os objetos dos grupos sejam invariáveis.

3.5 Transformada Ondaleta

O espectro de ondaletas ou análise de Ondaleta tem a capacidade de detectar ciclos e escalas temporais em uma série de dados (DAUBECHIES 1992[119]; FOUFOULA *et al.* 2014[120]). Sua aplicabilidade na análise de sinais se deve principalmente porque permite decompor uma série temporal em diferentes níveis de resolução tempo-frequência (TORRENCE 1998[121]). Então a partir de uma serie de tempo podemos obter uma decomposição em altas e baixas frequências.

3.6 Modelo de coluna de solo

O modelo de coluna de solo considera dois reservatórios lineares (Beven, 2000)[122]. 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. A equação de controle do reservatório linear tem a seguinte forma geral obtida pela aplicação do método implícito em diferenças finitas:

$$Q^{(n+1)} = \frac{Q^{(n)} + bu^{(n-\delta)}}{c} \quad (3.2)$$

Sendo u a recarga do reservatório e δ é o número passos de tempo, associado à escala de tempo do reservatório, $\tau = 3$ (h). Os coeficientes associados a esta equação são:

$$b = \delta t / \tau, \quad c = (1 + b) \quad (3.3)$$

λ é o auto valor 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

$$\Delta z = (Q\tau)/\eta \quad (3.4)$$

A vazão de base (Q_b) é estimada pela descarga do reservatório inferior. O modelo de coluna de solo refere-se à evolução temporal das condições hidrológicas medianas da bacia. Portanto, refere-se a um modelo concentrado no qual a condição hídrica da coluna de solo, pode ser bem representado por dois reservatórios lineares em série.

3.7 Modelo de estabilidade para deslizamento linear

O potencial de ruptura da camada superficial em uma encosta depende da tensão de cisalhamento presente e da resistência ao movimento da camada presente no solo. A tensão de cisalhamento pode levar a ruptura se vencer as forças de resistência associadas à coesão interna das partículas do solo e ao ângulo de atrito da camada superficial. A resistência do solo ao cisalhamento é determinada pelas características coesivas e friccionais entre as partículas do solo, sendo definida como a tensão máxima cisalhante que o solo pode suportar sem sofrer a ruptura. Os principais fatores que influenciam a resistência do solo frente ao cisalhamento são a distribuição de partículas do solo, a densidade, a estrutura interna (ORTIGÃO, 1995; MCKYES *et al.*, 1994; PINTO, 2000). Além disso, pode existir sobrecargas superficiais e subterrâneas da ação antrópica (e.g., dutos em vazamentos, pavimentos e materiais enterrados).

Estabilidade de taludes

1. Estabilidade de taludes - As condições de estabilidade de uma encosta pode mudar devido a alterações temporárias em seu balanço ou também por alguma perturbação externa. Assim, depende de muitos fatores, tais como como:
 - O tipo de material de que é composta, por exemplo, a areia seca que pode ser muito instável para os diferentes factores externos ou de outra forma de rocha sólida razoavelmente estável.
 - A geometria da estrutura, tal como o ângulo de inclinação ou do comprimento da mesma.
 - Distribuição de peso, associada à distribuição da massa de solo.
 - Quantidade de umidade, que é um dos factores mais importantes para gerar instabilizações. Em geral, um conteúdo de água mais elevado influencia diretamente a redução da coesão, que por sua vez se reflete no aumento da probabilidade de deslizamentos.
 - Forças externas, tais como vibrações, tremores de terra, erupções vulcânicas, e outras perturbações geradas por atividades humanas etc.

- Vegetação, ao contrário das características acima a vegetação tem um impacto positivo, já que ela influencia a estabilidade através da coesão mecânica e remoção da água por evapotranspiração, isto é, quando o sistema radicular é profundo no solo.

2. Estresse normal e cisalhamento

Considera-se um objeto prismático (i.e., um paralelepípedo de solo) que está descansando sobre um plano inclinado com um ângulo β e que também está em equilíbrio estático. De acordo com as leis da dinâmica, para que esse objeto mantenha seu equilíbrio estático, a força de gravidade deve ser contrabalançada pela presença de uma força resistente.

A força da gravidade pode ser decomposta em seus componentes normal F_{\perp} e paralela $F_{//}$ em relação ao plano inclinado, expressas como

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

$$F_{//} = Mg \sin \beta \quad (3.6)$$

A componente normal de gravidade F_{\perp} , equação 3.5 é igual e oposta à força de reação do objeto sobre o plano, enquanto que a componente da força da gravidade paralelo ao plano $F_{//}$, equação 3.6, se encontra em equilíbrio com a força de atrito. Assim, o estresse (σ) é a força normal dividido pela área da superfície de contato (S), e cisalhamento (τ) é a força paralela ao plano inclinado dividida pela área da superfície em contato (S), ambos em (Pa). Define-se a magnitude da força de peso, lembrando a segunda lei de Newton: $\vec{F} = m\vec{a}$. Assim sendo, a magnitude da força de peso é $W = mg$. Considera-se a densidade definida por:

$$\rho = m/V$$

sendo m a massa do objeto e V seu volume. A massa pode ser considerada como $m = \rho V$. Logo

$$W = \rho V g$$

O volume pode ser definido como a espessura da camada multiplicada pela área, se consideramos a espessura diagonal da camada como D' , o volumem é $V = D'S$ e usando isto na equação anterior:

$$W = \rho D' S g \quad (3.7)$$

Na figura 3.6, o objeto prismático se encontra em repouso na superfície. A magnitude da força peso é expressa pela equação 3.7. Define-se o estresse normal como força normal dividido pela área da superfície S de contato e o cisalhamento como paralelo ao plano dividido pela área da superfície.

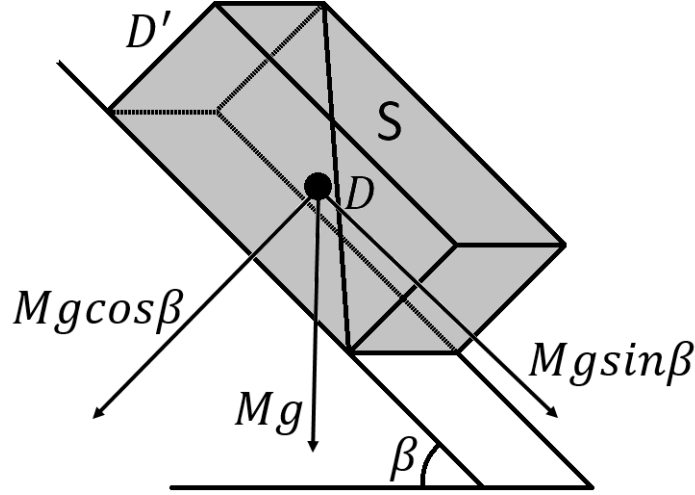


Figura 3.6: Objeto prismático em estado de repouso sobre um plano inclinado com ângulo β , onde o ponto preto representa o centro de massa do objeto.

$$\sigma = \frac{F_{\perp}}{S} = \frac{\rho g D' S \cos \beta}{S} = \rho g D' \cos \beta = \rho g D \cos^2 \beta \quad (3.8)$$

$$\tau = \frac{F_{\parallel}}{S} = \frac{\rho g D' S \sin \beta}{S} = \rho g D' \sin \beta = \rho g D \sin \beta \cos \beta \quad (3.9)$$

sendo:

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

De acordo com De Blasio (2011)[2], a componente normal do tensor de estresse (σ) e a componente de cisalhamento, (τ), são muito importantes para a análise de risco de deslizamento e avaliação do fator de segurança quanto a ruptura.

3. Força de atrito

É a força entre duas superfícies em contato, que se opõe ao movimento relativo entre as superfícies. A força de atrito foi estudada pela primeira vez por Leonardo da Vinci (1452-1519), onde ele estabeleceu que a força de atrito é proporcional ao peso total, mas independente da distribuição de massa. A força de atrito é uma força paralela ao plano horizontal conforme é mostrado na Figura 3.7, a força F_a corresponde à direção

na qual o objeto inicia seu movimento. As propriedades da força de atrito pode ser expressa como:

- A força de atrito é independente da área de contacto entre duas superfícies;
- A força de atrito F_a é proporcional ao peso do corpo $W = mg$, em que M é a massa do corpo e g é a aceleração da gravidade. A taxa $\mu = F_a/P$, isto é chamado coeficiente de atrito estático:

$$F_a = \mu P$$

- Tipicamente, a magnitude da força de atrito é comparável em materiais de propriedades similares;
- Um corpo está em repouso, mantém-se em repouso, enquanto a força tangencial aplicado é menor do que a força de atrito;
- Em seguida, se for aplicada uma força tangencial ligeiramente maior do que a força de atrito o corpo deixará seu estado de repouso e irá mover-se com uma aceleração de $a = (F' - F_a)/M$. Enquanto o corpo se encontra em movimento a força de atrito continuara presente paralela à força externa e com sentido oposto e esta força de atrito é conhecido como o atrito dinâmico;
- A força de atrito presente para iniciar um movimento é maior do que a força de atrito durante o movimento, os coeficientes de atrito estático e dinâmico não tem diferenças significativas em seguida, para aplicações práticas podem ser consideradas iguais; e
- A força de atrito é ligeiramente dependente da velocidade, portanto, para fins práticos, pode ser considerada como uma constante.

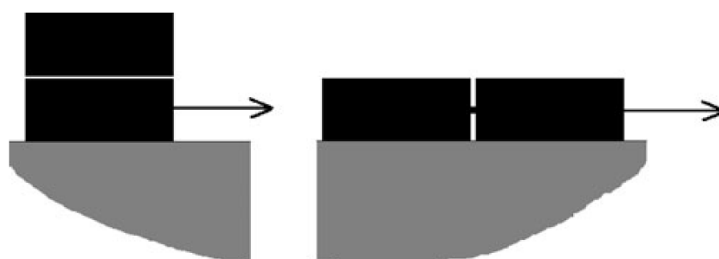


Figura 3.7: A figura mostra a independência da força de fricção sobre a distribuição da massa, em ambos grupos de blocos a força de atrito presente irá ser a mesma (DE BLASIO, 2011)[2].

Considera-se o equilíbrio estático do corpo na figura 3.6. O balance entre as forças, peso, normal e atrito pode ser expressa como

$$\vec{W} + \vec{F}_r + \vec{N} = 0$$

As componentes para os eixos x e y são dadas por:

$$\begin{aligned}W_x + F_{rx} + N_x &= 0 \\W_y + F_{ry} + N_y &= 0\end{aligned}$$

Então,

$$\begin{aligned}|W| \sin \phi + \mu |N| &= 0 \\|W| \cos \phi + |N| &= 0\end{aligned}$$

Agora, escrevendo para a variável $|N|$ obtém-se

$$\mu |N| = -|W| \sin \phi \quad (3.10)$$

$$|N| = -|W| \cos \phi \quad (3.11)$$

Toma-se a equação 3.10 com 3.11 para escrever:

$$\frac{\mu |N|}{|N|} = \frac{-|W| \sin \phi}{-|W| \cos \phi} \quad (3.12)$$

$$\mu = \frac{\sin \phi}{\cos \phi} = \tan \phi \quad (3.13)$$

Demonstra-se que a tangente do ângulo de atrito é igual ao coeficiente de atrito.

4. Trabalho

Seja um bloco prismático repousando sobre uma “mesa horizontal”. A magnitude da força de atrito estático é $Mg\mu = Mg \tan \phi$. Agora aplica-se uma força externa necessária para mover o bloco a partir do ponto A para o ponto P para um tempo dado, o trabalho realizado pela força de atrito entre os dois pontos será:

$$L(A \rightarrow P) = Mg \tan \phi \overline{AP} \quad (3.14)$$

onde \overline{AP} é a distância entre os pontos (i.e, o comprimento do caminho). Seja uma superfície inclinada com um ângulo de inclinação β . Então, o trabalho pode ser expresso como

$$L(A \rightarrow P) = Mg \cos \beta \tan \phi \overline{AP} \quad (3.15)$$

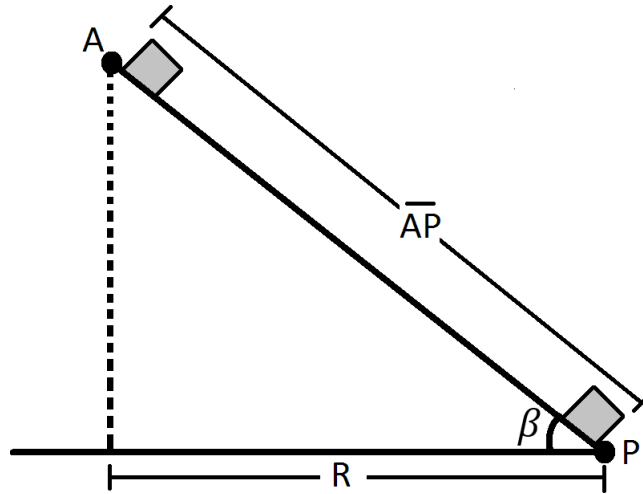


Figura 3.8: mesa inclinada com ângulo β , onde o objeto viaja desde o ponto A ao ponto P.

Na figura 3.8, podemos calcular $\cos \beta = R/\overline{AP}$, onde R mostra o deslocamento ocorrido ao longo da encosta. Em seguida, o trabalho feito para percorrer determinado caminho é

$$L(A \rightarrow P) = Mg \int_A^P \cos \beta \tan \phi dl \quad (3.16)$$

5. Coesão

Seja um cubo de qualquer tipo de solo no qual se aplica um cisalhamento. Isto gera uma deformação de cisalhamento, acompanhado por uma medida de resistência por unidade de área. A coesão do solo é a qualidade das partículas do solo se manterem unidas devido às forças internas. Agora considera-se a força de resistência à ruptura (F_{res}) como a soma da força de coesão e a força de atrito. Por simplicidade, se considera que estas forças sejam constantes ao longo de todo material do plano inclinado.

$$F_{res} = F_{fric} + F_{coe} \quad (3.17)$$

$$F_{res} = Mg \cos \beta \tan \phi + C\omega L \quad (3.18)$$

onde ω é a largura do bloco e L seu comprimento. Toma-se a igualdade: $M = \rho V = \rho L\omega D'$ e a projeção da figura 3.6, onde $D' = D \cos \beta$. Obtém-se

$$M = \rho L\omega D \cos \beta \quad (3.19)$$

substitui-se a equação 3.19 na equação 3.18 para obter:

$$F_{res} = \rho g L \omega D \cos^2 \beta \tan \phi + C \omega L \quad (3.20)$$

que também pode ser expressa como segue,

$$F_{res} = \sigma L \omega \tan \phi + C \omega L \quad (3.21)$$

onde $\sigma = \rho g D \cos^2 \beta$ é o módulo da tensão de estresse normal.

Fator de segurança

Em mecânica dos solos, o risco de deslizamento é avaliado pelo valor do fator de segurança (F), que é apenas a razão entre a força de resistência à ruptura F_{res} (equação 3.20 ou equação 3.21) e a força peso projetada na direção paralela à encosta, $F_{//}$. Logo, o fator de segurança é dado pela seguinte equação 3.22:

$$F = \frac{F_{res}}{F_{//}} \quad (3.22)$$

Se a magnitude da força de atrito é maior do que a força favorável à ruptura e deslizamento, então o fator de segurança será maior que 1. Caso contrário, o fator de segurança será inferior à unidade, e há risco de deslizamento efetivo.

Tabela 3.1: Fator de segurança.

Fator	relação	Critério
$F > 1$	$s > \tau$	estabilidade
$F = 1$	$s = \tau$	estabilidade
$F < 1$	$s < \tau$	instabilidade

Risco de deslizamento

O déficit de ruptura é estimado da seguinte forma:

$$\Delta D = -F \quad (3.23)$$

A precipitação crítica R_c pode ser obtida como:

$$R_c = K_r \exp(F) = K_r \exp(-\Delta D) \quad (3.24)$$

onde K_r é a escala de precipitação crítica, conhecida *a priori*, que representa a quantidade necessária de precipitação para gerar um deslizamento de terra. Neste trabalho utiliza-se $K_r = 60 \text{ mm/h}$.

Uma variável de risco de deslizamento por chuva pode ser definida:

$$\chi = \frac{(r - R_c)}{K_r} \quad (3.25)$$

r é a taxa de precipitação instantânea (i.e., medida, dado de entrada). Considere a situação que $r > R_c$. Neste caso, a precipitação excede o limite necessário para a ruptura. O risco de deslizamento obtido da função de probabilidade acumulada do modelo logístico é dada por:

$$\chi_{des} = 1 - \frac{1}{1 - \exp(\chi)} \quad (3.26)$$

calculada para cada ponto de grade do domínio espacial, a cada passo de tempo do modelo. Desta forma, estima-se o risco de deslizamento de forma dinâmica. Os resultados podem ser visualizados como animações digitais (e.g., filmes de formato gif).

3.8 Modelo hidrológico TOPMODEL (semi-distribuído)

O modelo TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) foi desenvolvido por Beven (1979)[48], Beven (1984)[60], Beven (1997)[91], Kirkby (1997)[80] e Beven (2004)[26]. Inicialmente Kirkby (1975)[47] trabalhava no desenvolvimento de um índice topográfico, hoje conhecido como índice topográfico de Kirkby, o que finalmente o conduziu ao modelo de distribuição hidrológica. O modelo foi desenvolvido originalmente para bacias hidrográficas pequenas em regiões de clima temperado, onde chuvas estratiforme de inverno predominam, com predominância da variação temporal sobre a variação espacial.

O TOPMODEL além de um software conhecido (e.g., no Rhydro do pacote R) é também uma modelo conceitual, já pode ser usado para simular processos hidrológicos de uma maneira relativamente simplificada, melhor dizer otimizada, particularmente pela contribuição similar de diferentes áreas simuladas (BEVEN, 1997)[91]. A estrutura do modelo se baseia na discretização de áreas ou sub-bacias similares, a partir da utilização das classes do índice topográfico utilizadas na classificação das áreas similares (TUCCI, 1998)[25]. Do ponto de vista da hidrologia fluvial, os principais componentes do TOPMODEL que podem ser empregados no propósito de obter o hidrograma (unitário) são:

- Armazenamento e fluxo na zona não-saturada;
- Armazenamento e fluxo na zona saturada; e
- Propagação do fluxo na sub-bacia.

A simplicidade do modelo vem do uso de índices topográficos, por exemplo, $k = a / \tan \beta$, introduzido pela primeira vez por Kirkby e Weyman 1974[46], e Kirkby 1975[47]. No índice acima, a é a área de captação a montante do ponto sobre o declive (talude) e β é seu ângulo da inclinação da superfície. Ou seja, o índice topográfico é uma razão entre uma

integral e um derivada. O índice topográfico dado por $a/T_0 \tan \beta$, sendo T_0 a transmissividade dimensional sob condição saturadas do solo, foi introduzido por Beven (1986)[67], mais apropriado que o índice k para prover a classificação das áreas de resposta hidrológica similar, por isso considerado como o índice de similaridade hidrológica apropriado. Todos os pontos distribuídos na bacia apresentando mesmo valor de índice topográfico apresentam resposta hidrológica semelhante (similar). Logo não é necessário fazer os cálculos para cada ponto da área, mas apenas para os pontos com diferentes valores de índices. Na prática classes de índice topográfico são usadas para classificação. Isso é de grande ajuda já que fornece uma melhoria computacional, em referência ao tempo investido nos cálculos. Através desses valores, podemos saber quais dos pontos tendem a saturar-se primeiro e assim conhecer a possível distribuição hidrológica da área de estudo, a cada passo de tempo, garantidas as condições de aplicação. O modelo tem duas grandes vantagens aparentes, simplicidade do modelo distribuidor que pode ser calculado a priori e a otimização computacional, permitindo respostas relativamente rápidas úteis para previsão.

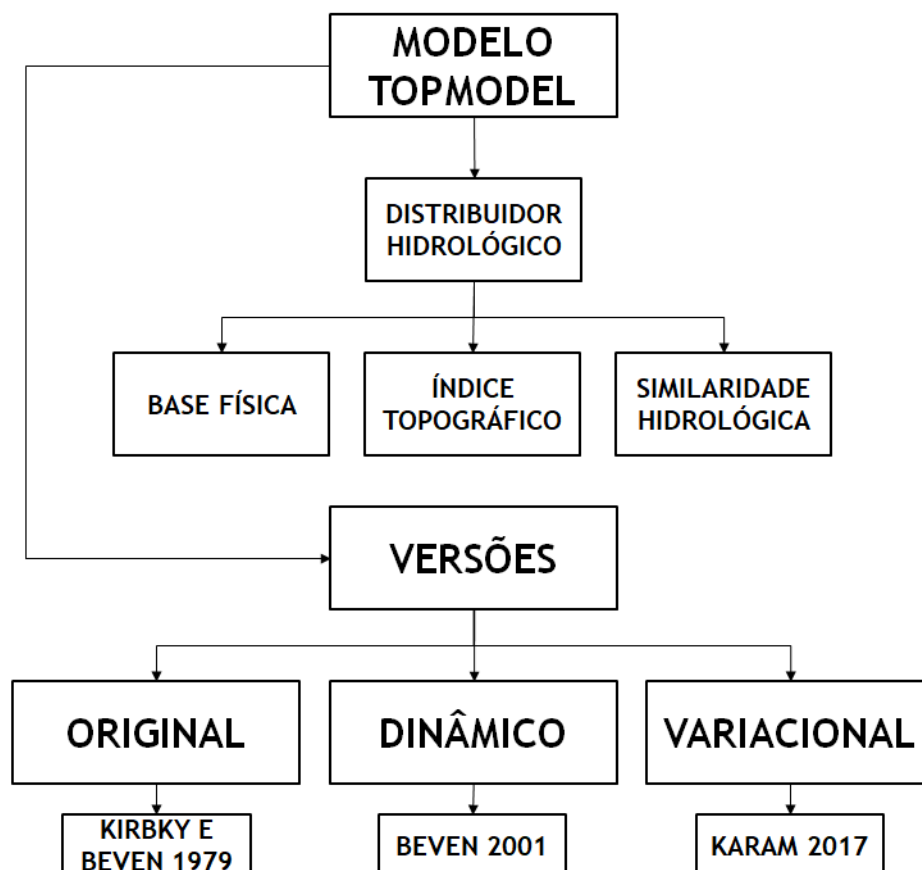


Figura 3.9: Três características do modelo hidrológico semi-distribuído TOPMODEL, junto com as versões usadas neste trabalho.

3.8.1 TOPMODEL original

As principais hipóteses utilizadas no modelo:

1. a evolução da zona saturada pode ser representada através de sucessivos estados uniformes;
2. O gradiente hidráulico para uma determinada área, pode ser aproximada pela topografia local da superfície inclinada, expressada como: $\tan \beta$;
3. A condutividade hidráulica varia de forma exponencial com a profundidade da superfície de saturação;
4. Para um intervalo de tempo, a taxa de recarga j que contribui para a área saturada é considerada espacialmente homogênea.

Começando da Lei de Darcy, pode-se computar a taxa de descarga Q para um meio poroso:

$$Q = KA \nabla \alpha_g \quad (3.27)$$

A taxa de descarga Q expressa em (m^3/s) , K é a condutividade hidráulica em (m/s) , A área em (m^2) e o termo $\nabla\alpha_g = dh/dl$ é o gradiente de carga hidráulica, a velocidade do escoamento q em (m/s) é igual a $q = Q/A$ e usando na equação 3.27 temos:

$$q = K \nabla \alpha_g \quad (3.28)$$

Tomando a *terceira hipótese*, a função condutividade hidráulica local sera:

$$K_i = K_{0_i} e^{-f z_i} \quad (3.29)$$

A equação 3.29 em 3.28:

$$q_i = K_{0_i} e^{-f z_i} \nabla \alpha_g \quad (3.30)$$

z_i é a profundidade local da lamina de água saturada (lençol freático) expressada em (m) e f é um parâmetro de forma ou parâmetro de escala em (m^{-1}) . O valor de escoamento pode ser expressado em termos de transmissividade integrando a equação 3.30 desde z_i ao Z

$$\int_{z_i}^Z q_i = \int_{z_i}^Z K_{0_i} e^{-f z_i} \nabla \alpha_g dz$$

$$q_i(Z - z_i) = \frac{K_{0_i}}{f} \nabla \alpha_g [\exp(-fZ) - \exp(-f z_i)]$$

O termo $\exp(-fZ)$, pode ser eliminado já que a condutividade hidráulica diminui com a profundidade, obtendo:

$$q_i = \frac{K_{0_i}}{f} e^{-f z_i} \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) \quad (3.31)$$

Usando $T_{0_i} = K_{0_i}/f$ que é a transmissividade para a saturação e T_i é a transmissividade lateral local do solo (m^2/s)

$$q_i = T_{0_i} e^{-f z_i} \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) \quad (3.32)$$

A qual pode ser expressa em termos do deficit de armazenamento (Wood 1988[65]), usando:

$$z = \frac{D}{(\theta_s - \theta_r)} \quad (3.33)$$

$$m = \frac{(\theta_s - \theta_r)}{f} \quad (3.34)$$

onde D é o deficit de armazenamento (adimensional), m é um parâmetro do modelo (adimensional), que controla a profundidade efetiva do perfil de solo da bacia, θ_s é umidade

contida no solo saturado e θ_r é umidade contida residual, usando a equações 3.33 e 3.34:

$$fz = \frac{D}{m} \quad (3.35)$$

Da equação 3.35 e 3.32 obtemos:

$$q_i = T_{0_i} e^{-\frac{D}{m}} \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) \quad (3.36)$$

O escoamento sub-superficial pode expressado como:

$$\vec{q} = q_x(\hat{i}) + q_z(-\hat{k})$$

$$\vec{q}_z = T_{0_i} e^{-fz_i} \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) (-\hat{k}) \quad (3.37)$$

$$\vec{q}_x = |\vec{q}_z| \tan \beta(\hat{i}) \quad (3.38)$$

Onde β é o angulo local da encosta, $\nabla \alpha_g$ é o gradiente hidráulico e \hat{i} e \hat{k} são os vectores unitários do eixe x e z respectivamente, usando a equação 3.37 em 3.38:

$$q_{x_i} = T_{0_i} e^{-fz_i} \tan \beta \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) (\hat{i}) \quad (3.39)$$

Tomando o modulo da equação 3.39:

$$q_{x_i} = T_{0_i} e^{-fz_i} \tan \beta \left(\frac{\nabla \alpha_g}{Z - z_i} \right) \quad (3.40)$$

Para um modelo de dois camadas, na qual a camada superior não se encontra saturada e a camada de embaixo esta completamente saturada, e usando a profundidade padronizada entre a superfície e o lençol freático como 100%, então os termos $\nabla \alpha_g$ e $(Z - z_i)$ ambos são iguaes a 1, a equação 3.40 torna-se:

$$q_{x_i} = T_{0_i} e^{-fz_i} \tan \beta \quad (3.41)$$

Com base na *quarta hipótese*, para qualquer passo de tempo, o escoamento sub-superficial q_{z_i} em (m/s) pode ser assumida como equivalente a uma taxa de recarga por unidade de contorno, espacialmente homogênea j em $(1/s)$, figura 3.10, já que a dinâmica da zona saturada pode ser aproximada por sucessivos estados estáveis que representar a zona saturada na área por unidade de contorno a em (m) , drenando em direção a um ponto da encosta então o escoamento pode ser expresso como:

$$q_i = j_i a_i \quad (3.42)$$

O escoamento superficial pode ser gerado de varias maneiras, como quando a precipitação

cai sobre a área saturada e também por escoamento de retorno.

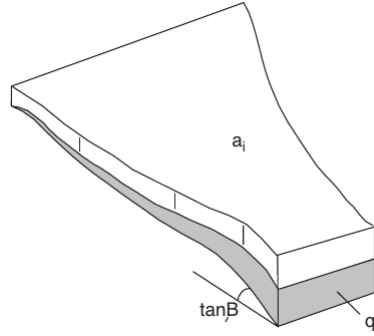


Figura 3.10: Representação da drenagem da área descendente através de um ponto dentro de uma bacia hidrográfica (Beven (Org.), 1997)[3].

Usando a equação 3.42 na equação 3.41 obtêm-se:

$$j_i a_i = T_{0_i} e^{-f z_i} \tan \beta_i \quad (3.43)$$

Fatorando a equação 3.43 para z_i :

$$\begin{aligned} \text{Ln}\left(\frac{j_i a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i}\right) &= -f z_i \\ z_i &= -\frac{1}{f} \text{Ln} \frac{j_i a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \end{aligned} \quad (3.44)$$

Considerando a equação 3.44 para toda a área da bacia A , podemos obter o valor médio para z_i

$$\begin{aligned} \bar{z} &= \frac{1}{A} \sum A_i z_i \\ \bar{z} &= \frac{1}{A} \sum \left[-\frac{A_i}{f} \text{Ln} \frac{j_i a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \right] \end{aligned} \quad (3.45)$$

A diferença entre o valor médio na equação 3.45 da bacia e o valor local expressada na equação 3.44 é:

$$\begin{aligned} \bar{z} - z_i &= \frac{1}{A} \sum \left[-\frac{A_i}{f} \text{Ln} \frac{j_i a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \right] + \frac{1}{f} \text{Ln} \frac{j_i a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \\ \bar{z} - z_i &= \frac{1}{A} \sum \left[-\frac{A_i}{f} \left(\text{Ln} j_i + \text{Ln} \frac{a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \right) \right] + \frac{1}{f} \left(\text{Ln} j_i + \text{Ln} \frac{a_i}{T_{0_i} \tan \beta_i} \right) \end{aligned} \quad (3.46)$$

Observação: Tomando como exemplo a topografia, sim é o caso onde tem-se um dado muito grande o valor promédio ou media deve ser substituído por a mediana, para obter

um dado mais consistente com a realidade. Admitindo, pela *quarta hipótese* que a taxa de recarga j é espacialmente uniforme em toda a bacia e que o parâmetro f também é constante, a equação 3.46 fica:

$$\bar{z} - z_i = \frac{1}{A} \sum \left(-\frac{A_i}{f} \operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} + \frac{A_i}{f} \operatorname{Ln} T_{0_i} \right) + \frac{1}{f} \left(\operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \operatorname{Ln} T_{0_i} \right) \quad (3.47)$$

Definindo-se, $\bar{\lambda}$ como o valor mediano do índice topográfico e o $\operatorname{Ln} \bar{T}$ o valor médio do logaritmo natural da transmissividade.

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{A} \sum A_i \operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i}$$

$$\operatorname{Ln} \bar{T} = \frac{1}{A} \sum A_i \operatorname{Ln} T_{0_i}$$

usando os termos anteriores na equação 3.47:

$$\bar{z} - z_i = \frac{1}{f} \left[\left(\operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \bar{\lambda} \right) - (\operatorname{Ln} T_{0_i} - \operatorname{Ln} \bar{T}) \right] \quad (3.48)$$

A equação 3.48 pode-se expressada em termos de deficit de saturação:

$$\bar{D} - D_i = m \left[\left(\operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \bar{\lambda} \right) - (\operatorname{Ln} T_{0_i} - \operatorname{Ln} \bar{T}) \right] \quad (3.49)$$

Agora considerando que a transmissividade lateral do solo é constante para toda a bacia, isto é $T_{0_i} = \bar{T}$ a equação 3.48 e 3.49:

$$\bar{z} - z_i = \frac{1}{f} \left[\left(\operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \bar{\lambda} \right) \right] \quad (3.50)$$

$$\bar{D} - D_i = m \left[\left(\operatorname{Ln} \frac{a_i}{\tan \beta_i} - \bar{\lambda} \right) \right] \quad (3.51)$$

Para as equações 3.48 e 3.49, as diferentes escalas entre a profundidade de lençol freático (ou deficit de armazenamento) média e local podem ser calculadas a partir das diferenças entre os valores de $\ln(a/\tan \beta)$ média e local e a transmissividade lateral do solo média e local. Para um terreno homogêneo, o segundo termo é zero, como se mostra nas equações 3.50 e 3.51. Neste caso, o modelo prevê que a diferença entre a profundidade de lençol freático médio e local é apenas uma função do índice topográfico e os parâmetros f e m . Em todos os casos, as previsões dependem da forma da distribuição do índice topográfico e o drenagem. Uma maior descrição das equações do modelo TOPMODEL pode ser encontrada no livro de artigos: Distributed hydrological modelling: applications of the TOPMODEL concept (Beven (2014)[3]).

Beven *et al.* (1995), consideraram que os pontos i com o mesmo índice topográfico possuem comportamento hidrológico idêntico, o qual é conhecido como similaridade hidrológica. Os valores com o mesmo índice topográfico são agrupados em classes, então as variáveis são calculadas para cada uma das classes definidas e não para cada ponto da bacia, reduzindo significativamente o tempo necessário para obter resultados. O fator $a/\tan\beta$ pode ser obtido a partir de modelos digitais de terreno (DTM).

Pode se expressar a equação 3.41 em termos do deficit de armazenamento:

$$q_i = T_0 e^{-D_i/m} \tan \beta_i \quad (3.52)$$

A vazão sub-superficial pode ser expressa como o escoamento sub-superficial multiplicado por o comprimento do contorno c :

$$Q_b = T_0 c e^{-D_i/m} \tan \beta_i \quad (3.53)$$

Do qual obtém-se, o vazão sub-superficial média:

$$\bar{Q}_b = T_0 e^{-\bar{\lambda}} e^{-\bar{D}/m} \quad (3.54)$$

A vazão sub-superficial média é controlada pela transmissividade T_0 , o parâmetro do solo m , o índice topográfico mediano $\bar{\lambda}$ e pelo deficit de armazenamento médio da bacia hidrográfica \bar{D} , pode-se usar a equação 3.54 para obter o deficit de armazenamento médio da bacia:

$$\bar{D} = -mLn \left[\frac{\bar{Q}_b}{T_0 \exp(-\bar{\lambda})} \right] \quad (3.55)$$

Os parâmetros m , T_0 e Q_b são valores de entrada do modelo, para a formulação clássica do TOPMODEL, o parâmetro do solo m e a transmissividade T_0 são considerados constantes para a área de estudo.

3.8.2 TOPMODEL dinâmico

Esta versão do modelo TOPMODEL apresentada por Beven (2001[113]), difere principalmente porque a configuração da zona saturada foi considerada estacionária na versão original e esta é substituída por um fluxo sub-superficial com trajetória de onda cinemática, esta versão mantém a distribuição de pontos hidrológicos semelhantes na área da bacia utilizada para similaridade hidrológica. Da equação de continuidade para um fluxo descendente de q para um ponto, sobre a saturação com uma profundidade z do lençol freático:

$$\varepsilon \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} - i \quad (3.56)$$

ou em termos de déficit de armazenamento D

$$\frac{\partial D}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial x} - i \quad (3.57)$$

onde ε é o coeficiente de armazenamento efetivo local e i é a taxa de recarga local. Podemos supor que q é uma função da profundidade do lençol freático e do gradiente hidráulico local, agora, assumindo que o gradiente local é constante, então a velocidade da onda cinemática pode ser expressa como:

$$c = \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial q}{\partial z} \quad (3.58)$$

Substituindo a equação 3.58 em 3.56 obtemos:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -c \frac{\partial q}{\partial x} + ci \quad (3.59)$$

Para cada área hidrologicamente similar, representada pela área de captação A_i , o fluxo de entrada por unidade de área pode ser expresso como $q_{in} = Q_{in}/A_i$, enquanto as saídas descendentes são iguais a $q_{out} = Q_{out}/A_i$. As entradas q_{in} será fornecido pelo fluxo dos elementos das áreas de declive ascendente e precipitação, enquanto as saídas q_{out} é uma função da transmissividade local, a profundidade do lençol freático, a umidade presente no solo e o gradiente hidráulico. Da equação 3.59 podemos conhecer a evolução do fluxo q .

Transmissividade

Considerando o perfil de transmissibilidade exponencial em função da profundidade utilizado no modelo TOPMODEL original (Kirbky e Weyman 1974[46]). Podemos expressar o fluxo como:

$$q = T_0 \tan \beta \exp(-fz) \quad (3.60)$$

Substituiu a equação 3.60 em 3.58 e derivando:

$$c = \frac{1}{\varepsilon} \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{1}{\varepsilon} (-f T_0 \tan \beta \exp(-fz)) \quad (3.61)$$

$$c = -\frac{f}{\varepsilon} q \quad (3.62)$$

A forma de transmissividade usada no modelo TOPMODEL original, nem sempre é adequado, como para ângulos de 0° e 90° , já que a transmissividade é uma função do ângulo de inclinação, onde se gerará resultados zero e infinitos respectivamente. Para evitar isso, a função de transmissividade é modificada:

$$q = T_0 \tan \beta \exp(-fz \cos \beta) \cos \beta \quad (3.63)$$

$$q = T_0 \sin \beta \exp(-fz \cos \beta) \quad (3.64)$$

onde T_0 é a transmissividade na direção do fluxo descendente que agora é mais estável em relação ao ângulo de inclinação.

3.8.3 TOPMODEL variacional

O TOPMODEL variacional mantém a hipótese de similaridade topográfica, associada ao perfil vertical exponencial para a transmissibilidade, ao mesmo tempo que relaxa a hipótese de homogeneidade das forçantes atmosféricas. A seguir, apresentam-se os passos dedutivos principais da equação diferencial parcial de segunda-ordem (i.e., EDP de Euler-Lagrange), associada à assimilação de forçantes heterogêneas na versão do modelo TOPMODEL variacional conforme proposto por Karam *et al.* (2017[19]).

Parte-se da equação da conservação de massa ao longo da faixa de drenagem sobre terreno complexo, conforme expressa por Kirkby (1997[80]), isto é,

$$\frac{\partial D}{\partial t} = a \frac{\partial j}{\partial x} - (i - j) \quad (3.65)$$

onde D é o déficit de saturação (adimensional neste trabalho), a é a área de contribuição morro acima, expressa por unidade de largura da faixa de drenagem, i é a infiltração de água pela superfície do solo, expressa por unidade da largura da faixa de drenagem, j é a infiltração subsuperficial, correspondente à descarga da camada superficial (em geral, não saturada na ausência de precipitação) ou recarga da camada saturada do solo, sendo que i e j são dependentes do tempo e espaço. Conseqüentemente, devido à retirada da restrição de homogeneidade sobre i e j , na versão variacional do TOPMODEL, a equação 3.65 pode ser expressa como

$$m \frac{\partial \ln(i - j)}{\partial t} = a \frac{\partial (i - j)}{\partial x} - (i - j) \quad (3.66)$$

onde $m = \partial D / \partial \gamma$ é o parâmetro de similaridade universal (i.e., invariante do problema); $\gamma = (aj/\Lambda)$ é o índice topográfico e Λ é a declinação (i.e., o módulo da derivada da inclinação do terreno, adimensional). Logo, obtém-se o modelo distribuidor hidrológico na camada superficial do solo (i.e., primeiros centímetros), denominada aqui distribuição assintótica. Sendo $\lambda = \ln(\gamma)$ escreve-se

$$D - \bar{D} = -m(\lambda - \bar{\lambda}) \quad (3.67)$$

\bar{D} é o valor mediano do déficit de saturação na área. Escreve-se também

$$m \frac{\partial \ln(i - j)}{\partial t} = (j - i) \quad (3.68)$$

Note-se que j não corresponde a recarga do aquífero, mas a descarga da camada superficial (em geral, não saturada) na camada subsuperficial saturada. Já o aquífero, em geral é

formado por uma grande camada de rocha fraturada (e.g., calcário, arenito), localizada bem mais abaixo dos horizontes de solo superficial (i.e., de dezenas a centenas de metros abaixo, como é o caso do grande aquífero Guarani localizado na América do Sul).

Relaxando a hipótese de homogeneidade da forçante

O relaxamento da restrição de homogeneidade espacial de i e j ao longo do caminho de drenagem das encostas pode ser expresso ao longo da trajetória de drenagem por:

$$\frac{d(i-j)}{dt} = \frac{\partial(i-j)}{\partial t} + \vec{c} \cdot \nabla(i-j) \quad (3.69)$$

onde $\vec{c} = (c_x, c_y)$ é o vetor celeridade, cujas componentes são estimadas aqui a partir do gradiente de $\vec{\gamma} = (\gamma_x, \gamma_y)$, isto é, $\vec{c} = [-c(\gamma_x/\gamma), -c(\gamma_y/\gamma)]$, onde $c = (aj_{med}/m)$ é o módulo de \vec{c} e j_{med} é a mediana de j , enquanto a direção do fluxo pode ser expressa como $-(\vec{\gamma}/\gamma) = [-(\gamma_x/\gamma), -(\gamma_y/\gamma)]$ que tem direção oposta a do gradiente de $\vec{\gamma}$ e o termo $\vec{c} \cdot \nabla i - j$ representa a advecção da água (i.e., transporte material) ao longo do caminho de drenagem sob condição de conservação da massa correspondente a derivada total nula ao longo do movimento. A relação entre a variação lagrangiana total para o índice topográfico de Kirkby e a derivada material do logaritmo natural da taxa de precipitação pode ser expresso pelo diferencial expresso como,

$$d\lambda = -(\gamma_m)^{-1} d\ln(i-j) \quad (3.70)$$

A abordagem variacional do TOPMODEL aplica o Princípio Variacional para obter o Funcional Variacional (i.e., a forma integral do problema), necessária no método de mínimos quadrados. A obtenção da EDP de Euler-Lagrange pode ser obtida pelo método do multiplicador lagrangiano (λ_E), que é uma função espacial associada à forma de restrição fraca (i.e., forma integral de Lagrange, considerada a analiticidade de segunda-ordem de λ). Escreve-se,

$$F = \int_S \left[\alpha(\lambda - \lambda_\infty)^2 + \lambda_E \frac{\delta_t}{\gamma_m} \left(\frac{\partial \ln(i-j)}{\partial t} + c \cdot \nabla \ln(i-j) \right) \right] ds$$

sendo λ_∞ considerada a distribuição prior (i.e., *a priori*, conhecida anteriormente ou de referência ou *background*), obtida a partir da consideração da precipitação mediana sobre a área, dependente somente do tempo, desde que corresponde a um estatístico. Por outro lado, λ é o índice topográfico obtido por ajuste variacional, continuamente relaxado em direção às suas forçantes, na escala de tempo do passo de tempo dt , ao mesmo tempo que é forçado em direção ao estado assintótico λ_∞ em uma escala de tempo maior (24 h). Em condição sem precipitação, a solução da distribuição tende assintoticamente à solução estacionária (invariante) no período de tempo da ordem $T \geq \min\{\delta x, \delta y\}/\max\{c\}$, onde δx e δy são espaçamentos de grade espacial nas direções x e y , respectivamente. Minimizando o funcional F em relação à variável λ , primeiro realizando a integração por partes do funcional, para

depois aplicar o método de mínimos quadrados (MMQ), obtém-se

$$\lambda = \lambda_{\infty} + (2\alpha)^{-1} |\nabla^2 \lambda_E \cdot \vec{\delta}| \quad (3.71)$$

onde $\vec{\delta} = (\Delta x, \Delta y)$. A soma das componentes da equação 3.71 das direções x e y permite obter a Equação Diferencial Parcial de segunda-ordem de Euler-Lagrange, que aqui corresponde à EDP de Poisson, com característica elíptica de um problema de contorno. Assim,

$$\nabla^2 \lambda_E = -2\alpha \left(\frac{\delta_t}{\gamma_m} \right) \left[\frac{\partial \ln(i-j)}{\partial t} + \vec{c} \cdot \nabla \ln(i-j) \right] \quad (3.72)$$

Note que ∇^2 é o operador Laplaciano. Na equação 3.72, o termo $\partial \ln(i-j)/\partial t$ representa a variação da taxa de infiltração ao longo da camada superficial do solo (i.e., ao longo dos primeiros centímetros), escrita em função do tempo e estimada como fração invariante da taxa de precipitação (efetiva). Adicionalmente, $[\vec{c} \cdot \nabla \ln(i-j)]$ está associada à a frente de movimento da água no solo, i.e., à advecção ou solução da onda cinética de água no meio poroso, escoando na camada superficial das áreas de captação elevadas do terreno em direção às planícies e baixadas. Ambos os termos, associados à variação de temporal local e ao transporte espacial horizontal, são responsáveis pela resposta total da distribuição da umidade no solo na abordagem variacional.

3.9 Parâmetros Usados

BEVEN (1997)[91] apresenta o intervalo válido para o valor do parâmetro m como utilizado em diferentes trabalhos com o modelo TOPMODEL (tabela 3.3).

Tabela 3.2: Intervalo do parâmetro m

Parâmetro	Mínimo	Máximo
m	0,003	0,10

Segundo KIRKBY (1997[80]) considera valores razoáveis: $j = 1 \text{ mm } h^{-1}$, $m = 0,01$, $a = 1000 \text{ m}$, $c = 100 \text{ m } h^{-1}$, sendo que denota m com a seguinte expressão

$$m = \frac{aj}{\Lambda} \left(\frac{d\Phi(aj/\Lambda)}{d(aj/\Lambda)} \right) \quad (3.73)$$

Os parâmetros usados neste trabalho são mostrados na tabela 3.3:

Tabela 3.3: Lista dos parâmetros utilizados neste trabalho.

Parâmetro	valor
Profundidade media da camada do solo	3 m
Resposta Hidrológica da Coluna do Solo	3 h
Porosidade do solo	0,020
Fração de superfície impermeável	0,60
Proporção de infiltração	0,60
Densidade do solo seco	1600 kg m ⁻³
Transmissividade do solo	2,7 × 10 ⁻³
Coefficiente de atrito médio para ruptura	1,0
Tempo total da simulação	24 h

3.10 Estrutura final

O controle do modelo com estrutura mostrada na figura 3.11 foi feito por script shell da plataforma linux (ubuntu 17.04). Inicialmente os campos de precipitação são descarregados. Após um processamento dos dados (interpolação), esses são utilizados no modelo, em conjunto com o arquivo digital da topografia. Durante o processo repetido durante o tempo de integração, gera-se matrizes e arquivos XYZ.DAT que permitem plotar os gráficos na forma de séries temporais e também os mapas 2d dinâmicos (animações gif) em que mostra-se a evolução temporal da probabilidade de risco de deslizamento e muitas outras variáveis (e.g., coesão do solo, tensão cisalhante, precipitação crítica para ruptura, deficit de saturação etc). Este procedimento é repetido de forma automatizada, em ciclos de acordo com a resolução temporal estabelecida (em geral horária) compatível com a oferta dos dados de precipitação, em tempo real.

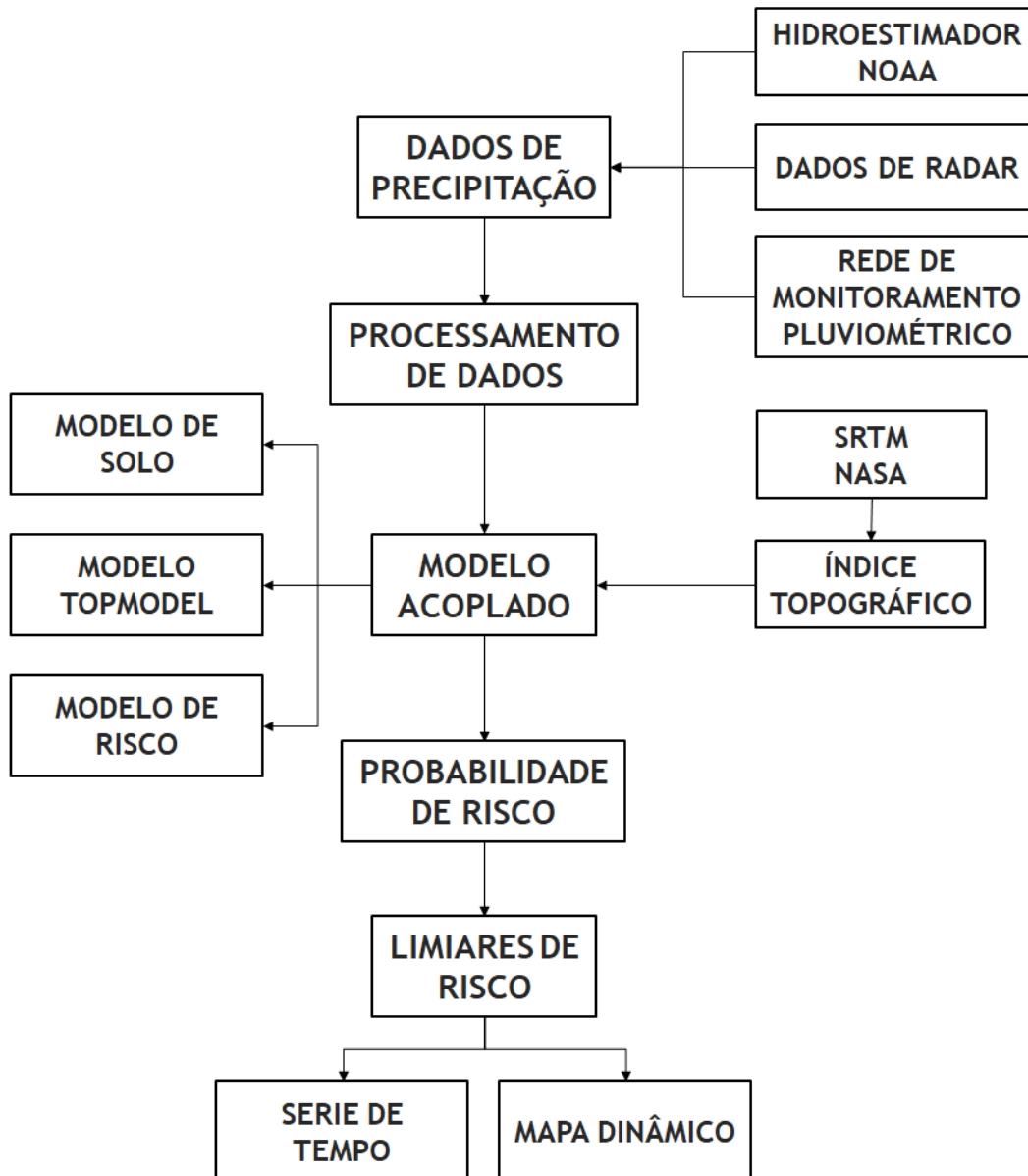


Figura 3.11: Visão rápida do procedimento do modelo desde a descarga de dados de precipitação até a obtenção dos resultados.

3.11 Modelo acoplado

Finalmente, obteve-se a estimativa de risco de deslizamento associado a precipitação para utilização nas simulações. Desta forma, faz-se uma comparação dos resultados obtidos (figura 3.12). O modelo de coluna de solo computa o deficit mediano de toda área, (\bar{D}) usado na equação do modelo distribuidor a cada passo de tempo.

3.12 Análise do evento 14-15 fevereiro

A figura 3.13 mostra as metodologias usadas a fim de se obter a variabilidade espaço-temporal do evento de precipitação extrema considerado, observado entre 14 e 15/02/2018.

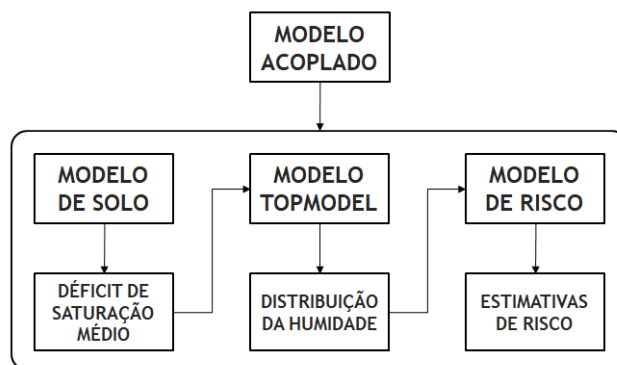


Figura 3.12: Modelos que compõem o sistema modelístico, acoplado ao modelo logístico de risco.

Os resultados dessa análise são apresentados no capítulo 4.

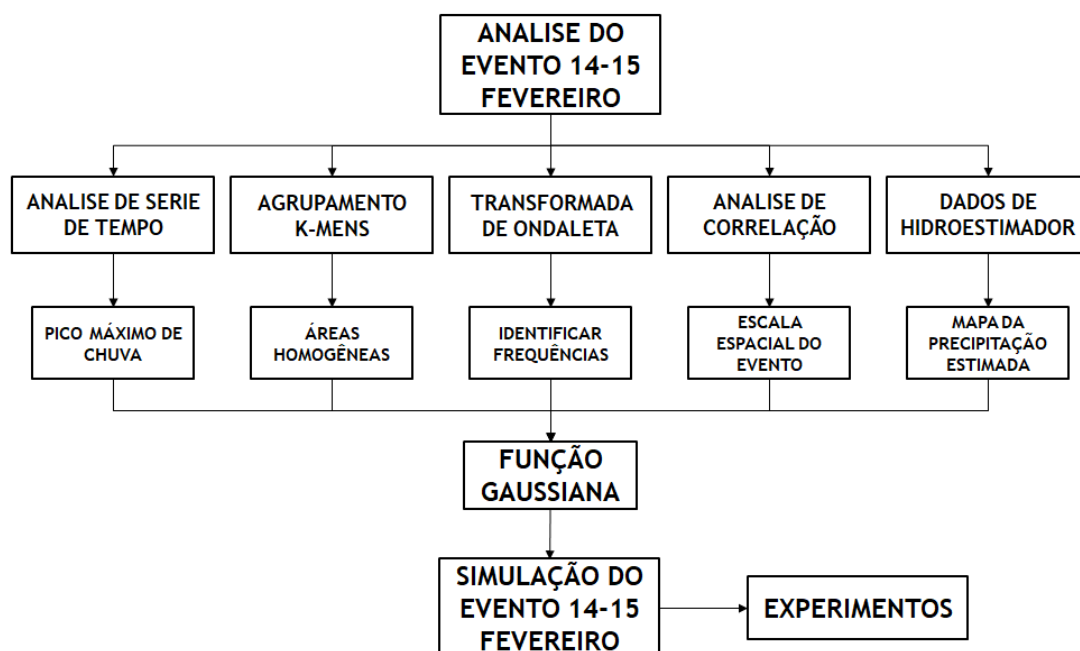


Figura 3.13: Metodologias usadas para obter o comportamento espaço-temporal do evento de chuva intensa de 14 e 15/02/2018.

3.13 Experimentos realizados

Dois testes numéricos foram realizados (figura 3.14). A principal diferença entre as forçantes dos testes se encontra na topografia e campo de chuva utilizados. No primeiro, a superfície e o campo de chuva foram simulados por uma função gaussiana. No segundo, topografia digital SRTM foi utilizada juntamente com o campo de chuva obtido pela análise indicada na seção 3.12.

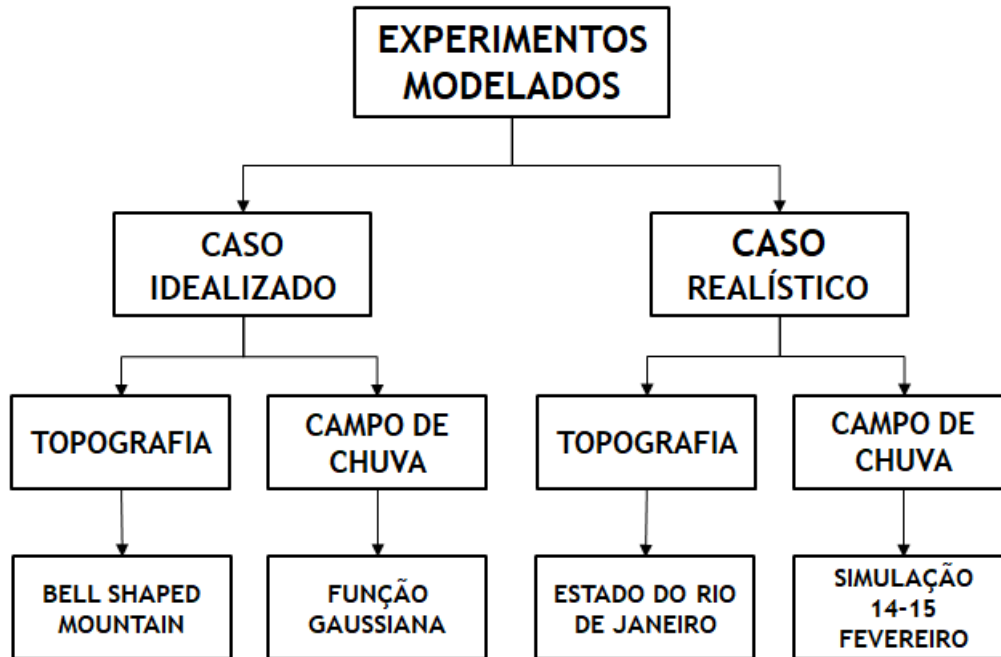


Figura 3.14: Características dos testes numéricos apresentados.

3.13.1 Teste: caso idealizado

Uma função gaussiana $G(x, y)$ dada pela equação 3.74 foi usada para gerar uma superfície do tipo *bell shaped mountain*, caracterizada por apresentar um gradiente superficial muito suave. As especificações geométricas para geração dessa superfície são mostradas na tabela 3.4.

$$G(x, y) = A \exp \left[- \left(\frac{x - \bar{x}}{lx/6} \right)^2 - \left(\frac{y - \bar{y}}{ly/6} \right)^2 \right] \quad (3.74)$$

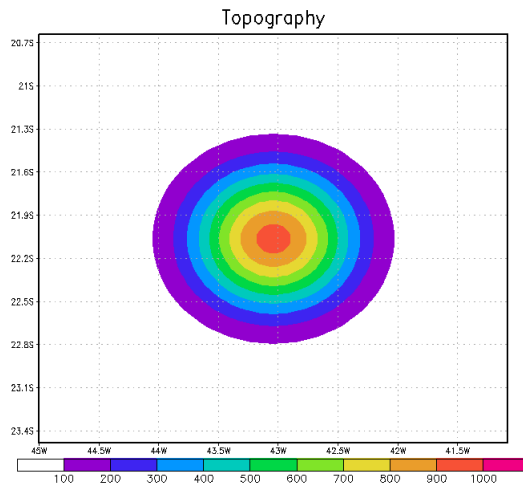
A área correspondente ao domínio espacial da topografia do teste idealizado corresponde aproximadamente àquela do área do estado do Rio de Janeiro, tendo o máximo da função gaussiana no centro da área (figura 3.15) com amplitude máxima de 1000 m.

Este teste gaussiano também serviu para realização da etapa de *Debug* do código computacional e verificação da consistência física entre as variáveis.

Tabela 3.4: Parâmetros da função Gaussiana utilizada no teste idealizado.

Características	x	y
Comprimento total (km)	500	350
Número de pontos	50	50
Resolução (km)	10	7

A forçante atmosférica correspondente ao campo de precipitação gaussiano pode ser interpretada como um pulso convectivo de tempestade com precipitação cruzando o domínio espacial de SW para NE (i.e., ao longo da diagonal secundária), cujo efeito foi distribuir a chuva na superfície topográfica durante o tempo da simulação de 24 h. O valor máximo da taxa de precipitação de 200 mm h^{-1} foi simulada para ocorrer na metade do tempo de simulação (i.e., às 12 h desde o instante inicial). Portanto, utilizou-se um tempo relativo ao instante inicial da simulação. A posição da tempestade idealizada varia no tempo e espaço, assim como a amplitude que cresce e depois evanesce (Figura 3.16).

**Figura 3.15:** Superfície idealizada por uma função gaussiana, centralizada.

Dada a solução numérica do problema de contorno associado à equação de Euler-Lagrange (TOPMODEL variacional), é possível dar passos de tempo horários (i.e., passos de tempo típicos de mesoscala). Entretanto, para nowcasting em futuros trabalhos recomenda-se passos de poucos minutos, pois os eventos de risco ocorrem em escalas de tempo muito rápidas.

$$R(t) = R \exp \left[- \left(\frac{h - 12}{4} \right)^2 \right] \quad (3.75)$$

$$R(x, y, t) = R(t) \exp \left[\left(\frac{x - x_s}{lx/8} \right)^2 + \left(\frac{y - y_s}{ly/8} \right)^2 \right] \quad (3.76)$$

Nesta simulação, a amplitude máxima da precipitação ocorre simultaneamente à chegada do baricentro da chuva no cimo da montanha, traçando sua trajetória linear total de acumulação de água em superfície ao longo da diagonal. O campo de precipitação é gerado por duas funções exponenciais, uma no tempo (i.e., amplitude) e a outra no espaço (i.e., gerando a estrutura espacial), como apresentado nas equações 3.75 e 3.76.

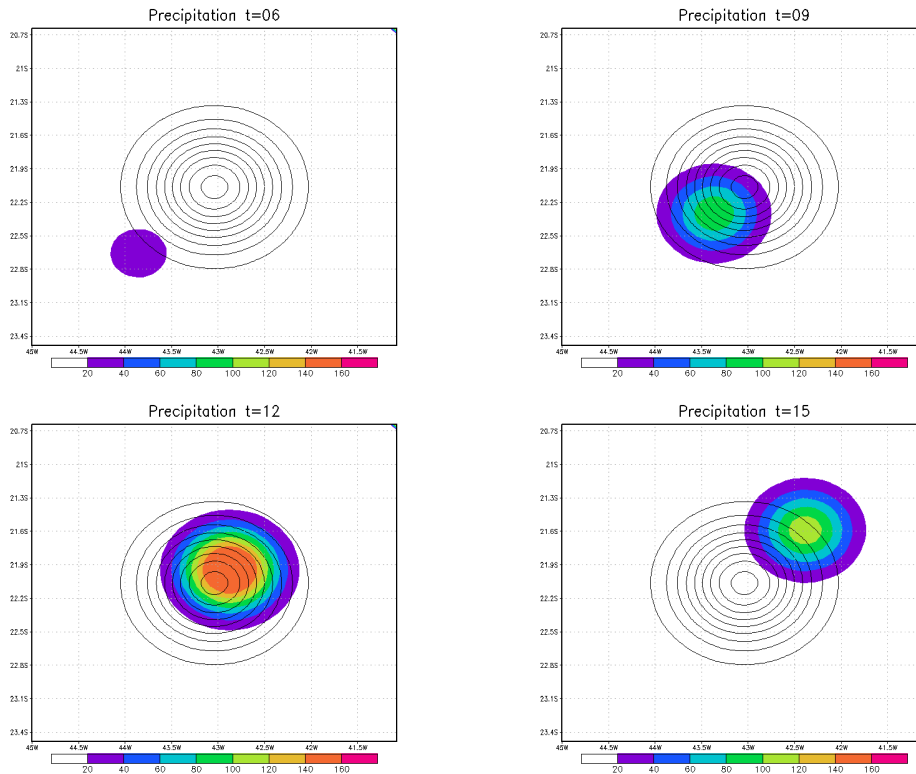


Figura 3.16: Evolução temporal do campo de precipitação sobre a superfície idealizada.

3.13.2 Teste: caso realístico

Este ensaio numérico é chamado de realístico porque o campo de precipitação usado baseia-se em resultados da variabilidade do evento de chuva extrema que aconteceu entre os dias 14 e 15 de fevereiro, o qual apresentou amplitude máxima de até 160 mm h^{-1} . Também neste caso, optou-se por representar a distribuição da chuva no tempo e espaço por uma função gaussiana (figura 3.18). Não usamos diretamente os dados de estimativa de precipitação por satélite (i.e., Hidro-estimador) porque o módulo de assimilação de dados externos não estava disponível, no momento deste trabalho. A resolução espacial utilizada foi 4 km (figura 3.17) e temporal de 1 h.

O modelo se mostrou estável do ponto de vista computacional.

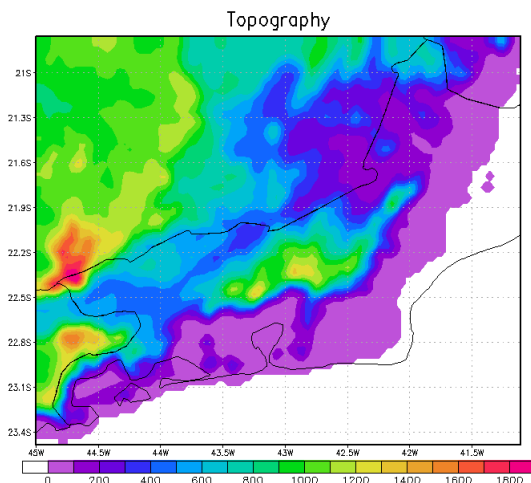


Figura 3.17: Mapa da topografia do Rio de Janeiro.

Mostra-se o esquema das metodologias usadas na figura 3.13. Os resultados dessa análise são apresentados no capítulo 4 na secção 4.1 para finalmente obter o campo de precipitação similar ao que aconteceu os dias 14 e 15/02/2018.

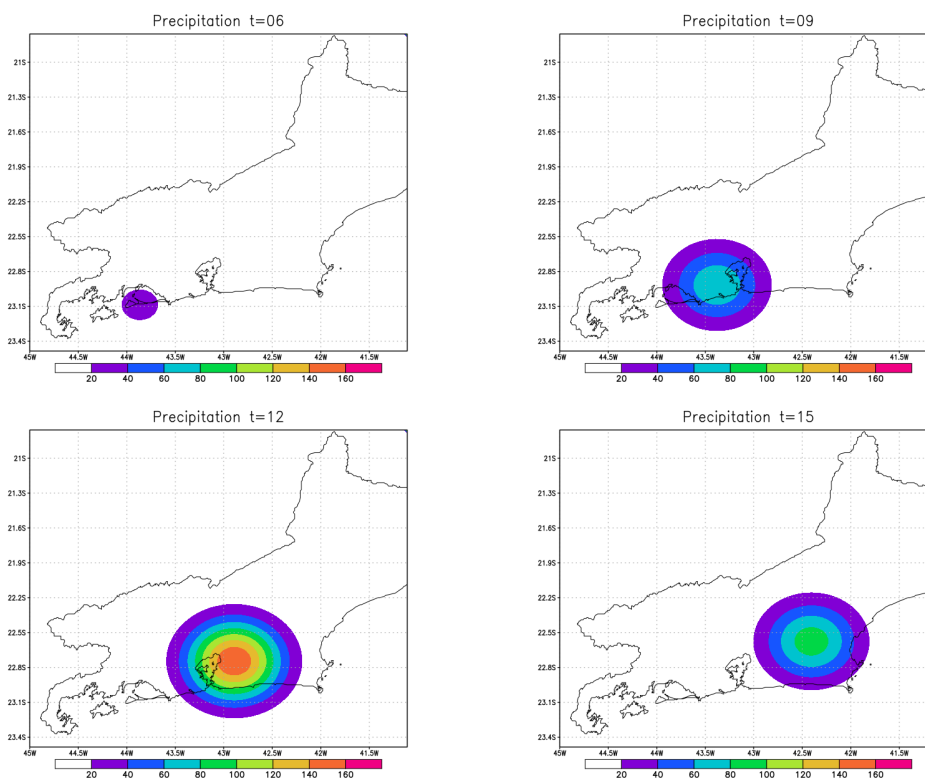


Figura 3.18: Evento de precipitação extrema simulada referente aos dias 14 e 15/02/2018.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Análise da variabilidade de um evento de precipitação extrema

Em torno das 23h de 14/02/2018, uma tempestade convectiva muito intensa apresentando rápido movimento de W para E, atingiu a cidade do Rio de Janeiro, derrubando dezenas de árvores e provocando deslizamento de terra e cheia dos rios. mesmo antes da tempestade, o sistema de monitoramento da prefeitura já havia colocado a cidade do Rio de Janeiro em *estado de atenção*, desde à 1h20min de 14/02/2018, atingindo o *estado de crise* à 0h25min de 15/02/2018. Um enorme volume de chuvas caiu sobre o Rio de Janeiro com impacto principal nos bairros das zonas Norte e Oeste. A tempestade apresentou núcleos de chuva intensa (i.e., de forte a muito forte), podendo o sistema convectivo ser associado às áreas de instabilidade em maior escala (i.e., zona de baixa pressão ou cavado), conforme previsão do tempo disponibilizada (GEORIO, 2018)[4].

A análise da carta sinótica de superfície das 12h do dia 14/02/2018 feita pelo CPTEC/INPE (não reproduzida aqui) indicava a atuação de um sistema frontal estacionário sobre o oceano Atlântico à Sudeste do estado do Rio de Janeiro, com ramo relativamente frio seguindo pelo oceano, até o centro de baixa pressão do ciclone extratropical, de valor de 1008 hPa, localizado nas posições coordenadas aproximadas 44°S 13°W.

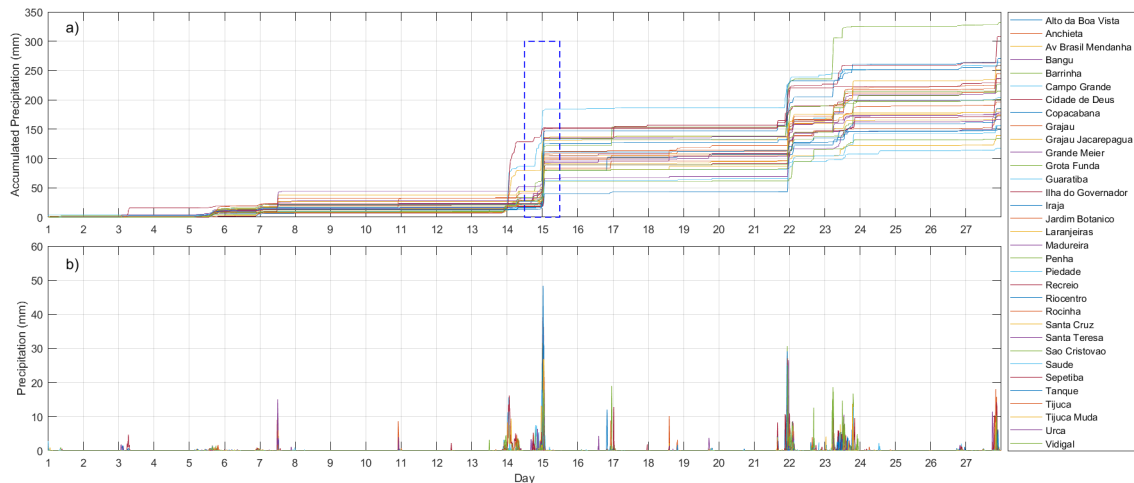


Figura 4.1: Série do tempo da precipitação para o mês de fevereiro de 2018.

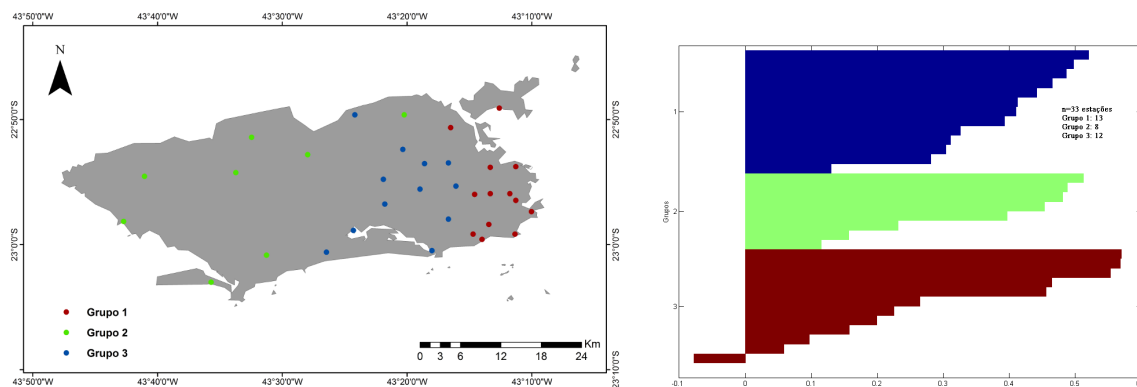


Figura 4.2: Distribuição da estações para os 3 grupos.

O Sistema Alerta Rio (GEORIO, 2018)[4] registrou 128% mais chuva do que o máximo esperado em 24 h para esta época do ano, calculado até às 05h do dia 15/02/2018 para uma estação de monitoramento da Tijuca.

Segundo o Centro de Operações do Rio de Janeiro foram contabilizados aproximadamente 1300 casos de queda de árvores com grandes galhos. Os bairros com maior número de registros foram Tijuca, Ilha do Governador, Santa Cruz e Jacarepaguá (GEORIO, 2018)[123][4].

Esse evento (figura 4.5) produziu grande impacto sobre o estado do Rio de Janeiro, sendo a RMRJ a mais atingida. Entre os estragos tem-se falta de energia e desabastecimento de água potável, mesmo nos dias seguintes em alguns pontos, queda de galhos e mesmo de árvores inteiras, quedas de postes da fiação elétrica e comunicação, por rajadas de vento intensas, bloqueios de estradas, deslizamentos de terra, inundações. O saldo de vítimas inclui de quatro a seis vítimas fatais, devido soterramento e queda de árvore. De acordo com a Defesa Civil setenta e sete (77) sirenes foram ativadas. Vários serviços públicos como atendimento pelo Tribunal de Justiça do Rio de Janeiro (TJRJ) foram afetados, assim como a emissão de passaportes no Aeroporto Internacional Antônio Carlos, o transporte por metrô, interrupção das atividades normais das unidades da rede municipal de saúde, problemas no serviço do BRT (i.e., uma modalidade de transporte público do Rio) e do sistema de trens (DEFESA CIVIL, 2018).[124][125][126]

Na figura 4.1 mostra uma série temporal da taxa de precipitação horária ($mm\ h^{-1}$) fornecida por trinta e três (33) estações pluviométricas localizadas na área do município do Rio de Janeiro-RJ, disponíveis com uma resolução temporal de 15 min, desde 01/02/2018 às 0h00min até 27/02/2018 às 23h45min. O evento severo de rápido desenvolvimento apresentou sua máxima intensidade em torno das 23h do dia 14 com desenvolvimento na virada do dia 14 para o 15/02/2018 e amortecimento nas primeiras horas do dia 15.

Uma análise discriminante (i.e., análise de conjunto) foi feita para verificar a distribuição espacial do campo de precipitação entre as estações pluviométricas disponíveis da prefeitura do Rio. A figura 4.2 apresenta os resultados obtidos com o algoritmo k-médias para o conjunto

de atributos obtidos com $k=3$. O resultado do método silhueta indicou o número ideal de grupos igual a 3 para os dados de precipitação utilizados.

Foi feita a análise de ondeleta (com ondeleta de base de Morley), para a variável taxa de precipitação padronizada para cada agrupamento de estação, usando a média e o desvio padrão de cada grupo. Desta forma, o comportamento espaço-tempo do evento de precipitação extrema foi caracterizado em suas escalas temporais.

A região de estudo dividiu-se em três (3) regiões pluviometricamente homogêneas de acordo com a análise discriminante (k -médias). A figura 4.2 apresenta os resultados obtidos aplicando o algoritmo k -médias sobre o conjunto de atributos. Como indicado acima, o método de silhueta permitiu determinar o número ideal de grupos homogêneos igual a três (3), de forma a separar as medições de precipitação com resolução temporal de 15 min.

A distribuição de estações pluviométricas nesses três grupos é a seguinte:

- Grupo 1: Copacabana, Ilha do Governador, Jardim Botânico, Laranjeiras, Penha, Rocinha, Santa Teresa, São Cristóvão, Saúde, Tijuca, Tijuca Muda, Urca e Vidigal;
- Grupo 2: Avenida Brasil, Mendanha, Bangu, Campo Grande, Grota Funda, Guaratiba, Irajá, Santa Cruz e Sepetiba;
- Grupo 3: Alto da Boa Vista, Anchieta, Barrinha, Cidade de Deus, Grajaú, Grajaú-Jacarepaguá, Grande Méier, Madureira, Piedade, Recreio, Rio Centro e Tanque

Na figura 4.3 mostra a análise de ondeleta da precipitação padronizada para as três regiões homogêneas. O comportamento temporal do sinal de acordo com a distribuição de escalas (i.e., períodos) pode ser determinado durante toda a duração temporal do evento (i.e., das 12h do dia 14 até às 12h do dia 15/02/2018). As ondeletas se concentram nos grupos 1 e 3, apresentando máxima potencial de período 3 h (i.e, a ondeleta de 3 h apresentou máxima potência), centrada às 23h45min do dia 14/02/2015, e dispersa antes e depois deste período, indicando a aproximação e afastamento do sistema convectivo (de W para E). Ademais, o grupo 3 é constituído por estações com maiores registros de taxa de precipitação, entre elas, destaca-se a estação do Rio Centro com máximo de $123,6 \text{ mm h}^{-1}$. Já no grupo 1, a estação com maior registro foi a estação da Tijuca Muda, com $44,8 \text{ mm h}^{-1}$. O grupo 2 relativamente apartado da região de máxima atividade convectiva e precipitação, apresentando máxima potência concentrada na escala temporal de 24h.

A técnica de agrupamento hierárquico discriminante apresentou bons resultados ao ser aplicada na identificação de regiões homogêneas do evento de precipitação extrema na área de estudo. Esses resultados mostraram a variabilidade espaço-tempo do comportamento da chuva que causou grandes danos na RMRJ. Além disso, calculou-se a covariância espacial da precipitação para cada par de estações com o objetivo de obter as escalas espaciais do evento extremo. A figura 4.4 apresenta o resultado da covariância espacial. Nota-se o formato exponencial da distribuição da covariância, com escala de decaimento entre 6 e 18 km. Isso

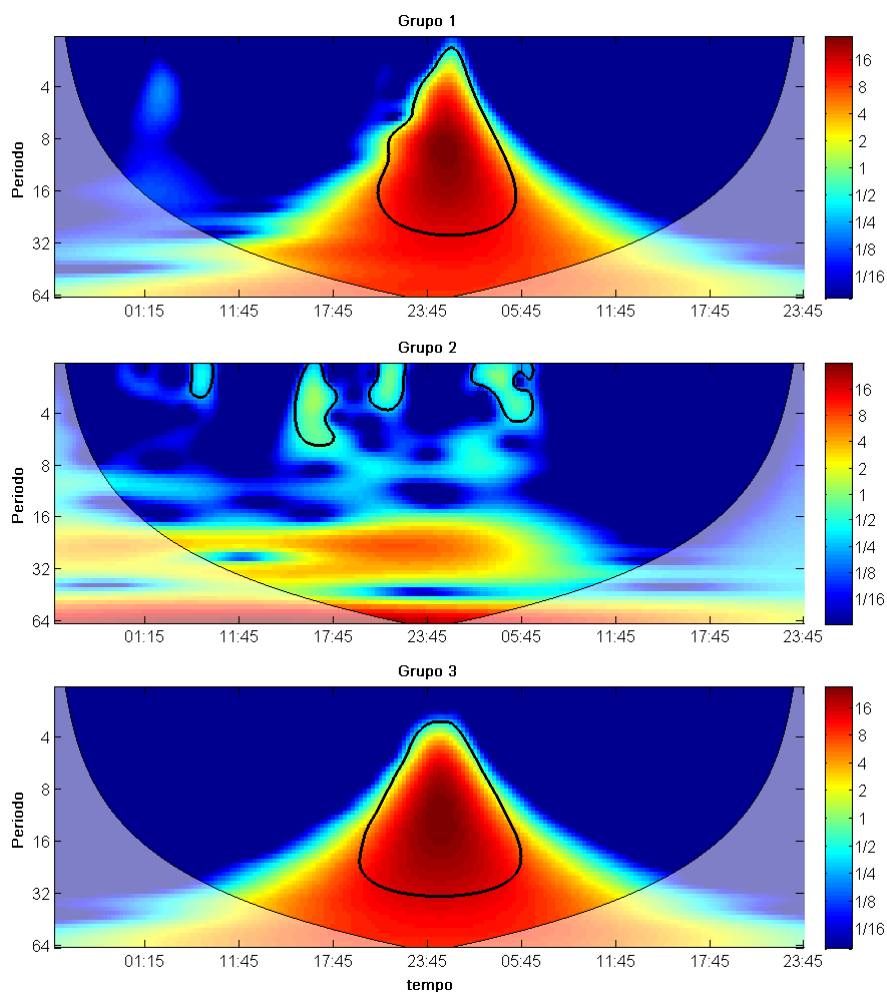


Figura 4.3: Espectro da ondeleta da precipitação padronizada na escala de cada 15 min para os grupos 1, 2 e 3, de 14 a 15/02/2018. A resolução temporal é de 15 min nos eixos da abscissa e ordenada (coordenadas x e y , respectivamente). No eixo das ordenadas, a coordenada “Período” igual a 4 corresponde a 4 intervalos temporais de 15 min, (i.e., à ondeleta de 1 h), enquanto, 64 corresponde à ondeleta de 24 h (período diário). No eixo das abscissas, a coordenada “tempo” se refere a hora local.

é evidência da característica multiescala do sistema convectivo, com variações marcantes da estrutura espacial a partir de 6 km.

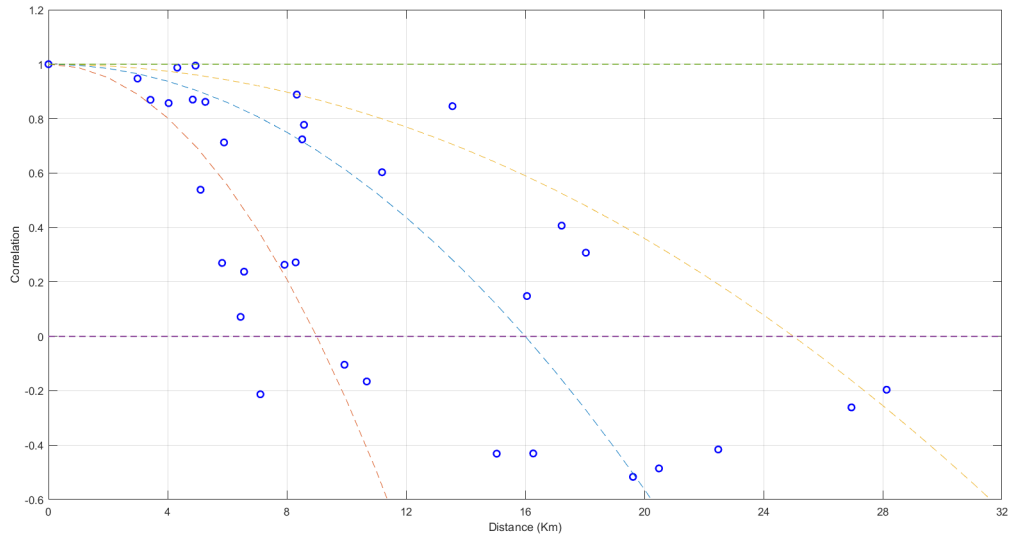


Figura 4.4: Covariância espacial da estrutura da precipitação entre as estações da rede de monitoramento do sistema Alerta Rio (GEORIO, 2018)[4].

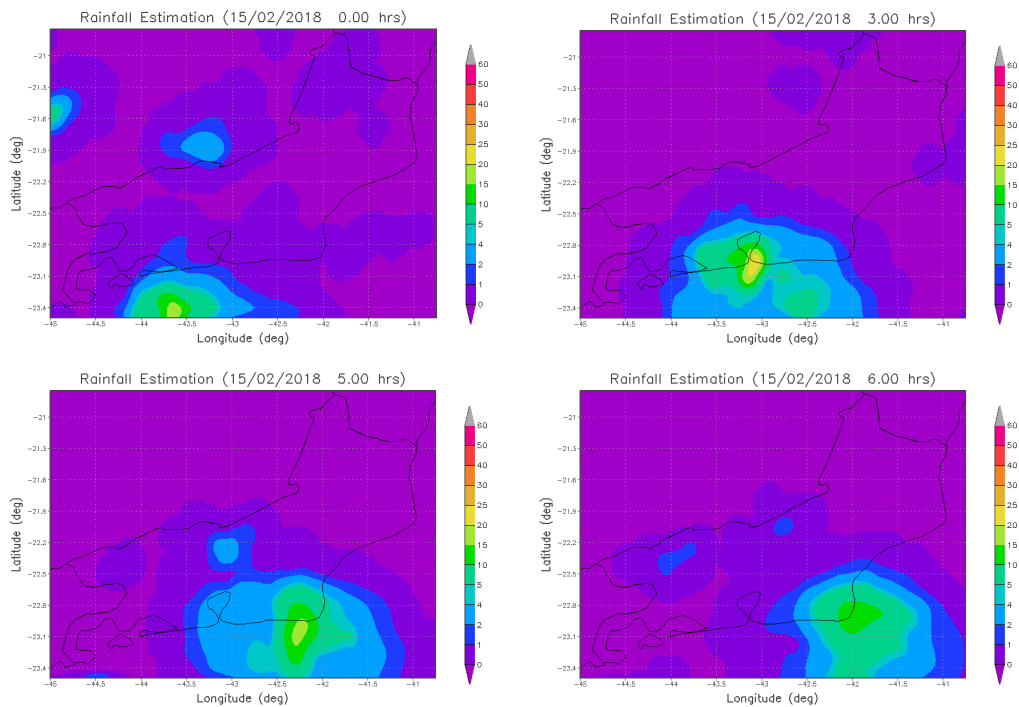


Figura 4.5: Evolução temporal da distribuição espacial da taxa de precipitação, durante a madrugada do dia 15/02/2018, mostrada sobre área contendo o estado do Rio de Janeiro, feita a partir da estimativa de precipitação do Hidro-estimador da NOAA. As horas indicadas no título de cada imagem referem-se às horas do Tempo Universal Coordenado (UTC). A hora local do RJ é igual a hora UTC (i.e., a hora local de Greenwich) menos 3 h.

4.2 Teste: caso idealizado

Nesta seção mostra-se resultados obtidos com o TOPMODEL original (figura 4.6) que considera a distribuição do índice topográfico invariante (i.e., apenas a escala da distribuição

da umidade da camada superficial do solo varia no tempo). Neste caso, a distribuição hidrológica evolui no tempo em função da amplitude da taxa de precipitação mediana (forçante primária). Variações síncronas em cada ponto da bacia ocorrem, de acordo com as variações do valor mediano da umidade na camada superficial do solo, e do modelo distribuidor de umidade, que apresenta uma forma linear para o índice topográfico de Kirkby. Portanto, a estrutura espacial da distribuição de umidade segue uma lei de escala, ou seja, as condições (assintóticas) de similaridade mantêm-se invariantes. Isso implica em uma estrutura de distribuição proporcional à variação temporal da forçante atmosférica. Analogamente, o modelo distribuidor da proposta original do TOPMODEL pode ser interpretado como consequência física da teoria de infiltração variável exponencial de Horton, também associada à teoria da hidrógrafa unitária (i.e., como a solução única de um sistema linear e da lei de escala). Considera-se que o modelo TOPMODEL original expressa, de forma conceitual e numérica, o desenvolvimento da investigação hidrológica da segunda metade do século XX.

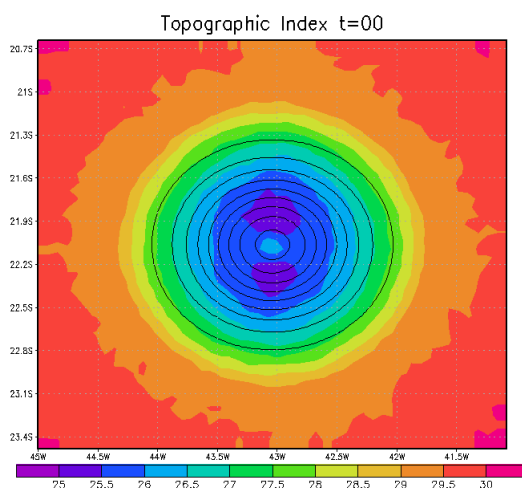


Figura 4.6: Distribuição espacial do índice topográfico (invariante no tempo) para o TOPMODEL original.

Por outro lado, mostra-se adiante que os resultados obtidos com a variacional (i.e., com o TOPMODEL variacional) (figura 4.8) apresenta uma estrutura de distribuição que evolui no tempo e no espaço, em função do índice topográfico variável a cada passo de tempo em função das variações e heterogeneidades da forçante atmosférica. Realmente, em geral, o campo de chuva monitorado por radar meteorológico ou por rede de pluviômetros apresenta-se na forma de um campo espacial heterogêneo e variável. No caso de tempestades, da literatura conhece-se que a covariância apresenta escalas espaciais da ordem de 5 km. As tempestades também se deslocam no espaço em uma trajetória definida por seu vetor velocidade relativamente a velocidade do vento no ambiente em que ocorre. Desta forma, a precipitação de tempestades pode impingir sobre encostas topográficas em escalas de tempo relativas, considerada a escala advectiva e a escala da distribuição (i.e., em função da celeridade e do

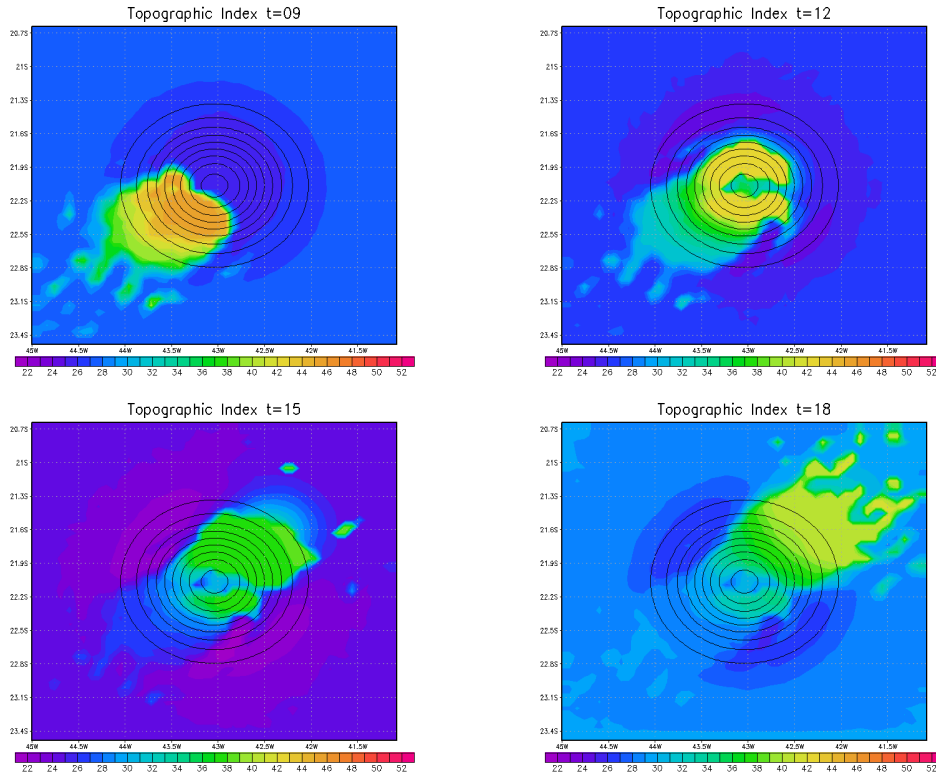


Figura 4.7: Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no TOPMODEL dinâmico.

tempo de concentração). A versão variacional leva em conta tanto a heterogeneidade quanto a variabilidade do campo de precipitação sobre o terreno complexo, permitindo avaliar as escalas relativas do transporte atmosférico quanto da distribuição hidrológica, sendo esta última dependente da celeridade do transporte de água no solo.

Nota-se que a distribuição de umidade da camada superior do solo está relacionada à distribuição do déficit de armazenamento. No distribuidor TOPMODEL original, a água acumulada no solo das encostas é diretamente direcionada às planícies (figura 4.9). Logo, sob condições assintóticas (ou seja, ocorrida a distribuição na escala de tempo característica da drenagem local, aqui $dt = 1 h$), dá-se uma plena distribuição. Por exemplo, no tempo local 9h, quando a tempestade tem pequena amplitude, a distribuição assintótica pode ser facilmente apreciada, porque a superfície de solo da montanha ainda está relativamente seca. Note-se que às 6h o umedecimento ocorre à SW da montanha, e a superfície do topo da montanha mostra umidade relativamente menor, enquanto que às 15h a superfície do solo da montanha se encontra com umidade próxima de 50% ($D \approx 0,5$), a o mesmo tempo que a área ao redor da montanha mostra-se completamente saturado. Devido ao fato da montanha ser a fonte da água para a planície, ela não se mostra completamente saturada algumas horas após o término da chuva.

O TOPMODEL variacional gera resultados do déficit de saturação mais realísticos em relação aos obtidos com o distribuidor TOPMODEL original, no caso de tempestades com es-

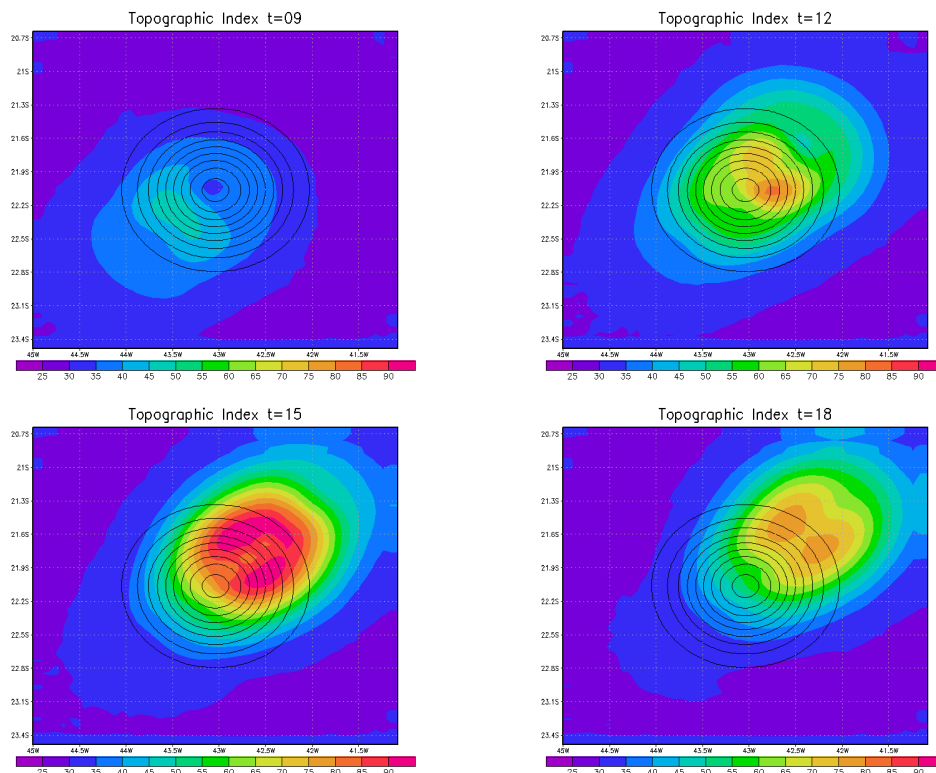


Figura 4.8: Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no TOPMODEL variacional.

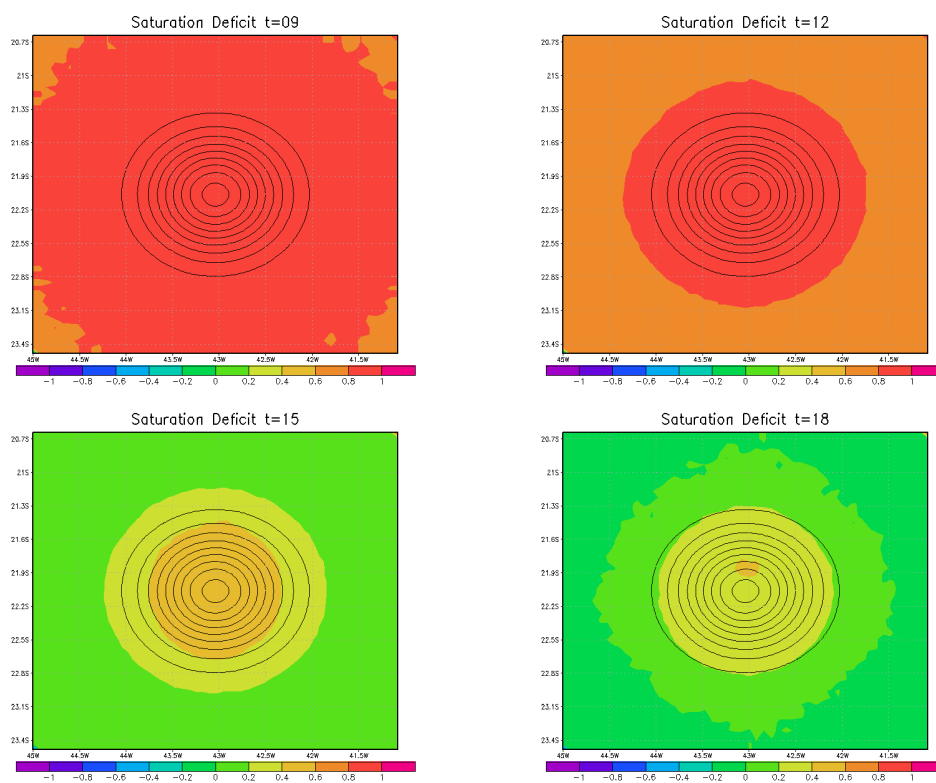


Figura 4.9: Variação do déficit de saturação calculado pela versão original.

cala espacial da mesma ordem ou inferior a escala espacial da topografia. O abordagem variacional transforma a característica da equação diferencial parcial do problema de distribuição generalizado, permitindo tratar o problema da onda cinemática da frente de drenagem no solo e superfície, que é um problema de valor inicial, como um problema de contorno. Há uma vantagem computacional nisso dado que a forma da equação de onda, uma EDP hiperbólica de segunda ordem, é tratada como um problema de uma EDP elíptica de segunda-ordem, para o qual há métodos numéricos absolutamente convergentes e estáveis, considerada a relaxação da Equação de Helmholtz, com coeficientes contantes e positivos.

Testes de comparação do modelo de distribuição original e do modelo distribuidor TOPMODEL dinâmico também foram realizados (mas não são mostrados aqui). Os resultados obtidos mostram um campo variacional mais suave em comparação com o resultado da integração local da equação de fluxo horizontal do distribuidor TOPMODEL dinâmico. Isso será descrito e discutido oportunamente em um próximo trabalho.

De forma geral, os resultados obtidos com o distribuidor variacional mostram continuidade e suavização dos campos. Essa característica é ideal quando o modelo é endereçado como ferramenta para *downscaling* e quando a resolução final da grade de previsão é compatível com a resolução das áreas urbanas críticas para enchente ou ainda das cicatrizes de deslizamentos (i.e., para resoluções de dezenas e centenas de metros). Nas mesmas condições, o TOPMODEL dinâmico requer esquemas numéricos especiais para garantir a continuidade de massa, como métodos de volumes finitos, ou mesmo métodos de advecção conservativos e monotônicos, como por exemplo, métodos de difusão negativa de Smolarkiewicz (1991)[127].

Quando a chuva é mais intensa, às 12h do temp ode simulação, a camada superficial do solo na montanha não é apenas completamente saturada, mas apresenta também excesso de água sobre a superfície, que não pode infiltrar, resultando em um fluxo superficial. Numericamente isto se expressa pelo valor negativo do déficit de armazenamento (i.e., $D < 0$). Às 12h, a taxa de precipitação da tempestade atingiu sua máxima amplitude, que excedeu a capacidade infiltrativa do solo local, não podendo assim absorver ou reter água, que passa a escoar superficialmente com maior celeridade em direção as baixadas. Já às 18h, a distribuição da água sobre a superfície mostra uma forma elíptica porque o fluxo horizontal de runoff (i.e., a água superficial neste caso) descendente da encosta da montanha à SW da tempestades se soma à acumulação superficial da própria chuva que evanesce do solo. A toda a volta da montanha, a planície mostra um aumento na umidade às 18h. Nas próximas horas (i.e, início da noite), com a intensidade da chuva já muito enfraquecida, as condições de umidade do solo se relaxam lentamente em direção às condições assintóticas, na escala de tempo de 24 h.

Na figura 4.10, inicialmente à 9h de simulação, a distribuição variacional responde diretamente à precipitação. Neste caso, os arredores da montanha estão completamente secos ($D = 1$), o que difere notavelmente do resultado apresentado na figura 4.11, no qual para o modelo variacional, há presença de umidade no solo nos arredores da montanha. As figuras 4.10b e 4.10c mostram algumas características do sistema modelístico para a distribuição

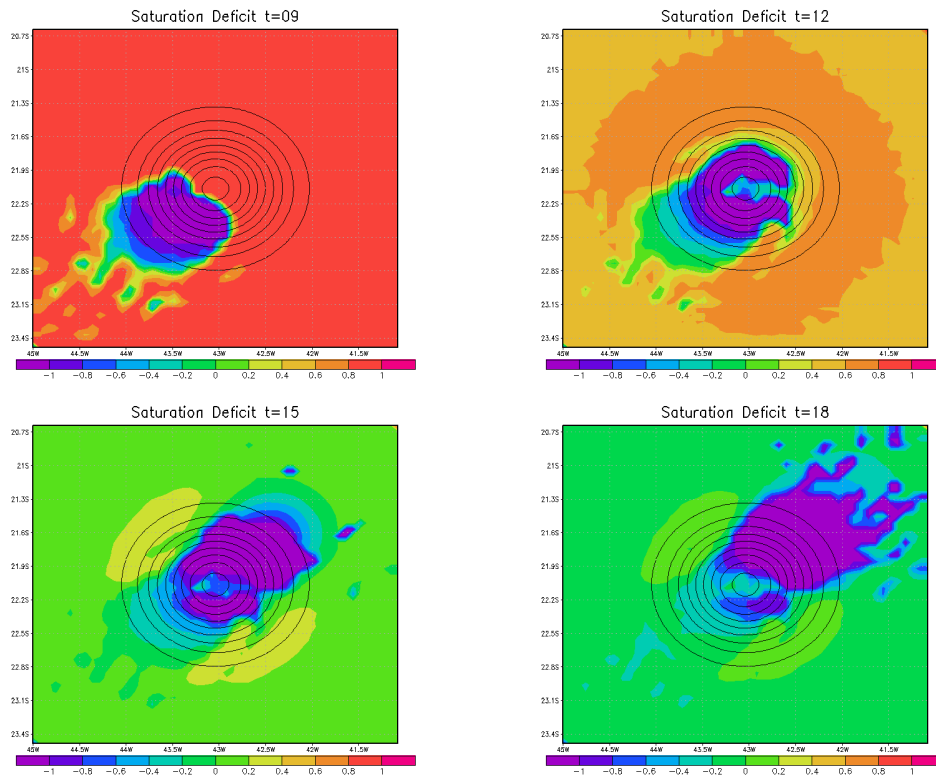


Figura 4.10: Variação do déficit de saturação no TOPMODEL Dinâmico.

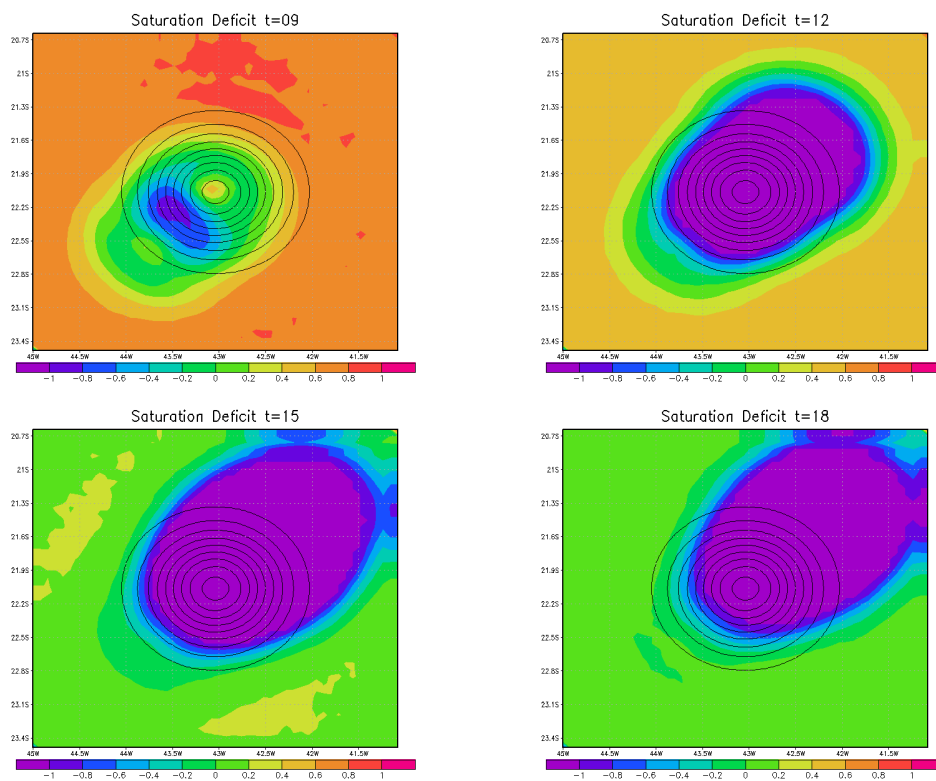


Figura 4.11: Variação do déficit de saturação no TOPMODEL variacional.

sobre os declives suaves nas bordas da montanha, notadamente às 18h de simulação. Isso provavelmente está associado à determinação estocástica do índice topográfico. Isto implica em pequenas perturbações como se o fluido superficial viajasse em uma superfície áspera ou corrugada, com reflexo nos resultados integrados. A utilização de outra metodologia como F8 para determinação da área contribuidora a montante e do índice topográfico permite obter uma distribuição suave correspondente (não mostrado aqui). Portanto, não se trata de instabilidade numérica mas de granulosidade no campo do índice topográfico utilizado para obter a celeridade da frente de água.

Em termos gerais, o modelo dinâmico tem um comportamento mais local, pois para cada ponto existe uma solução para o fluxo e ele interage com seus vizinhos, enquanto a versão variacional se comporta mais como uma única superfície elástica, desde que uma perturbação local gerará uma resposta contínua distribuída.

A figura 4.12 mostra a variação do risco de deslizamento associado ao pulso de precipitação, cuja máxima intensidade de risco ocorre às 15 h de simulação. O atraso ocorre porque a periculosidade é estimada pelo produto da precipitação pelo seu valor acumulado desde o início da chuva.

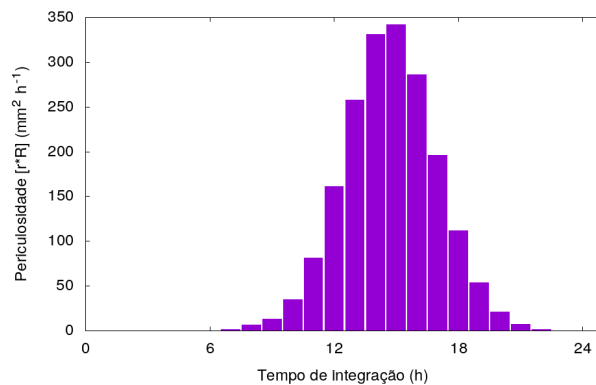


Figura 4.12: Histograma da variação do perigosidade.

4.3 Teste: caso realístico

Nas últimas décadas, a população do RJ tem sofrido com desastres naturais associados às chuvas, principalmente devido aos escorregamentos de terra de encostas sobre áreas urbanizadas e às enchentes dos rios e ribeirões. Sistemas precipitantes com capacidade de acumular grande quantidade de água no solo e nas calhas dos rios em períodos curtos (de horas a dias) são cumumente associados a esses desastres em área urbana.

Alguns trabalhos tem sido desenvolvidos com o intuito de contribuir para o pronto diagnóstico das condições propícias aos deslizamentos, mas ainda de forma não integrada à assimilação dinâmica ou em tempo real de dados meteorológicos (e.g., OLIVEIRA, 2014[128]; BATISTA, 2017[17]).

Nesta seção apresentam-se os resultados obtidos para o caso realístico com topografia SRTM e distribuição da precipitação gaussiana aproximando à precipitação observada, variável no tempo e em deslocamento no espaço.

As figuras 4.14 e 4.15 mostram a variação do índice topográfico para os modelos TOPMODEL dinâmico e TOPMODEL variacional, respectivamente, em diferentes instantes da simulação do evento do dia 15/02/2018 (figura 3.18).

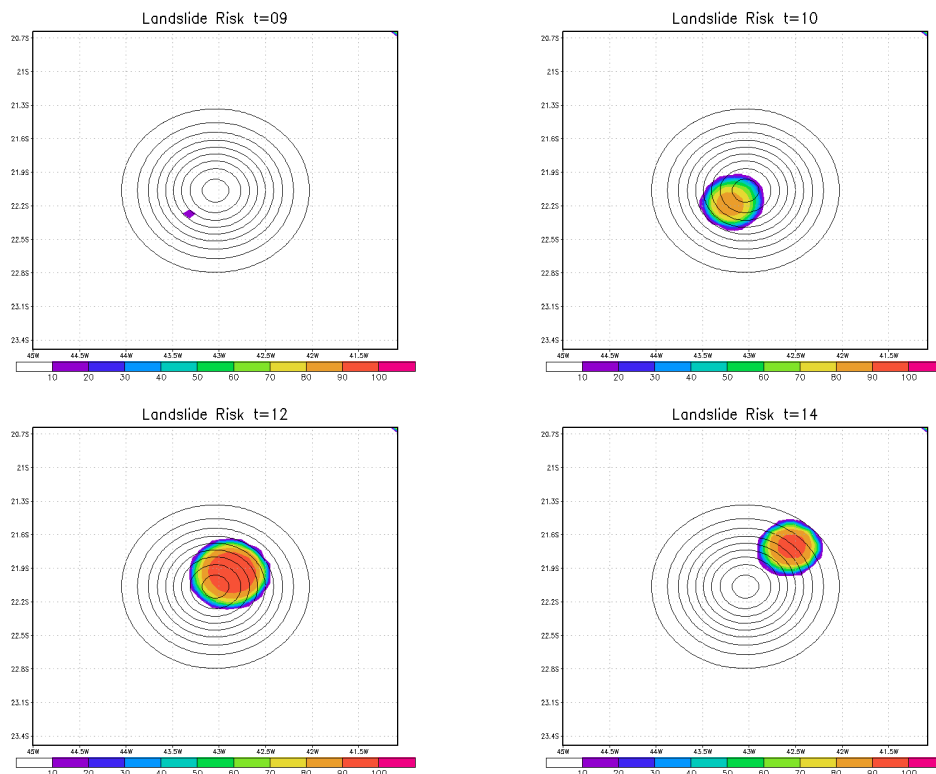


Figura 4.13: Evolução do risco de deslizamento em associação ao movimento na tormenta (caso idealizado).

Observa-se sobre a área com chuva que os maiores valores de índice topográfico (variacional) estão associados à rede de drenagem ou depressões do terreno, enquanto, os menores valores aparecem associados às áreas de maior declividade. No entanto, áreas de maior declividade e pequenas áreas de contribuição produzirão valores menores do índice topográfico, enquanto um relevo plano próximo a uma grande área de contribuição produzirá altos valores de índice topográfico. Nos casos em que o valor do índice topográfico é alto, maior será a tendência da bacia para superar na saturação, o que produzirá escoamento superficial.

A principal diferença entre o TOPMODEL dinâmico e variacional pode ser analisada na distribuição estrutural do índice topográfico. Na figura 4.7 correspondente ao modelo TOPMODEL dinâmico nota-se a característica local de uma frente de onda, já que o modelo resolve uma equação diferencial parcial hiperbólica (i.e., equação de advecção). Então o gradiente do índice topográfico terá a mesma direção de deslocamento da forçante atmosférica (i.e., campo de chuva). Quando o núcleo da chuva passa exatamente sobre o topo da montanha, espera-se que a água desça em todas as direções, implicando em um fluxo divergente centrado no topo da montanha. Como o baricentro da precipitação está em movimento de SW para NE, o campo divergente não é puro, mas acoplado com outros movimentos.

A figura 4.14 corresponde ao resultado com o TOPMODEL dinâmico. A distribuição do índice topográfico apresenta semelhanças em relação a própria forma do campo de precipitação (figura 3.18). Às 15h de simulação, a área que está próxima do baricentro da chuva

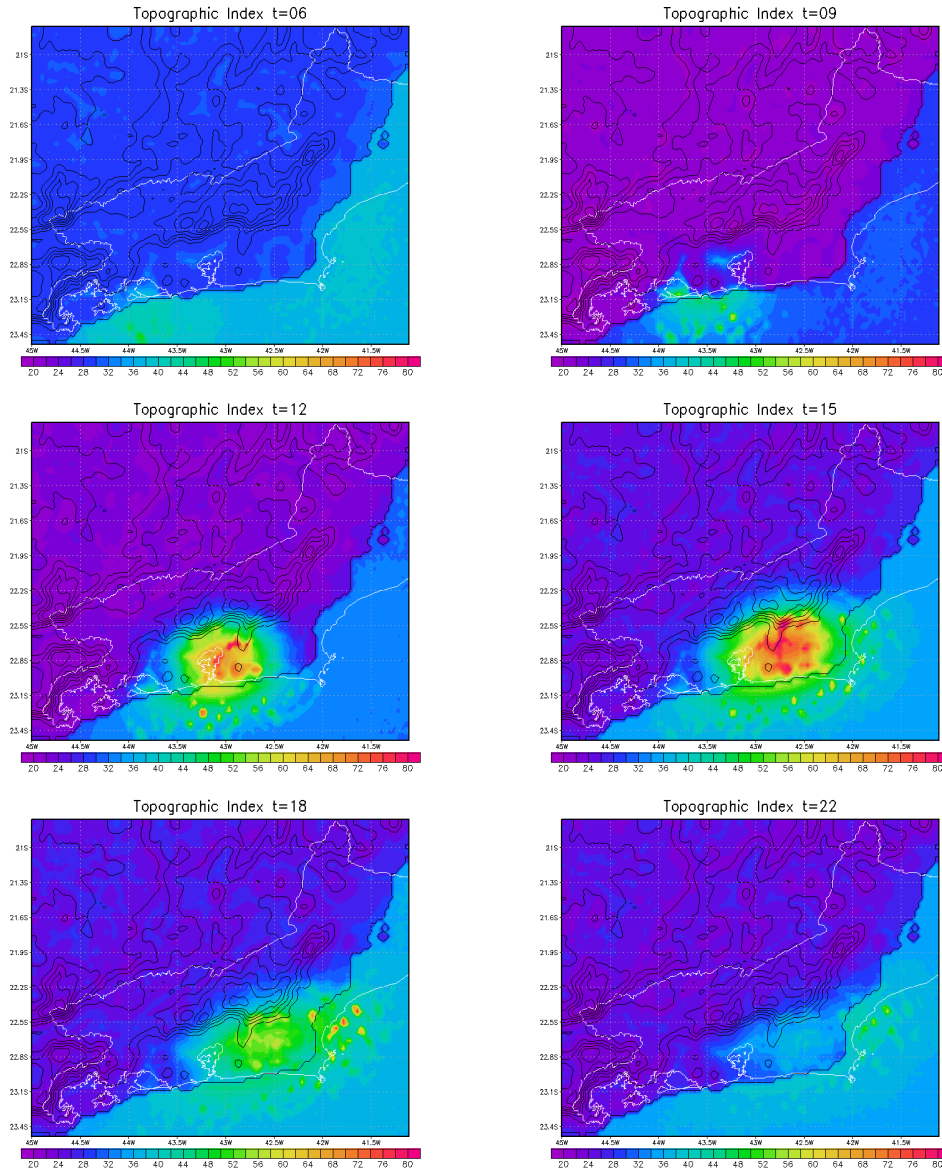


Figura 4.14: Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no modelo TOPMODEL dinâmico (caso realístico).

não encontra-se sobre terreno muito inclinado, implicando em uma distribuição do índice topográfico associada que reflete o acúmulo de água superficial, com infiltração pequena ou nula.

Os resultados obtidos com o modelo variacional também mostra uma resposta proporcional à distribuição da forçante, mas adicionalmente, obteve-se melhores resultados da distribuição ao longo das declividades topográficas. A simulação com o modelo TOPMODEL variacional obteve-se uma melhor transferência da água desde as áreas mais elevadas do terreno até as baixadas e planícies litorâneas (figura 4.15). Isso é uma característica da resposta do modelo variacional, em que as escalas de tempo de ajuste são compatíveis com o passo de tempo numérico utilizado (horário). O modelo TOPMODEL dinâmico aparentemente depende mais das condições de infiltração do solo que o TOPMODEL variacional. Isto não

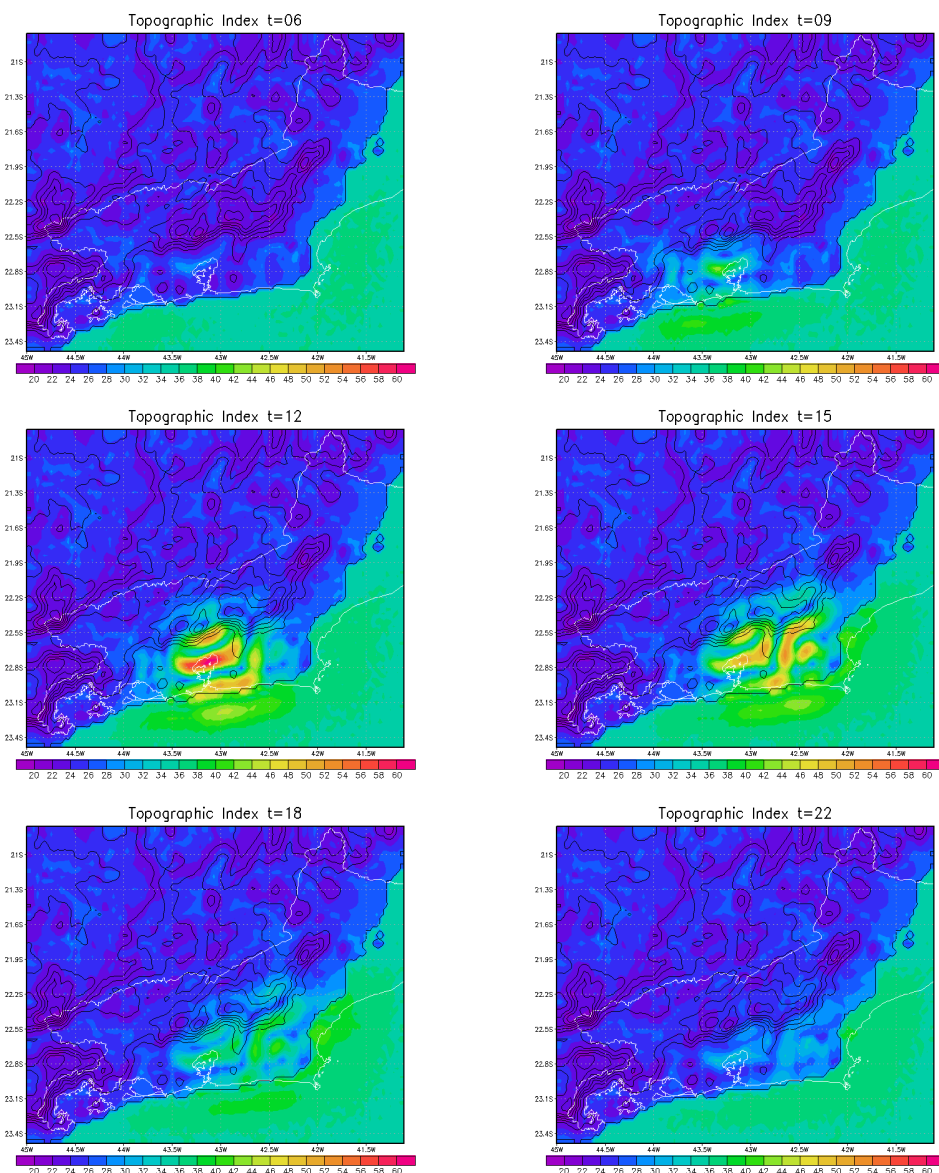


Figura 4.15: Evolução temporal da distribuição do índice topográfico no modelo TOP-MODEL variacional (caso realístico).

é um problema para chuvas fracas ou moderadas, mas pode ser relevante quando a água de chuva se acumula rapidamente na superfície devido a redução da taxa de infiltração (por saturação do solo), o que acaba por definir uma frente de propagação de água na superfície na simulação obtida com o TOPMODEL dinâmico.

A evolução temporal da distribuição do déficit de saturação da camada superficial do solo obtidos com as abordagens original, dinâmica e variacional são mostrados nas figuras 4.16, 4.17 e 4.18, respectivamente.

O que é comum nos resultados das três abordagens é a saturação da camada superficial do solo durante o tempo de simulação (24 h). Isto ocorre devido a enorme taxa de precipitação, associada ao evento severo simulado, com máximo de 160 mm h^{-1} atingido às 12 h de simulação.

Para o TOPMODEL original, a intensidade de precipitação é tal que implica em umedecimento da camada superficial de solo logo nas primeiras horas de chuva, quando ainda o pulso de precipitação está aumentando, e que alcança a condição de saturação dos terrenos mais baixos e vales durante a tarde (e.g., vide saída das 15 h de simulação na figura 4.16).

Para o TOPMODEL dinâmico, a saturação do solo ocorre nas áreas em que a tempestade se desloca, como esperado. A frente de propagação do umedecimento da camada superficial do solo segue a movimentação da tempestade, indicando que a escala de tempo da variação temporal da taxa de precipitação no espaço e tempo é relativamente maior que a escala de tempo do roteamento da água no solo (figura 4.17).

Os resultados do déficit de saturação para o TOPMODEL variacional são mostrados na figura 4.18. Embora o umedecimento do solo ocorre principalmente nas áreas diretamente sob a tempestade, também verifica-se na simulação um umedecimento residual nas áreas afastadas do baricentro da tempestade, porque uma função de distribuição gaussiana foi utilizada na representação do campo de precipitação.

Para o caso da abordagem original (figura 4.16), tanto a recarga da zona saturada (i.e., infiltração subterrânea) quanto a precipitação foram consideradas horizontalmente homogêneas, variáveis apenas no tempo. Isto implica em sincronia do sinal da variação temporal do umedecimento da camada superficial de solo em todo o domínio do relevo.

Como característica comum às três abordagens utilizadas, o umedecimento superficial aumenta (diminui) das áreas mais elevadas em direção às áreas menos (mais) elevadas da topografia (figuras 4.16, 4.17 e 4.18).

A Figura 4.19 mostra a distribuição espacial do índice de perigosidade associado à precipitação instantânea e acumulada, para às 24h do dia 14/02/2018 (tempo local). O gráfico apresenta o mapeamento das áreas de encosta com maior risco de deslizamento de terra. Esse resultado está correlacionado com a distribuição do risco de deslizamento (figura 4.23).

O incremento de umidade no solo associada ao processo de infiltração da água de chuva implica redução da coesão do solo, sendo favorável à redução da estabilidade da camada superficial de solo do talude.

Na figura 4.20 observa-se como a coesão no início e maior nas planícies em relação as pendentes e mais ainda no topo das montanhas. As áreas com coesão de menor aumentam em consequência da precipitação. Os topos da montanhas ao norte na RMRJ também apresentam variação da coesão devido precipitação (vide figura 3.18). Os resultados das simulações como o modelo de risco mostram a maiores variações da coesão ocorrem sobre as encostas dos morros, como resposta à precipitação, e de acordo com o esperado para as soluções das equações do modelo de risco.

A figura 4.21 mostra a evolução da distribuição espacial da escala do módulo do estresse normal, em função do tempo. Verifica-se que o estresse aumento junto com a precipitação, atingindo seu valor máximo entre 12h e 14h do tempo de simulação. O módulo do estresse normal é proporcional à força normal (equação 3.8). Como consequência, apresentou maior variação temporal na superfície dos topos de morros.

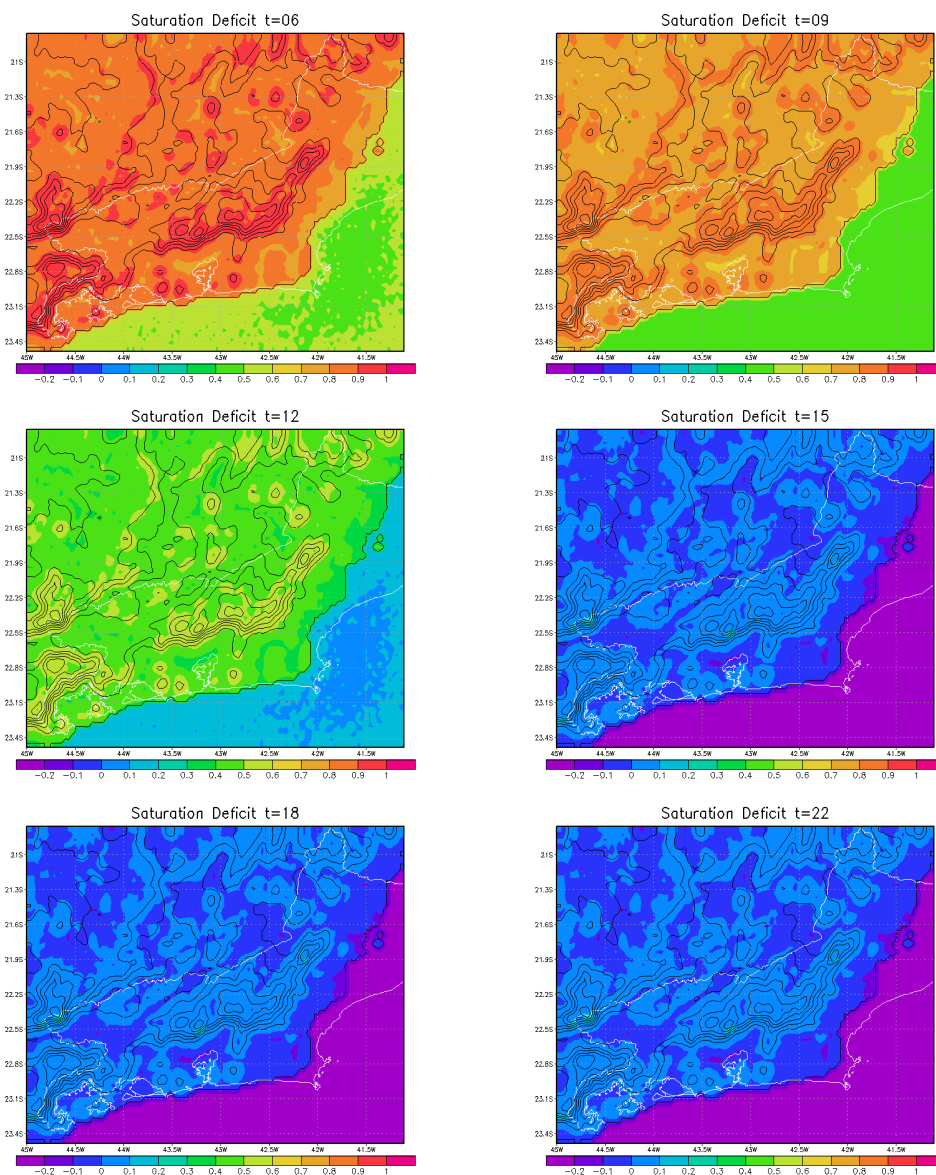


Figura 4.16: Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL original para estado do RJ.

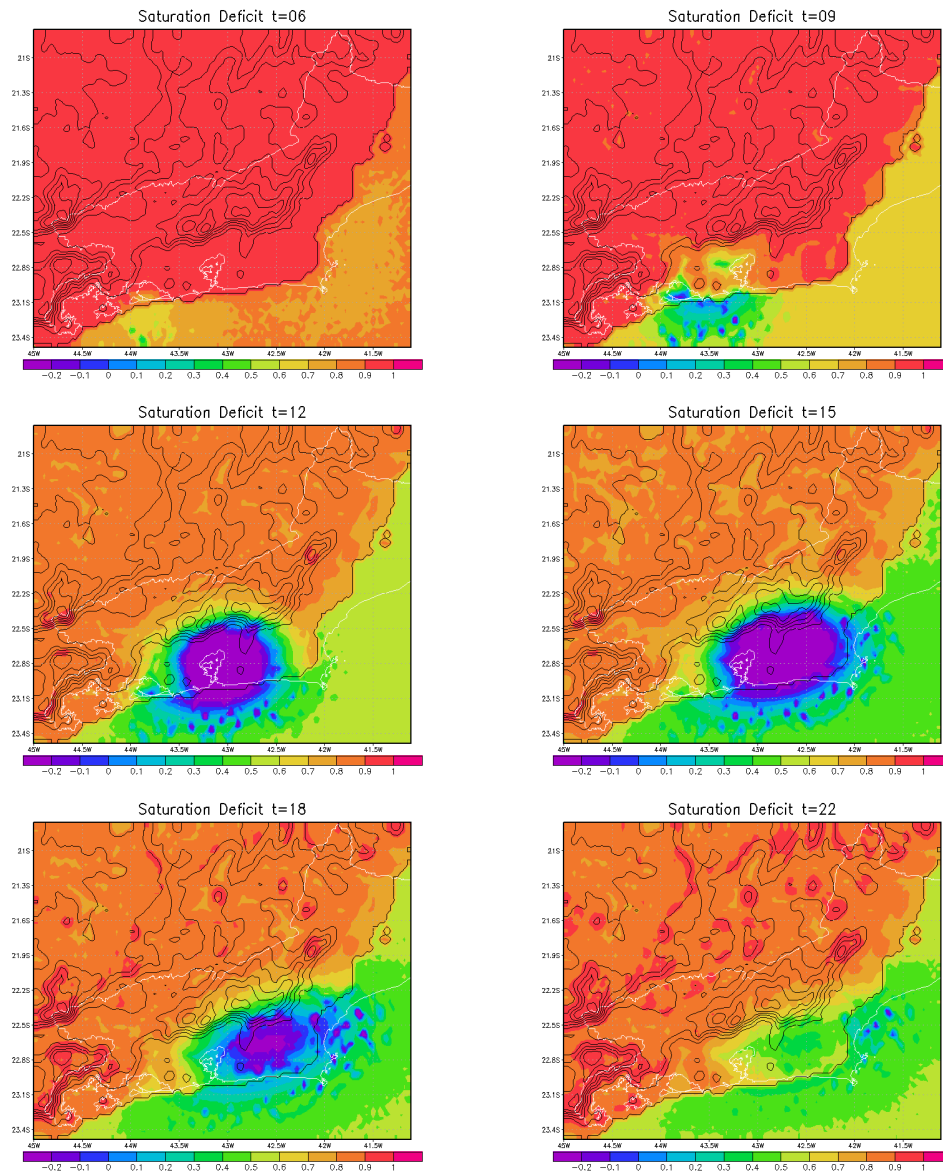


Figura 4.17: Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL dinâmico para o estado do RJ.

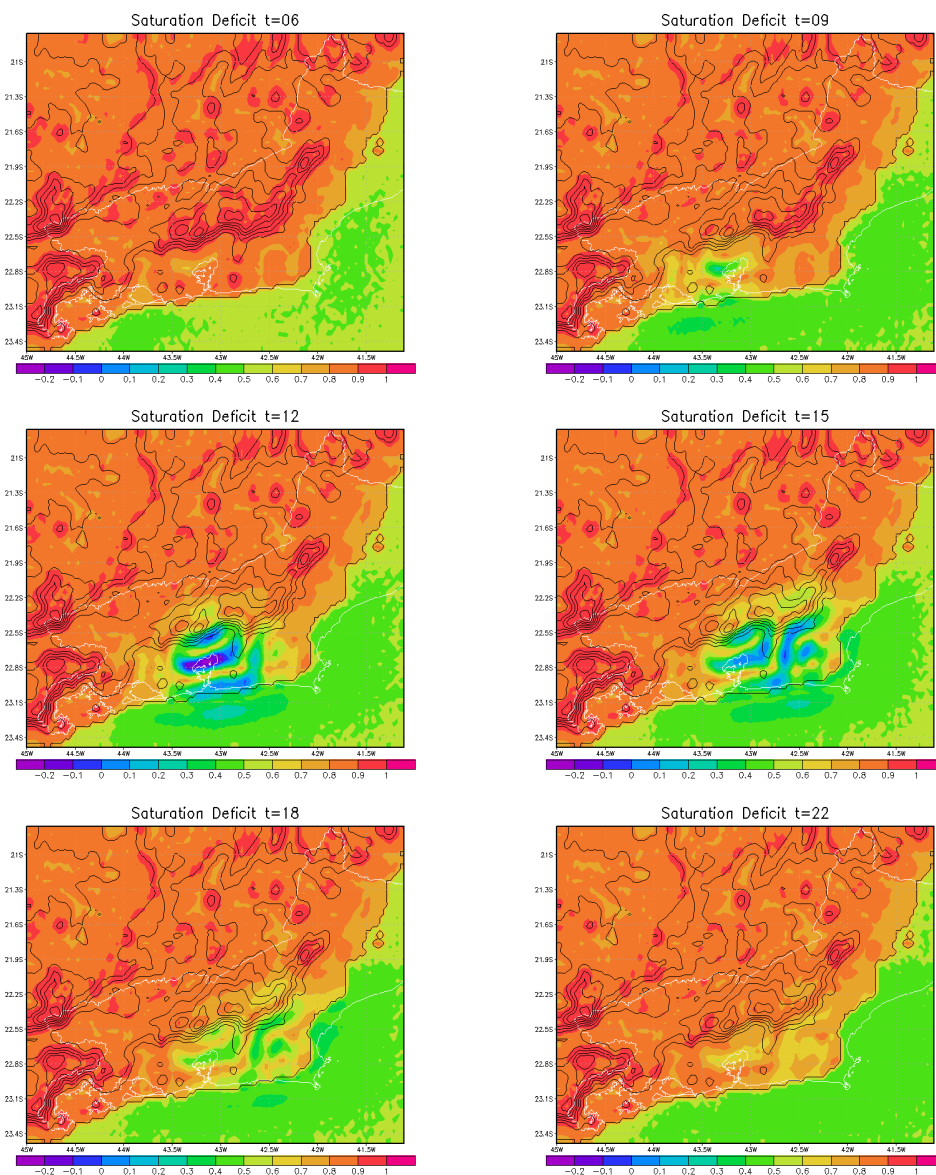


Figura 4.18: Evolução temporal do déficit de saturação obtida com o TOPMODEL variacional para o estado do RJ.

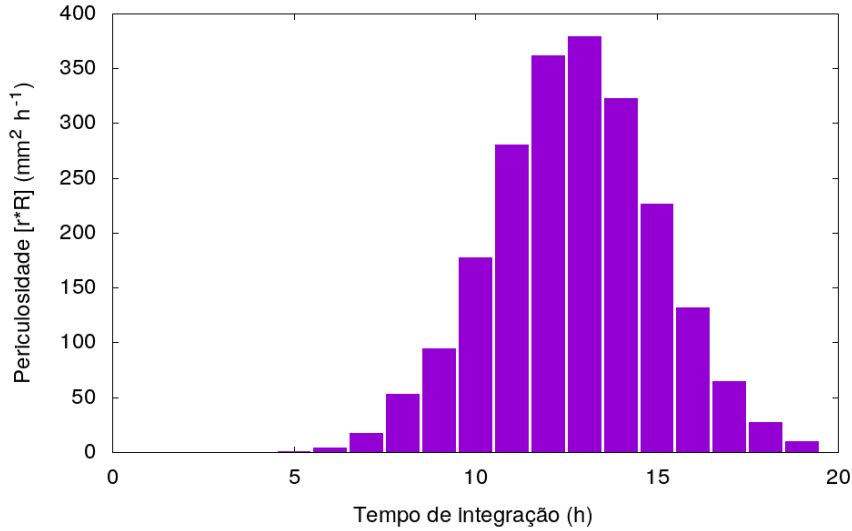


Figura 4.19: Evolução temporal do índice de perigosidade, em unidades de (mm^2h^{-1}), obtido da multiplicação da taxa de precipitação horária, em ($mm h^{-1}$), pelo valor acumulado de precipitação em 96 h, em (mm). Note-se que a máxima periculosidade associada ao acúmulo de água ocorre fora de fase (i.e., atrasada algumas horas em relação à máxima taxa de precipitação ocorrida às 9h30min da simulação).

O fator de segurança (F), obtido da equação 3.22, é mostrado na figura 4.22. Esse fator é interpretado pela razão entre a força de resistência à ruptura (equação 3.20) e a componente tangencial da força peso (equação 3.21). Valores abaixo de 1 indicam risco de deslizamento. Inclinações mais pronunciadas podem ser associadas à menor capacidade do solo de suportar o peso de sua camada superficial.

Considere-se os campos do fator de segurança mostrados na figura 4.22. Às 14h da simulação, tem-se um gradiente espacial do fator de segurança sobre os morros ao norte do núcleo de chuva, a mesmo tempo que tem-se o máximo de instabilidade ($F \ll 1$) aonde se encontra o baricentro da taxa de precipitação. Sobre o núcleo central do evento de precipitação atinge-se e supera-se o valor crítico pois a chuva considerada corresponde a um evento extremo.

A figura 4.23 mostra a distribuição da probabilidade logística do risco de deslizamento associado à precipitação, como definida pela equação 3.26.

Para obter o risco de deslizamento usamos a variável de risco definida pela equação 3.25 que por sua vez é função da taxa de precipitação crítica (equação 3.24) calculada a partir do fator de segurança e de uma escala de precipitação crítica local (K_r). A escala crítica é um valor a priori conhecido do local, correspondendo ao valor crítico em geral associado à deslizamentos na área. Para a simulação da RMRJ, considerou-se o valor $K_r = 60 mm h^{-1}$.

A distribuição espacial e temporal do risco de deslizamento e do fator de segurança são similares porque em ambos dependem da forçante precipitação e da distribuição da água no solo (figuras 4.22 e 4.23).

A o risco em porcentagem é obtido a partir de um modelo de distribuição de probabilidade

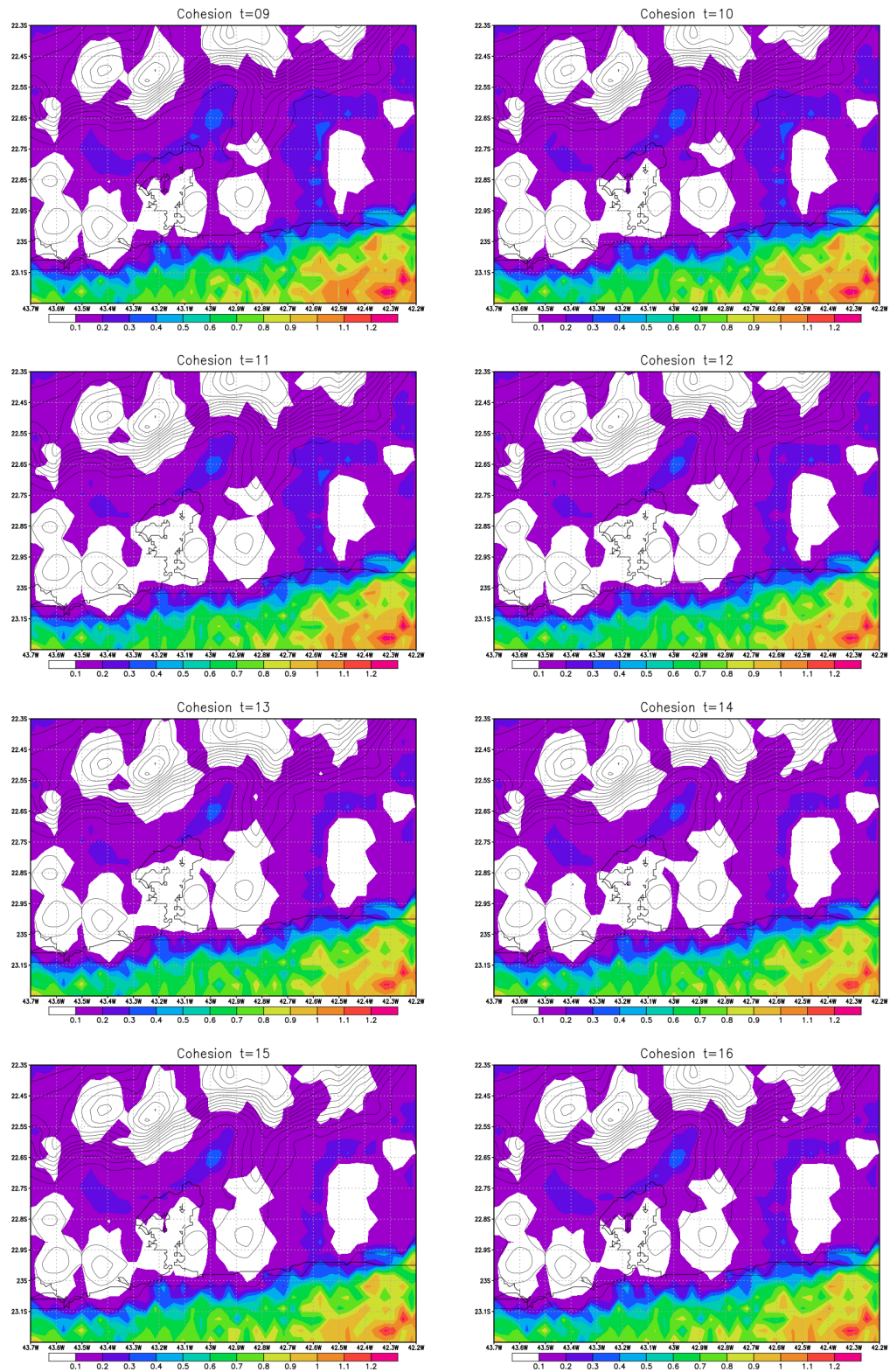


Figura 4.20: Variação horária simulada da distribuição espacial da escala da coesão do solo (adimensional).

logístico, usando como variável os desvios da precipitação presente em relação ao valor crítico da precipitação, que é um parâmetro local dado a priori, associado às características do relevo,

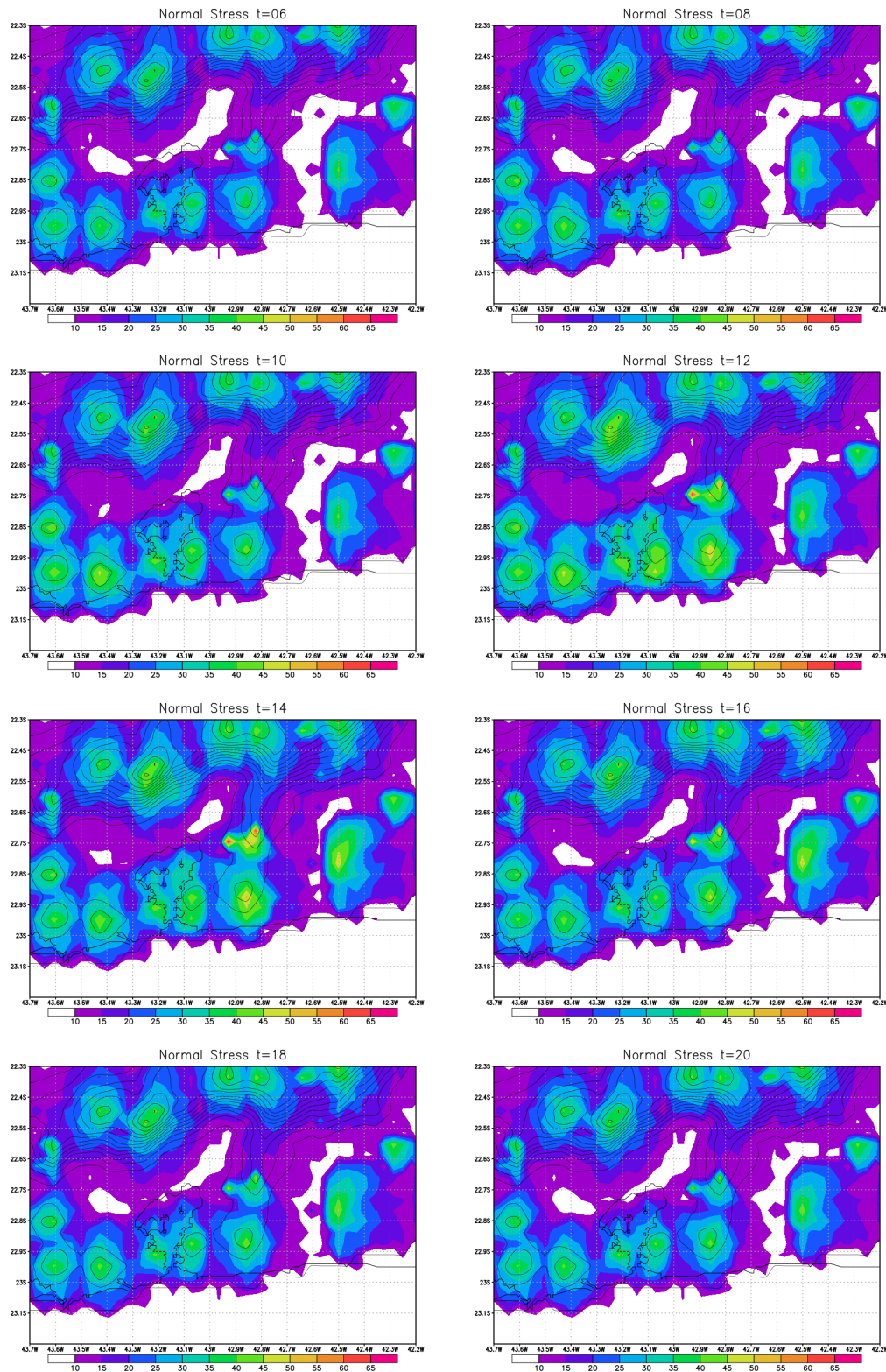


Figura 4.21: Variação horária simulada da distribuição espacial da escala do módulo do estresse normal simulado (adimensional).

topografia, tipo e propriedades do solo, estado hidrológico médio, etc.

Os resultados obtidos com o modelo acoplado mostram as áreas de maior risco, delineando

polígonos de risco onde as condições de instabilização da camada superior de solo foram atingidas (para deslizamento linear), com o grau de risco indicado pelo valor da probabilidade de deslizamento, em porcentagem. Valores acima de 70% demarcam os polígonos de maior risco.

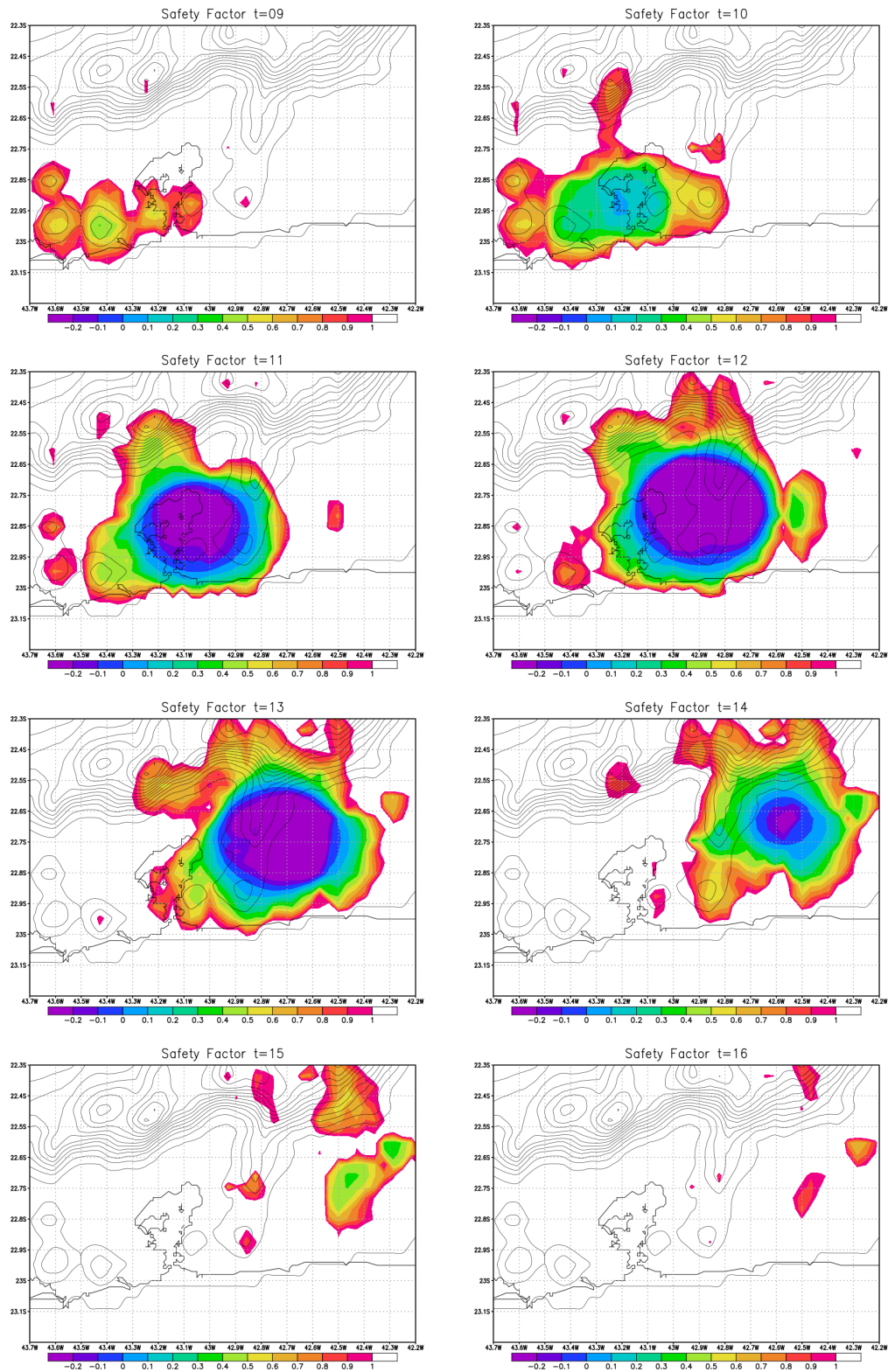


Figura 4.22: Evolução temporal da distribuição espacial do fator de segurança de deslizamento de terra de encostas, (F) (adimensional).

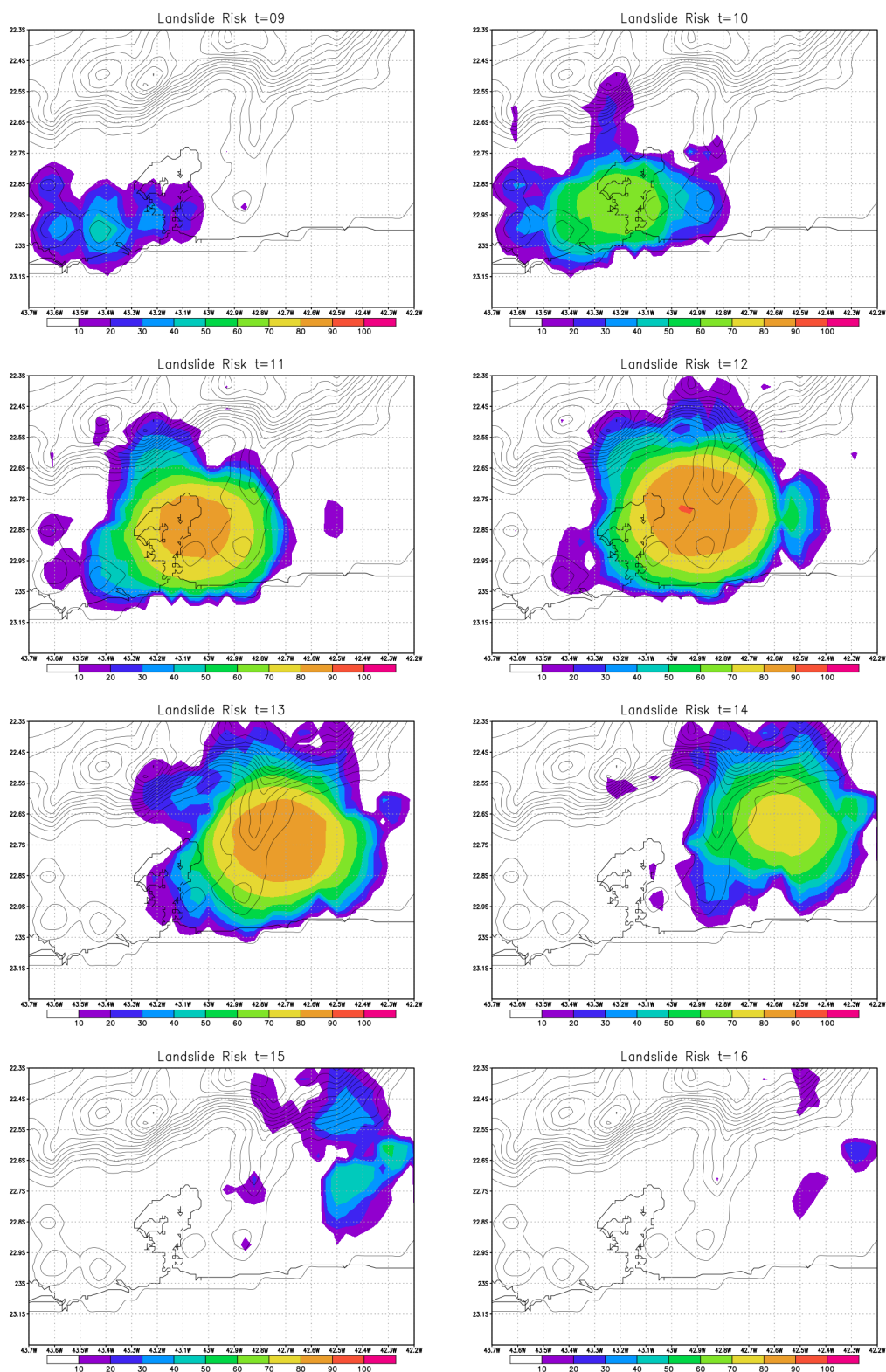


Figura 4.23: Evolução temporal da distribuição espacial da probabilidade logística do risco de deslizamento, em porcentagem.

Capítulo 5

Conclusões

A versão original do modelo TOPMODEL tem a característica de usar um campo de precipitação horizontalmente homogêneo como forçante (quarta premissa), esta condição é verificada quando a escala espacial da bacia é menor comparada a escala espacial do campo de precipitação (por exemplo em frentes frias e escalas de bacias de dimensão horizontal 100 km), aplicável em geral para pequenas bacias hidrográficas. Áreas que tendem a saturar mais rapidamente são mostradas e mapeamentos climatológicos podem ser construídos, para diferentes regimes de precipitação. No caso do benchmark discutido neste trabalho, a distribuição do déficit de saturação mostra-se correlacionada com as linhas de contorno da topografia, mas a correlação não é exata pois há áreas de convergência e divergência do escoamento, expressas por heterogeneidades da distribuição das áreas contribuidoras, e de seu impacto sobre o valor local do índice topográfico. A correlação também é consequência da forçante homogênea no caso do topmodel original.

O topmodel variacional, assim como a versão original, também mostra as áreas que tendem a saturar mais rapidamente. Além disso, áreas com excesso de saturação são fornecidas, o que é traduzido como escoamento superficial (runoff) que é substancialmente importante, por exemplo, para o estudo do risco de deslizamento de terra e a ocorrência de cheias de rios e enchentes. O resultado variacional é mais consistente com a realidade, uma vez que a distribuição de umidade resulta do fato que o modelo considera as condições de similaridade hidrológica forçada pela topografia além do campo de precipitação, como variável dependente ou forçante do modelo. Na realidade, a direção e intensidade de uma tempestade é variável, o que é considerando na assimilação variacional proposta. Desta forma, a proposta do TOPMODEL variacional tem o potencial de usar não apenas forçantes simuladas idealizadas, mas avançar nas próximas etapas para assimilar dados de precipitação de eventos reais, por exemplo, eventos extremos de chuva.

A versão variacional, baseada na aplicação do cálculo variacional ao problema de drenagem, pode ser vista como evolução ou generalização das condições de forçantes do problema de drenagem do ponto de vista da teoria de similaridade hidrológica em terrenos complexos. Assim, a abordagem variacional permite estender a capacidade de assimilação de diferentes forçantes atmosféricas e superficiais (i.e., como estratos ou camadas de diferentes níveis de complexidade), em assimilação aditiva ou conjunta, usadas na representação das het-

erogeneidades características mais próximas do observado, assim podendo ser aplicada na solução em problemas ambientes mais complexos, e.g., no tratamento da hidrologia das regiões metropolitanas tropicais.

Atualmente o modelo gera um mapa indicando as áreas com maior risco de escorregamento, devido à resolução da topografia utilizada, não é possível obter mais detalhes, mas mesmo assim é uma informação muito importante, pois pode suportar outras ferramentas ou modelos de maior resolução que a partir disso pode obter resultados locais e mais detalhada ou específica. Para gerar um experimento usando uma topografia de resolução 4 km x 4 km com dimensões semelhantes ao estado do Rio de Janeiro com um tempo de simulação de 24 h e um campo de precipitação Gaussiano do tipo *bell shaped mountain* bastante simples comparado a um campo real de precipitação, o modelo leva aproximadamente 20 min para concluir a tarefa (usando um computador com processador i5 e 4 Gb de memória RAM). Se usarmos outra topografia com as mesmas dimensões, e com resolução mais alta, por exemplo, 250 m x 250 m e mantendo as outras forçantes iguais, o modelo levará aproximadamente 1 dia para concluir a tarefa. Considera-se que o código pode ser posteriormente otimizado para nowcasting, concentrando o esforço computacional sobre as áreas onde o balanço de água se altera de forma a aumentar o risco.

Mapas dinâmicos de risco são produzidos na saída de resultados do modelo acoplado. Esses mapas fornecem a cada passo de tempo a distribuição do risco de deslizamento sobre a área considerada. Com essa informação, os usuários podem avaliar, considerando a vulnerabilidade da população, o real perigo associado à precipitação observada ou prevista.

Os resultados obtidos até aqui mostram-se consistentes do ponto de vista físico. Entretanto, faz-se necessário avaliações quantitativas dos resultados, para aferir-se o grau de confiança estatística dos resultados modelísticos. Diversos índices estatísticos podem ser utilizados (e.g., coeficiente de determinação (R^2), erro quadrático médio (RMSE), coeficiente de eficiência de Nash (NSE), erro relativo (BIAS), entre outros).

Uma possibilidade de definição de um *benchmark* para a avaliação estatística da qualidade do modelo no RJ é a utilização do banco de dados hidrológicos e meteorológicos da bacia de rio Piabanha-RJ do Laboratório de Hidrologia da COPPE-UFRJ. O banco de dados do rio Piabanha é caracterizado por ter uma grande quantidade de dados, entre os quais a altura do nível de água em diferentes pontos de medição ao longo do rio, que se relacionam às taxas de precipitação também observadas. Os dados de forçante atmosférica da série histórica do rio Piabanha podem ser utilizados para a definição das condições iniciais e de contorno utilizadas no modelo acoplado de risco, acrescido de uma rotina computacional usada para definir a forma do canal do rio (e.g., trapezoidal) e a curva-chave, para assim, obter-se a variação temporal da altura da água do rio, considerado o roteamento da água presente no solo da bacia e assumidas as escalas de tempo de transporte.

5.1 Sumário das contribuições obtidas

As principais contribuições esperadas desse trabalho foram obtidas.

5.2 Perspectivas

Uma das principais ideias adiante é utilizar dados medidos da distribuição espacial da precipitação como forçantes do modelo TOPMODEL variacional, ao mesmo tempo que se aumenta a resolução espacial até 200 m, além de incluir como objetivo específico, os modelos de risco para estabilidade de taludes e de enchentes urbanas. Essa nova versão do sistema computacional permitirá o diagnóstico e prognóstico da vazão para os rios metropolitanos. A intensão é fazer assimilação dos campos espaciais de precipitação usando ciclos de 15 min, para a RMRJ. O modelo também fornecerá a altura da água dos rios, obtido de forma diagnóstica e prognóstica a partir da distribuição da água na camada superficial do solo. As forçantes do modelo podem ser assimiladas por programas computacionais auxiliares, que implementam um *downscaling*, até uma resolução apropriada para o modelo hidrológico.

Outro objetivo importante é criar uma biblioteca de códigos Fortran-90 para o top-model variacional, e aos poucos modificá-la para constituir-se uma biblioteca da linguagem R, aumentando sua disponibilidade para estudos de eventos. Já sua utilização contínua ou operacional requer mais investigações e a questão-chave pode ser a robustez do modelo para a definição acurada da condição mediana da umidade do solo. Isso requer calibração multi-escala, ou seja, que o modelo funcione acuradamente tanto para eventos isolados quanto em conjunto, para períodos sazonais, anuais e também plurianuais, o que deve ser proposto em uma investigação específica. Novas publicações e um manual de utilização para novos usuários do modelo TOPMODEL variacional deve ser preparado e distribuído. Neste manual do usuário, as instruções básicas devem ser indicadas, assim como o procedimento de instalação do teste *benchmark*. Dessa forma, o modelo ficará disponível para operação e pesquisa científica, documentado e com suporte aos usuários.

Formato NetCDF

Outra característica muito importante é a proposição de reformatação dos resultados em NetCDF (The Network Common Data Form), caracterizado por ser uma formatação universal, na qual as informações descritoras dos dados do arquivo são auto-contidas no próprio arquivo, não necessitando de arquivos auxiliares tipo *head files*. Essa parece ser uma boa alternativa para os resultados gerados pelo modelo, para facilitar sua utilização para diferentes usuários. Logo, as principais características dos arquivos NetCDF (Unidata) são:

- Auto descrição dos dados do arquivo - Os dados em NetCDF não precisam incluir outro arquivo para descrição de dados.
- Portabilidade - Os dados podem ser manipulados em qualquer sistema operacional que tenha as bibliotecas NetCDF instaladas.

Os arquivos NetCDF são armazenados como conjuntos, por exemplo, pode-se ter dados 3D (figura 5.2) ou 4D (figura 5.2) ou ambos armazenados como séries temporais de matrizes 2D.

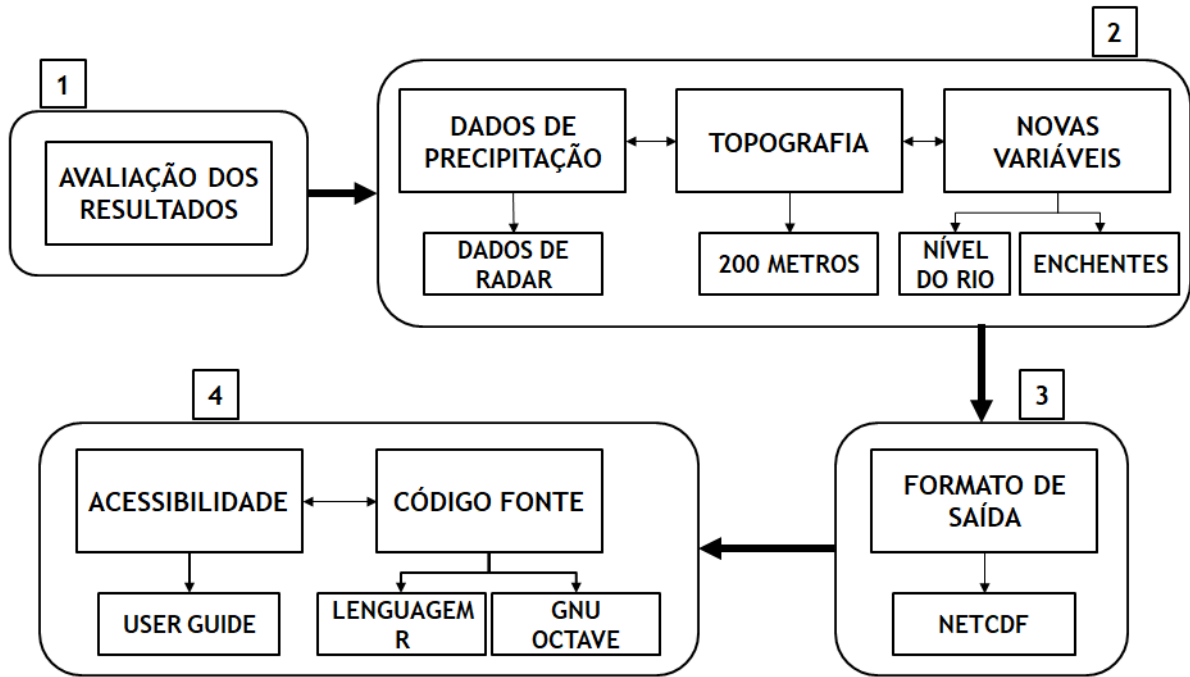


Figura 5.1: Etapas futuras.

a) Armazenamento 3D

b) Armazenamento 4D

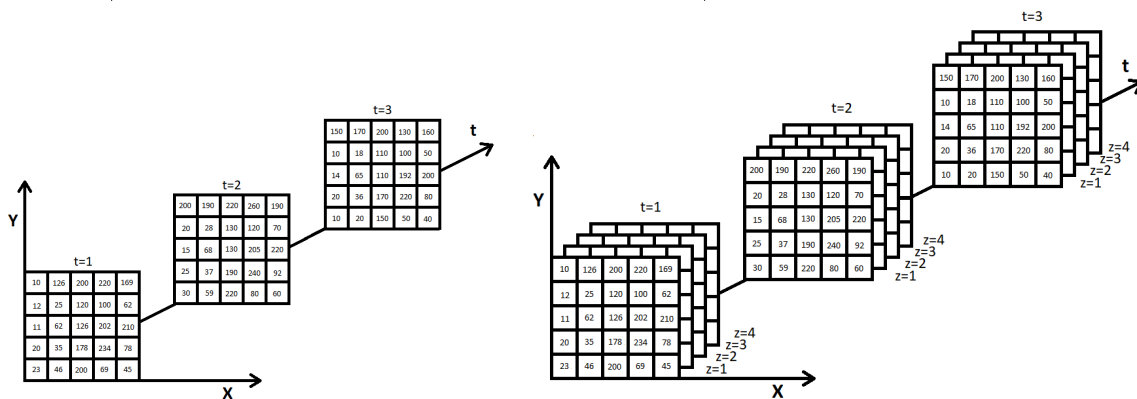


Figura 5.2: Descrição do armazenamento de uma variável tridimensional e tetra-dimensional.

Além disso, em arquivos em NetCDF podem ser lidos de forma mais direta por diferentes software gráficos, como por exemplo, o Grads.

WebSite

Paralelamente ao modelo hidrológico utilizado neste trabalho foi desenvolvida um script tipo mycrown (para execuções repetidas cronometradas) usado na automação da obtenção de dados online e apresentação gráfica dos dados e campo derivados (como campos 2d estáticos e dinâmicos, animações). O protótipo do script shell do linux é responsável por manter a atualização dos resultados mostrados no website, em ciclos de disponibilização de minutos.

Atualmente, o software está trabalhando continuamente, no modo de teste, baixando dados de precipitação e apresentando-os e os campos derivados sobre as áreas da América do Sul e do estado do Rio de Janeiro. Duas versões do script website foram desenvolvidas, a primeira versão trabalha com dados de precipitação do Hidro-estimador da NOAA com um ciclo de atualização de 15min e a segunda, com dados de precipitação do satélite GPM da NASA & JAXA (*Global Precipitation Measurement*) com um ciclo de atualização de 1h (Fig. 5.3). Os links de cada versão são:

- Web 1: <https://app-1510453738.000webhostapp.com/index.html>
- Web 2: <https://mhacarthur.000webhostapp.com/>

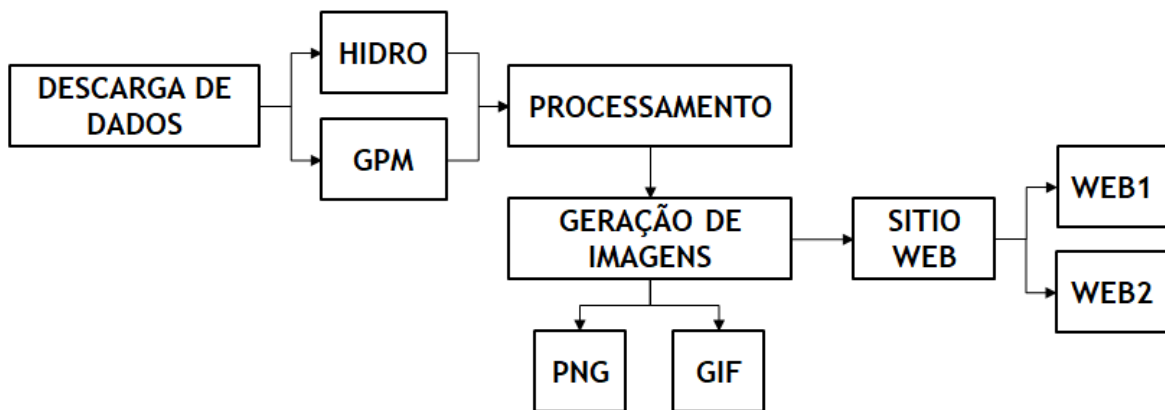


Figura 5.3: Estrutura do Script WebSite atualmente usando dados de precipitação estimada por Hidro-estimador/NOAA e GPM/NASA & JAXA.

Bibliografia

- [1] JARVIS, A.; REUTER, H.; NELSON, A.; GUEVARA, E. Hole-filled seamless srtm data v4. tech. rep., international centre for tropical agriculture (ciat). 01 2008. [xiii](#), [26](#), [27](#)
- [2] DE BLASIO, F. V. *Introduction to the physics of landslides - lecture notes on the dynamics of mass wasting*. Springer, 2011. 408 p. [xiii](#), [35](#), [36](#)
- [3] BEVEN, K. J. *Distributed hydrological modelling applications of the topmodel concept*. Number 551.498.5D. ., 1997. [xiii](#), [45](#), [46](#)
- [4] PREFEITURA DO RIO. Chuva no Rio: O município segue em Estágio de Atenção. Ainda há impactos na cidade, 2 2018. http://cor.talentstecnologia.cloud/wp-content/uploads/150218_18h.pdf. [xiv](#), [59](#), [60](#), [63](#)
- [5] GUHA-SAPIR, D.; VOS, F.; BELOW, R.; PONSERRE, S. Annual disaster statistical review 2011: the numbers and trends. Technical report, Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), 2012. [1](#)
- [6] JHA, A. K.; BLOCH, R.; LAMOND, J. *Cities and flooding: a guide to integrated urban flood risk management for the 21st century*. The World Bank, 2012. [1](#)
- [7] CHARVÉRIAT, C. Natural disasters in latin america and the caribbean: An overview of risk. 2000. [1](#)
- [8] SATTERTHWAITE, D. The impact on health urban environments. *Environment and urbanization*, v. 5, n. 2, p. 87 111, 1993. [1](#)
- [9] CAMPANELLA, T. J. Urban resilience and the recovery of New Orleans. *Journal of the American Planning Association*, v. 72, n. 2, p. 141 146, 2006. [1](#)
- [10] ROSENZWEIG, C.; SOLECKI, W. Hurricane sandy and adaptation pathways in new york: Lessons from a first-responder city. *Global Environmental Change*, v. 28, p. 395 408, 2014. [1](#)
- [11] FUSSELL, E.; SASTRY, N.; VANLANDINGHAM, M. Race, socioeconomic status, and return migration to New Orleans after Hurricane Katrina. *Population and environment*, v. 31, n. 1-3, p. 20 42, 2010. [1](#)
- [12] DO LAGO, L. C. *Desigualdades e segregação na metrópole: o Rio de Janeiro em tempo de crise*. Observatório IPPUR/UFRJ-FASE, 2000. [1](#)
- [13] NOBRE, C. A.; YOUNG, A. F.; SALDIVA, P. H. N.; ORSINI, J. A. M.; NOBRE, A. D.; OGURA, A. T.; THOMAZ, O.; PÁRRAGA, G. O. O.; DA SILVA, G. C. M.; VALVERDE, M. et al. Vulnerability of brazilian megacities to climate change: the sao paulo metropolitan region (rmsp). *CLIMATE CHANGE IN BRAZIL*, p. 197, 2011. [1](#)

- [14] PENHA, H. M. Land-use planning and management in Brazil: A brief review of present experience and environmental problems. In: *Planning the Use of the Earth's Surface*. Springer, 1992. p. 409 420. 1
- [15] DE LA ROCQUE, E.; SHELTON-ZUMPANO, P. The sustainable development strategy of the municipal government of Rio de Janeiro. In: . c2014. 1
- [16] O'DWYER, G.; KONDER, M. T.; MACHADO, C. V.; ALVES, C. P.; ALVES, R. P. The current scenario of emergency care policies in Brazil. *BMC Health Services Research*, v. 13, n. 1, p. 70, Feb 2013. 1
- [17] BATISTA, R. A. *Centro de Operações de Emergências da Prefeitura da Cidade do Rio de Janeiro, Estrutura Governamental de Resposta. Marter's thesis*. 2017. Dissertação (Mestrado em Física) - Pontifícia Universidade Católica (PUC-Rio), 2017. 1, 69
- [18] 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. 2, 20
- [19] 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, 2017. 2, 20, 49
- [20] FLORES R., J. L.; KARAM, H. A.; MARQUES FILHO, E. P.; PEREIRA FILHO, A. J. Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 123, n. 3-4, p. 593 617, 2016. 2
- [21] RIBEIRO, D. *O processo civilizatório - etapas da evolução sócio-cultural*. Companhia das Letras, 1991. 7
- [22] FRISINGER, H. H. Aristotle and his "Meteorologica". *Boletim of the American Meteorological Society (BAMS-AMS)*, v. 53, n. 7, p. 634 638, July 1972. 8
- [23] SHERMAN, L. Stream flow from rainfall by the unit-graph method. *Engineering News Record*, v. 108, p. 501 505, 1932. 11
- [24] HORTON, R. The role of infiltration on the hydrologic cycle. *Transactions of American Geophysics Union*, v. 145, p. 446 460, 1933. 11
- [25] TUCCI, C. E. et al. *Modelos hidrológicos*. UFRGS, 1998. 11, 18, 20, 22, 40
- [26] BEVEN, K. J. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. John Wiley & Sons, 2004. 12, 40
- [27] HORTON, R. E. *Surface runoff phenomena. Part 1. Analysis of the hydrograph*. Horton Hydrological Laboratory. Michigan, Publication 101. Edward Bros, 1935. 12
- [28] METROPOLIS, N.; ROSENBLUTH, A. W.; ROSENBLUTH, M. N.; TELLER, A. H.; TELLER, E. Equation of state calculations by fast computing machines. *The journal of chemical physics*, v. 21, n. 6, p. 1087 1092, 1953. 12, 16
- [29] ROCKWOOD, D. M. Columbia basin streamflow routing by computer. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, v. 126, n. 4, p. 32 45, 1958. 12

- [30] BETSON, R. P. What is watershed runoff. *Journal of Geophysical research*, v. 69, n. 8, p. 1541 1552, 1964. 12
- [31] AMOROCHO, J.; HART, W. A critique of current methods in hydrologic systems investigation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v. 45, n. 2, p. 307 321, 1964. 12
- [32] CRAWFORD, N. H.; LINSLEY, R. K. Digital simulation in hydrology's stanford watershed model 4. *Road Research Laboratory*, v. ., p. ., 1966. 13
- [33] ROCKWOOD, D. M. *Application of streamflow synthesis and reservoir regulation-ssarr-program to the lower mekong river*. US Army Corps of Engineers, 1968. 13
- [34] SURKAN, A. J. Synthetic hydrographs: effects of network geometry. *Water Resources Research*, v. 5, n. 1, p. 112 128, 1969. 13
- [35] BURNASH, R. J. C.; FERRAL, R. L.; MCGUIRE, R. A. A generalized streamflow simulation system, conceptual modeling for digital computers. *US National Weather Services*, v. ., p. ., 1973. 13
- [36] SUGAWARA, M.; OZAKI, E.; WANTANABE, I.; KATSUYAMA, Y. Tank Model and its application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bihin River, Sanaga River, and Nam Mune. *National Center for Disaster Prevention, Tokyo, Research Note*, v. 11, p. 1 64, 1976. 13
- [37] NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models part I-A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, v. 10, n. 3, p. 282 290, 1970. 13
- [38] IBBITT, R. P.; O'DONNELL, T. Fitting methods for conceptual catchment models. *Journal of the Hydraulics Division*, v. 97, n. 9, p. 1331 1342, 1971. 13
- [39] AITKEN, N. D. The effect of the eec and epta on european trade: A temporal cross-section analysis. *The American Economic Review*, v. 63, n. 5, p. 881 892, 1973. 13
- [40] CLARKE, R. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of hydrology*, v. 19, n. 1, p. 1 20, 1973. 13, 18, 23
- [41] YEVJEVICH, V. Determinism and stochasticity in hydrology. *Journal of Hydrology*, v. 22, n. 3-4, p. 225 238, 1974. 13, 18, 23
- [42] STEPHENSON, G. R.; FREEZE, R. A. Mathematical simulation of subsurface flow contributions to snowmelt runoff, reynolds creek watershed, idaho. *Water Resources Research*, v. 10, n. 2, p. 284 294, 1974. 13
- [43] GUPTA, S.; SOLOMON, S. Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers 1. The information system. *Water Resources Research*, v. 13, n. 3, p. 613 618, 1977. 13
- [44] SOLOMON, S.; GUPTA, S. Distributed numerical model for estimating runoff and sediment discharge of ungaged rivers 2. Model development. *Water Resources Research*, v. 13, n. 3, p. 619 629, 1977. 13

- [45] JOHNSTON, P.; PILGRIM, D. Parameter optimization for watershed models. *Water Resources Research*, v. 12, n. 3, p. 477 486, 1976. 13
- [46] KIRKBY, M. J.; WEYMAN, D. R. Measurements of contributing area in very small drainage basins, 1974. 13, 40, 48
- [47] KIRKBY, M. et al. *Hydrograph modelling strategies*. Department of Geography, University of Leeds, 1975. 13, 40
- [48] 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. 14, 20, 40
- [49] SOROOSHIAN, S.; DRACUP, J. A. Stochastic parameter estimation procedures for hydrologic rainfall-runoff models: Correlated and heteroscedastic error cases. *Water Resources Research*, v. 16, n. 2, p. 430 442, 1980. 14
- [50] SOROOSHIAN, S.; ARFI, F. Response surface parameter sensitivity analysis methods for postcalibration studies. *Water Resources Research*, v. 18, n. 5, p. 1531 1538, 1982. 14
- [51] KUCZERA, G. Improved parameter inference in catchment models: 1. evaluating parameter uncertainty. *Water Resources Research*, v. 19, n. 5, p. 1151 1162, 1983. 14
- [52] KUCZERA, G. Improved parameter inference in catchment models: 2. combining different kinds of hydrologic data and testing their compatibility. *Water Resources Research*, v. 19, n. 5, p. 1163 1172, 1983. 14
- [53] SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K.; FULTON, J. L. Evaluation of maximum likelihood parameter estimation techniques for conceptual rainfall-runoff models: Influence of calibration data variability and length on model credibility. *Water Resources Research*, v. 19, n. 1, p. 251 259, 1983. 14
- [54] GUPTA, V. K.; SOROOSHIAN, S. The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology*, v. 81, n. 1-2, p. 57 77, 1985. 14
- [55] ROTUNNO FILHO, O. *Comparação de dois métodos de otimização em modelos hidrológicos do tipo chuva-vazão*. 1989. Tese (Doutorado em Física) - Tese de M. Sc., COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil, 1989. 14
- [56] ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J. A.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen (SHE). 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology*, v. 87, n. 1-2, p. 45 59, 1986. 14
- [57] ABBOTT, M. B.; BATHURST, J. C.; CUNGE, J.; O'CONNELL, P. E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen (SHE). 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology*, v. 87, n. 1-2, p. 61 77, 1986. 14
- [58] BATHURST, J. C. Physically-based distributed modelling of an upland catchment using the systeme hydrologique europeen. *Journal of hydrology*, v. 87, n. 1-2, p. 79 102, 1986. 14

- [59] BATHURST, J. C. Sensitivity analysis of the systeme hydrologique europeen for an upland catchment. *Journal of Hydrology*, v. 87, n. 1-2, p. 103 123, 1986. 14
- [60] BEVEN, K.; KIRKBY, M.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three UK catchments. *Journal of Hydrology*, v. 69, n. 1-4, p. 119 143, 1984. 14, 40
- [61] KLEMEŠ, V. Conceptualization and scale in hydrology. *Journal of hydrology*, v. 65, n. 1-3, p. 1 23, 1983. 15
- [62] EAGLESON, P. S. The emergence of global-scale hydrology. *Water Resources Research*, v. 22, n. 9S, p. ., 1986. 15
- [63] SIVAPALAN, M.; WOOD, E. F. Spatial heterogeneity and scale in the infiltration response of catchments. *Scale problems in hydrology*, v. ., p. 81 106, 1986. 15
- [64] WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K. Scale effects in infiltration and runoff production, 1986. 15
- [65] WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; BAND, L. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, v. 102, n. 1-4, p. 29 47, 1988. 15, 43
- [66] KLEMEŠ, V. Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, v. 31, n. 1, p. 13 24, 1986. 15, 16
- [67] BEVEN, K. *Runoff production and flood frequency in catchments of order n: An alternative approach*. Springer, 1986. 15, 16, 22, 41
- [68] KIRKBY, M. Hillslope runoff processes and models. *Journal of Hydrology*, v. 100, n. 1-3, p. 315 339, 1988. 15, 17
- [69] TAO, T.; KOUWEN, N. Remote sensing and fully distributed modeling for flood forecasting. *Journal of Water Resources Planning and Management*, v. 115, n. 6, p. 809 823, 1989. 15
- [70] BEVEN, K. Changing ideas in hydrology - the case of physically-based models. *Journal of hydrology*, v. 105, n. 1-2, p. 157 172, 1989. 15
- [71] SIVAPALAN, M.; WOOD, E. F.; BEVEN, K. J. On hydrologic similarity: 3. a dimensionless flood frequency model using a generalized geomorphologic unit hydrograph and partial area runoff generation. *Water Resources Research*, v. 26, n. 1, p. 43 58, 1990. 15
- [72] WOOD, E. F.; SIVAPALAN, M.; BEVEN, K. Similarity and scale in catchment storm response. *Reviews of Geophysics*, v. 28, n. 1, p. 1 18, 1990. 15
- [73] GRAYSON, R. B.; MOORE, I. D.; MCMAHON, T. A. Physically based hydrologic modeling: 1. a terrain-based model for investigative purposes. *Water resources research*, v. 28, n. 10, p. 2639 2658, 1992. 15
- [74] REFSGAARD, J. *Terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes*. Springer, 1990. 15, 18, 23

- [75] CHRISTIAENS, K.; FEYEN, J. Analysis of uncertainties associated with different methods to determine soil hydraulic properties and their propagation in the distributed hydrological mike she model. *Journal of Hydrology*, v. 246, n. 1, p. 63 81, 2001. 15
- [76] BEVEN, K.; BINLEY, A. The future of distributed models: model calibration and uncertainty prediction. *Hydrological processes*, v. 6, n. 3, p. 279 298, 1992. 16
- [77] KUCZERA, G.; WILLIAMS, B. J. Effect of rainfall errors on accuracy of design flood estimates. *Water Resources Research*, v. 28, n. 4, p. 1145 1153, 1992. 16
- [78] QUINN, P.; BEVEN, K.; LAMB, R. The $\ln(a/\tan\beta)$ index: How to calculate it and how to use it within the topmodel framework. *Hydrological processes*, v. 9, n. 2, p. 161 182, 1995. 16, 22
- [79] REFSGAARD, J. C.; KNUDSEN, J. Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resources Research*, v. 32, n. 7, p. 2189 2202, 1996. 16
- [80] KIRKBY, M. Topmodel: A personal view. *Hydrological processes*, v. 11, n. 9, p. 1087 1097, 1997. 16, 17, 20, 22, 40, 49, 51
- [81] IORGULESCU, I.; JORDAN, J.-P. Validation of topmodel on a small swiss catchment. *Journal of hydrology*, v. 159, n. 1-4, p. 255 273, 1994. 16
- [82] ZHANG, W.; MONTGOMERY, D. R. Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations. *Water resources research*, v. 30, n. 4, p. 1019 1028, 1994. 16
- [83] FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. Physical interpretation and sensitivity analysis of the topmodel. *Journal of Hydrology*, v. 175, n. 1-4, p. 293 338, 1996. 16, 17
- [84] SAULNIER, G.-M.; BEVEN, K.; OBLED, C. Including spatially variable effective soil depths in topmodel. *Journal of hydrology*, v. 202, n. 1, p. 158 172, 1997. 16
- [85] MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, v. 30, n. 4, p. 1153 1171, Apr. 1994. 16, 19
- [86] KUCZERA, G.; PARENT, E. Monte carlo assessment of parameter uncertainty in conceptual catchment models: the metropolis algorithm. *Journal of Hydrology*, v. 211, n. 1, p. 69 85, 1998. 16
- [87] REFSGAARD, J. C. Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *Journal of hydrology*, v. 198, n. 1, p. 69 97, 1997. 17
- [88] AMBROISE, B.; BEVEN, K.; FREER, J. Toward a generalization of the topmodel concepts: Topographic indices of hydrological similarity. *Water Resources Research*, v. 32, n. 7, p. 2135 2145, 1996. 17
- [89] YAPO, P. O.; GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S. Multi-objective global optimization for hydrologic models. *Journal of hydrology*, v. 204, n. 1-4, p. 83 97, 1998. 17

- [90] GUPTA, H. V.; SOROOSHIAN, S.; YAPO, P. O. Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information. *Water Resources Research*, v. 34, n. 4, p. 751 763, 1998. 17
- [91] BEVEN, K. Topmodel: a critique. *Hydrological processes*, v. 11, n. 9, p. 1069 1085, 1997. 17, 18, 40, 51
- [92] SINGH, V. P. *Computer models of watershed hydrology. rev.* Water Resources Publications, 1995. 18
- [93] COLLISCHONN, W. *Simulação hidrológica de grandes bacias.* 2001. Tese (Doutorado em Física) - Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2001. 18
- [94] KOFMAN, H. Modelos y simulaciones computacionales en la enseñanza de la física. *Revista educación en física*, v. 6, p. 13 22, 2000. 18, 23
- [95] FELICÍSIMO, A. M. Conceptos básicos, modelos y simulación. *Disponible en Dirección electrónica: www.etsimo.uniovi.es*, v. 5, n. 20, p. 09, 2000. 18, 23
- [96] WARRREN, V.; WARRREN, V.; LEWIS GERRY, L. *Introduction to hydrology.* Prentice Hall India (P) Limited, 2003. 18
- [97] PUSINERI, G.; PEDRAZA, R.; LOZECO, C. Uso de modelos digitais de elevación y de sistemas de información geográfica en la modelación hidrológica, 2005. 18, 23
- [98] DEVIA, G. K.; GANASRI, B.; DWARAKISH, G. A review on hydrological models. *Aquatic Procedia*, v. 4, p. 1001 1007, 2015. 18
- [99] SEINFELD, J. H.; PANDIS, S. N. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change.* John Wiley & Sons, 2016. 18, 23
- [100] SASSAMAN, T. C.; GESSLER, D. Physical and multidimensional numeric hydraulic modeling of hydropower systems and rivers. *Alternative Energy and Shale Gas Encyclopedia*, v. ., p. 437 447, 2016. 18, 23
- [101] SCHUMANN, A.; FUNKE, R.; SCHULTZ, G. Application of a geographic information system for conceptual rainfall runoff modeling. *Journal of Hydrology*, v. 240, n. 1, p. 45 61, 2000. 18
- [102] Borges da Hora, S.; LIMA GOMES, R. Mapeamento e avaliação do risco a inundação do rio cachoeira em trecho da área urbana do município de Itabuna/BA. *Sociedade & Natureza*, v. 21, n. 2, p. ., 2009. 18
- [103] SCHULER, A. E.; MORAES, J. M.; MILDE, L. C.; GROPPPO, 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. 18
- [104] XAVIER, L. N. R. *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo topmodel.* 2002. Tese (Doutorado em Física) - Engenharia Civil - Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2002. 18, 19

- [105] BEVEN, K. Linking parameters across scales: subgrid parameterizations and scale dependent hydrological models. *Hydrological Processes*, v. 9, n. 5-6, p. 507 525, 1995. 18
- [106] OMRE, H. Bayesian kriging - merging observations and qualified guesses in kriging. *Mathematical Geology*, v. 19, n. 1, p. 25 39, 1987. 19
- [107] DONEA, J.; GIULIANI, S.; HALLEUX, J.-P. An arbitrary lagrangian-eulerian finite element method for transient dynamic fluid-structure interactions. *Computer methods in applied mechanics and engineering*, v. 33, n. 1-3, p. 689 723, 1982. 23
- [108] LIMA, J. *Modelagem numérica do fluxo da água no solo e do escoamento de base em uma bacia experimental em área agrícola no cerrado. 2010. 312p.* 2010. Tese (Doutorado em Física) - Tese (Doutorado em Tecnologia Ambiental e Recursos Hídricos)-Faculdade de Tecnologia, Departamento de Engenharia Civil, Universidade de Brasília, 2010. 19
- [109] JORQUERA, E.; WEBER, J. F.; REYNA, S. M. Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada, 2012. 19
- [110] HOLLANDA, M. P.; CECÍLIO, R. A.; CAMPANHARO, W. A.; ZANETTI, S. S.; DE L. N. ANDRADE; GARCIA, G. O. Avaliação do TOPMODEL na estimativa do escoamento superficial em microbacia hidrográfica em diferentes usos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental-Agriambi*, v. 19, n. 5, p. ., 2015. 19
- [111] BUYTAERT, W.; CÉLLERI, R.; BIÉVRE, B. D.; DECKERS, J.; WYSEURE, G. Modelando el comportamiento hidrológico de microcuencas de páramo em el sur del ecuador com topmodel. *Revista Marginalia*, v. 6, p. 149 157, 2003. 19
- [112] NUNES, D. M.; COELHO, C. D.; de Sousa, A. B.; CALIJURI, M. L.; dos Santos, A. P. uso integrado do modelo SHALSTAB e análise multicritério para mapeamento de áreas susceptíveis aos escorregamentos de terra na bacia do Ribeirão São Bartolomeu, Viçosa-MG. *Revista Brasileira de Cartografia*, v. 68, n. 9, p. ., 2016. 19
- [113] BEVEN, K.; FREER, J. A dynamic TOPMODEL. *Hydrological Processes*, v. 15, p. 1993â€”2011, 2001. 20, 47
- [114] METCALFE, P.; BEVEN, K.; FREER, J. Dynamic TOPMODEL: A new implementation in R and its sensitivity to time and space steps. *Environmental Modelling and Software*, v. 72, p. 155 172, 10 2015. 20, 21
- [115] KARAM, H. A. Wind power budget. *Chapter in: Alternative Energy and Shale Gas Encyclopedia. Jay H. Lehr & Jack Keeley (Editors). Wiley. ISBN: 978-0-470-89441-5*, 2016. 20
- [116] LEVIZZANI, V. Intense rainfall monitoring from geostationary satellites. In: . c1999. p. 327 330. 28
- [117] SCOFIELD, R. A.; KULIGOWSKI, R. J. Status and outlook of operational satellite precipitation algorithms for extreme-precipitation events. *Weather and Forecasting*, v. 18, n. 6, p. 1037 1051, 2003. 30

- [118] ROUSSEEUW, P. J. Silhouettes: a graphical aid to the interpretation and validation of cluster analysis. *Journal of computational and applied mathematics*, v. 20, p. 53–65, 1987. 31
- [119] DAUBECHIES, I. *Ten lectures on wavelets*. Siam, 1992. v. 61. 32
- [120] FOUFOULA-GEORGIOU, E.; KUMAR, P. *Wavelets in geophysics*. Academic Press, 2014. v. 4. 32
- [121] TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of the American Meteorological society*, v. 79, n. 1, p. 61–78, 1998. 32
- [122] BRAZIER, R. E.; BEVEN, K. J.; FREER, J.; ROWAN, J. S. Equifinality and uncertainty in physically based soil erosion models: application of the GLUE methodology to WEPP the Water Erosion Prediction Project for sites in the UK and USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 25, n. 8, p. 825–845, 2000. 32
- [123] ALERTA RIO. Rio segue em estágio de atenção. acompanhe as ocorrências da chuva, 2 2018. <https://www.facebook.com/notes/centro-de-operacoes-rio/rio-segue-em-estagio-de-atencao-acompanhe-as-ocorrencias-da-chuva-150218/1863736580316561>. 60
- [124] DEFESA CIVIL RJ. Prefeitura divulga balanço parcial sobre suas ações após as fortes chuvas que atingiram a cidade, 02 2018. <http://prefeitura.rio/web/defesacivil/exibeconteudo?id=7687011>. 60
- [125] DEFESA CIVIL RJ. Defesa civil interdita 17 casas no Complexo do Alemão e 10 em Cascadura após chuvas fortes, 02 2018. <http://prefeitura.rio/web/defesacivil/exibeconteudo?id=7687321>. 60
- [126] DEFESA CIVIL RJ. Defesa civil interdita 51 imóveis após fortes chuvas na cidade, 02 2018. <http://prefeitura.rio/web/defesacivil/exibeconteudo?id=7687581>. 60
- [127] SMOLARKIEWICZ, P. K.; RASCH, P. J. Monotone advection on the sphere: An eulerian versus semi-lagrangian approach. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 48, n. 6, p. 793–810, 1991. 67
- [128] OLIVEIRA, M. *Relação entre chuva e deslizamento em nova Friburgo/RJ*. 2014. Tese (Doutorado em Física) - Masters Thesis, Programa de Pós-graduação em Engenharia Civil, COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro UFRJ, Rio de Janeiro, Brazil, 2014. 69