MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.31.19.03-TDI

PROGNÓSTICO DE INUNDAÇÕES BRUSCAS UTILIZANDO CONJUNTOS DE PREVISÕES EM CURTO PRAZO DE RADAR METEOROLÓGICO

Luiz Carlos Salgueiro Donato Bacelar

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 30 de agosto de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PHEPE2>

INPE
São José dos Campos
2017

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):
Presidente:
Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Membros:
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
Dr. André de Castro Milone - Coordenação de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)
André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.31.19.03-TDI

PROGNÓSTICO DE INUNDAÇÕES BRUSCAS UTILIZANDO CONJUNTOS DE PREVISÕES EM CURTO PRAZO DE RADAR METEOROLÓGICO

Luiz Carlos Salgueiro Donato Bacelar

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 30 de agosto de 2017.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PHEPE2>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Bacelar, Luiz Carlos Salgueiro Donato.

B121p Prognóstico de inundações bruscas utilizando conjuntos de previsões em curto prazo de radar meteorológico / Luiz Carlos Salgueiro Donato Bacelar. – São José dos Campos : INPE, 2017.
xxiv + 153 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/08.31.19.03-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.
Orientador : Dr. Carlos Frederico de Angelis.

1. Modelagem hidrológica distribuída. 2. Cross-correlation. 3. Ensemble. 4. Hidrometeorologia. 5. Geoestatística. I.Título.

CDU 556.166:556.06

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Luiz Carlos Salgueiro Donato Bacelar***

Título: "PROGNOSTICO DE INUNDAÇÕES BRUSCAS UTILIZANDO CONJUNTOS DE PREVISÕES EM CURTO PRAZO DE RADAR METEOROLÓGICO".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Mestre*** em ***Meteorologia***

Dr. Daniel Alejandro Vila

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Carlos Frederico de Angelis

Orientador(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Dra. Luz Adriana Cuartas Pineda

Membro da Banca / CEMADEN / São José dos Campos - SP

Dr. Cesar Augustus Assis Beneti

P/

Convidado(a) / SIMEPAR/UFPR / Curitiba - PR

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 30 de agosto de 2017

"De nada valem as ideias sem homens que possam pô-las em prática."

Leonardo da Vinci

AGRADECIMENTOS

Quero iniciar agradecendo aos meus pais, Luiz Bacelar e Denise Salgueiro, pela dedicação em me educar desde criança. Sei que fui muito privilegiado pelos instrumentos que vocês me ofereceram, e graças a estes, hoje eu pude encaminhar esta dissertação para a biblioteca do INPE.

Minhas amigas, Cláudia Linhares, Ceres Melinda e Alice Henkes: obrigado por me ajudarem nos momentos mais conturbados. Sou muito grato a vocês e a todos os meus amigos que sempre me apoiaram.

As minhas orientadoras de graduação Rita de Cássia Damé e Cláudia Teixeira, por me fazerem crescer forte como pesquisador desde a iniciação científica. Nunca vou esquecer vocês.

Ao meu orientador e mentor Carlos Frederico de Angelis por sempre apostar em mim, como aluno e colega de trabalho. Ao Cemaden, minha instituição "casa"desde 2011. Aos pesquisadores Javier Tomasella e Adriana Cuartas. Espero no futuro contribuir ainda mais com minhas pesquisas aplicadas.

Também tenho muito o que agradecer ao INPE, principalmente a PGMET, por ter viabilizado minha formação e título de mestre. Aos meus colegas de trabalho, do INPE e Cemaden, que de alguma forma colaboraram com dados, ideias ou tirando minhas dúvidas.

Aux chercheurs Dra. Maria Helena Ramos, Dr. Etienne Leblois et Dr. Pierre Javelle, pour m'avoir reçu à l'Institut National de Recherche en Sciences et Technologies. Merci pour les directions et l'expérience en France. Un merci spécial à mon amie Angelica Caseri (la chercheuse la plus citée dans cette thèse).

RESUMO

As inundações bruscas são, até hoje, um desafio para órgãos de monitoramento e alerta de desastres naturais no mundo inteiro. Suas ocorrências estão associadas a fatores meteorológicos e hidrológicos específicos. Um deles, é a chuva deflagradora na bacia, que em muitos casos não pode ser prevista em tempo hábil para as analises de suscetibilidade. Sob esta óptica, nesta dissertação foram aplicados dois métodos de previsão por conjunto para expor as incertezas das previsões por extrapolação do Radar Pico do Couto: via *time-lagged* e a partir do modelo geoestatístico SAMPO-TBM. O objetivo principal foi avaliar se os membros poderiam prever as inundações em um horizonte de previsão de até 120 minutos. As avaliações hidrológicas foram realizadas na bacia urbana (168.5 km^2) de Nova Friburgo, no Estado do Rio de Janeiro, a partir de quatro casos de inundações bruscas. Os resultados demonstraram que o método de previsão por *cross-correlation* apresenta na média índices de probabilidade de detecção superiores a 0.5 em pelo menos 1 mm de precipitação. Ao aplicar os campos previstos no Modelo Hidrológico Distribuído (MHD), na resolução espacial de 250 metros e passos de tempo de 30 minutos, algumas ondas de cheias puderam ser representadas ao longo dos hidrogramas, até mesmo com 2 horas de antecedência. O método de composição de cenários de chuva pelo *time-lagged* aumentou em média a confiabilidade das previsões de vazões em três dos quatro casos analisados. O mesmo ocorreu com os campos de chuva do SAMPO-TBM. A diferença entre os métodos foi mostrado ao aplicar o diagrama de ROC, duas horas antes das ocorrências das inundações bruscas. Os 120 membros do SAMPO-TBM conseguiram simular melhor os cenários de chuva para o caso em que não havia uma grande quantidade de precipitação prevista pelo radar. Conclui-se a partir disso que a combinação dos dois métodos pode ser promissor para antecipação dos alertas, o que contribuiria para a gestão de risco mais efetiva em uma das regiões mais afetadas pelas inundações bruscas do país.

Palavras-chave: Modelagem Hidrológica Distribuída. Cross-correlation. Ensemble. Hidrometeorologia. Geoestatística.

FLASH FLOOD NOWCASTING USING WEATHER RADAR RAINFALL ENSEMBLE

ABSTRACT

Flash floods are still a challenge for natural disaster monitoring and early warning centers worldwide. Their occurrences are associated with specific meteorological and hydrological conditions. One of them is due to the rain over basin, which in many cases can not be predicted in lead time to susceptibility analysis. Therefore, in this dissertation two nowcasting methods were applied to expose the uncertainties of the predictions by extrapolation of the Pico do Couto Radar images: using time-lagged and from the geostatistical model SAMPO-TBM. The main objective was to assess whether members could predict floods within a forecast horizon prediction up to 120 minutes. For this, the hydrological evaluations were realized in the urban watershed (168.5 km^2) of Nova Friburgo, in the State of Rio de Janeiro, based on 4 flash flood cases. The results showed that the cross-correlation nowcasting method presents on average, a probability of detection higher than 0.5 in at least 1mm of rainfall. When the precipitation fields were applied in the Distributed Hydrological Model (MHD), within 250 meters of spatial resolution and 30 minute time steps, some flood waves could be represented along the hydrographs, even 2 hours in advance. The time-lagged method by composing rainfall scenarios increased the reliability of flow forecasts in 3 of the 4 cases analyzed. The same occurred with the SAMPO-TBM rain fields. The difference between the two methods was shown with the ROC diagram, 2 hours before the occurrence of flash floods. The 120 members of SAMPO-TBM were able to simulate better rainfall scenarios in a event that there was no amount of precipitation predicted by the radar in its nowcasting. Therefore, it is concluded that a combination of the two methods can be promising to early warnings, which would contribute to more effective risk management in one of the regions most affected by flash floods in Brazil,

Keywords: Distributed Hydrological Modeling. Cross-correlation. Ensemble. Hydrometeorology. Geoestatistics.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Mapa com áreas de risco hidrológico e geológico de Nova Friburgo na bacia urbana do Rio Bengalas. 10
2.2 Desafios da instalação dos radares em terrenos complexos. 16

3.1 Cartas Sinóticas de superfície publicadas pelo CPTEC 22
3.2 Raio de varredura do radar Pico do Couto (400km – laranja), estações pluviométricas automáticas (pontos verdes) sobre o estado do Rio de Janeiro com modelo digital de elevação (DEM) SRTM - resolução espacial de 250m. Estações hidrológicas no INEA (pontos em laranja), com evidencia (circulo vermelho) na estação Conselheiro Paulino. 24
3.3 Curva-Chave estação 58832000 adaptada para transformação de dados de nível (m) em vazão (m^3/s) 26
3.4 Representação do nível SRI (linha em vermelho) a partir dos ângulos de elevação do radar entre duas alturas fixas. 28
3.5 Representação do método de time-lagged para uma previsão com início as 8:00 para as 10:00 30
3.6 Mudanças dos pontos a partir da grades eureliana (a) e lagrangeana (b e c). 34
3.7 Pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM (vermelho) e pontos para avaliação (azuis) para os eventos de inundação brusca. 36
3.8 Fluxograma para simulação utilizando o modelo hidrológico. 38
3.9 Unidades hidrológicas ou blocos para calculo nas células do MHD. 39
3.10 Exemplo de diagrama de ROC. 45

4.1 Exemplo do diagnóstico (sequencia à esquerda) da chuva acumulada em 30 minutos a partir do dia 13/04/2014 às 18h30min e seu prognóstico (sequencia à direita) para 30, 60, 90 e 120 minutos. 50
4.2 Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com início em 12/04/2014: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43. 51
4.3 Média espacial da chuva para o evento de 00:00 12/04/2014 a 23:30 15/04/2014 (radar em diagnóstico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis). 54

4.4 Índices de Probabilidade de detecção – POD (a direita), Falsos alarmes – FAR (ao centro) e Sucesso Crítico (CSI) para os prognósticos de 30, 60, 90 e 120 minutos. 56
4.5 Chuva acumulada (mm) da estação pluviométrica 221543040 (INEA), diagnóstico do radar e membros time-lagged para o mesmo ponto da estação, para o evento com início em 02/01/2015 61
4.6 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 29/11/2013. 62
4.7 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 12/04/2014. 63
4.8 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 27/09/2014. 64
4.9 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 02/01/2015. 65
4.10 Acumulados de chuva da previsão determinística do *nowcasting* (figuras à esquerda) 2 horas antes da ocorrência das inundações bruscas. Média dos 120 membros do SAMPO-TBM (figuras à direita) para o mesmo período, para os eventos com início em (a) 29/11/2013 (b) 12/04/2014. Pontos pretos nas imagens representam os pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM 69
4.11 Acumulados de chuva da previsão determinística do nowcasting (figuras a esquerda) 2 horas antes da ocorrência das inundações bruscas. Média dos 120 membros do SAMPO-TBM (figuras a direita) para o mesmo período, para os eventos com início em (a) 27/09/2014 e (b) 02/01/2015. Pontos pretos nas imagens representam os pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM 70
4.12 Acumulados médios dos 120 membros do SAMPO-TBM para evento com início em (a) 29/11/2013 e (c) 12/04/2014 para os pontos pluviométricos das estações (b) 221342310 (d) 221244240 72
4.13 Acumulados médios dos 120 membros do SAMPO-TBM para evento com início em (a) 27/09/2014 e (c) 02/01/2015 para os pontos pluviométricos das estações (b) BE7135F4 (d) 223943240 73

4.14 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 29/11/2013. 75
4.15 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 12/04/2014. 76
4.16 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 27/09/2014. 77
4.17 Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 02/01/2015. 78
4.18 Hidrogramas (vazão) e hietogramas (chuva) das simulações hidrológicas com dados de interpolação de pluviômetros e estimativa de chuva do radar meteorológico para os eventos com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. A linha preta tracejada representa a vazão observada pelo posto fluviométrico (INEA) de Conselheiro Paulino. As linhas continuas representam as vazões de transbordamento (vermelho), atenção (laranja) e vigilância (amarelo). 80
4.19 Regressão linear da chuva média na bacia modelada entre os dados interpolados de pluviômetros e observado do radar meteorológico para o evento com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. 81
4.20 Hidrogramas e hietogramas das simulações com dados observados de radar e seus prognósticos para 30, 60, 90 e 120 minutos para os eventos de inundação brusca com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. 85
4.21 Média dos conjuntos de time-lagged para dos horizontes de previsão de 00, 30, 60, 90 e 120 minutos ao longo de todo os eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. 88
4.22 120 membros de previsão do *time-lagged*, 2 horas dos eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. 91
4.23 120 membros de previsão do SAMPO-TBM, 2 horas dos eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. 94

4.24 Diagramas de ROC para os niveis de Qalto (à esquerda), Qmédio (ao centro) e Qbaixo (à direita) para os 120 membros do (a) time-lagged (TLAG) e (b) SAMPO-TBM (com inicialização do MHD com dado de chuva em diagnóstico do radar) 97
4.25 Diagramas de ROC para os niveis de Qalto (à esquerda), Qmédio (ao centro) e Qbaixo (à direita) para os 120 membros do (a) time-lagged (TLAG) e (b) SAMPO-TBM (2 horas antes das inundações bruscas) . . 99
4.26 Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 29/11/2013, pelo SAMPO-TBM 102
4.27 Mapeamento Probabilístico do Perigo Médio, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 12/04/2014, pelo SAMPO-TBM 103
4.28 Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 27/09/2014, pelo SAMPO-TBM 104
4.29 Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 02/01/2015, pelo SAMPO-TBM 105

A.1 Acumulado total (mm) para evento com inicio em 29/11/2013, estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico 130
A.2 Acumulado total (mm) para evento com inicio em 12/04/2014, estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico 131
A.3 Acumulado total (mm) para evento com inicio em 27/09/2014, estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico 132
A.4 Acumulado total (mm) para evento com inicio em 02/01/2015, estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico 133

B.1 Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 29/11/2013: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43. 135
B.2 Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 27/09/2014: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43. 136
B.3 Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 02/01/2015: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43. 137

C.1 Média espacial da chuva para o evento de 00:00 29/11/2013 a 23:30 02/01/2013 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis). 139
C.2 Média espacial da chuva para o evento de 00:00 27/09/2014 a 23:30 30/09/2014 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis). 140
C.3 Média espacial da chuva para o evento de 00:00 02/01/2015 a 23:30 05/01/2015 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis). 141

D.1 Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 29/11/2013: radar observado e média dos membros de time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão 144
D.2 Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 12/04/2014: radar observado e média dos membros de time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão 145
D.3 Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 27/09/2014: radar observado e média dos membros de time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão 146
D.4 Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 02/01/2015: radar observado e média dos membros de time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão 147

E.1 Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 29/11/2013 149
E.2 Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 12/04/2014 150
E.3 Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 27/09/2014 151
E.4 Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 02/01/2015 152

LISTA DE TABELAS

Pág.

3.1 Especificações técnicas do Radar Pico do Couto 23
3.2 Descrição dos eventos analisados. 25
3.3 Lista de parâmetros calibráveis do MHD 41

4.1 Resultado dos índices estatísticos para as séries espaciais e temporais entre o diagnóstico e prognósticos da estimativa de chuva por radar. . . 53
4.2 Parâmetros do SAMPO-TBM para os eventos analisados. 66
4.3 Estatísticas para as simulações hidrológicas e chuva média na bacia . . . 83
4.4 Índices estatísticos para as simulações hidrológicas com dados de prognóstico do radar meteorológico. 86
4.5 Índices estatísticos para as series de chuva média da bacia. Comparação entre a chuva de diagnóstico e média dos *ensembles* do *time-lagged* nos horizontes de tempo de previsão de 30, 60, 90 e 120 minutos. 89
4.6 Índices estatísticos para as series vazões em modo de previsão. Comparação entre a vazão observada e média dos *ensembles* do time-lagged. . . 90
4.7 Índices estatísticos para as vazões previstas pelo *time-lagged* 2 horas antes do transbordamento 92
4.8 Índices estatísticos para simulação em modo diagnóstico e previsão com média dos 120 *ensembles* do SAMPO-TBM 95

F.1 Conjunto de calibrações para o MHD obtidas através de dados de diagnostico de chuva do radar e por interpolação de pluviômetros 153

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Cemaden	–	Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais
CSI	–	Taxa de sucesso Crítico
DECEA	–	Departamento de Controle Aéreo Brasileiro
FAR	–	Taxa de Falso Alarme
INEA	–	Instituto Estadual do Meio Ambiente do Rio de Janeiro
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IRSTEA	–	*Institut National de Recherche en Sciences et Technologies*
MAE	–	Erro absoluto médio
MGB	–	Modelo de Grandes Bacias
MHD	–	Modelo Hidrológico Distribuído
NSSL	–	*National Severe Storms Laboratory*
PBIAS	–	Bias Percentual
PNRRDN	–	Plano Nacional de Redução do Risco a Desastres Naturais
POD	–	Probabilidade de Detecção
RADAR	–	*Radio Detection and Ranging*
RMSE	–	Raiz do erro quadrático médio
ROC	–	*Relative Operative Characteristic*
SAMPO-TBM	–	*Simulateur Amélioré, à Meso-échelle, des Précipitations et de leur Occurrence*
SHARP	–	Previsão de Radar Automatizada de Curto Prazo
SREM2D	–	*Two-Dimensional Satellite Rainfall Error Model*
SRI	–	*Surface Rainfall Intensity*
SRTM	–	*Shuttle Radar Topographic Mission*
STEPS	–	*Short Term Ensemble Prediction System*
TLAG	–	*Time-Lagged*
QPE	–	*Quantitative Precipitation Estimate*
QPN	–	*Quantitative Precipitation Nowcasts*
UCAR	–	*University Corporation for Atmospheric Research*

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Objetivo geral 4
1.2 Objetivos Específicos 4
1.3 Justificativa 5

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7
2.1 Suscetibilidade às Inundações bruscas e a Região Serrana Fluminense . . 7
2.2 Estimativa de Chuva por Radar Meteorológico 12
2.3 Radar Meteorológico: *nowcasting*, previsão por conjunto e aplicações hidrológicas 16

3 MATERIAIS E MÉTODOS 21
3.1 Área de Estudo 21
3.1.1 Eventos de Inundação Brusca 21
3.1.2 Rede observacional 22
3.2 Metodologia para estimativa espaço-temporal da chuva 27
3.3 Previsão em curto prazo por *cross-correlation* 28
3.4 Ensemble por *time-lagged* 30
3.5 Ensemble geoestatístico: SAMPO-Tuning Band Method 31
3.6 Modelo Hidrológico Distribuído (MHD) 36
3.7 Avaliação Estatística 43

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES 47
4.1 Avaliação da Precipitação 47
4.1.1 Pluviômetros e *Nowcasting* 47
4.1.2 *Ensemble* por *Time-Lagged* 59
4.1.3 *Ensemble* pelo SAMPO-TBM 65
4.2 Avaliação Hidrológica 79
4.2.1 Modo simulação 79
4.2.1.1 Pluviômetros e Radar em diagnóstico 79
4.2.2 *Nowcasting* 83
4.2.3 Modo previsão - *ensemble* TLAG 86
4.2.4 Modo previsão - *ensemble* SAMPO-TBM 92

4.2.5 Diagramas de ROC 96
4.2.6 Mapeamento Probabilístico das Inundações Bruscas - SAMPO-TBM . 100

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES 107
5.1 Sugestões para trabalhos futuros 109

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 111

APÊNDICE A - SISTEMAS DE ALERTA NO BRASIL 123

ANEXO A - ACUMULADOS DE CHUVA POR RADAR EM DIAGNÓSTICO E PROGNÓSTICO 129

ANEXO B - BOX PLOT DAS ESTIMATIVAS DE CHUVA 135

ANEXO C - SÉRIES DE CHUVA EM MÉDIAS ESPACIAIS 139

ANEXO D - CAMPOS MÉDIOS POR CONJUNTO DE TIME-LAGGED 143

ANEXO E - EXEMPLO DE CAMPOS DO SAMPO-TBM 149

ANEXO F - PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO DO MHD 153

1 INTRODUÇÃO

Segundo a Organização Meteorológica Mundial, as inundações bruscas *(flash floods)* representam a maior ameaça natural, considerando-se o número de óbitos em função do total de atingidos (UCAR, 2010). Tais fenômenos são recorrentes e causam prejuízos socioeconômicos em todo mundo. Estima-se que quase um quarto dos danos causados por desastres naturais na Europa se deva às inundações bruscas (MOEL; AERTS, 2011). No Brasil, este número pode chegar à metade, dependendo da extensão territorial analisada. De acordo com o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais, em todas as macrorregiões do país existem notificações de inundações bruscas por parte da Defesa Civil (CEPED-UFSC, 2012a). A Região Sudeste é a que apresenta o maior número de mortes (1461 em doze anos), sendo que a maior parte é devido a inundações bruscas ocorridas no estado do Rio de Janeiro, estado responsável por 78% do total das mortes. A tragédia da região serrana fluminense em janeiro de 2011 motivou o investimento público em ações estratégicas para redução do risco a desastres naturais. Prevenção, antecipação e mitigação aos desastres naturais são palavras cada vez mais utilizadas no vocabulário cotidiano.

Definida pela *U. S. National Weather Service* como uma inundação que aumenta progressivamente de forma rápida em poucas horas ou minutos, as inundações bruscas necessitam de condicionantes atmosféricas e de superfície específicas para sua ocorrência (UCAR, 2010). A maioria dos eventos ocorre devido a tempestades convectivas: nuvens de crescimento vertical elevado, concentrando grande quantidade de água líquida disponível para precipitação, que chega à superfície com alta intensidade (GRUNTFEST; HANDMER, 1999). Uma grande anomalia de umidade, capaz de produzir nuvens convectivas de curto período de vida, é observada na maioria dos casos de inundações bruscas, como destaca Kim and Choi (2011). Em geral, estão associadas a sistemas convectivos de mesoescala, com duração aproximada entre 6 a 12 horas. Por essa razão, a dinâmica superficial da inundação brusca acompanha a escala temporal e espacial das tempestades que as deflagra (GRUNTFEST; HANDMER, 1999). Ou seja, as localidades com maiores intensidades de chuvas registadas são as que normalmente apresentam transbordamento repentino dos seus rios. Isso reforça a ideia de que a distribuição espacial da precipitação é tão importante quanto a sua magnitude quando averiguamos os mecanismos que compõem o processo físico das inundações bruscas (UCAR, 2010; KIM; CHOI, 2011; CASERI et al., 2016; BARRERA A. ALTAVA-ORTIZ, 2007).

A identificação da ocorrência de inundações bruscas, visando estimar o risco e im-

plementar medidas de mitigação efetivas, requer uma previsão com alta resolução espacial, em um período de tempo hábil ao envio dos alertas. O ponto de partida para uma previsão de inundação brusca eficaz é uma previsão de precipitação igualmente precisa. O próximo passo é a representação dos processos hidrológicos e hidráulicos dentro de uma bacia hidrográfica, que determina como a chuva-vazão se acumula. As propriedades físicas estáticas de uma bacia hidrográfica (por exemplo, permeabilidade, declividade, fração de áreas impermeáveis, uso do solo e tipos de solo) e seus estados variáveis no tempo (ex., umidade do solo, deficit de água subterrânea) irão modular o potencial de inundação brusca diante das chuvas fortes (DAVIS, 2001). Geralmente, inundações repentinas ocorrem em córregos e em pequenas bacias hidrográficas, com área de drenagem de poucas centenas de quilômetros quadrados (ARTHUR, 2001). Davis (2001) sugeriu que, para os Estados Unidos (EUA), esse limiar seria cerca de 260 km^2. As bacias respondem mais rapidamente às taxas intensas de precipitação quando apresentam encostas íngremes, solos saturados, alterações da drenagem natural induzidas por incêndio, superfícies impermeáveis devido a esmagamentos do solo ou a estruturas artificiais (por exemplo, pavimento). Por esta razão, torna-se necessário examinar o processo de conversão da precipitação em escoamento principalmente nas cabeceiras das bacias. No entanto, as pequenas bacias hidrográficas costumam ser pouco monitoradas por instrumentos de medição *in situ*, o que apresenta desafios adicionais na modelagem hidrológica.

Embora tenha havido um incremento na capacidade de modelagem atmosférica, melhorando a eficiência na predição de tempestades, ainda há limitantes, tanto para a previsão dos núcleos de maiores acumulados, quanto nas taxas distribuídas no tempo (PINHEIRO et al., 2011; BOWLER et al., 2006; SUN et al., 2014). Uma alternativa para aumentar a precisão vem do uso de sensores remotos atmosféricos, como os radares meteorológicos e os satélites (FALCK et al., 2016; VILA et al., 2009; GU et al., 2010). As inundações bruscas necessitam de uma previsão imediata, ou seja, um *nowcasting* da estimativa de precipitação, para ser prognosticada em tempo real e hábil ao envio e recebimento dos alertas. Contudo, as limitações ao descrever os complexos processos meteorológicos nesta escala temporal, aumentam as incertezas das estimativas de chuva. As metodologias mais conhecidas costumam extrapolar os campos de precipitação, considerando o vetor de deslocamento das tempestades (KYZNAROVÁ; NOVÁK, 2005; LAURENT et al., 2002). Tais limitações podem gerar erros sistemáticos nas previsões, tanto espaciais, quanto na magnitude da precipitação. Ainda assim, elas são de extrema utilidade para os modelos hidrológicos. Avaliar as incertezas para o aprimoramento destas técnicas é, portanto, essencial para melhorar a assertividade dos modelos e, consequentemente, as estimativas dos impactos

das inundações bruscas.

Ao longo da última década, houve novos esforços para melhorar as previsões de cheias repentinas em muitas partes do mundo, incluindo os EUA, a União Europeia e a Austrália (HAPUARACHCHI; WANG, 2008). Em resposta, os avanços na previsão de inundações foram alcançados através de uma série de desenvolvimentos nas capacidades de observação e técnicas de modelagem. No Brasil, a utilização de dados de chuva estimados por sensores remotos é crescente à medida que a demanda por sistemas de prevenção a desastres naturais aumentam no país. Nos últimos anos, devido às inúmeras perdas por desastres naturais envolvendo elementos sociais e econômicos (CEPED-UFSC, 2012a; CEPED-UFSC, 2012b), o governo brasileiro investiu na ampliação da rede de monitoramento pluviométrico em todo território nacional. O Plano Nacional de Gestão de Risco a Desastres (Lei 12.608) foi criado para integrar as ações coletivas de redução aos riscos, visando também aumentar a capacidade operacional de prever suas ameaças.

Com a aquisição de dez novos radares meteorológicos, os dados de estimativa de chuva e os prognósticos tendem a ser cada vez mais empregados no monitoramento das condições meteorológicas que deflagram desastres naturais. Anteriormente, algumas metodologias para prever chuva por sensoriamento remoto foram aplicadas em ambiente operacional, destacando-se o Hidrotrac (VICENTE et al., 1998) em imagens infravermelho do satélite GOES-12 e as campanhas de experimentos meteorológicos, que incluem radares atmosféricos, do projeto SOS CHUVA (MACHADO et al., 2017). Apesar da implementação destas técnicas em tempo real, existe pouca literatura a respeito da avaliação dos impactos das previsões em curto prazo no Brasil.

É oportuno e necessário investigar as incertezas, principalmente das metodologias correntes e de maior utilização, devido à singularidade dos sistemas meteorológicos brasileiros e a resposta hidrológica de suas bacias. As técnicas mais recentes para expor as incertezas e aumentar a confiabilidade das previsões de chuva adotam uma abordagem conhecida como 'previsão por conjunto', ou *ensemble*. Muitos países que já efetivaram políticas públicas específicas para gerenciamento de risco a inundações bruscas se beneficiaram das previsões em curto prazo em seus alertas antecipados (UCAR, 2010). Thorndahl and Rasmussen (2013), Thorndahl et al. (2013) demonstraram a aplicabilidade das técnicas em modelos hidrológicos para previsão de cheias na Dinamarca. Para bacias ao sul da França, Caseri et al. (2016) utilizaram as previsões por conjunto de um método geoestatístico para previsão de inundações. Tais autores demonstram que os efeitos das previsões de curto prazo ainda são objeto de

estudo e aprimoramento por parte de diversos pesquisadores.

1.1 Objetivo geral

Esta dissertação abordará dois métodos de composição de conjuntos de precipitação (*ensemble*), avaliando sua aplicabilidade nas previsões em curto prazo de radares meteorológicos para prognósticos de inundações bruscas em Nova Friburgo, no estado do Rio de Janeiro. O objetivo principal é avaliar se a metodologia de *cross-correlation* para previsão da precipitação em curto prazo do Radar Meteorológico Pico do Couto pode ser aplicado ao Modelo Hidrológico Distribuído (MHD-INPE) para prognósticos de inundações bruscas em uma bacia urbana do município de Nova Friburgo (RJ). As incertezas do *nowcasting* da chuva foram investigadas com metodologias de previsão por conjunto por *time-lagged* (TLAG) e modelagem geoestatística pelo algoritmo francês *Turning Band Method* (SAMPO-TBM). O resultado esperado é que as previsões por conjunto sejam capazes de prever com confiabilidade as inundações bruscas na bacia com duas horas de antecedência.

1.2 Objetivos Específicos

Avaliar a previsão imediata da precipitação por radar meteorológico via metodologia *cross-correlation*, utilizando como base a precipitação de estações pluviométricas automáticas.

Avaliar o conjunto de previsão de precipitação por *time-lagged* para os eventos de inundação brusca na Bacia urbana de Nova Friburgo – Rio de Janeiro.

Implementar e avaliar o modelo geoestatístico *Turning Band Method* (SAMPO-TBM) para os conjuntos de previsão de precipitação em eventos de inundação brusca na Bacia urbana de Nova Friburgo – Rio de Janeiro.

Implementar, calibrar e avaliar o Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MHD-INPE) para os eventos de inundação brusca na bacia urbana de Nova Friburgo – Rio de Janeiro, com dados observados de radar meteorológico.

Avaliar a capacidade de antecipar alertas de inundação na Bacia urbana de Nova Friburgo – Rio de Janeiro, com o Modelo Hidrológico Distribuído do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (MHD-INPE), integrado a um conjunto de previsões por *nowcasting* de *time-lagged* e pelo método SAMPO-TBM.

1.3 Justificativa

Em um contexto internacional, esta dissertação se encaixa nas medidas não estruturais para redução de risco no país, propostas pelo Marco de Sendai para redução de risco a desastres 2015-2030. O novo Marco de Sendai para a Redução do Risco de Desastres 2015 – 2030 representa um grande avanço sobre o Marco anterior (o Marco de Ação de Hyogo) e tem como meta a alcançar nos próximos 15 anos, a redução substancial dos riscos de desastres e das perdas de vida, meios de subsistência e saúde e dos ativos econômicos, físicos, sociais, culturais e ambientais das pessoas, empresas, comunidades e países.

Para as ações nacionais e locais de redução de risco, esta dissertação contribui para o avanço de metodologias para previsão antecipada de inundações bruscas, melhorando a eficiência, rapidez e precisão dos alertas emitidos. No apêndice A foi elaborado um panorama atual dos sistemas de alerta no país, o que também ajuda a entender como as metodologias aplicadas podem ser úteis para inovações tecnológicas em um futuro não muito distante.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Suscetibilidade às Inundações bruscas e a Região Serrana Fluminense

O Serviço Nacional de Meteorologia dos Estados Unidos define as inundações bruscas como um fluxo rápido de água já extravasada para uma área normalmente seca, ou uma rápida elevação do nível de água em um córrego ou riacho, acima do nível de inundação predeterminado, no prazo de seis horas a partir do evento causal (por exemplo, chuvas intensas, falha de represa, compotas de gelo). No entanto, o limite de tempo real pode variar em diferentes partes (bacias) do país. Uma inundação em curso pode intensificar as inundações bruscas nos casos em que chuvas intensas resultem em um aumento rápido dos níveis de água (UCAR, 2010). Embora suas origens possam ser variáveis, esta dissertação abordará a causa mais comum das inundações bruscas: as provenientes de precipitações intensas.

Em geral, quanto maior for à intensidade de precipitação, maior será o escoamento gerado em superfície, uma vez que o solo não é capaz de absorver toda a água com a rapidez necessária (TUCCI, 1998; TUCCI, 2005; GUPTA, 2008). Apesar das condições de solo próximo à saturação aumentarem a suscetibilidade às inundações bruscas, as ocorrências também acontecem em solo não saturado. Características hidrológicas da superfície, descritas a seguir, possuem grande impacto sobre o *timing* (tempo de propagação da onda de cheia), localização e magnitude das inundações bruscas. Embora muitos estudos de cheias repentinas considerem a precipitação o fator mais importante para a deflagração dos processos, o que ocorre com a chuva após estar na superfície é o que determinará a dimensão do fenômeno.

De acordo com o *Flash Flood Early Warning Systems Reference Guide*, publicado pela *University Corporation for Atmospheric Research* (UCAR, 2010), existem três propriedades críticas do solo a serem consideradas quando avaliamos a susceptibilidade às inundações bruscas: (1) umidade do solo, em particular o grau de saturação, (2) permeabilidade do solo, incluindo as alterações de superfície, e (3) perfil do solo. Dos pontos citados, a umidade antecedente do solo é vista como o mais relevante para a produção do escoamento rápido em eventos de inundações, especialmente em áreas úmidas com solos rasos. Se o solo está saturado, não permitirá que uma precipitação adicional à superfície possa se infiltrar, tornando toda chuva um escoamento direto, independentemente de outras condições ambientais. Por outro lado, muitas inundações bruscas ocorrem em áreas com solos quase saturados. Por definição, o solo seco possui uma taxa específica de absorção da precipitação, chamada capaci-

dade de infiltração. Se a taxa de precipitação exceder a capacidade de infiltração, o escoamento superficial irá ocorrer (TUCCI, 1998; TUCCI, 2005; GUPTA, 2008). Este processo, denominado escoamento superficial por excesso de infiltração, leva à produção rápida e eficiente das inundações bruscas, mesmo em períodos climáticos mais secos.

A taxa da precipitação infiltrada também pode ser afetada pela permeabilidade do solo. Um indicador de permeabilidade comumente usado é a textura do solo, que descreve a proporção relativa de diferentes tamanhos de grãos de partículas minerais no solo. Algumas outras propriedades que determinam a taxa de permeabilidade são a compactação, a contração ou expansão do solo, bem como sua condutividade hidráulica, distribuição do sistema radicular da vegetação e até mesmo as atividades microbianas. Solos com maiores quantidades de argila e silte podem resultar em baixas taxas de infiltração e consequentemente, um escoamento rápido durante chuvas intensas. Em contraste, solos arenosos permitem uma maior infiltração, pelo fato dos espaços entre as partículas serem maiores. Portanto, como regra geral, em casos de chuvas intensas, o escoamento superficial adquire maior rapidez e ocorre em maior quantidade em solos argilosos quando comparado a solos com maiores concentrações de areia.

O perfil do solo influenciará na quantidade de água possível de ser armazenada. Regiões montanhosas, com uma fina camada de solo superficial sobre as rochas, retém uma menor quantidade de água, o que contribui para o aumento da pré-disposição à rápida saturação e por consequência, às cheias repentinas.

Uma das variáveis mais exploradas em pesquisas de processos hidrológicos é o tamanho da bacia ou a dimensão da área de contribuição à montante dos pontos de drenagem. Esta é a mesma área contribuinte da precipitação, que tem uma influência direta sobre o volume total de escoamento que é drenado ao longo da bacia. Em bacias grandes, os núcleos de precipitação intensa provavelmente terão impacto apenas sobre uma parte da sua área, enquanto que facilmente engloba uma bacia pequena. Em um estudo feito nos EUA, a maioria das inundações bruscas acontece em bacias com menos de 77 km^2 (UCAR, 2010). É de senso comum nos estudos envolvendo modelagem hidrológica que o grau de eficácia das simulações diminui à medida que diminui a área à montante da bacia (FALCK, 2015; CASERI et al., 2016; CASAGRANDE, 2015).

A declividade é descrita como mais uma variável que afeta o tempo de deslocamento das cheias e a quantidade de água infiltrada. Quanto maior for o declive, menor

será a infiltração, uma vez que a gravidade contribuirá para a não permanência da lâmina d'água no mesmo ponto. Em geral, quanto mais íngreme for o canal de drenagem, mais rápida será a resposta do fluxo e maiores serão as descargas de pico. A cobertura e uso da terra são outras influências essenciais no escoamento. O contraste entre urbanização e área vegetada são casos especiais que precisam ser considerados. A variação da rugosidade, a presença de rochas, vegetação e detritos criam turbulência, retardam o escoamento e aumentam a infiltração. Por outro lado, reduzindo a rugosidade dos canais, a velocidade do fluxo será mais rápida e infiltração de água no solo menor. Desta maneira, canais revestidos de concreto não permitem infiltração, o que os torna altamente susceptíveis às inundações bruscas.

A região para o estudo hidrológicos desta dissertação segue todas as caraterísticas expostas anteriormente e que favorecem a ocorrência de inundações bruscas: região montanhosa com alta declividade, microbacias com vales encaixados, solos predominantemente argilosos, ocupação urbana adensada e com canais de drenagem retificados. O Município de Nova Friburgo se localiza na Serra do Mar, o grande divisor de águas do estado do Rio de Janeiro, e que separa sua drenagem natural em duas vertentes: a do Rio Paraíba do Sul e a da Região Litorânea. Segundo o Conselho Nacional de Recursos Hídricos, o estado do Rio de Janeiro faz parte da Região Hidrográfica denominada Atlântico Sudeste, que deságua no Oceano Atlântico, no trecho sudeste do país (COPPETEC, 2014). De acordo com o Censo Demográfico de 2010 do IBGE, a população de Nova Friburgo é de 182.082 habitantes, sendo que 88% dos habitantes reside em áreas urbanas e o restante em regiões rurais. A Cia de Pesquisa e Recursos Minerais (CPRM) estima que mais de 40 mil habitantes resida em áreas de risco hidrológico e geodinâmico somente na área urbana do município de Nova Friburgo (Figura 2.1, Bacelar et al. (2016)).

Figura 2.1 - Mapa com áreas de risco hidrológico e geológico de Nova Friburgo na bacia urbana do Rio Bengalas.

Fonte: Produção próprio autor

Esta dissertação focará a região da bacia do Rio Bengalas, que abriga a sede do município e também a que apresenta a maior concentração urbana. A bacia é caracterizada por topografia muito acidentada e, consequentemente, trechos com declividade acentuada. As sinuosidades naturais foram praticamente eliminadas com a retificação do curso d'água no trecho urbano (COPPETEC, 2014). A região do Rio Bengalas é formada pelas sub-bacias dos Rios Santo Antônio, Cônego e Córrego D'Antas e também pelas sub-bacias dos Rios São José, do Capitão e São Domingos. O Rio Bengalas percorre os distritos de Nova Friburgo, Conselheiro Paulino e Riograndina, desaguando no Rio Grande, próximo ao limite com o município de Bom Jardim. Nesse caminho, percorre aproximadamente 14 km, numa bacia com cerca de 190 km^2 de área de drenagem.

Em 2011, uma grande quantidade de chuva foi registrada em um evento climatológico atípico, mesmo para o mês chuvoso de janeiro. Acompanhado por inúmeros deslizamentos de encostas, inundações bruscas e corridas de detritos, o evento é caracterizado como uma das maiores tragédias ambientais do Brasil, ao lado de

catástrofes naturais como as da Serra das Araras, em janeiro de 1967, de Caraguatatuba, em março de 1967, e a de Santa Catarina, em novembro de 2008 (TOMINAGA et al., 2009). Os impactos do desastre na Região Serrana não se limitaram às perdas e danos, mas também configuraram um marco nas políticas de gestão de riscos e desastres no país, impulsionando desafios pela urgente necessidade de investimento em prevenção, monitoramento e mitigação, temática essa que foi abordada no Apêndice A sobre sistemas de alerta no Brasil.

De acordo com especialistas, fatores importantes intensificaram a tragédia de 2011 em Nova Friburgo. Uma madrugada com precipitações extremamente intensas, logo após dias consecutivos de chuvas, o que favoreceu os inúmeros deslizamentos, pois os solos das encostas já estavam encharcados, próximo ao ponto de saturação. A ocupação das encostas, das margens dos rios, dos topos de morro e o solo exposto, resultantes das ações antrópicas, fizeram com que o sistema estivesse fragilizado. Avaliando exclusivamente o mês de janeiro de 2011, foi observado um imenso incremento no volume de chuva quando comparado à média anual. Mesmo considerando as medições levantadas apenas até o dia 24 de janeiro de 2011, foram quase 400 milímetros acumulados em menos de 24 horas (PADILHA, 2011).

O Atlas Brasileiro de Desastres Naturais contabilizou 1783 vítimas fatais no estado do Rio de Janeiro nos 20 anos de registros oficiais (1991 a 2010) , enquanto apenas a tragédia da Região Serrana resultou em, no mínimo, 913 mortos e mais de 1.500 desaparecidos (CEPED-UFSC, 2012b). O número de desabrigados durante o desastre de 2011 foi equivalente a mais de 20% do número de desabrigados por desastres em todo o estado no mesmo período de análise. Ou seja, embora o Atlas tenha abordado 79 eventos recorrentes no território fluminense (deslizamentos e inundações), o desastre de janeiro de 2011 deixou uma marca registrada na região serrana e no país.

Em suma, as inundações bruscas constituem um fenômeno em que importantes processos hidrológicos ocorrem na mesma escala espacial e temporal das precipitações intensas. Como será retratado no próximo subcapítulo, os radares meteorológicos, por serem capazes de acompanhar o ciclo de vida das tempestades, ganharam notoriedade como uma das principais ferramentas usadas para estimar a precipitação deflagradora. Mas se tratando do cenário de gestão de risco atual de muitas localidades brasileiras, o tempo requerido e apropriado para as ações de respostas tem sido muito maior que o intervalo entre a própria chuva deflagradora e a subsequente inundação brusca. O que chama atenção nos casos das inundações bruscas é que seu

impacto está primeiramente relacionado ao rápido aumento dos níveis e da velocidade da água, mais até do que a quantificação exata do pico de vazão, sua duração final ou extensão da área inundada (GRUNTFEST; HANDMER, 1999). A necessidade de envolver rapidamente as estimativas e a previsão de precipitação em um processo hidrológico complexo nas bacias de resposta rápida tornam as inundações bruscas um fenômeno de grande desafio para prognósticos.

2.2 Estimativa de Chuva por Radar Meteorológico

Historicamente, o princípio da técnica de *Radio Detection and Ranging* (RADAR) foi pela primeira vez demonstrado pelo físico alemão Heinrich Hertz, onde através das leis do eletromagnetismo constatou que as ondas de rádio poderiam ser refletidas por objetos sólidos. Em 1885, Alexander Propov, um instrutor de física na Escola Marinha Russa, desenvolveu um aparelho usando um tubo para detectar relâmpagos distantes. Ao testar esse equipamento em 1887, para comunicação entre dois navios no mar Báltico, o pesquisador tomou conhecimento de uma interferência causada pela passagem de um terceiro navio. A primeira aplicação de um radar foi registrada em 1904, por Christian Hulsmeyer, engenheiro alemão que obteve a patente do instrumento *"telemobiloscope"*, que permitia detectar navios através da nevoa.

Na década de 20, o Reino Unido fez muitos avanços utilizando técnicas de rádio, incluindo a sondagem da ionosfera e a detecção de relâmpagos em longa distância. Antes da Segunda Guerra Mundial, pesquisadores da França, Alemanha, Itália, Japão, Países Baixos, União Soviética, Reino Unido e Estados Unidos já desenvolviam, de forma independente e em total sigilo, tecnologias que levaram à versão moderna do radar conhecida hoje. Um fato inquestionável é que a guerra em si propiciou um avanço tecnológico em busca de melhor resolução, portabilidade, recursos e aplicações para os radares, incluindo sistemas de navegação área e naval. Os sistemas de radares do Reino Unido, em 1940, já se estendiam por todo o território, formando uma cadeia de aparelhos operacionais capazes de determinar a direção de alvos aéreos pelo seu eco de retorno.

Durante a Segunda Guerra Mundial, os operadores de radares militares teriam notado um ruído nos ecos devido à chuva, neve e granizo. Depois da guerra, os cientistas militares retornaram às vidas civis e prosseguiram seus trabalhos no desenvolvimento do uso desses ecos. Nos Estados Unidos, David Atlas desenvolveu uma pesquisa no Massachusetts Institute of Tecnology (MIT) que envolvia a primeira rede de radares meteorológicos no país. No Canadá, J. S. Marshall e R.H. Douglas formaram o *"Stormy Weather Group"*, em Montreal. Marshall e seu aluno de doutorado, Walter

Palmer, se tornaram mundialmente reconhecidos por seu trabalho sobre a distribuição de tamanho de gotas na chuva em latitudes médias, que levou à compreensão da relação Z-R, onde se correlaciona um determinado valor de refletividade de radar com a taxa de água líquida que chega à superfície (MARSHALL; PALMER, 1948).

Na década de 50, após os primeiros estudos sobre a estimativa da precipitação por radar (RYDE, 1946; BYERS; JR., 1949; BOWEN, 1951; TWOMEY, 1953; BATTAN, 1953; STOUT; NEILL, 1953), sua estrutura vertical (LANGILLE; GUNN, 1948) e erro associado (HITSCHFELD; BORDAN, 1954), foi demonstrado que é necessário assumir algumas premissas:

• As partículas de precipitação, espalhadas no volume amostrado, são representadas por esferas dielétricas homogêneas, com diâmetros menores que ao comprimento de onda, uma vez que diâmetros superiores a 6 mm não introduzem erros.

• O volume do pulso está completamente preenchido com partículas de precipitação espalhadas aleatoriamente. Caso contrário, um fator da largura do feixe tem que ser introduzido, caso a largura do feixe seja conhecida.

• O fator de refletividade Z é uniforme em todo o volume do pulso amostrado e constante durante o intervalo de amostragem. Gradientes fortes introduzem erros.

• As partículas são todas gotas de água ou todas de gelo.

• Espalhamento múltiplo é desprezível.

• As ondas incidentes e retro espalhadas são polarizadas linearmente

• O lóbulo principal da radiação padrão da antena é da forma Gaussiana, ou aproximadamente.

• A contribuição dos lóbulos laterais do feixe para a potência recebida é desprezível.

• A antena é um tipo de refletor parabólico de seção transversal circular e o seu ganho é conhecido.

• A absorção do sinal transmitido pela interferência da superfície no feixe é desprezível.

• Todas as perdas da potência do sistema são consideradas.

A refletividade Z é definida por Marshall and Palmer (1948) como a soma dos diâ-

metros elevada à sexta potência das gotas contidas no interior do volume iluminado pelo pulso de radar:

$$Z = \int_0^\infty N(D)D^6 dD \tag{2.1}$$

sendo N(D) a função de distribuição das gotas de chuva, dada por:

$$N(D) = N_0 exp(-\lambda D) \tag{2.2}$$

e sendo λ a taxa de chuva (mm/h).

O NSSL *(National Severe Storms Laboratory)*, criado em 1964 nos EUA, começou, então, alguns experimentos de sinais de dupla polarização nos radares *Doppler*. O princípio destes radares consiste em emitir e receber as ondas eletromagnéticas tanto nas componentes horizontais, quanto nas verticais, o que ajuda a dimensionar e classificar melhor os hidrometeoros presentes na atmosfera. Em maio de 1973, um tornado devastou *Union City* em Oklahoma e pela primeira vez um radar de dupla polarização, com 10 centímetros comprimento de onda, documentou todo seu ciclo de vida. Os pesquisadores descobriram que a rotação de mesoescala na nuvem favorece o surgimento do tornado antes de tocar o chão. Muitos acreditam que a série de tornados ocorridas entre em 3 e 4 de Abril de 1974, com destruição devastadora, poderia ter ajudado a obter financiamento para futuros desenvolvimentos, com base na ideia de que novas medidas de prevenções são impulsionadas como medidas drásticas quase sempre após catástrofes.

Entre 1980 e 2000, as redes de radares meteorológicos se tornaram norma na América do Norte, Europa, Japão e outros países economicamente desenvolvidos. Radares convencionais foram substituídos por radares Doppler, que além da posição e intensidade dos hidrometeoros, pode mensurar a velocidade relativa das partículas no ar. Nos Estados Unidos, a construção de uma rede composta por 10 radares, chamada NEXRAD ou WSR-88D (Radar de Vigilância de Tempo 1988 Doppler) foi iniciada em 1988 após as pesquisas no NSSL. Depois de 2000, as pesquisas que visavam a tecnologia de dupla polarização se mudaram para uso operacional, aumentando a quantidade de informação disponível sobre o tipo de precipitação, tornando-se possível, por exemplo, distinguir água líquida de neve. A implantação em larga escala foi feita do final da década de 90 ao início do novo milênio em alguns países,

como os Estados Unidos, França, Alemanha e Canadá. Em abril de 2013, todos os NEXRADs do Serviço Nacional de Meteorologia dos EUA foram completamente dual-polarizados.

Os radares meteorológicos se consolidaram hoje como a principal ferramenta capaz de fornecer, em alta resolução e tempo real, a grade da estimativa de precipitação sobre uma região de interesse. Com grandes utilidades em centros de monitoramento, o radar é capaz de detectar a formação de nuvens, acompanhar seu movimento e evolução, além de sondar sua estrutura interna. Como visto anteriormente, a refletividade do radar pode abranger várias ordens de magnitude e, portanto, é geralmente medido numa escala de decibéis (dBZ). Os maiores valores de refletividade radar estão associados com a precipitação mais intensa. Alguns estudos denominam a técnica de buscar a melhor estimativa de precipitação como *"Quantitative Precipitation Estimate"* (QPE), que seria a representação do melhor campo de precipitação possível em modo diagnóstico (UCAR, 2010). Conforme Molini et al. (2005) e Vila et al. (2009) esses métodos podem envolver a combinação de outros campos de chuva, como por exemplo, agrupar os dados estimados por radares com estimativas por satélite e medições *in situ* por pluviômetros. Uma das razões para tentar corrigir as estimativas dos radares, mesmo proveniente dos polarímetros, seria sua própria limitação na relação que trata a distribuição dos hidrometeoros com a taxa de chuva.

Outro tipo de interferência que limita a confiabilidade das estimativas de precipitação se deve à atenuação do sinal de radar, que é maior quando: 1) o comprimento de onda diminui, 2) em casos de chuva intensa, 3) a distância da antena aumenta, e 4) o tamanho médio da gota de chuva aumenta. O principal impacto negativo da atenuação é a diminuição artificial da refletividade, o que leva à subestimação da intensidade da chuva. Como mencionado, existem técnicas para corrigir os efeitos da atenuação.Contudo, se o sinal do radar for atenuado para baixo (para o nível de ruído), o sinal e o ruído terão a mesma magnitude e a correção não será possível.

A topografia é outro desafio que precisa ser abordado no planejamento de instalação de uma rede radares. Para uma amostragem ideal de precipitação, o feixe de radar deve estar o mais próximo possível da superfície, sem que o pulso eletromagnético seja bloqueado pelo terreno. Este objetivo muitas vezes é difícil de alcançar em regiões com muitas cadeias de montanhas e vales adjacentes, requerendo por vezes que o feixe de radar seja posicionado muito acima da superfície (Figura 2.2).

Figura 2.2 - Desafios da instalação dos radares em terrenos complexos.

Fonte: Adaptado de UCAR (2010)

As inundações bruscas tendem a ocorrer em regiões propensas a chuvas intensas. Portanto, é essencial compreender os padrões de intensidade de precipitação locais quando se considera implantar uma rede de radares. Após a vigência da Lei 12.608, o governo federal investiu na ampliação da rede de radares em território nacional, para que pudessem cobrir um maior número de municípios mapeados com risco de desastres no Brasil. Até então, os radares existentes atendiam principalmente os órgãos de aviação civil e militar para controle do espaço aéreo brasileiro, sendo que o uso das estimativas de chuva por esses radares não era o foco principal desde o planejamento de suas instalações. Com uma nova rede de radares polarimétricos sendo formada, o Brasil se equipará aos países mais desenvolvidos, que implementaram suas redes com foco em monitoramento do tempo severo, que deflagra os processos associados aos desastres naturais. Portanto, a partir das novas áreas cobertas por radares meteorológicos, novos dados surgirão para serem analisados, conduzindo subsídios à inovação tecnológica e conteúdo científico para novas pesquisas.

2.3 Radar Meteorológico: *nowcasting*, previsão por conjunto e aplicações hidrológicas

Conforme retratado nos subcapítulos anteriores, que as inundações bruscas tendem a ocorrer no mesmo horizonte espaço-temporal que as tempestades convectivas, muitos

estudos demonstram que, para prever sua ocorrência com tempo hábil, é necessário utilizar métodos de previsão de curto prazo da sua principal deflagradora: a chuva. Esta dissertação, portanto, não está focada em abordar as incertezas da estimativa da chuva em diagnóstico (ou campos de chuva do radar - QPE), mas sim a variabilidade da sua quantificação nas previsões de curto prazo, denominada de *Quantitative Preciptation Nowcasts* (QPN). O uso operacional do *nowcasting* nos radares se iniciou no meio da década de 70 (BROWNING, 1980) e neste subcapítulo serão destacadas algumas de suas metodologias para aplicações hidrológicas.

O conceito de extrapolação dos ecos de radar para a predição de curto prazo da precipitação foi proposto por Ligda (1951). Porém, artigos de maiores repercussões foram publicados por Russo and Bowne (1962), Kessler and Russo (1963), Kessler (1966) e Wilson (1966) ao explorem o uso estatístico de correlação cruzada *(cross-correlation)* para diagnosticar a melhor previsão do padrão de eco. Assim sendo, o método aplicado nesta dissertação (subcapítulo 3.3) foi inicialmente abordado por Wilson (1966), que se utilizou do coeficiente de correlação cruzada entre duas imagens de radar passadas, como indicador do desenvolvimento do padrão das tempestades no tempo futuro.

Duas conclusões importantes foram tiradas desses primeiros estudos. A primeira delas foi a correlação positiva entre a previsibilidade das características de precipitação e seu tamanho: grandes extensões de precipitação tendem a ser melhores previstas do que pequenas tempestades. A segunda conclusão é um complemento da primeira: as chuvas de pequena escala são geralmente de curta duração, tipicamente com algumas dezenas de minutos. Essas descobertas são consistentes com as investigações iniciais sobre as propriedades multi escala da atmosfera e os limites associados à previsibilidade atmosférica (LORENZ, 1963; LORENZ, 1973).

Na década de 1970 iniciou-se o desenvolvimento de algoritmos baseados em correlação cruzada para ambiente operacional. Zawadzki (1973) elaborou um dispositivo óptico para medir as propriedades estatísticas espaço-temporais dos campos de precipitação inferidos por radar. Austin and Bellon (1974) avaliaram um sistema automatizado de padrões para a precipitação instantânea com até 3 horas de antecedência . Eles concluíram que o alcance útil dos seus métodos variou em função da natureza e extensão da precipitação. No entanto, esta abordagem mostrou-se consistentemente hábil até uma hora antes em diversos eventos.

Bellon and Austin (1978) analisaram o desempenho operacional deste esquema, conhecido como SHARP (Previsão de Radar Automatizada de Curto Prazo), com dois

anos de dados. A experiência adquirida permitiu o aprimoramento subsequente do seu método de correlação cruzada para possibilitar o rastreamento independente de ecos diferentes (AUSTIN; BELLON, 1982), usando um campo de movimento de nove vetores. Rinehart (1981) descreve uma abordagem de correlação cruzada semelhante a vários vetores para determinar e extrapolar o movimento de tempestades individuais dentro de um sistema multi-tempestade.

Aproximadamente metade do erro total de previsão na primeira hora é devido a erros nas análises de precipitação derivadas do radar (BELLON; AUSTIN, 1984; FABRY; SEED, 2009). Isso ocorre porque os erros de estimativa de precipitação de radar, decorrentes de variações para converter a refletividade de radar observada em chuvas, possuem correlações significativas em cerca de uma hora no tempo (LEE et al., 2007) e dezenas de quilômetros no espaço (VELASCO-FORERO et al., 2009; YEUNG et al., 2011).

Um reconhecimento crescente da necessidade de explicar e comunicar essa incerteza da previsão meteorológica (MURPHY; CARTER, 1980; KRZYSZTOFOWICZ, 1983), particularmente em relação à precipitação, levou ao desenvolvimento de técnicas de alcance para a precipitação probabilística. Andersson and Ivarsson (1991) avaliaram um esquema baseado na advecção em que a probabilidade de precipitação em um local determinado é estimada a partir da distribuição de precipitação em um bairro que o circunda (veja também Schmid et al. (2000)). Esta abordagem é responsável pelo impacto de erros de extrapolação na localização da precipitação advectada. Outros autores adotaram abordagens semelhantes. Por exemplo, Germann and Zawadzki (2004) usaram um método local lagrangeano para produzir exemplos de extrapolação probabilística.

Norman et al. (2010) implementaram vários geradores de conjuntos de radar e compararam seu desempenho em uma seleção de eventos de estudo de caso usando pluviômetros. De maneira semelhante, Pierce et al. (2011) integraram geradores de conjuntos para produzir análises da taxa de precipitação superficial baseadas em radar para entrada do sistema operacional *Short Term Ensemble Prediction System* (STEPS). Os resultados de verificação demonstraram que a contabilização de erros de QPE melhorou as previsões em conjunto na primeira hora do *nowcasting*.

Desta maneira, as novas técnicas da previsão de curto prazo em abordagem probabilística da precipitação podem ser de grande valor também na previsão de inundações bruscas, porque estendem o tempo hábil dos alertas antecipados de risco. A previsão de chuvas futuras são essenciais para a previsão de inundações bruscas, pois o

tempo entre a precipitação atingir o solo e as inundações consequentes é muito curto (GOLDING, 2009).

Vários estudos examinaram o impacto da resolução espacial e temporal de observações remotas de precipitação no desempenho de modelos hidrológico (KRAJEWSKI et al., 1991; PESSOA et al., 1993; OBLED et al., 1994; BALL, 1994; FAURèS et al., 1995; CARPENTER et al., 2001). Embora muitos autores tenham avaliado o impacto dos algoritmos de QPE sobre a utilidade do radar para a previsão hidrológica, houve poucas investigações sobre os benefícios das precipitações por sensores remotos em modo prognóstico. Cluckie and Owens (1987) compararam o desempenho das previsões de vazões feitas usando um modelo de função de transferência linear e extrapolação de radar no FRONTIERS (BROWNING, 1980) contra previsões de vazões semelhantes feitas com a precipitação média passada e uma hipótese de não haver mais chuva. Na maioria dos casos, eles descobriram que as previsões hidrológicas baseadas no *nowcasting* superaram as expectativas, mostrando limitações em raras situações.

Sharif et al. (2006) explorou o potencial do *Auto-Nowcaster* do Centro Nacional de Pesquisa Atmosférica (NCAR) dos EUA para precisão das previsões hidrológicas feitas com um modelo hidrológico fisicamente baseado e distribuído. Os resultados confirmaram que o uso de precipitação por *nowcasting* pode melhorar significativamente o alerta de inundações nas bacias hidrográficas urbanas, mesmo no caso de eventos de curta duração em pequenas bacias hidrográficas. Conclusões semelhantes foram desenhadas por Vivoni et al. (2006) em relação a um conjunto de pequenas bacias hidrográficas em Oklahoma, neste caso, usando exemplos de extrapolação baseados em NEXRAD e também com um modelo hidrológico distribuído.

Em suma, o que todas estas pesquisas quiseram demonstrar é que ainda existem limitantes nas previsões de chuva em diversas escalas espaço-temporais. É pretendido também através desta dissertação, agregar esforços para avaliação e diminuição das incertezas de previsões meteorológicas e hidrológicas em curto prazo temporal, o que ainda é pouco explorado no Brasil.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de Estudo

O Rio Bengalas é formado pelas sub-bacias dos rios Santo Antônio, Cônego e Córrego D'Antas. A bacia é caracterizada por topografia muito acidentada e, consequentemente, trechos com declividade acentuada. As sinuosidades naturais foram praticamente eliminadas com a retificação do curso d'água no trecho urbano (COPPETEC, 2014). O rio percorre 14 km, em cerca de 190 km^2, entre os distritos de Nova Friburgo, Conselheiro Paulino e Riograndina, até desaguar no Rio Grande, próximo do limite com o município de Bom Jardim. O clima regional é do tipo superúmido e mesotérmico na classificação de THORNTHWAITE and MATHER (1955), correspondendo à designação Cfb, de Köppen, com precipitação média anual variando entre 2500 a 2800 mm (BERNARDES, 1952).

3.1.1 Eventos de Inundação Brusca

Os quatro eventos de chuva que compõem as análises das metodologias desta dissertação foram selecionados com base na disponibilidade dos dados hidrológicos da estação Conselheiro Paulino (Figura 3.2). Os eventos de inundação brusca com início nos dias 29/11/2013, 12/04/2014, 27/09/2014 e 02/01/2015, também foram escolhidos com base nos dados de refletividade do radar Pico do Couto (Figura 3.2). A ideia era atribuir os fenômenos de inundação brusca considerando as ocasiões que o nível medido pela estação telemétrica ultrapassou a cota de transbordamento da mesma, caracterizando um extravasamento da água na calha normal do Rio Bengalas.

As análises sinóticas publicadas pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC-INPE) associaram dois dos eventos de chuva, com início ao dia 12/04/2014 e 02/01/2015, a passagens de frentes frias sobre o estado do Rio de Janeiro. As cartas de superfície apresentadas na (Figura 3.1), também demonstram que os eventos com início em 29/11/2013 e 27/09/2014 foram relacionados à instabilidade local sobre a região de estudo, com provável formação de sistemas convectivos. Isto demonstra a variabilidade da origem da precipitação em território nacional e sua relação com os subsequentes eventos de inundação brusca.

Figura 3.1 - Cartas Sinóticas de superfície publicadas pelo CPTEC para 01/12/2013 (acima à esquerda), 13/04/2014 (acima a direita), 29/09/2014 (abaixo a esquerda), 05/01/2015 (abaixo a direita)

Fonte: CPTEC-INPE

3.1.2 Rede observacional

O Radar meteorológico Pico do Couto foi instalado no município de Petrópolis, Estado do Rio de Janeiro, na década de 90 e continua atualmente em operação pelo Departamento de Controle Aéreo Brasileiro (DECEA), em sua recente configuração

provendo campos de refletividade a cada 10 minutos. Apesar do radar doppler WSR-88D ser atualmente considerado um protótipo antigo, em relação aos novos radares de dupla polarização instalados no Brasil, sua localização precisa permite uma cobertura completa do estado do Rio de Janeiro, viabilizando condições eficientes de monitoramento, inclusive para a região serrana fluminense. Situado em 43.2972°O e 22.4643°S, a 1760 metros de altura, as varreduras do radar Pico do Couto permitem pouca interferência do sinal eletromagnético devido ao terreno montanhoso no entorno. Neste estudo serão utilizados todos os dados no raio de influência quantitativa do radar (250km), em uma resolução horizontal de aproximadamente 1 km, estruturado, portanto, em matrizes de 500 linhas por 500 colunas. Algumas especificações técnicas sobre o radar Pico do Couto podem ser encontradas na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Especificações técnicas do Radar Pico do Couto

Especificações do Radar	**Banda S**
Frequência	2.7 a 2.9 GHz
Comprimento de Onda	10.9 cm
Potencia	850 kW
Alcance Máximo	400 km
Alcance Quantitativo	250 km
Resolução do Alcance	500 m
Resolução Angular	1 grau
Largura de feixe	2 graus
Resolução do dado	Z, uZ, V e W
Rotação	18 graus/segundo
Elevação das Varreduras	0.5, 1.0, 1.9, 2.9, 3.9, 4.9, 5.9, 6.9, 7.9, 8.9, 9.9, 12, 14, 16 e 18 graus

Na Figura 3.2 além do raio de cobertura do radar são apresentadas as localizações dos pluviômetros que compõem a rede de monitoramento automático de precipitação no estado do Rio de Janeiro, utilizadas neste estudo. No total são 281 estações pluviométricas que transmitem dados sub-horários, no mínimo a cada 15 minutos, em operação pelo Instituto Estadual do Meio Ambiente do Rio de Janeiro (INEA) e Cemaden. Esta rede pluviométrica automática, que permite uma resolução temporal dos dados compatíveis ao estudo e monitoramento de tempestades, começou a ser consolidada em 2013 com o financiamento do Plano Nacional de Redução do Risco a Desastres Naturais (PNRRDN). As estações estão situadas em áreas estratégicas suscetíveis a desastres hidrometeorológicos, como inundações e movimentos de

massa, que são deflagrados após intensas precipitações ou grande valores acumulados. Ambas as informações de precipitação, proveniente de estações pluviométricas e radar meteorológico, foram extraídos do banco de dados do Cemaden, que abriga hoje um dos mais completos bancos de dados de precipitação em alta resolução do país. Para as simulações hidrológicas os pluviômetros foram interpolados na mesma grade de resolução espacial do modelo (250 metros) pelo método *universal kriging*.

Figura 3.2 - Raio de varredura do radar Pico do Couto (400km – laranja), estações pluviométricas automáticas (pontos verdes) sobre o estado do Rio de Janeiro com modelo digital de elevação (DEM) SRTM - resolução espacial de 250m. Estações hidrológicas no INEA (pontos em laranja), com evidencia (circulo vermelho) na estação Conselheiro Paulino.

Fonte: Produção próprio autor

Os dados dos pluviômetros foram acumulados a cada 30 minutos a partir do início de cada evento chuvoso. Vale ressaltar que o numero de pluviômetros em funcionamento

disponíveis para as análises são diferentes em cada caso estudado. Para minimizar os efeitos de dados faltantes, só foram considerados pluviômetros que apresentaram medições em mais de 90% do total de passos de tempo. Os eventos são nomeados durante o texto de acordo com a data de início das análises. Na Tabela 3.2. são descritos os passos de tempo de cada evento extremo analisado bem como o numero de pluviômetros disponíveis para a grade total do radar (500x500) e para a grade menor de avaliação do SAMPO-TBM (150 x150), que será melhor descrito no subcapítulo 3.5. Todos os horários citados no texto estão em UTC.

Tabela 3.2 - Descrição dos eventos analisados.

Evento	**Data de início e Término**	**Passos de Tempo (30min cada)**	**Número de Pluviômetros disponíveis (grade total)**	**Número de Pluviômetros disponíveis (grade TBM)**
1	00:00 29/11/2013 – 23:30 02/12/2013	192	61	41
2	00:00 12/04/2014 – 23:30 15/04/2014	192	80	55
3	00:00 27/09/2014 – 23:30 30/09/2014	192	59	42
4	00:00 02/01/2015 – 23:30 05/01/2015	192	51	32

Uma das maiores dificuldades nas simulações hidrológicas sub-diárias em modelos fisicamente baseados no Brasil, é a quase ausência de dados de vazão nesta escala temporal. As estações hidrológicas do INEA, como em muitas outras redes telemétricas de monitoramento, não possuem curva-chave, a equação que relaciona o nível da estação com a vazão ou descarga no ponto de drenagem. Por isso, neste trabalho as vazões ditas como observadas foram ajustadas a partir da curva-chave de uma estação convencional da ANA (Conselheiro Paulino- 58832000). A estação convencional se encontra a poucos metros à jusante da estação telemétrica. De acordo com o banco de dados *hidroweb* a estação da ANA 58832000 possui 170km^2 de área de drenagem, e a área modelada nesta dissertação no ponto da estação do INEA possui 168.5 km^2, isso resulta em uma diferença de menos de 1.17%. Esta pode ser uma alternativa para aquisição de dados de descarga compatíveis com a escala temporal de fenômenos como as inundações bruscas. Pela formula de Kirpich, o tempo de concentração da bacia é estimado em 1 hora e 40 minutos. O extravasamento do

nível do rio (4 metros) foi então associado uma vazão de extravasamento, que de acordo com a curva-chave (Figura 3.3) é de 24.13 m^3/s. Os níveis de perigo podem ser diferenciados pelas cores entre as classes de vazão: acima de 24.13 m^3/s perigo muito alto (vermelho), entre 19.95 m^3/s e 24.13 m^3/s perigo alto (laranja), entre 9.97 m^3/s e 19.95 m^3/s perigo médio, menor que 9.97 m^3/s perigo baixo. Os níveis também serão referenciados no texto como a vazão de extravasamento (vermelho-Qalto), atenção (laranja - Qmedio) e vigilância (amarelo -Qbaixo). Os dois últimos foram atribuídos arbitrariamente para avaliação das simulações hidrológicas, porém o nível de transbordamento da estação é de comum conhecimento técnico entre o INEA e a Defesa Civil local.

Figura 3.3 - Curva-Chave estação 58832000 adaptada para transformação de dados de nível (m) em vazão (m^3/s)

Fonte: Produção próprio autor

3.2 Metodologia para estimativa espaço-temporal da chuva

Atualmente no Cemaden as estimativas de chuva por radares são geradas com a suposição de representarem a camada de chuva mais próxima da superfície *(Surface Rainfall Intensity - SRI)*. Essa metodologia elabora os campos de chuva considerando a topografia do terreno no raio de alcance do radar meteorológico. Ao contrario de algumas estimativas de chuva que atribuem as refletividades em um angulo de elevação (PPI) ou altura constante (CAPPI) o SRI agrega a informação de diferentes ângulos de elevação, em alturas variáveis. O modelo digital de elevação do *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) com 250 metros de resolução horizontal descreve a orografia que permite classificar as áreas onde dado do radar pode ser considerado invalido devido à interferência do pulso eletromagnético no terreno. De acordo com o algoritmo, a estimativa da chuva é realizada a partir de duas alturas fixas, neste caso do radar do Pico do Couto entre 500 metros e 5 km acima do radar. Os dados de refletividade são interpolados entre os campos com diferentes ângulos de elevação (PPI) que formam o nível do SRI (Figura 3.4). Após o estabelecimento do campo de refletividade no nível SRI são aplicadas duas relações Z-R (Equação 3.1) para estimar a precipitação no domínio radial do radar. O ajuste dessas relações refletividade-chuva parte da classificação de chuvas convectivas e estratiformes por Steiner et al. (1995), Biggerstaff and Listemaa (2000). O algoritmo se baseia no dado volumétrico da refletividade aplicado à diferentes índices da relação Z-R, dependo da altura da varredura. Até o momento, nenhum tipo de correção é realizado após a estimativa da precipitação no nível SRI pela relação Z-R. Para compatibilidade com os dados de precipitação das estações pluviométricas, as estimativas de chuva por radar também seguem o acumulo em milímetros a cada 30 minutos.

$$Z = a.R^b \tag{3.1}$$

Onde, Z é a refletividade (Dbz), R a taxa de chuva (mm/h), a e b coeficientes de ajuste.

Figura 3.4 - Representação do nível SRI (linha em vermelho) a partir dos ângulos de elevação do radar entre duas alturas fixas.

Fonte: Adaptado de SELEX (2012)

3.3 Previsão em curto prazo por *cross-correlation*

O método de prognóstico dos campos de chuva utiliza uma técnica conhecida como *"cross correlation"* (correlação cruzada) para estimar as áreas futuras de precipitação baseando-se no movimento das células convectivas, entre uma imagem no tempo passado e outra no presente. Os algoritmos de *tracking* geralmente dividem uma grade cartesiana de reflectividade do radar ou taxa de chuva em uma série e, em seguida, encontram a advecção da grade que maximiza a correlação cruzada (ou alguma outra medida em similaridade) entre etapas de tempo sucessivas nos dados. O vetor de advecção média para cada grade contendo chuva é então calculado aplicando alguma forma de restrição para minimizar a divergência dos vetores resultantes. No método aplicado nesta dissertação, em principio, toda a imagem é correlacionada em uma resolução reduzida a fim de determinar o movimento global dos sistemas precipitantes. As áreas de chuva são delimitadas utilizando a metodologia de *Smart Segmentation*, que localiza os centroides $\vec{C}$ da precipitação baseando-se em limiares dinâmicos de acordo com os valores máximos e mínimos da chuva em cada imagem (Equação 3.2).

$$\vec{C} = \frac{\int_A w(\vec{r}).\vec{r}.da}{\int_A w(\vec{r}).da} \tag{3.2}$$

Onde, $\int_A(...)$ exemplifica a integração em duas dimensões em uma célula de área A. A função de proporção $w(\vec{r})$ é correspondente a diferença do valor e o limiar dinâmico pré-estabelecido. Depois de delimitado cada centroide, as áreas de chuva são correlacionadas nas duas imagens, tanto em *forward*, do tempo passado para o presente, como em *backward*, do presente para o passado. O movimento das áreas é estimado pelos vetores que identificam a correlação do movimento nas duas imagens. Neste caso, cada área de chuva tem sua direção de movimento prescrito na posição dos centroides nos tempos presente e passado. A posição dos centroides φ_i e seu movimento u_i são utilizados para calcular o posicionamento das áreas de precipitação π_i com sua incerteza do direcionamento R_{ij} em cada passo de tempo (Equação 3.3), considerando a variação entre os tempos $\Delta t = t_0 - t_{-1}$.

$$R_{ij} = R_o + a.u_i.\Delta t + b\frac{r_i + r_j}{2} \tag{3.3}$$

Onde R_o, a e b são constantes modificáveis no algoritmo. No caso do Radar Pico do couto a incerteza inicial R_o é tomada como 3 km com os fatores de ponderação $a = 0.3$ e $b = 1$. As variáveis r_i e r_j descrevem o raio equivalente das células de precipitação no tempo passado e presente respectivamente.

Se nos campos de chuva projetados, o raio de influencia de algumas células indicarem o posicionamento futuro para uma mesma região as células podem se unir, ou no caso contrario se dividir. O método é capaz de representar os processos de acoplamento e separação de núcleos de chuva, que por vezes ocorrem na dinâmica da atmosfera. Isso é descrito pela Equação 3.4, onde a expressão $||(...)||$ indica a distancia horizontal .

$$||\varphi_i - \pi_i|| > R_{ij} \tag{3.4}$$

Com isso, o método de *tracking* e projeção do campo de chuva por *cross-correlation* também considera seu potencial de expansão ou diminuição das áreas precipitantes. Os vetores de movimento são, portanto o resultado da busca pela maior correlação entre as áreas de precipitação em as duas imagens de tempos diferentes, como menci-

onado anteriormente tanto em *forward* como em *backward*. Mais informações sobre o método de projeção podem ser encontrados no manual do usuário do *software* Rainbow 5 (SELEX, 2012).

3.4 Ensemble por *time-lagged*

Uma série de técnicas foi desenvolvida para reduzir os erros de *nowcasting* com o objetivo de produzir produtos de precipitação probabilística. Um dos métodos mais simples consiste em combinar previsões determinísticas de horizontes passados usando técnicas semelhantes de pós-processamento de modelos numéricos atmosféricos (MITTERMAIER, 2007). Nesta dissertação estão sendo combinados os *time-steps* do tempo presente, com as previsões realizadas de 30, 60, 90 e 120 antes do tempo presente. Assim, são prognosticados também em 5 horizontes temporais de previsão: a combinação para o tempo presente, para 30, 60, 90 e 120 minutos à frente do tempo presente.

Para exemplificar melhor como são compostos os conjuntos de precipitação para cada horizonte temporal de previsão, o diagrama na Figura 3.5, utiliza como representação uma previsão para as 10:00 a.m. (t+120 min) com o tempo presente (t=0) as 8:00 a.m.

Figura 3.5 - Representação do método de time-lagged para uma previsão com início as 8:00 para as 10:00

Fonte: Produção próprio autor

As caixas em vermelho indicam a previsão determinística no *nowcasting* com início as 8:00 para as 10:00 horas. No caso de compor campos de previsões passadas para novos cenários de precipitação, no tempo t=0 atual existem 5 alternativas possíveis: o observado pelo radar (as 8:00), e os previstos com 30, 60, 90 e 120 minutos atrás, ou seja, os previstos as 7:30, 7:00, 6:30 e 6:00 para as 8:00 (hora atual). Como estamos fixando neste estudo a utilização dos horizontes até 120 minutos, para a previsão t+30, que seria as 8:30 (30 minutos a mais que o horário atual), teríamos a previsão realizada no tempo presente (as 8:00) para as 8:30, e as previsões de 7:30 para 8:30, 7:00 para 8:30 e 6:30 para 8:00. E assim sucessivamente até uma única previsão para 120 minutos após o horário atual, que foi iniciada no tempo presente (8:00). Os ensembles são gerados a partir das combinações das possibilidades para o tempo atual (t=0) e as previsões no tempo futuro (t+30, t+60, t+90 e t+120). Cada horizonte de previsão, portanto, tem um numero diferente de combinações, ou aqui nesta dissertação que serão os membros dos ensembles. No horário atual existem 5 campos que descrevem o presente, por isso, são 5 membros para o horizonte t=0. Para um horizonte de previsão de t+30, existem 20 membros (5 possibilidades do presente t=0 e mais 4 possibilidades de t+30). Em t+60 existem 60 possibilidades (5 de t=0, com 4 de t+30 e 3 de t+60). E para o horizonte de previsão de t+90 e t+120 existem 120 membros.

No médodo SWIRLS, por exemplo, também para *ensemble* de extrapolação de radares, cada membro do conjunto de *time-lagged* é atribuído um peso em função do horizonte de previsão (WANG, 2009). Nesta dissertação avaliamos as previsões sem correções ou fatores multiplicativos, com o intuito de mostrar primeiramente as incertezas relacionadas às puras combinações. Porém metodologias mais complexas podem ser encontradas, como Kim et al. (2017), que utilizam modelos de erros para atribuir maiores graus de confiabilidade às previsões com inicializações mais próximas do presente, visto as incertezas das extrapolações já mencionadas no subcapítulo 2.3.

3.5 Ensemble geoestatístico: SAMPO-Tuning Band Method

O algorítimo *Simulateur Amélioré, à Meso-échelle, des Précipitations et de leur Occurrences - Turning Band Method* (Simulador para melhora da precipitação em mesoescala e suas ocorrências - SAMPO-TBM), proposto para ser aplicado nesta dissertação, é embasado em simulações geoestatísticas de três dimensões, que acompanham as estruturas dos campos observados no espaço e no tempo, a fim de reproduzir ensembles de precipitação (ISAAKS; SRIVASTAVA, 1990; BRAS; RODRIGUEZ-ITURBE,

1994)). Leblois and Creutin (2013) propuseram uma adaptação do tradicional 3D TBM (MANTOGLOU; WILSON, 1982) para gerar os indeterminados ensembles de chuva considerando a advecção dos campos de precipitação do radar meteorológico. A ideia de introduzir a advecção no calculo dos ensembles é pressuposto pela própria dinâmica da atmosfera, já que a advecção se torna fundamental para o controle da atividade convectiva. Como também indicado pelos autores, a terceira dimensão z pode ser usada como uma dimensão temporal t, assumindo que o sistema precipitante é estatisticamente estacionário no espaço e no tempo, dada a própria anisotropia. Ou seja, anisotropia temporal é considerada pela parametrização da advecção dos campos de chuva, ela incorpora a velocidade. Isso é necessário para descrever o movimento da precipitação nas simulações 3D do TBM.

Basicamente, os campos aleatórios simulados seguem dois preceitos estatísticos, os condicionais e os incondicionais. A parte condicional do TBM é baseada na substituição residual da interpolação *kriging* pela cadeia de Markov Monte Carlo (MCMC). No campo incondicional os valores simulados são forçados a casar integralmente para reproduzirem os variogramas das estruturas espaço temporais. Assim, O TBM replica a chuva no espaço (x, y) e no tempo (z) usando o próprio variograma espaço temporal, que considera a distribuição da precipitação observada, tornando-se capaz de retratar os campos aleatórios homogeneamente e isotopicamente gaussianos. Os dois campos independentes que compõem a representação do total de chuva são, portanto um indicador intermitente (chuva e não chuva) e um campo com distribuição de precipitação não nula (NZR).

Como descrito pelo autor, é sabido que a distribuição de Gauss não é totalmente adequada para distribuição de chuvas ocasionais, especialmente porque é uma distribuição simétrica em relação à sua média. Portanto, as leis que consideram assimetria positiva são mais adequadas para as chuvas, incluindo campos espaciais de curta duração temporal. Na simulação geoestatística do SAMPO-TBM, uma transformação anamórfica na forma gaussiana é necessária para representar a variabilidade espacial da chuva. A anamorfose é definida como uma transformação não linear que afeta as propriedades estatísticas da variável considerada, expressando a variável aleatória de qualquer função distribuição de probabilidade da lei de Gauss. Mais detalhes da metodologia do SAMPO-TBM são mostrados em (LEBLOIS; CREUTIN, 2013).

A formulação geral para conceber dos campos intermitentes de precipitação R_I, a serem aplicados nessa dissertação, serão seguidos pela Equação 3.5:

$$R_I(X_E, t) = \varphi(Y_R(X_L, t.U_R))1_{Y_I(x_L, t.U_I) \geq \lambda} \tag{3.5}$$

Onde Y_r e Y_I são as suas funções gaussianas independentes usadas para representar o NZR e a intermitência da chuva através da advecção U_R e U_I, junto com sua respectiva dinâmica. φ representa a distorção da distribuição assimétrica das funções. λ caracteriza a fração de intermitência. A combinação das coordenadas X_L lagrangeano e X_E Euleriano traduz o direcionamento da advecção.

O TBM considera que os campos cinemáticos de chuva são resultantes da advecção, em espaço lagranegano, dos processos estocásticos que produzem precipitação. De um ponto de vista meteorológico, é assumido que a atividade convectiva que produz a chuva é independente do campo de vento horizontal que advecta a precipitação. Em pratica, a chuva lagrangeana apresenta uma estrutura no tempo que se correlaciona espacialmente como uma aproximação de Taylor. A advecção $U(x, t)$ depende da localização x com $x = (x, y)$ e do tempo t, com componentes $u(x, t)$ e $v(x, t)$ ao longo dos eixos O_x e O_y, respectivamente. A observação eureliana pode ser descrita em qualquer tempo, integrada pela equação $dx/u = dy/v$. A observação Lagrangeana segue a partícula não inercial (x_o, t_o) passando pela localização x_o no tempo t_o. No tempo t_1, alcançara a localização x_1 como segue a Equação 3.6:

$$X_1 = X_0 + \int_{t_0}^{t_1} U(X_t, t).dt \tag{3.6}$$

Para exemplificar melhor a relação dos pontos com as projeções eurelianas e lagrangeanas, podemos observar a Figura 3.6. A ilustração demonstra a trajetória 3D da advecção, onde o eixo do tempo é representado pelas linhas verticais orientadas para cima (preto), e o plano geográfico horizontal é desenhado em perspectiva (azul), com seus respectivos campos de advecção (em vermelho). O esquema (a) é o espaço entendido pela observação Eureliana, com o ponto fixo XE. Os esquemas (b) e (c) mostram, respectivamente, o fluxo linear de esquerda para direita, e um fluxo circular, anti-horário. As observação lagrangeanas irão se movimentar a partir do campo e advecção (representado em vermelho) .

Figura 3.6 - Mudanças dos pontos a partir da grades eureliana (a) e lagrangeana (b e c).

Fonte: Modificado de Leblois e Creutin (2013)

As simulações dos campos de chuva sequenciais satisfazem três principais propriedades estatísticas dos campos observados: (i) a distribuição e a estrutura espacial e temporal da chuva não zero (PNN), (ii) a estrutura espacial tempo de chuva indicador/sem chuva e (iii) movimentos dos campos de chuva, aqui tomado pela advecção média do campo total, representado pela velocidade média e direção da precipitação, que são uniformes e constantes ao longo do evento (LEBLOIS; CREUTIN, 2013; CREUTIN et al., 2015).

Em resumo, como descrito por Caseri (2017), o SAMPO-TBM é caracterizado por nove parâmetros, além dos dados a serem utilizados para a simulação condicional:

(1) Três parâmetros que caracterizam a intermitência: - a percentagem de zero (Pz), distância (lind) e tempo (tind) de correlação entre as sequencias dos campos, definido pelo modelo variograma espacial-temporal do indicador.

(2) Quatro parâmetros que definem a zona de chuva diferente de zero: a distância (LPNN), correlação tempo (TPNN) da chuva diferente de zero, que são definidas pelo modelo de variograma espaço-temporal das chuvas diferente de zero, média (MPNN) e desvio padrão (sPNN) da distribuição de precipitação não nula.

(3) Os dois parâmetros que definem os campos advecção como um todo: a velocidade e direção do vento.

Portanto, sob esta óptica, para esta dissertação as parametrizações do SAMPO-TBM foram adaptadas para extrair melhor uso das estimativas de chuva por radar

meteorológico, porém utilizando como pontos de condicionamento o *nowcasting* do radar meteorológico. O modelo espaço temporal (os variogramas exponenciais para NZR e intermitência), o percentual de não chuva, e a direção e velocidade dos campos foram estimados utilizando os campos de acumulados de chuva de 30 minutos do *nowcasting* por *cross-correlation* do Radar Pico do Couto, no Rio de Janeiro. A distribuição de NZR (média e desvio padrão da precipitação) foi calculada usando 30 pontos de condicionamento das previsões determinísticas 120 minutos antes das inundações bruscas nos casos escolhidos para esta dissertação (Figura 3.7).

Dessa maneira, foi testado pela primeira vez na literatura do SAMPO-TBM, o condicionamento e estrutura da chuva através do *nowcasting* do radar meteorológico, para então gerar 120 membros de precipitação por conjunto antes da ocorrência das inundações bruscas. A principal contribuição cientifica deste trabalho na avaliação do SAMPO-TBM seria então aplicar suas realizações geradas por dados de extrapolações da precipitação pela metodologia de *cross-correlation* descrita no capítulo anterior. O que traz em questionamento a tentativa de melhorar as extrapolações (previsões de curto prazo) por radar seria a persistência da baixa confiabilidade, até o momento, em quantificar a precipitação em horizontes de tempo futuro, descritas no capítulo 3.4.

Os pontos de condicionamento do *nowcasting* foram extraídos de uma grade de 150 x 150 (Figura 3.7). Quatro dos 30 pontos de condicionamento estão dentro da bacia urbana do Rio Bengalas. Para avaliação da chuva dos *ensembles* do SAMPO-TBM foram considerados os pontos de pluviômetros dentro da grade de simulação. A avaliação foi feita entre os acumulados do radar em diagnóstico para estes pontos e os 120 membros. O número de pontos de pluviômetros também varia de acordo com os eventos de inundação brusca (Tabela 3.2) e sua representação pode ser visualizada na Figura 3.7.

Figura 3.7 - Pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM (vermelho) e pontos para avaliação (azuis) para os eventos de inundação brusca.

Fonte: Produção próprio autor

3.6 Modelo Hidrológico Distribuído (MHD)

As inundações bruscas representam um grande desafio em termos de diagnóstico e prognóstico, pois não são causadas simplesmente por fenômenos meteorológicos. A sua ocorrência é deflagrada quando existem juntamente condições meteorológicas e hidrológicas específicas. Como visto nos capítulos anteriores, embora a precipitação intensa seja um fator comum e importante, a chuva em alguma determinada quan-

tidade e duração pode ou não resultar em uma inundação brusca, dependendo das características hidrológicas da bacia onde a precipitação se incide. O que os modelos hidrológicos fazem é tentar retratar as variáveis físicas das duas condicionantes, a fim de antecipar a análise dos cenários hidrológicos que podem estar correlacionados com as inundações bruscas. Ou seja, diagnosticar e prever quais seriam as precipitações, níveis, cotas ou vazões que causariam transbordamento em certos pontos de drenagem.

O Modelo Hidrológico Distribuído (MHD), escolhido nesta dissertação para arcabouço nas análises de susceptibilidade as inundações bruscas, é classificado como fisicamente-baseado, pois as equações agregadas ao modelo descrevem o comportamento físico das variáveis presentes no ciclo hidrológico. Sua formulação e estrutura principal são derivadas do Modelo de Grandes Bacias (MGB) do Instituto de Pesquisas Hidráulicas (IPH), adotando toda representatividade do balanço hídrico (COLLISCHONN, 2001), porém com modificações nas rotinas de evapotranspiração e separação de fluxos pelo INPE (RODRIGUEZ, 2011; JUNIOR et al., 2014). Nesta hipótese, estamos simulando as variáveis de entrada, como chuva efetiva para o escoamento, assim como as variáveis de saída, como a evapotranspiração da superfície. A característica distribuída permite executar as simulações em grade com espaçamento regular, similar aos modelos atmosféricos. Por isso, o MHD se porta como um modelo versátil, com capacidade de aplicação para estudos de processos hidrológicos em grande escala (JUNIOR et al., 2014) tanto quanto aplicações operacionais para inundações bruscas em microbacias (BACELAR et al., 2014; BACELAR et al., 2013). As etapas para elaboração dos dados de entrada do modelo podem ser observadas no fluxograma apresentados na Figura 3.8.

Figura 3.8 - Fluxograma para simulação utilizando o modelo hidrológico.

Fonte: Collischonn (2001)

O item 1 da Figura 3.8 se refere ao mapa topográfico utilizado para gerar os dados de entrada do modelo hidrológico, referentes a direção de propagação do fluxo preferencial. Esses mapas são derivados de cartas altimétricas ou de sensores ativos a bordo de satélites, convertidos para modelos numéricos de terreno (MNT). Nesta dissertação foi utilizado o dado SRTM *(Shuttle Radar Topographic Mission)* com pixels a cada 30 metros (item 3) degradado (upscaled) para a resolução espacial que serão feitas as simulações hidrológicas, ou seja, com espaçamento de grade regular do modelo hidrológico cada 250 metros (item 5). A partir do geoprocessamento realizado pelo software do TerraHidro-INPE (ROSIM et al., 2008) são criadas as direções de fluxos preferenciais de cada pixel (item 6). Após, são criado os dados de área de drenagem de cada pixel (área acumulada em km^2) para finalmente delimitar a bacia que está estudando, no caso o Rio Bengalas no município de Nova Friburgo. A separação por bacia é feita considerando o posto fluviométrico que será utilizado para a etapa de calibração do modelo, neste caso a estação Conselheiro Paulino do INEA, resultando em uma bacia com área de drenagem de aproximadamente 168 km^2. O Item 2 e 3 na Figura 3.8 se refere a classificação de solo e uso do solo a partir dos mapas extraídos por imageamento de satélite, normalmente utilizando uma

composição RGB. Os mapas de classe textural de solos foram derivados da combinação de projetos do SOLTERLAC/ISRIC (USDR) com o RadamBrasil (Embrapa), contando ao todo com mais de 13 mil profiles de amostras de solo. Assim como o mapa de vegetação PROVEG-INPE, que irá compor o quadro de mapas essenciais para construção das unidades hidrológicas utilizadas nesse modelo, também chamado de blocos (Figura 3.9). Em adição foi introduzida o percentual de área urbana para parametrizações de uso do solo, proveniente do banco de dados da prefeitura do Município de Nova Friburgo. Cada célula do modelo está atrelada a um bloco (unidades hidrológicas) que constitui uma porcentagem de solos e cobertura vegetal existentes em média na área daquela célula.

Figura 3.9 - Unidades hidrológicas ou blocos para calculo nas células do MHD.

Fonte: Falck (2015)

Na Figura 3.9 está representado o modelo rodado com 3 camadas, considerando o fluxo sub-superficial como a Equação 3.7 (JUNIOR et al., 2014).

$$Q_{sub} = \frac{T_{sub} tan\beta}{\lambda_{\mu}^{\mu}} \left[1 - \frac{S_{max} - S_t}{S_{max}(1-\xi)} \right]^{\mu} = \frac{T_{sub} tan\beta}{\lambda_{\mu}^{\mu}} \left[\frac{S_t - \xi S_{max}}{S_{max}(1-\xi)} \right]^{\mu} \tag{3.7}$$

Para estimar Q_{sub}, a vazão sub-superficial em cada célula em cada ponto de grade do modelo, precisamos dos parâmetros T_{sub} de transmissividade da água na coluna, $tan\beta$, declividade média na célula, S_{max} e S_t valores médios de armazenamento de água no solo máximo da camada e no tempo t, além da sua razão aqui tomada como ξ e a área acumulada (km^2) acima do ponto de grade definido como $\lambda\mu$. A transferência de água entre uma camada e outra, bem como a evapotranspiração é feita pela equação de Penman Monteith, que necessita dos cinco "dados de clima", ou variáveis meteorológicas, descrito no item 8 da Figura 3.8: dados de temperatura média do ar, vento, temperatura do ponto de orvalho, radiação líquida pressão atmosférica. Estes dados foram provenientes do banco de dados Cemaden, que interpolam (via *universal kriging*) informações das estações automáticas no INMET para elaborar campos horários das variáveis para estudos hidrológicos.

Um dos parâmetros mais difíceis de ser estimado é a espessura do solo, neste caso nas três camadas que estamos tratando, que tem influencia direta no quanto de água estará ou não retida no solo, bem como sua capacidade de reter o volume total S_max. Existem pouquíssimas medidas de espessura da camada do solo no Brasil, até porque esse parâmetro é extremamente variável dentro da bacia, além de que essa medição é muito custosa e pontual, mais do que avaliar amostras de solo em laboratório. Por isso, o MHD tem classificação atribuída e a um modelo fisicamente baseado, ele não utiliza a equação diferencial completa de Saint Venant (simplificação hidráulica das equações de Navier Stokes) para simular as vazões, mas aproximações físicas com poucos parâmetros hidráulicos. Existem modelos hidrológicos com dois ou três parâmetros calibráveis, no caso do MHD a tabela disponível em Falck et al. (2016) relaciona dos 10 parâmetros calibráveis do modelo com seus significados físicos (Tabela 3.3).

Calibrar um modelo hidrológico é ajustar os parâmetros físicos variáveis para ele que consiga reproduzir as séries de vazões históricas observadas. Para obter a melhor descrição espacial possível da precipitação dentro da bacia, está sendo proposto que esta calibração seja feita com dados provenientes do radar meteorológico, e não somente a chuva interpolada por pluviômetros, como visto em estudos anteriores. A modelagem hidrológica neste trabalho é uma forma de representar que as inundações bruscas podem ser simuladas ou previstas na bacia urbana de Nova Friburgo, através das metodologias de precipitação por conjunto. Por isso as calibrações foram feitas por evento considerando os dados observados de radar e analisadas posteriormente com os dados de *nowcasting*.

Tabela 3.3 - Lista de parâmetros calibráveis do MHD

Parâmetro	Unidade	Intervalo	Significado Físico
D_1	m	0-10	Espessura da camada de solo superior
D_2	m	0-10	Espessura da camada intermediária
D_3	m	0-10	Espessura da camada inferior
K_{ss}	m dia^-1	0,00031 -36	Condutividade Hidráulica Saturada
α	-	1-10000	Coeficiente de anisotropia
T_{sub}	$m^2 dia^-1$	0,01-100	Transmissividade máxima na camada de solo inferior
ξ	-	0,1	Razão do armazenamento na capacidade de campo e S_{max}
μ	-	0,01-4	Parâmetro que representa a diminuição da transmissividade com a espessura da zona saturada
C_{sup}	dia^-1	0,01-100	Parâmetro de roteamento para fluxo superficial e subsuperficial
C_{sub}	dia^-1	0,001-100	Parametro de roteamento para fluxo base

Os parâmetros de variáveis do modelo hidrológico MHD, listados na Tabela 3.3, foram obtidos utilizando o método de calibração automática via otimização de complexos conjugados, proposto por DUAN et al. (1994). A função objetivo (FOB) que buscou o melhor desempenho estatístico entre as vazões observadas e simuladas, seguiram o critério do coeficiente de determinação (R2), logaritmo do coeficiente de determinação (R2L) e coeficiente de NASH (Nash-Sutcliffe), em uma única formula expressa pela Equação 3.8. Onde O_t é a vazão observada no tempo t, $\bar{O}$ sua média e S_t a vazão simulada. O melhor desempenho se dá quando os valores dos índices das Equações 3.9, 3.10 e 3.11 estão mais próximos de 1. Dentre as funções de ajuste, esta foi a que melhor representou as vazões médias, do início dos eventos, e os picos dos hidrogramas das inundações bruscas analisados nesta dissertação.

$$FOB = 10000 * ((1 - NASH) + (1 - R2) + (1 - R2L)) \tag{3.8}$$

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{t=1}^{n}(S_t - O_t)^2}{\sum_{t=1}^{n}(O_t - \bar{O})^2} \tag{3.9}$$

$$R2 = \frac{\sum_{t=1}^{n}(S_t - \bar{O})^2}{\sum_{t=1}^{n}(O_t - \bar{O})^2} \tag{3.10}$$

$$R2L = \frac{\sum_{t=1}^{n}(logS_t - log\bar{O})^2}{\sum_{t=1}^{n}(logO_t - log\bar{O})^2} \tag{3.11}$$

Neste contexto, pela primeira vezo MHD será o testado para simulações e previsões hidrológicas com 250 m de resolução espacial ao passo de tempo de 30 minutos. Até então alguns estudos com resoluções mais altas com o MHD foram apresentadas por (BACELAR et al., 2014) e (PAIVA, 2014), com uma grade regular de 1km e passos de tempo de 1 hora. Outros artigos com aplicações do MHD consideram resoluções menores e com passos de tempo diários (CASAGRANDE, 2015; FALCK, 2015; JUNIOR et al., 2014; RODRIGUEZ, 2011). Para avaliar o potencial do modelo em representar as inundações o MHD foi rodado em modo de simulação continua e em modo de previsão. Para as previsões por conjunto de precipitação, o modelo hidrológico foi rodado com dados observados de radar até o instante que inicia suas previsões. Com os ensembles de chuva de *time-lagged*, as previsões foram feitas ao longo de todo o hidrograma de vazão observada, para os horizontes temporais de 30, 60, 90 e 120 minutos. No método de conjuntos de chuva por geoestatística do SAMPO-TBM, as previsões foram avaliadas 2 horas antes do transbordamento dos rios, ou seja, uma avaliação do horizonte de 120 minutos antes das inundações bruscas com inicialização do dado diagnóstico (i.e., tempo presente, observado) do radar.

Outra abordagem inclusa nesta dissertação é o mapeamento espacial das vazões pelo MHD, para consequentemente reproduzir a probabilidade espacial de ocorrência das inundações bruscas. A metodologia se faz com a extrapolação linear da curva-chave (Figura 3.3) para toda a bacia do Rio Bengalas. Os níveis de referencia Qalto, Qmedio e Qbaixo são atribuídos para cada ponto de grade do modelo em função da largura do rio. Ou seja, células com larguras maiores terão valores de Qalto, Qmedio e Qbaixo mais altos. Considerando que a largura máxima do rio na bacia, no ponto de exutório da estação Conselheiro Paulino, é de 23.20 m, temos que:

$$Q_{alto} = L * 1.04 \tag{3.12}$$

$$Q_{medio} = L * 0.86 \tag{3.13}$$

$$Q_{baixo} = L * 0.43 \tag{3.14}$$

Sendo L a largura do rio em metros, que também é estimada pelo modelo em função da área de drenagem (km^2) à montante da célula.

Os mapas de probabilidade de inundação foram construídos portanto, a partir do número de vezes que os membros ultrapassaram as vazões de referencia nos pontos do MHD.

3.7 Avaliação Estatística

Neste estudo foram inicialmente avaliados no subcapítulo 4.1.1, os campos previstos de precipitação em um horizonte temporal de até 2 horas, acumulados a cada 30 minutos. Ou seja, as previsões do acumulado de chuva em 30 minutos para 30, 60, 90 e 120 minutos do instante presente. Com o intuído de dimensionar de maneira quantitativa as previsões de curto prazo pelo método de *cross-correlation*, a tabela de contingencia sugerida por Dixon et al. (1993) será empregada entre os diagnósticos e prognósticos do radar. A capacidade dos prognósticos em prever com precisão a localidade dos acumulados de chuva será avaliada com base nos índices de acerto para os limiares de chuva de pelo menos 1, 5, 10, 20 e 30 milímetros. No caso do mesmo pixel estar em um valor igual ou superior ao limiar, tanto no diagnóstico como no prognostico, é definido como um acerto de sucesso. Uma falha representa um pixel no prognostico que não está igual ou acima do limiar na imagem do diagnóstico. Em um falso alarme, o pixel previsto pelo radar se mostra igual ou superior ao limiar, porém não se confirma na imagem do diagnóstico. Ao computar o numero (n) de ocorrência de sucessos, falhas e falsos alarmes, são calculados os índices de probabilidade de detecção (POD), falso alarme (FAR) e de sucesso crítico (CSI), a partir das equações:

$$POD = \frac{n_{sucesso}}{n_{sucesso} + n_{falhas}} \tag{3.15}$$

$$FAR = \frac{n_{falsoalarme}}{n_{sucesso} + n_{falsoalarme}} \tag{3.16}$$

$$CSI = \frac{n_{sucesso}}{n_{sucesso} + n_{falhas} + n_{falsoalarme}} \tag{3.17}$$

Para avaliar a diferença entre a média de precipitação das estações pluviométricas, o diagnóstico do radar e seus prognósticos para o mesmo ponto, foram escolhidos

três índices estatísticos: erro absoluto médio (MAE), raiz do erro quadrático médio (RMSE) e o bias percentual (PBIAS).

$$MAE = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}|P_i - O_i| \tag{3.18}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)^2} \tag{3.19}$$

$$PBIAS = 100\frac{\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)}{\sum_{i=1}^{N}O_i} \tag{3.20}$$

Em que os valores de chuva média do diagnóstico do radar e dos pluviômetros são tomados como os pontos de observação O_i e comparados com os valores de previsão P_i dos prognósticos do radar para 30, 60, 90 e 120 minutos. O número N da amostra são os tempos dos eventos estudados para as médias espaciais ou o número de pluviômetros para as médias temporais. No caso do MAE e RMSE quanto maiores os valores, maior é o erro entre as observações e as previsões. O PBIAS indica o percentual de subestimação, em caso de valores negativos, ou de superestimação quando os valores são positivos, dos prognósticos de chuva do radar. Por uma limitação da formula, os pontos com valores de séries acumulados observados iguais a zero não foram calculados o PBIAS.

As vazões simuladas pelo MHD também serão avaliadas considerando os índices estatísticos de MAE, RMSE, PBIAS e os descritos no subcapítulo 3.6 (NASH e R2). As estatísticas neste caso foram aplicadas entre as vazões observadas pelo posto fluviométrico de Conselheiro paulino e as respectivas rodadas do MHD em modo de simulação e previsão.

Para avaliar a capacidade das vazões de extravasamento (vermelho - Qalto), atenção (laranja - Qmedio) e vigilância (amarelo –Qbaixo) serem previstas pelo MHD, foi escolhido nesta dissertação o uso do diagrama ROC *(Relative Operative Characteristic)* (FAWCETT, 2006). O índice é constituído a partir da contabilidade dos números de falsos alertas, acerto do alerta, alerta perdido e correto negativo ao longo dos hidrogramas para cada um dos três limiares de vazão pré-estabelecidos. Ou seja, quais seriam os índices de sucesso das previsões para as probabilidades de 0.1 (10%), 0.2, 0.3, 0.4, 0.5, 0.6, 0.7, 0.8 e 0.9 (90%) dos 120 membros (do time-lagged e do

SAMPO-TBM). Nesta dissertação o ROC foi aplicado entre as vazões observadas pelo posto fluviométrico e as previstas pelo modelo hidrológico, nos conjuntos dos membros 2 horas antes do transbordamento.

De acordo com o exemplo do diagrama ROC na Figura 3.10 (CASAGRANDE, 2015), os pontos próximos de A representam previsões com taxas de acertos elevadas, porém, com taxas de falso alarme também altas. Pontos semelhantes ao B representam baixa taxa de falso alarme, mas frequentemente com baixa taxa de acertos. Probabilidades próximas ao ponto C indicariam um resultado muito ruim, abaixo da linha de 50% de índices de certo, ou seja, não existe fiabilidade do modelo para as previsões. Desta maneira, o melhor desempenho do ROC é observado quando a Taxa de Acerto é próxima de um e de Falso Alerta é próxima de zero.

Figura 3.10 - Exemplo de diagrama de ROC.

Fonte: Casagrande (2015)

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Avaliação da Precipitação

4.1.1 Pluviômetros e *Nowcasting*

O intuito deste subcapítulo é investigar e expor algumas das limitações associadas aos dados de estimativa de precipitação por radar, em modo diagnóstico e prognóstico, através da comparação com as medições *in situ* da rede pluviométrica automática.

As Figuras contidas no Anexo A representam os acumulados espaciais totais de precipitação por radar para toda sua área de cobertura e tempo de análise dos eventos estudados. Os acumulados em diagnóstico demonstram a estimativa de chuva observada pelo radar e seus prognósticos pelo método de *cross-correlation* para 30, 60, 90 e 120 minutos. É possível averiguar que visualmente os campos de prognóstico apresentam semelhança em magnitude e posicionamento dos maiores núcleos de acumulados de precipitação, em comparação com o diagnóstico. A precipitação na "borda" do raio do radar sofre mais interferência da metodologia de previsão por extrapolação.

A Figura 4.1 demonstra os resultados do acumulado de chuva a cada 30 minutos, em diagnóstico e prognóstico do radar, entre as 18h30min e 20h30min do dia 13/04/2014. É possível visualizar a diferença entre os núcleos de precipitação previstos e ocorridos dos acumulados em um passo de tempo a cada 30 minutos. Nos prognósticos, a intensidade da chuva é mantida a partir do horário que ocorrem as previsões, no caso 18h30min, como se o campo de chuva fosse deslocado ou extrapolado para os próximos horizontes temporais. No início deste exemplo, a chuva apresenta agrupamentos intensos de atividade convectiva, com isso, a previsão para 120 minutos após se mantém com um conglomerado de núcleos fortes precipitação. Porém as imagens de diagnóstico demonstram que houve uma redução dos acumulados de precipitação a partir das 19h00min para esta área do radar, com a precipitação se deslocando para nordeste.

Se comparados os posicionamentos dos núcleos de chuvas do último horário, às 20:30 horas em diagnóstico, e sua previsão 120 minutos atrás, é detectada uma das limitações da metodologia em inserir um mecanismo para intensificação e desintensificação das células convectivas. Este tipo de análise também é observado em outros métodos que utilizam o *cross-correlation* para prognósticos de dados via sensores remotos.

Germann and Zawadzki (2004) e Seed (2003) avaliaram pelo método de *tracking* TITAN a correlação entre os horizontes temporais de previsão e a escala espacial dos núcleos convectivos. As influencias dos prognósticos com 2 horas de antecedência permanecem até 50 km, ou seja, para prever mais precisamente o deslocamento dos núcleos de chuva com 2 horas de antecedência sua área deve representar em média um domínio de 50 km nas imagens. Neste caso, a dependência escala-temporal aumenta progressivamente, visto que para um horizonte de 30 minutos sua correlação é de 8 km. Quanto maior as extensões das precipitações, maior pode ser sua capacidade de ser prevista nos próximos horizontes. Isso demonstra a dificuldade de se antecipar diante de pequenas extensões de chuva, porém intensas, que podem por vezes deflagrar desastres hidrometeorológicos.

Para analisar a variabilidade da intensidade da precipitação nos casos estudados, foram calculadas as médias espaciais da chuva nos pluviômetros, assim como no ponto que os presentam nas imagens de radar em diagnóstico e prognóstico. Ou seja, em cada passo de tempo de 30 minutos, foi computada uma média espacial entre todos os pontos de monitoramento, conforme a rede pluviométrica descrita no capítulo anterior. Vale ressaltar que o número da amostra varia em cada evento estudado, pois para descartar a interferência de dados faltantes foram considerados pontos em que os pluviômetros demonstraram funcionamento em no mínimo 90% do tempo do evento analisado. A partir disso foi observado um erro sistemático da estimativa de chuva por radar. Considerando todos os casos, foi encontrada uma subestimativa mediana de 43% da chuva observada do radar em relação aos pluviômetros. A fim de corrigir esta subestimativa detectada, foi decidido aplicar um fator de correção de 1.43 em todos os pixels de chuva estimada pela relação Z-R, bem como em seus prognósticos.

Não foi considerada nesta correção a diferença entre as estimativas de chuvas intensas e chuvas menos intensas, chuvas convectivas ou estratiformes. Porém, estas estatísticas são interessantes de serem analisadas, visto que todas as estimativas de chuva do Cemaden estão sendo elaboradas considerando a metodologia de SRI pelo *software Rainbow 5*. Esta correção multiplicativa se faz necessária vista a qualidade das estimativas pelo radar Pico do Couto, que não é de dupla polarização. Em estudos anteriores, (BACELAR et al., 2013) demonstraram que as estimativas de chuva pelo radar Pico do Couto também comprovam uma subestimativa sistemática, na média em 111% para uma estimativa de chuva derivada do CAPPI de 3km e 104% derivada do PPI da primeira elevação. Nestes eventos analisados o método o qual determina uma altura SRI para estimar a chuva pode apresentar uma melhora

significativa nas estimativas de chuva por radar.

Após a aplicação do fator de correção nos dados de radar, as médias espaciais foram recalculadas e demonstradas na Figura 4.2, como exemplo para o evento com início em 12/04/2014, e no Anexo B para o restante dos eventos. Os gráficos em *boxplot* ajudam a representar como são os conjuntos de médias das precipitações nos diferentes dados de precipitação considerados. A correção emposta ajudou notoriamente os dados de radar a se aproximar das médias dos pluviômetros, visto que os valores de mediana não diferem significantemente em magnitude entre as estimativas. Também é possível visualizar que independente dos eventos de chuva, os prognósticos podem demonstrar tanto uma subestimativa como uma superestimava da chuva em relação ao próprio diagnóstico do radar ou dos pluviômetros. Embora não seja o principal enfoque desta dissertação, é oportuno nesta análise expor as incertezas da própria estimativa de chuva por radar, antes de avaliar também a qualidade de seus prognósticos.

Figura 4.1 - Exemplo do diagnóstico (sequencia à esquerda) da chuva acumulada em 30 minutos a partir do dia 13/04/2014 às 18h30min e seu prognóstico (sequencia à direita) para 30, 60, 90 e 120 minutos.

Figura 4.2 - Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com início em 12/04/2014: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43.

Com o propósito de avaliar o erro das médias da precipitação entre os diagnósticos e prognósticos, os índices estatísticos foram aplicados às séries temporais de médias espaciais e temporais de precipitação. As médias espaciais de chuva representam a média da precipitação entre os pontos de pluviômetro em cada passo de tempo. Neste caso, as médias temporais da precipitação são elaboradas a partir da média pluviométrica no tempo total do evento para cada estação pluviométrica. Para poder avaliar os resultados, é comum a escolha dos índices MAE e RMSE para comparar

séries de observação e simulação em estudos hidrológicos, assim , tomando os diagnósticos do radar como os campos observados de chuva, e os prognósticos como os campos simulados. De acordo com a Tabela 4.1 são possíveis constatar que na maioria dos casos, os índices apresentam melhores resultados nas previsões de 30 min de antecipação. Apesar de diminuir progressivamente o desempenho dos índices estatísticos para as previsões de 60, 90 e 120 minutos, todos os valores de MAE e RSME são maiores ao se comparar com os prognósticos de 120 minutos com os diagnósticos de estimativa de chuva.

Ao se comparar os índices de todos prognósticos entre as médias espaciais e temporais, percebe-se que os menores valores são mostrados nas médias temporais dos prognósticos. Isso pode indicar um comportamento em que os prognósticos apresentam maior desempenho em descrever as médias temporais das chuvas do que os valores de precipitação no espaço. O PBIAS, aplicado às medias temporais e espaciais de chuva, reflete o erro percentual entre os prognósticos e diagnósticos do radar. Neste caso, os valores positivos do PBIAS indicam que todos os prognósticos aparentam superestimar os valores de precipitação, tanto em suas médias temporais como espaciais. O comportamento entre as séries são relacionamos, a superestimava parece ser menor à medida que os horizontes de previsão são mais próximos do tempo presente. Porém os prognósticos de 90 minutos parecem superestimar menos em comparação com os prognósticos de 120 minutos, tanto espacialmente quanto temporalmente. Isso pode ser devido ao fato de analisarmos os valores de precipitação em um único pixel de chuva do radar, desconsiderando os valores de pixel ao seu redor.

Tabela 4.1 - Resultado dos índices estatísticos para as séries espaciais e temporais entre o diagnóstico e prognósticos da estimativa de chuva por radar.

	previsões (min)	média espacial				média temporal			
		30	60	90	120	30	60	90	120
mae	29/11/2013	0.17	0.25	0.22	0.30	0.15	0.19	0.16	0.19
	12/04/2014	0.04	0.05	0.07	0.08	0.03	0.03	0.05	0.04
	29/11/2013	0.05	0.06	0.07	0.08	0.05	0.05	0.06	0.06
	02/01/2015	0.16	0.23	0.33	0.35	0.09	0.14	0.19	0.16
	média	0.10	0.15	0.17	0.20	0.08	0.11	0.11	0.11
rmse	29/11/2013	0.64	0.83	0.59	0.71	0.21	0.26	0.23	0.26
	12/04/2014	0.09	0.10	0.17	0.17	0.05	0.05	0.08	0.06
	29/11/2013	0.16	0.17	0.24	0.26	0.08	0.09	0.10	0.09
	02/01/2015	0.59	0.87	1.45	1.28	0.18	0.23	0.30	0.28
	média	0.37	0.50	0.61	0.61	0.13	0.16	0.18	0.17
pbias	29/11/2013	8.4	20	5	21.3	9	21.2	6.7	23.9
	12/04/2014	5.6	-2.2	8.1	3.1	6.1	-1.3	9.5	5
	29/11/2013	12.2	29.4	53.4	43.3	11.3	28.2	51	41.3
	02/01/2015	16.1	39	58.8	38.8	16.7	40.4	61.2	41.6
	média	10.57	21.55	31.32	26.62	10.77	22.12	32.1	27.95

Para estudar o comportamento da variabilidade da chuva média espacial, na Figura 4.3 podem ser observadas as séries temporais da precipitação em diagnóstico e prognósticos, específicas para o evento chuvoso com início em 12/04/2014. Analisar os gráficos de séries temporais permite comparar o comportando das previsões nos instantes de maiores intensidades de precipitação. As previsões de 30, 60 e 90 minutos superestimaram os valores em milímetro, no entanto a previsão de 120 subestimou os valores de precipitação. É interessante constatar que existe uma defasagem no início das precipitações mais intensas, se comparados os prognósticos entre si. As previsões de 120 minutos antes do presente, por exemplo, parece apresentar um retardo ao indicar o maior pico de precipitação, o que também pode ser observado nos demais prognósticos de 90, 60 e 30 minutos, porém em menor grau sucessivamente. Isso ocorre, pois o método de *cross-correlation* mantém as intensidades da última imagem em diagnóstico, sendo necessário que a última imagem esteja mais próxima das intensidades do campo de precipitação observada. Entretanto, o comportando oposto pode ser observado na série temporal no período de decaimento dos acumulados de precipitação. As projeções tendem a manter acumulados de precipitação elevados quando já não é representado o mesmo padrão pelo diagnóstico do radar, ao fato de que para as intensidades sejam menores, é preciso que na imagem do

tempo presente essa acentuação esteja explicita.

Figura 4.3 - Média espacial da chuva para o evento de 00:00 12/04/2014 a 23:30 15/04/2014 (radar em diagnóstico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis) em 30 minutos (acima a esquerda), 60 minutos (acima a direita), 90 minutos (abaixo a esquerda) e 120 minutos (abaixo a direita) de previsão.

Também é interessante notar que ao comparar as projeções de 120 minutos com as demais, também é perceptível uma tendência à superestimação quando a distribuição da chuva é mais regular e menos intensa. Apesar dos prognósticos de 120

minutos apresentarem menor PBIAS, as oscilações entre subestimação e superestimação ao longo da série temporal, em adição ao retardo dos picos, confluem para maiores índices de MAE e RMSE. De acordo com o manual do usuário do Rainbow 5 (SELEX, 2012), o *cross-correlation* é apresentado como um método linear sobreposto a uma estimativa de precipitação Z-R logarítmica, as diferenças mais significativas se mostram principalmente nas chuvas mais fracas entre 0.08 e 0.12 mm/hora, ou 0.04 e 0.6 mm/30minutos, ou seja, os correlações tendem a diminuir quanto menor for a intensidade das precipitações. No Anexo C também estão representadas as séries temporais de precipitação média espacial para os outros 3 casos estudados.

Uma das limitações dos métodos de *cross-correlation* foi apontada por Dixon et al. (1993). A análise como a demonstrada neste estudo, inclui todas as células convectivas detectadas em volume, mesmo que os núcleos de chuva apresentem um ciclo de vida menor que o intervalo dos acumulados em prognóstico. Por exemplo, uma tempestade com ciclo de vida menor que 15 minutos não será possível de ser percebida em um prognóstico de 30 minutos, uma vez que toda sua evolução se manteve dentro deste intervalo. Isso também pode estar relacionado com a variabilidade temporal que as previsões de 120 minutos demonstrou anteriormente. O pico de acumulado espacial mais intenso foi subestimado na previsão de 120 minutos, provavelmente, pois havia outras áreas de chuva com ciclo de vida menor que 120 minutos que deixaram de ser contabilizadas no início da projeção. Para avaliar melhor o *tracking* ou acompanhamento do ciclo evolutivo das tempestades, a análise neste estudo deveria incluir somente as áreas de precipitação que pudessem ser previstas em passos de tempo menores que o seu ciclo de vida. Porém como o interesse é mensurar a real previsibilidade dos acumulados de chuva, a Figura 4.4 expõe os cálculos da tabela de contingência (DIXON et al., 1993) para os limiares de 1, 5, 10, 20 e 30 milímetros de chuva.

Figura 4.4 - Índices de Probabilidade de detecção – POD (a direita), Falsos alarmes – FAR (ao centro) e Sucesso Crítico (CSI) para os prognósticos de 30, 60, 90 e 120 minutos.

As pontuações de POD na Figura 4.4 indicam que quanto menor são os limiares de chuva pré-estabelecidos, mais fácil é sua probabilidade de detecção pelos prognósticos. As previsões conseguem representar melhor os valores de limiar com pelo menos 1 mm, em comparação com os limiares de pelo menos 5, 10, 20 ou 30 milímetros, seja qual for seu horizonte temporal de previsão. Porém, a probabilidade dos valores acima de 1 mm serem detectados diminui conforme os prognósticos se afastam do tempo presente. Os prognósticos de 30 minutos apresentam valores maiores de POD comparados aos de 120 minutos, em qualquer um dos limiares de chuva. A análise de detecção de precipitações acima de 1 mm permite estabelecer o grau de acerto dos prognósticos na estrutura espacial da chuva, tomando que as chuvas se tornam representativas acima de 1 mm. Este grau de acerto relacionado ao POD diminui enquanto aumenta a complexidade dos prognósticos em acertarem limiares maiores, como pelo menos 5, 10, 20 ou 30 milímetros de chuva. A probabilidade de detecção de precipitações acima de 30 milímetros é a menor em qualquer tempo de prognóstico, seus menores valores são apresentados nos prognósticos de 120 minutos e os maiores valores nos prognósticos de 30 minutos. Em todos os quatro eventos de chuva analisados, 29/11/2013, 12/04/2014, 27/09/2014 e 02/01/2015 existem uma concordância às análises descritas acima. Porém, os melhores índices de POD foram contabilizados durante as comparações do caso de início em 02/01/2015. Em média, os valores de POD considerando todos os limiares de chuva são de 0.24 para 30 minutos, 0.13 para 60 minutos, 0.08 para 90 minutos e 0.06 para 120 minutos de previsão.

Incluso na Figura 4.4 também estão representados os índices de falsos alertas dos

prognósticos de chuva. Os índices de FAR são superiores aos de POD, o que indica que os prognósticos tendem a localizar *pixels* de chuva com valores superiores aos do diagnóstico, em todos os limiares pré-estabelecidos. Tomando todos os horizontes temporais dos prognósticos para a condição de pelo menos 1 mm de chuva, a média de FAR se mantém a 0.60, e para pelo menos 30 mm de chuva 0.96. Dixon et al. (1993) na avaliação de seus prognósticos pelo método TITAN, encontraram valores de FAR entre 0.63 e 0.83. Contudo, sua metodologia considerou o tempo de vida do *tracking* das tempestades, bem como se os passos de tempo representavam pelo menos metade do ciclo da precipitação. Nesta análise, os valores altos de FAR para limiares de chuva mais intensa indicam a dificuldade de prever com exatidão os deslocamentos principalmente dos núcleos mais intensos de precipitação. O inverso do padrão dos índices de probabilidade de detecção é observado ao analisar os índices de falso alerta, quanto menor são os limiares de precipitação mais baixos são os valores de FAR. Dentre os casos analisados, a chuva que se iniciou em 27/09/2014 se mostrou com menores valores de FAR, em todos os prognósticos.

Além de considerar o número de *pixels* com falsos alertas, o índice de CSI também contabiliza o número de falhas nos prognósticos, ou seja, quando as previsões deixaram de apresentar um limiar em comparação às imagens de diagnóstico da chuva do radar. Por isso, o índice de CSI perfaz uma combinação das estatísticas de POD e FAR, e tendem a ser menores do que os valores de POD. O índice revela que o caso com início em 02/01/2015 apresentou maiores valores de CSI nos prognósticos para limiares acima de 1 e 5 milímetros, porém os casos de 12/04/2014 e 27/09/2014 foram encontrados resultados mais significativos para 20 e 30 milímetros de chuva. Isso indica que a previsibilidade de limiares com maiores acumulados de precipitação podem variar principalmente de acordo com o comportamento dos mecanismos de convecção, e sua descrição do evento ao longo do crescimento, maturação e dissipação das nuvens. Hamill and Nehrkorn (1993) mostraram que para imagens de satélite, as projeções em até 2 horas apresentavam um índice de CSI em média de 0.45. Nos casos analisados neste estudo, a média de CSI para os prognósticos de 30 minutos é de 0.15 e para 120 minutos, 0.03. Considerando apenas os *pixels* acima de 1 mm de chuva, os valores de CSI aumentam para 0.39 em 30 minutos de previsão e 0.14 em 120 minutos. Outro fator a ser considerado ao baixo desempenho das estatísticas de POD, FAR e CSI, se deve as imagens não terem sofrido *upscale* (diminuição da resolução espacial) para sua avaliação, os dados permanecem na resolução espacial original do radar, que é de aproximadamente 1 km. Hamill and Nehrkorn (1993) utilizaram um domínio de 512 x 512, em 5.5 km de resolução espacial, bem como Dixon et al. (1993) utilizaram uma grade de 5 km do radar meteorológico, em

um domínio de 400 km^2. A decisão de não modificar as resoluções espaciais, facilita uma aproximação real dos índices obtidos neste trabalho, visando estarem mais correlacionados com os resultados obtidos com técnica em ambiente operacional do Cemaden.

Em trabalhos envolvendo menores resoluções espaciais e temporais, Ruzanski et al. (2011) encontraram um CSI de aproximadamente 0.5 após 10 minutos de previsão a uma resolução espacial de 0.5 km.Liang et al. (2010) obteve um CSI de aproximadamente 0.35 após 60 minutos para ecos na faixa de 15-45 dBZ à 2 km de resolução espacial. Berenguer et al. (2005) um CSI para previsões de reflexividade de 60 minutos a 1 km de resolução de aproximadamente 0.5 para chuvas generalizadas e na faixa de 0.1 a 0.3 para convecção isolada. Poli et al. (2008) descobriram que o CSI era geralmente baixo no início e no final de uma tempestade, atingindo um pico de cerca de 0,4 para uma resolução de 1 km em $t + 60$ minutos de previsões de refletividade superiores a 30 dBZ. Wang (2009) demonstraram que o desempenho geral dos sistemas correntes de *nowcasting* melhorou nos anos de 2000 à 2008 (trabalho realizado para as olimpíadas de Beijing-2008). Eles mostraram que o CSI máximo para as previsões de acumulação de precipitação por hora superior a 1 mm/h aumentou de 0.2 em 2000 para 0.45 em 2008, embora o CSI máximo para chuva superior a 10 mm/h ainda estivesse apenas 0.15. Lee et al. (2007) descobriram que o CSI diminuiu com o aumento da taxa de chuva e o tempo de execução previsto: o CSI para previsões de precipitação de 60 minutos diminuiu, em seus estudos, de 0.60 em 0.1 mm/h para 0.2 para taxas de chuva de 10 mm/h. Ebert et al. (2004) relataram que o CSI para chuva superior a 20 mm/h, em seus estudos, era quase zero.

Em suma, os resultados demonstraram que os prognósticos do radar meteorológico Pico do Couto podem ser úteis para aplicações de *nowcasting* da chuva. Foi observado o mesmo padrão estudado anteriormente, que as previsões por *cross-correlation* diminuem a confiabilidade conforme se distanciam do tempo presente. Os dados de estimativa de chuva pelo radar meteorológico necessita de melhores correções após a aplicação do método SRI, que neste estudo foi escolhido um fator multiplicador constante, mas que pode existir outras alternativas que gerem melhores resultados. Apesar do método SRI necessitar de correção, as estimativas de chuva derivada se mostraram com menor necessidade de correção se comparados aos dados de CAPPI ou PPI, visto que o fator de correção foi tomado como um menor número. Seguindo em comparação com os dados de pluviômetros, tanto os diagnósticos do radar quanto suas projeções parecem superestimar significantemente a chuva. Este fato pode ser reflexo da falta de calibração das estimativas de chuva. Quanto maior é o horizonte

temporal das projeções, menores são seus ajustes com os dados de diagnóstico do radar, estes são mais perceptíveis no início e no final das precipitações. O maior grau de confiabilidade em detectar precipitações intensas é observado no primeiro passo de tempo de 30 minutos, enquanto que à medida que os prognósticos avançam a confiabilidade diminui. O índice de acerto dos prognósticos também esta relacionado à quantidade de chuva avaliada, as previsões pelo radar tendem a ter baixa confiabilidade em acumulados de chuva de maior grandeza.

4.1.2 *Ensemble* por *Time-Lagged*

Este subcapítulo tem como objetivo avaliar o conjunto de campos da precipitação compostos por diferentes horizontes de previsão. Como descrito anteriormente, a metodologia de *time-lagged* aplicada nesta dissertação, utiliza previsões de curto prazo, em inicializações anteriores ao tempo presente, para ainda possíveis cenários de precipitação no tempo futuro. Com o intuito de demonstrar o desempenho e as incertezas das previsões, os dados combinados para prognósticos serão comparados com os acumulados de chuva obtidos pelo radar meteorológico em modo diagnóstico, bem como com auxílio da rede pluviométrica disponível em cada evento de inundação brusca estudado.

Dada à magnitude dos erros em uma precipitação de 30 minutos, é razoável adotar uma abordagem probabilística para as previsões de curto prazo, e tentar transmitir aos usuários a incerteza que está associada a uma previsão determinística. Como explicado anteriormente, dentro da estrutura de extrapolação do *nowcasting* do radar, os erros podem ser atribuídos às observações e processamento do radar, imprecisões no campo de movimento usado para extrapolar campos de observações e erros decorrentes da evolução lagrangiana da precipitação advectada no tempo.

Muitos autores que incorporam métricas de previsão por conjunto para aumentar a possibilidade de cenários em seus prognósticos, avaliam os campos espaciais das médias dos ensembles com dados observados (NORMAN et al., 2010; PIERCE et al., 2011; CASERI, 2017). Seguindo o mesmo conceito, no Anexo D estão disponíveis os acumulados de chuva em modo diagnóstico do radar meteorológico e as medias dos conjuntos de previsão por *time-lagged* para o horizonte atual, 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão.

É importante ressaltar que a metodologia considera um número diferente de membros de acordo com os horizontes de prognóstico. Para o instante atual são cinco membros, para os próximos 30 minutos são compostos 20 membros, para 60 minutos

60 membros, e para 90 e 120 minutos são compostos 120 membros. De acordo com as imagens, é possível perceber que a media dos ensembles se assemelham em magnitude a média dos dados em diagnóstico do radar meteorológico, em todos os eventos analisados. Como descrito por Caseri (2017) isto é necessário para que as projeções não estejam superestimando ou subestimando o total acumulado de precipitação, é importante que os membros reflitam uma variação em torno da média dos campos da chuva em prognóstico. Neste caso, a variabilidade espacial dos núcleos de acumulado da precipitação se dá pelo vetor de movimento do método de *cross-correlation*. A combinação dos prognósticos supõe considerar diferentes deslocamentos dos núcleos de chuva, baseado em previsões anteriores, o que torna variante também o posicionamento das precipitações mais intensas de acordo com os membros. Por esta razão, as médias dos ensembles da chuva, nos diferentes horizontes de previsão, apresentam campos semelhantes no espaço, porém com posicionamento distinto das maiores acumulados.

Para exemplificar como os acumulados são constituídos nos horizontes temporais do *time-lagged*, a Figura 4.5 mostra a comparação dos acumulados de chuva para o evento com início em 02/01/2015. É perceptível que e media do *time-lagged* se comporta muito próxima ao acumulado do radar em diagnóstico, porém as diferenças são maiores enquanto os horizontes de previsão aumentam. Para esta estação e neste evento, as combinações das previsões por conjunto ajudaram os acumulados previstos se aproximarem do acumulado medido na estação pluviométrica 221543040 (INEA).

Figura 4.5 - Chuva acumulada (mm) da estação pluviométrica 221543040 (INEA), diagnóstico do radar e membros time-lagged para o mesmo ponto da estação, para o evento com início em 02/01/2015

As avaliações estatísticas (Figuras 4.6, 4.7, 4.8 e 4.9) para cada horizonte de previsão foram feitas a partir do MAE, RMSE e PBIAS, entre as series de acumulados totais pelos diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged*, para cada ponto de estação pluviométrica disponíveis nos eventos. Os melhores desempenhos em termos do MAE e RMSE foram observados no evento com início em 12/04/2014, com médias de 0.05 e 0.04, respectivamente. Os menores valores de PBIAS foram encontrados para o evento com início em 29/11/2013, com uma media de 3% entre os eventos analisados.

Os valores PBIAS também indicam a variação entre subestimação e superestimação que os membros tem em relação ao diagnóstico do radar, ou seja, as médias do *time-lagged* podem tanto representar valores inferiores como superiores de chuva para um mesmo evento em diferentes localidades.

Figura 4.6 - Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 29/11/2013.

Figura 4.7 - : Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 12/04/2014.

Figura 4.8 - : Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 27/09/2014.

Figura 4.9 - : Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as medias do *time-lagged* para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 02/01/2015.

4.1.3 *Ensemble* pelo SAMPO-TBM

Na Tabela 4.2, estão representados os valores dos parâmetros utilizados para as 120 realizações de campos de chuva do método geo-estatístico, SAMPO-TBM. O variograma espaço-temporal presente no algorítimo foi utilizado para estimar os parâmetros relacionados com a estrutura dos campos de chuvas (áreas com chuva e intermitentes). O variograma espacial é caracterizado pela descrição da correlação da distância (expressos em km) entre dois pontos em um determinado momento, ou

seja, nesta dissertação, é analisada a correlação espacial da chuva pelo *nowcasting* do radar. O variograma temporal descreve a correlação de dados ao longo do tempo expresso em horas, na Tabela 4.2. A partir do modelo esférico é caracterizado o seu valor de máxima correlação quando atinge sua assíntota, ou seja, onde o variograma esférico atinge 95% do seu patamar.

Tabela 4.2 - Parâmetros do SAMPO-TBM para os eventos analisados.

Eventos	29/11/2013	12/04/2014	27/09/2014	02/01/2015
Correlação espacial da zona de chuva (km)	93	34	187	76
Correlação temporal da zona de chuva (horas)	5.25	3.82	4.15	2.55
Correlação espacial da intermitência (km)	174	86	49	49
Correlação temporal da intermitência (horas)	4.99	3.6	4	3.85
Média da chuva (mm/30min)	2.8	0.7	1.47	5
Desvio padrão da chuva (mm/30min)	2.7	0.6	2.55	7
% de chuva nula (intermitência)	35.4	87	66	64
velocidade do vento (m/s)	2.6	1.6	3.33	0.5
Direção do vento (graus)	288	270	270	0

Para ajudar a analisar a correlação espacial da chuva nos eventos são apresentados na Figuras 4.10 e 4.11, os acumulados totais pelo *nowcasting* determinístico do radar 2 horas antes dos eventos de inundação brusca, bem como a média das 120 realizações do SAMPO-TBM. De acordo com a Tabela 4.2, o evento com início em 27/09/2014 apresentou o maior valor de correlação espacial para áreas de chuva (187 km) dentre os analisados. Isto significa que ao reproduzir as realizações dos campos de chuva, o SAMPO-TBM considerou estruturas máximas de precipitação com 187 km. O mesmo se aplica as zonas de não-chuva (intermitência), que para o

evento com início em 27/09/2014 foram respeitadas zonas com no máximo 49 km de extensão.

Os valores das intensidades médias de chuva (mm/30min) e desvio padrão (mm/30min) foram calculados através dos pontos de condicionamento (pontos pretos na Figura 4.10) do *nowcasting* determinístico do radar. Como apresentados nas imagens, as 120 realizações do SAMPO-TBM foram geradas respeitando a média das intensidades, pois isso é refletido na média dos ensembles. Para os eventos em que os pontos de condicionamento foram mais intensos, as medias dos *ensembles* também refletiram este padrão. Por exemplo, dentre os eventos analisados, o evento com início em 02/01/2015 foi que apresentou maior média e desvio padrão da chuva nos pontos de condicionamento.

A variabilidade espacial da precipitação dos *ensembles* do SAMPO-TBM também respeita o percentual da intermitência (não chuva), a partir das imagens determinísticas do *nowcasting*. Como podemos observar nos campos médios do SAMPO-TBM, as realizações geoestatisticas são elaborados de modo que não ultrapasse esse limiar de percentual. Porém, obviamente, respeitando o ponto de condicionamento em um determinado tempo.

Outro parâmetro importante para gerar as realizações do SAMPO-TBM, é a direção e velocidade do vento, que é estimado pela advecção e *tracking* contida no algorítimo. Como descrito na metodologia, as séries temporais de simulações (em cada passo de tempo) tomam como fixas a velocidade média e direção média do campo de precipitação. Ou seja, os *ensembles* são elaborados considerando uma mesma velocidade e direção do vento durante todos os passos de tempo. Pela descrição dos parâmetros na Tabela 4.2, esta direção foi na maioria de sul (para os eventos com início em 29/11/2013, 12/04/2014 e 27/09/2014) e de norte para um único evento (com início em 02/01/2015).

Vale ressaltar que todos os parâmetros estimados incorporam também os erros dos prognósticos determinísticos do método de *cross-correlation*, para previsão de curto prazo para as precipitações. Isto tanto no posicionamento, como na velocidade e direção do movimento da chuva. Por exemplo, a baixa velocidade média do vento (0.5 m/s) para o evento com início em 02/01/2015 se deve ao fato dos campos previstos apresentarem esta velocidade média. A intensidade dos acumulados de precipitação em modo prognóstico, como mencionado nos capítulos anteriores, estão atreladas principalmente a estimativa de chuva realizada pelo radar em modo diagnóstico.

No estudo feito pro Caseri (2017), foram gerados 30 realizações do SAMPO-TBM em passos de tempo horários para uma composição de radares franceses, porém com condicionamento da rede pluviométrica automática. Foi possível ser constatado pela autora, que a banda de nebulosidade original apresentada pelo radar continuou presente nos *ensembles* gerados pelo modelo geoestatístico, o que diferencia nos resultados do SAMPO-TBM são as intensidades e posições dos maiores núcleos de precipitação. Isto porque certamente, as observações dos pluviômetros atuaram para corrigir a variabilidade dos valores de chuva, que em cada membro do *ensemble* se distingue em pontos diferentes. As intensidades da precipitação são aproximadamente da mesma ordem dos dados observados dos pluviômetros. Nesta dissertação as Figuras 4.10 e 4.11, apontam que as médias do SAMPO-TBM também estão próximas dos campos de condicionamento, os prognósticos pelo *nowcasting* do radar por *cross-correlation*.

Um exemplo dos 6 primeiros membros das realizações do SAMPO-TBM estão disponíveis no Anexo E.

Figura 4.10 - Acumulados de chuva da previsão determinística do *nowcasting* (figuras à esquerda) 2 horas antes da ocorrência das inundações bruscas. Média dos 120 membros do SAMPO-TBM (figuras à direita) para o mesmo período, para os eventos com início em (a) 29/11/2013 (b) 12/04/2014. Pontos pretos nas imagens representam os pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

Figura 4.11 - Acumulados de chuva da previsão determinística do *nowcasting* (figuras a esquerda) 2 horas antes da ocorrência das inundações bruscas. Média dos 120 membros do SAMPO-TBM (figuras a direita) para o mesmo período, para os eventos com início em (a) 27/09/2014 e (b) 02/01/2015. Pontos pretos nas imagens representam os pontos de condicionamento para o SAMPO-TBM

(a) 27/09/2014

(b) 02/01/2015

Para representar como se comportam a variabilidade temporal dos membros do SAMPO-TBM, a Figura 4.12 mostram os acumulados de precipitação para quatro pontos (azuis) de estações diferentes em cada evento. Para o evento com início em 29/11/2013, foi escolhida a estação pluviométrica 221342310 (Conselheiro Paulino), a mesma que também realiza monitoramento hidrológico e foi utilizada para calibração do MHD nesta dissertação. É possível observar que para este período

a média dos *ensembles* foi superior ao valor do pluviômetro e inferior ao valor de acumulado do radar em diagnóstico. Este ponto também foi utilizado como condicionamento (pontos vermelhos) a partir do dado do *nowcasting*. Para as outras estações da Figura 4.13, no restante dos eventos (com início em 12/04/2014, 27/09/2014 e 02/01/2015), as médias do SAMPO-TBM conseguiram reproduzir os intervalos dos acumulados dos pluviômetros e do radar em modo diagnóstico, o que significa que se ajustaram bem temporalmente aos dados de acumulados em diagnóstico do radar meteorológico mesmo sem ter sido utilizado como condicionamento.

Figura 4.12 - Acumulados médios dos 120 membros do SAMPO-TBM para evento com início em (a) 29/11/2013 e (c) 12/04/2014 para os pontos pluviométricos das estações (b) 221342310 (d) 221244240

(a) Evento 29/11/2013

(b) Est. Pluviométrica 221342310

(c) Evento 12/04/2014

(d) Est. Pluviométrica 221242240

Figura 4.13 - Acumulados médios dos 120 membros do SAMPO-TBM para evento com início em (a) 27/09/2014 e (c) 02/01/2015 para os pontos pluviométricos das estações (b) BE7135F4 (d) 223943240

(a) Evento 27/09/2014

(b) Est. Pluviométrica BE7135F4

(c) Evento 02/01/2015

(d) Est. Pluviométrica 223943240

Os índices estatísticos das Figuras 4.14, 4.15, 4.16 e 4.17 demonstram a comparação entre as series de acumulados do radar em modo diagnóstico e as médias do SAMPO-TBM para os pontos de avaliação da Figura 3.7. Na maioria dos pontos de avaliação o MAE e RMSE foram próximos de zero, o que significa um bom ajuste do método na maioria dos casos. Os maiores valores de MAE e RMSE (média de 4.2 e 4.5) foram observados no evento com início em 02/01/2015. Isso se deve também ao fato do pouco ajuste aos dados das previsões para este evento, os campos de acumulados em

diagnóstico e em prognósticos foram muito diferentes 2 horas antes das inundações bruscas. Os melhores desempenhos em termos de MAE e RMSE foram para o evento de 27/09/2014, com medias inferiores a 0.5. Isso se deve ao fato dos bons ajustes do método de cross-correlation em prever o campo em diagnóstico e também ao fato do SAMPO-TBM conseguir reproduzir bem a média dos campos de precipitação em modo de previsão. Para aplicação em radares franceses, Caseri (2017) obteve valores médios de MAE na ordem de 1.5 (mm/h) para 30 realizações do SAMPO-TBM, em modo simulação e sob o condicionamento de pluviômetros. Considerando todas as médias de MAE desta dissertação este valor foi de 1.7 (mm/30 minutos) em 120 *ensembles* do SAMPO-TBM.

De acordo com as estatísticas do PBIAS na maioria dos eventos houve uma superestimava média da chuva pelas médias das realizações do SAMPO-TBM. Somente no evento com início em 02/01/2015 houve uma subestimativa em alguns pontos de avaliação. Isto também pode estar ligado ao fato da chuva em *nowcasting* não representar bem a espacialização do radar em diagnóstico para 02/01/2015. Apesar disso, nos casos em que houve a superestimativa (29/11/2013, 12/02/2014 e 27/09/2014), esta média não ultrapassou 50% dos valores. Nas simulações realizadas por (CASERI, 2017), o SAMPO-TBM também mostrou uma tendência a superestimação da chuva para as 15 estações pluviométricas utilizadas para validação (BIAS médio de 0.83 mm/h). Porém, ao analisar os histogramas de Rank (onde todos os membros do *ensemble* são considerados e não somente a média), o BIAS aparece com uma tendência a subestimação da chuva, o que Caseri (2017) atribuiu a representatividade dos pluviômetros utilizados como condicionamento do SAMPO-TBM em modo simulação.

Figura 4.14 - Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 29/11/2013.

Figura 4.15 - Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 12/04/2014.

Figura 4.16 - Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 27/09/2014.

Figura 4.17 - Estatísticas entre os diagnósticos do radar e as médias do SAMPO-TBM (duas horas antes da inundação brusca) para cada ponto de estação pluviométrica. Evento com início em 02/01/2015.

4.2 Avaliação Hidrológica

4.2.1 Modo simulação

4.2.1.1 Pluviômetros e Radar em diagnóstico

Neste subcapítulo, serão demonstradas as simulações hidrológicas utilizando os dados de precipitação pela interpolação dos pluviômetros e estimativa de chuva pelo radar meteorológico, em modo diagnóstico. Ambos os dados de chuva foram utilizados para calibração automática dos 10 parâmetros calibráveis do MHD. Deste modo, este subcapítulo também é importante para demonstrar as, ainda existentes, incertezas das simulações hidrológicas do MHD na escala temporal e espacial das inundações bruscas.

Na Figura 4.18, estão apresentados os hidrogramas (gráficos de vazão) e hietogramas (gráficos de chuva) das simulações hidrológicas para os eventos estudados. De acordo com as imagens, o MHD demonstrou instabilidade numérica para simular os eventos nos passos de tempo de 30 minutos e 250 m de resolução espacial, porém é perceptível a grande dependência dos dados de precipitação. Para simular um evento com melhor ajuste das vazões observadas da estação de Conselheiro Paulino, a chuva deve ter sido representada em igual magnitude ao aumento das vazões ao longo dos eventos de inundação. Por exemplo, os melhores ajustes no tempo de subida do hidrograma são observados para as simulações com dados de radar dos eventos com início em 29/11/2013, 27/09/2014 e 02/01/2015.

Figura 4.18 - Hidrogramas (vazão) e hietogramas (chuva) das simulações hidrológicas com dados de interpolação de pluviômetros e estimativa de chuva do radar meteorológico para os eventos com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015. A linha preta tracejada representa a vazão observada pelo posto fluviométrico (INEA) de Conselheiro Paulino. As linhas continuas representam as vazões de transbordamento (vermelho), atenção (laranja) e vigilância (amarelo).

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

Figura 4.19 - Regressão linear da chuva média na bacia modelada entre os dados interpolados de pluviômetros e observado do radar meteorológico para o evento com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015.

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

De acordo com as estatísticas presentes na Tabela 4.3, os melhores ajustes com as simulações de radar foram obtidos no evento com início em 29/11/2013, com um coeficiente de determinação, PBIAS e NASH de 0.80, -1.60 e 0.56, respectivamente. Para o mesmo evento as simulações de pluviômetros tiveram um desempenho menor, com 0.51, -19.10, 0.21 dos mesmos índices estatísticos. O hidrograma simulado com dado de radar foi capaz de representar a vazão acima do nível de transbordamento desejado, porém a simulação com pluviômetro não obteve o mesmo sucesso no resultado. Isto pode estar ligado com a distribuição da chuva ao longo do evento. Para reproduzir os três aumentos de vazões consecutivas, com transbordamento na terceira onda de cheia, a chuva deveria ter sido representada na bacia da mesma forma, o que foi possível somente na espacialização estimada pelo radar meteorológico. Um das suposições seria que mesmo com uma rede pluviométrica automática

mais consolidada em Nova Friburgo, não existem pluviômetros suficientes nas cabeceiras das microbacias, onde tendem e ocorrer precipitações mais intensas pela própria orografia da região. A regressão linear entre a chuva média na bacia pela interpolação de pluviômetros e estimada pelo radar meteorológico é visto na Figura 4.19.

No segundo evento, com início em 12/04/2014, a inundação brusca ocorreu em uma segunda onda de cheia. Ambas as simulações por pluviômetros e radar não foram capazes de modelar o transbordamento no segundo aumento de vazão. Isto pode estar ligado ao fato das duas precipitações médias na bacia terem representado o maior pico da chuva na primeira onda de cheia, o que impossibilitou o modelo de calibrar seus parâmetros para esta situação. Os índices estatísticos na Tabela 4.3 revelam que neste caso melhor ajuste se deu com os dados provenientes da interpolação de pluviômetros.

Para o evento com início em 27/09/2014, ambas as simulações obtiveram resultados semelhantes, porém com subestimação do pico do hidrograma. Ao contrario dos outros casos mencionados anteriormente, esta inundação ocorreu muito próxima à cota de transbordamento, e decorrente de um evento de chuva deflagrador. A Tabela 4.3 de desempenho estatístico demonstra que o melhor ajuste foi obtido através da calibração com dados pluviométricos.

O último evento analisado nesta dissertação, com início em 02/01/2015, foi uma inundação que o ocorreu após uma primeira onda de cheia. Ao contrário dos eventos de 29/11/2013 e 12/04/2014, esta segunda onda de cheia ocorreu após a volta do nível normal do rio, por isso, a inundação brusca pode ter sido associado somente a um evento de precipitação, poucas horas antes do transbordamento do Rio Bengalas. Nenhuma das simulações, proveniente da estimativa de chuva do radar e interpolação de pluviômetros, foram capazes de representar que a vazão ultrapassou o nível de referencia considerado para transbordamento. As estatísticas apresentadas na Tabela 4.3 demonstraram desempenho próximo aos dois dados de chuva, porém com um erro de bias percentual (-9.10) menor na simulação com dados de radar comparado com a de pluviômetros (-12.80).

Tabela 4.3 - Estatísticas para as simulações hidrológicas e chuva média na bacia

		chuva pluv x radar	vazão qobs x sim.pluv	vazão qobs x sim. radar
29/11/2013	R2	0.05	0.51	0.80
	pbias	-15.80	-19.10	-1.60
	nash	0.18	0.21	0.56
12/04/2014	R2	0.03	0.54	0.39
	pbias	-48.40	-5.70	-13.70
	nash	0.18	0.52	0.41
27/09/2014	R2	0.17	0.82	0.66
	pbias	-48.70	0.50	8.80
	nash	0.42	0.69	0.38
02/01/2015	R2	0.25	0.45	0.44
	pbias	27.10	-12.80	-9.10
	nash	0.01	0.50	0.47

A partir dos resultados apresentados no subcapítulo, foi possível analisar o desempenho do modelo hidrológico distribuído MHD em simular os eventos de inundação brusca, em uma escala espacial de 250 metros. Vale ressaltar que esta foi a primeira demonstração do MHD em uma resolução temporal de 30 minutos, anteriormente suas simulações foram feitas com no passo de tempo de no máximo 1 hora, nunca inferiores.

Em um estudo anterior realizado por Paiva (2014), os dados de chuva em diagnóstico estimados pelo radar Pico do Couto foram utilizados para simulações hidrológicas em bacias urbanas da baixada fluminense. O desempenho das simulação horarias não foram satisfatórios para os dois eventos de inundação brusca (NASH inferiores a 0.1), grande parte atribuídas as estimativas de chuva do radar para esta escala temporal e calibração do MHD em área urbana com 1 km de resolução espacial.

Os conjuntos de calibrações dos parâmetros do MHD obtidos nas simulações com radar meteorológico e interpolação de pluviômetros estão representados no Anexo F.

4.2.2 *Nowcasting*

A partir dos conjuntos de calibrações obtidos pela simulação dos eventos com dados de chuva estimada pelo radar meteorológico em modo diagnóstico, foram também simulados pelo MHD em modo continuo com dos prognósticos de chuva pelo mé-

todo de *cross-correlation*. Ou seja, simulações considerando horizontes das previsões de 30, 60, 90 e 120 minutos. Os hidrogramas e hietrogramas destas rodadas estão apresentados na Figura 4.20.

É possível constatar que na maioria dos eventos, os dados dos prognósticos foram superestimados em relação as simulações realizadas com dados de diagnósticos do radar. Se analisados os hietogramas, nestes casos, a chuva prevista também foi mais expressiva, em maior magnitude na bacia, que a chuva estimada observada pelo radar. As estatísticas da Tabela 4.4 demonstram que o desempenho das simulações em prognóstico foram menores que as simulações de modo diagnóstico, porém as imagens na Figura 4.20, demonstram que em alguns casos a superestimativa da chuva ajudou a correlacionar melhor os picos das vazões simuladas e observadas pela estação hidrológica.

As simulações em prognóstico para o evento com início em 29/11/2013 obtiveram vazões superestimadas para a segunda onda de cheia, visto que as estimativas de chuva prevista também foram superiores ao dado de diagnóstico do radar utilizado para calibração do evento. Se analisados graficamente, o melhor ajuste ao hidrograma observado foi obtido com o dado com horizonte de previsão de 120 minutos. Ou seja, apesar das estatísticas das simulações com dados de previsões de 2 horas deste evento forem menores do que a simulação com dado de chuva observada pelo radar, as ondas de cheias foram melhor representadas, até mesmo com melhor ajuste ao pico da vazão.

Para o evento com início em 12/04/2014, as vazões simuladas com dados de prognósticos foram superestimadas na primeira onda de cheia, que quase ocasionou um transbordamento, e subestimadas para a segunda onda de cheia. Este fato também este atribuído a chuva média na bacia, que obteve maiores valores acumulados na primeira elevação do hidrograma. As vazões simuladas com dados de previsões do evento com início em 27/09/2014 foram subestimadas em comparação a vazão observada. Porém as estatísticas demonstram que a simulação com o dado de previsão de 120 minutos de horizonte temporal atingiu o melhor valor de coeficiente de determinação com 0.78, em comparação a simulação de diagnóstico do radar com 0.66.

As vazões simuladas com os dados de prognóstico se comportaram como a vazão simulada com dado de diagnóstico do radar, no evento com início em 02/01/2015, porém com diferenças na magnitude no pico e no início na subida e recessão do hidrograma. Nesta simulação é mais perceptível o *delay* dos dados de precipitação,

comentados no subcapítulo 4.1.1. O hidrograma com a chuva prevista com 120 minutos é mais atrasado em relação ao hidrograma de chuva prevista de 30 minutos. Este comportamento também é possível ser percebido no hietograma da chuva média na bacia. As chuvas previstas para este evento se comportaram em uma distribuição muito semelhante dentro da bacia. Vale lembrar que este evento foi um dos mais intensos em termos da precipitação deflagradora, como descrito no subcapítulo 4.1.1, os núcleos de chuva foram células menores porem de maiores valores de acumulado de precipitação em 30 minutos.

Figura 4.20 - Hidrogramas e hietogramas das simulações com dados observados de radar e seus prognósticos para 30, 60, 90 e 120 minutos para os eventos de inundação brusca com início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015.

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

Tabela 4.4 - Índices estatísticos para as simulações hidrológicas com dados de prognóstico do radar meteorológico.

		qobs x radar obs.	qobs x prev. 30 min.	qobs x ,prev.60 min.	qobs x prev.90 min.	qobs x prev. 120 min.
29/11/2013	r2	0.80	0.05	0.30	0.03	0.70
	rmse	2.70	22.30	6.63	31.88	4.35
	pbias	-1.60	66.90	7.10	107.00	15.00
	nash	0.56	-1.65	0.01	-2.89	0.34
12/04/2014	r2	0.39	0.44	0.41	0.32	0.43
	rmse	5.75	6.19	7.98	10.93	8.45
	pbias	-13.70	2.00	7.80	16.20	10.70
	nash	0.41	0.34	0.19	0.06	0.19
27/09/2014	r2	0.66	0.53	0.39	0.57	0.78
	rmse	2.17	2.45	3.03	2.57	2.01
	pbias	8.80	8.80	6.70	11.00	20.80
	nash	0.38	0.32	0.04	0.13	0.16
02/01/2015	r2	0.44	0.45	0.46	0.29	0.16
	rmse	3.58	4.07	6.01	8.25	5.09
	pbias	-9.10	-1.40	15.50	28.20	-8.70
	nash	0.47	0.37	0.15	-0.17	0.27

4.2.3 Modo previsão - *ensemble* TLAG

A partir das simulações realizadas para calibração dos parâmetros do modelo MHD, com dados de diagnóstico de radar, este subcapítulo visa avaliar os conjuntos de precipitação para reprodução dos *ensembles* para prognósticos de vazão, pela metodologia de *time-lagged*. Foram analisados os desempenhos dos membros em reproduzir em média as vazões para os horizontes temporais de 00, 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão. Para comparação posterior com a metodologia do SAMPO-TBM também foi avaliado o comportamento dos hidrogramas 2 horas antes dos transbordamentos. Vale ressaltar, que de acordo com essa metodologia, o número de membros do ensemble difere em cada horizonte de previsão analisado, como descrito no subcapítulo 3.4.

Os hidrogramas e hietogramas da Figura 4.21 representam, portanto a média das rodadas do MHD em modo previsão para cada horizonte temporal do *ensemble* de precipitação pelo time-lagged. Ou seja, o modelo foi rodado e inicializado com dados de radar em diagnóstico e previstos para os horizontes de tempo atual (tlag00), 30 (tlag30), 60(tlag60), 90 (tlag90) e 120 (tlag120) minutos de previsão, desde o início ao

final dos eventos (192 passos de tempo). Como descrito por Caseri (2017) esta é uma maneira de avaliar o desempenho de previsões de diferentes horizontes temporais ao longo de um mesmo evento hidrológico.

Diferente das simulações continuas com dados de prognósticos apresentadas no subcapítulo 4.2.2, as médias das vazões em modo previsão estão mais próximas ao dado de diagnóstico do radar. Isto é equivalente aos resultados obtidos pela chuva do *time-lagged* que apresentaram poucas diferenças em suas séries temporais em comparação ao diagnóstico da chuva pelo radar. O que também é notável ao analisar os hietogramas da Figura 4.21. Porém, como também observado nas rodadas de simulações, se analisados somente as médias ao longo dos eventos, as inundações bruscas foram mais difíceis de serem detectadas nos eventos com início em 12/04/2014 e 27/09/2014.

O comportamento dos hidrogramas pode ser muito parecido para os diferentes horizontes temporais, mas as maiores diferenças se dão no momento em que ocorrem as precipitações. Como, por exemplo, para a segunda onda de cheia do evento de 29/11/2013. A composição dos membros fez com que na média, a previsão de horizonte temporal de 120 minutos apresentasse um transbordamento, o que não ocorreu para um horizonte temporal de 30 minutos, ou até mesmo na média dos cinco membros do TLAG00. Este padrão também é observado nos outros eventos quando as precipitações atingem a bacia.

Figura 4.21 - Média dos conjuntos de time-lagged para dos horizontes de previsão de 00, 30, 60, 90 e 120 minutos ao longo de todo os eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015.

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

Para demonstrar essa variabilidade da precipitação dentro da bacia, a Tabela 4.5 mostra os índices estatísticos calculados entre a serie de chuva em diagnóstico do radar e as médias dos *ensembles* em *time-lagged* para cada horizonte de previsão. Assim como já avaliado no subcapítulo sobre o *nowcasting*, as estatísticas diminuem conforme aumenta os horizontes temporais. Para valores de R2, a média de todos os eventos é de 0.29, 0.28, 0.27, 0.26 e 0.18, para os horizontes temporais do tlag00, tlag30, tlag60, tlag90 e tlag120, respectivamente. No índice de Nash, esses valores são de 0.33, 0.33, 0.32, 0.3 e 0.3. As diferenças não são tão significantes, mas a tendência é que diminuam progressivamente. Já avaliando o bias percentual, os valores médios para todos os eventos são de: 8.3, 8.1, 5.6, 9.95 e 5.95. Apesar de existir uma clara subestimativa da chuva (com valores de pbias negativos) para o evento com início em 27/09/2014, na média as previsões são superestimadas (em relação ao diagnóstico

do radar) em todos os horizontes temporais.

Tabela 4.5 - Índices estatísticos para as series de chuva média da bacia. Comparação entre a chuva de diagnóstico e média dos *ensembles* do *time-lagged* nos horizontes de tempo de previsão de 30, 60, 90 e 120 minutos.

Evento		Radar x tlag00	Radar x tlag30	Radar x tlag60	Radar x tlag90	Radar x tlag120
29/11/2013	R2	0.15	0.20	0.31	0.41	0.19
	Pbias	34.10	28.00	13.40	20.20	9.60
	Nash	0.23	0.28	0.40	0.43	0.38
12/04/2014	R2	0.59	0.67	0.55	0.44	0.37
	Pbias	21.00	25.70	24.90	39.70	37.50
	Nash	0.52	0.51	0.43	0.33	0.32
27/09/2014	R2	0.20	0.08	0.12	0.10	0.05
	Pbias	-37.70	-33.30	-28.30	-25.50	-36.30
	Nash	0.16	0.12	0.10	0.07	0.14
02/01/2015	R2	0.19	0.18	0.11	0.11	0.12
	Pbias	15.90	12.10	12.70	5.40	13.00
	Nash	0.43	0.43	0.38	0.37	0.39

As estatísticas para as vazões apresentadas na Tabela 4.6 também confluem em demonstrar que os índices estatísticos tendem a diminuir para horizontes de previsão mais longes do tempo presente. Ao se comparar, considerando todos os eventos, os valores de R2 é de 0.57 (para a simulação hidrológica com chuva proveniente do radar em diagnóstico - qobs x radar), e para médias dos *ensembles* 0.58, 0.56, 0.52, 0.49 e 0.46 para tlag00, tlag30, tlag60, tlag90 e tlag120. Ou seja, na média as previsões com tlag00 aumentaram um pouco as estatísticas para o R2. Neste caso isso demonstra que pode ser interessante utilizar previsões de inicializações anterior como campo de chuva observado. Porém ao analisarmos a média do RMSE, que foi de 3.55 (para qobs x radar) os valores de 3.72 (tlag00), 3.9 (tlag30), 4.33 (tlag60), 4.33 (tlag90) e 4.34 (tlag120) mostram que o erro pode aumentar conforme os horizontes de previsões. Os valores de Nash se comportam igualmente: na média 0.43 para qobs x radar e 0.41, 0.38, 0.36, 0.34 e 0.35 para os horizontes do time-lagged. A subestimativa percentual também é observada pela estatística do PBIAS: -3.9, -1.2, -0.67, -0.45, -0.75 e -2.37 para comparação da vazão observada com a simulada em diagnóstico pelo radar e os subsequentes tlag00, tlag30, tlag60, tlag90 e tlag120.

Se analisados os eventos separadamente a Tabela 4.6 mostra que a superestimativa

média da vazão só ocorreu em 27/09/2014. Não a superestimativa da onda de cheia, mas sim a superestimativa total do hidrograma. Neste evento a vazão sem momentos de chuva também foi superestimada.

Tabela 4.6 - Índices estatísticos para as series vazões em modo de previsão. Comparação entre a vazão observada e média dos *ensembles* do time-lagged.

		Qobs x radar	Qobs x tlag00	Qobs x tlag30	Qobs x tlag60	Qobs x tlag90	Qobs x tlag120
29/11/2013	r2	0.80	0.78	0.77	0.76	0.74	0.73
	rmse	2.70	2.95	3.00	3.09	3.29	3.29
	pbias	-1.60	0.60	0.90	0.90	1.70	0.80
	nash	0.56	0.55	0.54	0.54	0.52	0.53
12/04/2014	r2	0.39	0.31	0.29	0.26	0.25	0.22
	rmse	5.75	6.35	6.51	6.79	6.97	7.18
	pbias	-13.70	-12.50	-12.30	-11.90	-11.40	-12.30
	nash	0.41	0.39	0.38	0.36	0.35	0.34
27/09/2014	r2	0.66	0.67	0.55	0.46	0.37	0.48
	rmse	2.17	2.31	2.62	2.77	2.98	2.85
	pbias	8.80	11.70	10.30	10.10	9.40	9.30
	nash	0.28	0.17	0.13	0.11	0.06	0.07
02/01/2015	r2	0.44	0.59	0.64	0.60	0.61	0.42
	rmse	3.58	3.29	3.81	4.68	4.08	4.06
	pbias	-9.10	-4.60	-1.60	-0.90	-2.70	-7.30
	nash	0.47	0.53	0.49	0.45	0.46	0.46

Visando uma posterior comparação com os 120 membros do SAMPO-TBM, na Figura 4.22 são apresentados os hidrogramas dos 120 membros do *time-lagged* e suas respectivas médias. O MHD foi então inicializado com dados de diagnósticos do radar e previstos com as 120 possibilidades de campos do *time-lagged*. É possível observar que 2 horas antes das inundações bruscas, a média dos *ensembles* conseguiu prever um aumento no hidrograma para os eventos com início em 29/11/2013, 12/04/2014 e 02/01/2015. No evento com início em 27/09/2014 a chuva não conseguiu ser prevista neste horizonte temporal, o que também já foi observado nos hidrogramas de simulações continuas com dado de diagnóstico e prognósticos do radar (subcapítulo 4.2.2).

Figura 4.22 - 120 membros de previsão do *time-lagged*, 2 horas dos eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015.

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

Os índices estatísticos da Tabela 4.7 comparam a vazão simulada pelo dado em diagnóstico do radar até o momento das inundações, com a vazão inicializada com dado de radar e prevista com as médias dos 120 membros do *time-lagged*. Nos eventos com início em 29/11/2013, 12/04/2014 e 02/01/2015, as estatísticas (R2 e Nash) com as médias do TLAG foram superiores as simulações em modo diagnóstico. Ou seja, a média das previsões com 120 minutos de antecedência superou as expectativas em se ajustar ao hidrograma observado. Porém, como constatado pelo hidrograma, o

evento de 27/09/2014 não possuiu melhoramento em suas estatísticas. Vale lembrar que os índices também refletem as inicializações dos hidrogramas com dado de chuva de diagnóstico do radar. Por isso, o PBIAS se mostrou positivo para os eventos com início em 12/04/2014 e 27/09/2014, mesmo quando a média dos *ensembles* foi abaixo do hidrograma observado pelo posto pluviométrico. O bias percentual negativo foi constatado para os eventos com início em 29/11/2013 e 02/01/2015.

Tabela 4.7 - Índices estatísticos para as vazões previstas pelo *time-lagged* 2 horas antes do transbordamento

		Qobs x radar	Qobs x media TLAG
29/11/2013	R2	0.57	0.59
	pbias	-0.40	-1.00
	nash	0.32	0.35
12/04/2014	R2	0.72	0.77
	pbias	9.50	10.80
	nash	0.59	0.61
27/09/2014	R2	0.51	0.08
	pbias	14.20	23.50
	nash	-0.41	-5.56
02/01/2015	R2	0.21	0.19
	pbias	-15.90	-17.60
	nash	0.33	0.29

4.2.4 Modo previsão - *ensemble* SAMPO-TBM

Assim como no subcapítulo anterior, os conjuntos de previsões da precipitação 120 minutos antes das inundações foram aplicados ao MHD na tentativa de obter os prognósticos dos transbordamentos, só que desta vez a partir dos *ensembles* do SAMPO-TBM. Os 120 membros do modelo geoestatístico, com condicionamento do *nowcasting* do radar, foram utilizados para descrever cenários de chuva na bacia, a partir da inicialização do MHD com dados de diagnóstico do radar, até o momento das previsões por conjunto. Na Figura 4.23 estão os hidrogramas e hietogramas destas previsões.

Visualmente é possível perceber que na maioria dos casos (eventos com início em 29/11/2014, 12/02/2014 e 02/01/2015) parte dos membros do SAMPO-TBM obtiveram sucesso em prever as vazões que ultrapassaram o nível de transbordamento

(Qalto). No evento com início em 12/04/2014 as vazões simuladas não ultrapassaram 24.14 m^3/s. Neste caso particular, a chuva em si não conseguiu representar um aumento suficiente para elevação da segunda onda de cheia, que ocasionou o transbordamento. Como já visto no subcapítulo em modo simulação, a chuva em diagnóstico do radar (e por consequência as chuvas previstas) não foi capaz de demonstrar um aumento substancial da precipitação média na bacia, impossibilitando o MHD de simular este aumento da vazão no hidrograma. Isto pode ser percebido ao analisar o hietograma médio do *ensemble* do SAMPO-TBM.

No caso do evento com início em 29/11/2013, as realizações do SAMPO-TBM conseguiram refletir em média espacial a chuva do *nowcasting* do radar, visto o subcapítulo sobre avaliação da chuva. Porém ao aplicar esses cenários de chuva no MHD, as vazões foram superestimadas. Isto demonstra a grande dependência espacial, nesta escala, que o modelo hidrológico tem do dado de entrada da chuva. O mesmo acontece para o evento com início em 02/01/2015. Para o evento com início em 27/09/2014 as vazões foram previstas com maior variabilidade entre os membros. Partes das vazões foram prognosticadas abaixo do nível de transbordamento, e algumas apresentaram cenários de vazões mais baixas. Na média, a vazão não ultrapassou o Qalto, o que não ocorreu para os eventos com início em 02/01/2015 e 29/11/2013.

Analisando a chuva média na bacia, para os hietogramas da Figura 4.23, é possível perceber que as médias se adequaram bem a magnitude e distribuição média dos diagnósticos do radar. Somente no evento com início em 02/01/2015 a chuva média do SAMPO-TBM permaneceu abaixo da média da chuva observada. Neste caso, também houve um *delay* de 30 minutos em relação ao início da precipitação média do SAMPO-TBM e o diagnóstico do radar, o que foi refletido no hidrograma previsto.

Figura 4.23 - 120 membros de previsão do SAMPO-TBM, 2 horas dos eventos de inundação brusca para início em (a) 29/11/2013 , (b) 12/04/2014, (c) 27/09/2014 e (d) 02/01/2015.

(a) 29/11/2013

(b) 12/04/2014

(c) 27/09/2014

(d) 02/01/2015

Na Tabela 4.8, os índices estatísticos apresentam a comparação entre as simulações com a chuva em diagnóstico do radar e as previsões hidrológicas, ambas até o transbordamento do Rio Bengalas. Para os eventos com início em 29/11/2013, 12/04/2014 e 02/01/2015 a média do conjunto de previsões do SAMPO-TBM não ajudou a melhorar o ajuste das vazões previstas e observadas pelo posto fluviométrico. Porém, para o evento com início em 27/09/2014, os valores de NASH e PBIAS foram superiores as rodadas em modo simulação. Apesar das estatísticas em modo

previsão serem menores, os resultados se mostram promissores para previsão antecipada das inundações bruscas com 2 horas de antecedência, em todos os casos analisados. Vale ressaltar que as estatísticas da Tabela 4.8 também estão influenciadas pelas inicializações feitas com dados de radar em diagnóstico até o início das previsões por conjunto.

Tabela 4.8 - Índices estatísticos para simulação em modo diagnóstico e previsão com média dos 120 *ensembles* do SAMPO-TBM

Evento		Qobs x diag. radar	Qobs x MediaTBM
29/11/2013	R2	0.57	0.44
	pbias	-0.40	2.30
	nash	0.32	0.20
12/04/2014	R2	0.72	0.69
	pbias	9.50	8.90
	nash	0.59	0.58
27/09/2014	R2	0.51	0.87
	pbias	14.20	17.00
	nash	-0.41	-0.28
02/01/2015	R2	0.21	0.31
	pbias	-15.90	-2.30
	nash	0.33	0.12

No estudo feito por Caseri (2017), as vazões simuladas pelo SAMPO-TBM foram comparadas estatisticamente com as vazões obtidas pela chuva em diagnóstico do radar. Isto para minimizar o efeito do modelo hidrológico em reproduzir primeiramente as vazões com estimativa de chuva do sensor remoto. Nesta dissertação, como mostrado na Tabela 4.8, as estatísticas para os hidrogramas previstos foram comparados com a vazão observada do posto fluviométrico de Conselheiro Paulino. Nas bacias de território francês, Caseri et al. (2016) encontrou melhores simulações das vazões para os eventos de inundação brusca de Junho de 2010 e Novembro de 2011, em bacias com mais de 227,8 km^2 de área de drenagem.

Outro fato importante, é que em alguns estudos semelhantes com simulações por conjunto, para aplicações em modelos hidrológicos, demonstram que nem sempre somente a média reflete todo o potencial de previsão dos *ensembles*. Caseri et al. (2016) avaliaram em seu *spread* total (entre os valores máximos e mínimos das simulações das vazões), com uso do histograma de Rank, nas simulações hidrológicas com *ensembles* do SAMPO-TBM. Como resultado, parte dos eventos de inundações

bruscas as vazões foram subestimadas, apesar da chuva média do SAMPO-TBM ter sido superestimada em seu BIAS médio. Os autores atribuíram isto ao erro do modelo hidrológico AIGA em simular as vazões que refletem no transbordamento repentino dos rios na França.

Em simulações diárias do MHD, os membros de previsões de chuva de Casagrande (2015) (a partir de modelagem meteorológica) e em diagnóstico por Falck (2015) (de estimativas de chuva de satélite), abordaram o uso dos *ensembles* na bacia do Rio Itajaí e Rio Tocantins, respectivamente. Para as simulações com o modelo geoestatístico de chuva SREM2D, um dos parâmetros do modelo (razão de expediência) mostrou grande dependência para descrever a chuva em bacias menores de 12 000 km^2 do Rio Tocantins, por isso, os *ensembles* não obtiveram os melhores resultados para bacias que potencialmente ocorreriam as inundações bruscas (FALCK, 2015). Isto também atrelado a capacidade do MHD em simular bem as vazões em bacias menores, mesmo em modo diagnóstico. No estudo feito por Casagrande (2015), a função da área de drenagem também refletiu nos resultados em prever as inundações no Rio Itajaí. Os *ensembles* de chuva pelo modelo meteorológico regional ETA, obtiveram melhores resultados em prever as inundações, com 40 horas de antecedência para bacias entre 5160 km^2 e 12200 km^2 de área de drenagem.

4.2.5 Diagramas de ROC

Neste subcapítulo, serão avaliadas as probabilidades de detecção dos níveis de referencia Qalto, Qmédio e Qbaixo, através das vazões por conjunto obtidas pelos cenários de chuva do método de *time-lagged* e do SAMPO-TBM. Como demonstrado nos subcapítulos anteriores, o modelo foi inicializado com dados de diagnóstico do radar e previsto com 120 membros, 2 horas da ocorrência das inundações bruscas (Qalto). Os hidrogramas das previsões foram apresentados no subcapítulo sobre a avaliação hidrológica modo de previsão (Figuras 4.2.3 e 4.2.4). Desta forma, as series para o diagrama de ROC foram constituídas a partir dos hidrogramas de todos os 4 eventos analisados nesta dissertação.

Como descrito na metodologia, o diagrama de ROC avalia a capacidade dos *ensembles* em prever um certo limiar, uma vez que utiliza todos os membros do conjunto e não só sua média. Na Figura 4.24, , estão os diagramas para vazão de transbordamento (acima de 24.13 m^3/s), de atenção (acima de 19.95 m^3/s) e vigilância (acima de 9.97 m^3/s).

Figura 4.24 - Diagramas de ROC para os niveis de Qalto (à esquerda), Qmédio (ao centro) e Qbaixo (à direita) para os 120 membros do (a) time-lagged (TLAG) e (b) SAMPO-TBM (com inicialização do MHD com dado de chuva em diagnóstico do radar)

.

(a) TLAG

(b) SAMPO-TBM

Considerando as probabilidades de ocorrência do Qbaixo, vemos que não há diferenças entre a metodologia de TLAG (Figura 4.24a) e TLAG (Figura 4.24b). Isto pois as vazões baixas ocorreram antes de 2 horas do transbordamento, e em ambos os hidrogramas esta vazão foi simulada com o dado de chuva de diagnóstico do

radar para inicialização dos membros. A Taxa de acerto de ambos os hidrogramas foram acima de 0.8, com uma área de ROC 0.86 (TLAG) E 0.87 (TBM). A pouco diferença se deve aos eventos com início em 27/09/2014 e 02/01/2015, que tiveram os 120 membros previstos antes da elevação de Qbaixo. Lembrando que, no evento de 27/09/2014 os membros de TLAG não previram a inundação brusca, o que foi possível somente com os membros do SAMPO-TBM.

As diferenças começam a ser observadas no nível Qmedio. As probabilidades utilizadas nesta dissertação foram de 0.1 até 0.9, ou seja, desde que pelo menos 10% dos membros detectaram o nível de referencia até 90% dos membros. É perceptível a partir de Qmedio, que a taxa de acerto aumenta de acordo com o limiar de probabilidade. A taxa de acerto é maior quando no mínimo 10% dos 120 detectaram o Qmedio, do que se quase 90% dos membros conseguissem detectar o nível de referencia. Por isso, é possível concluir também, pela área do ROC, que os membros do SAMO-TBM obtiveram melhor sucesso em detectar os níveis de atenção (área = 0.87), do que o conjunto pelo TBM (área = 0.83). Visualmente, esta diferença se deu para o evento com início em 12/04/2014 que não previu uma grande quantidade de membros acima de Qmedio com a metodologia do SAMPO-TBM, e também com o evento de 27/09/2014 que não previu nem mesmo o aumento acima de Qbaixo. Por isso, em área o ROC acabou mostrando um melhor desempenho dos membros do SAMPO-TBM em prever Qmedio.

Para as probabilidades da vazão de transbordamento, a metodologia de *time-lagged* se mostrou mais eficiente em prever as inundações bruscas, considerando que pelo menos 10% dos membros fossem capazes de prever o nível de transbordamento. E os membros pelo SAMPO-TBM obtiveram índices de probabilidade muito próximos.

Analisando os gráficos de ROC constituídos desta maneira, com pouca variação da taxa de Falso Alarme (sendo que pelos hidrogramas é perceptível que alguns membros se anteciparam nos níveis de referencia - principalmente de Qalto) foi decidido eliminar os *time-steps* do hidrograma com inicialização do radar para avaliar somente as probabilidades dos *ensembles*. Ou seja, na Figura 4.25 estão os diagramas de ROC considerando somente as 2 horas de antecedência das previsões dos 120 membros pelo TLAG e SAMPO-TBM.

Desta forma, fica mais claro que apesar dos membros do SAMPO-TBM preverem com superestimação as inundações bruscas, sua taxa de Falso Alerta é maior do que comparado com a metodologia do *time-lagged*. Isto se reflete na área do ROC em Qalto com 0.83 para o TLAG e 0.62 para o SAMPO-TBM. O mesmo acontece

quando analisado o nível de referencia Qmedio, o melhor desempenho foi para os *ensembles* do TLAG. Para Qbaixo o SAMPO-TBM mostrou melhor desempenho, pois nos dois eventos que a vazão com 2 horas antes estava abaixo de Qbaixo (com início em 27/09/2014 e 02/01/2015), o TBM previu melhor, visto que no TLAG as previsões não foram realizadas em 27/09/2014.

Figura 4.25 - Diagramas de ROC para os niveis de Qalto (à esquerda), Qmédio (ao centro) e Qbaixo (à direita) para os 120 membros do (a) time-lagged (TLAG) e (b) SAMPO-TBM (2 horas antes das inundações bruscas).

(a) TLAG

(b) SAMPO-TBM

Em Caseri et al. (2016) e Caseri (2017) as previsões de chuva com SAMPO-TBM (sem condicionamento) nos horizontes de 2 horas, obtiveram valores médios de área do ROC de 0.65. Com o uso do MHD em passos de tempo diários, Casagrande (2015) aplicou o diagrama de ROC para a bacia do Rio Itajaí, com ensembles do modelo atmosférico ETA. As previsões hidrológicas para inundações com 48 horas de antecedência, obtiveram valores de área de ROC superiores a 0.8 (entre bacias de 397 a 1650 km^2). O que também demonstra a dificuldade de se prever níveis de transbordamento até mesmo em escalas maiores de previsão meteorológica e hidrológica.

Em suma, ambas as metodologias obtiveram valores de ROC acima da faixa de 0.5 em todos os níveis de probabilidade, o que mostra uma boa eficiência dos ensembles. Porém o método por conjunto de vazões pelo SAMPO-TBM apresentou maiores taxas de falsos alertas, isto devido aos hidrogramas dos eventos com início em 23/11/2013 e 02/01/2013 superestimaram as vazões 2 horas antes das ocorrências de inundações bruscas. O método do TLAG apresenta uma boa previsão 2 horas antes das inundações bruscas, porém somente para os casos em que a chuva pode ser bem prevista pelo método de *cross-correlation*. No caso do evento com início em 27/09/2014, não houve mudança nos níveis de probabilidade de vazão pois a chuva era praticamente inexistente.

4.2.6 Mapeamento Probabilístico das Inundações Bruscas - SAMPO-TBM

São demonstradas nas Figuras 4.26, 4.28 e 4.29 as probabilidades das vazões de referencia acima de Qalto, duas horas antes das inundações bruscas a partir das 120 realizações do SAMPO-TBM. Os mapas demonstram que mais de 50% dos membros conseguiram prever o início das inundações 120 minutos antes de suas ocorrências.

Para o evento com início em 12/04/2014, as realizações do SAMPO-TBM não foram capazes de demonstrar vazões acima do nível de referencia Qalto. E mesmo com o mapeamento de Perigo Médio (Figura 4.27), menos de 10% dos membros representaram o aumento acima de Qmedio, o que esta em concordância com o hidrograma do evento na Figura 4.23 b.

As aplicações de mapas probabilísticos através dos modelos hidrológicos distribuídos podem aumentar a confiabilidade dos prognósticos de inundações bruscas, principalmente como ferramenta em centros de monitoramento e alerta. Isto demonstra, a versatilidade do MHD na espacialização do perigo, demonstrando os pontos de mai-

ores probabilidades de ocorrência das inundações, o que pode subsidiar ações de respostas mais efetivas.

Figura 4.26 - Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 29/11/2013, pelo SAMPO-TBM

Figura 4.27 - Mapeamento Probabilístico do Perigo Médio, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 12/04/2014, pelo SAMPO-TBM

Figura 4.28 - Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 27/09/2014, pelo SAMPO-TBM

Figura 4.29 - Mapeamento Probabilístico do Perigo Alto, 2 horas antes da ocorrência da inundação brusca para o evento com início em 02/01/2015, pelo SAMPO-TBM

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Como conclusão geral, nos 4 eventos de inundação brusca analisados, as previsões por conjunto de precipitação ajudaram, de alguma forma, a prever as vazões de transbordamento 2 horas antes de suas ocorrências na bacia do Rio Bengalas. Porém, é valido ressaltar alguns pontos observados durante a aplicação das metodologias:

O fator constante de correção para o campo de chuva estimada pelo radar, em modo diagnóstico, influenciou para que as médias espaciais e temporais da chuva estivessem mais próximas dos dados pluviométricos. Por consequência, os prognósticos por *cross-correlation*, apresentaram valores de POD acima de 0.5 para pelo menos 1 mm de chuva a cada 30 minutos, em todos os 4 eventos analisados. Este valor diminui conforme os horizontes de previsão aumentam (para 60, 90 e 120 minutos), como já observado em outros métodos de *tracking* e extrapolação de campos de chuva de radares meteorológicos.

As combinações de previsões com horizontes passados (*time-lagged*) podem ser úteis para aumentar as possibilidades de cenários de precipitação no futuro. Nas avaliações, os maiores valores de erros (MAE e RMSE), foram obtidos para previsões de horizontes de 120 minutos. Os índices estatísticos podem apresentar maiores variações para os pontos com maiores acumulados de chuva. O bias percentual mostra uma tendência a superestimava das médias previstas pelos ensembles do *time-lagged*, nos horizontes de 30, 60, 90 e 120 minutos.

Os resultados da chuva do método geoestatístico SAMPO-TBM também revelam uma tendência a superestimativa média dos valores em seus membros. Só que neste caso, os erros também estão associados aos pontos de condicionamento e parâmetros obtidos pelos campos de *cross-correlation*. Se a chuva extrapolada não previa altos valores de precipitação acumulada, as médias das 120 realizações do SAMPO-TBM, por consequência, não foram capazes de demonstrar os resultados obtidos com radar em diagnóstico.

As vazões simuladas e calibradas com dados de chuva de pluviômetros e diagnóstico do radar, mostraram limitações do MHD em descrever os hidrogramas das inundações bruscas. Os coeficientes de Nash e R2 se mostraram superiores a 0.38 e 0.39, respectivamente, nos 4 casos analisados. Porém, ao se utilizar os prognósticos da chuva por *cross-correlation*, as simulações continuas das vazões demonstram que, em alguns casos, as ondas de cheias puderam ser representadas melhor do que no modo diagnóstico.

Por isso, com as combinações de cenários de chuva pelo *time-lagged*, conseguiram prever melhor em média as vazões, para os horizontes de 30, 60, 90 e 120 minutos. Foram obtidos pelas estatísticas valores médios de 0.35 de Nash e 0.46 de R2 em um horizontes de previsão de 2 horas. Apesar das superestimavas das chuvas pelo *time-lagged*, as vazões apresentaram um bias percentual negativo considerando todos os casos analisados e os horizontes de previsão.

Esse bias negativo da vazão foi observado ao logo de todo hidrograma, pelos membros do *time-lagged*. Porém, se analisados as previsões pela composição dos 120 membro, 2 horas antes das inundações bruscas, os índices estatísticos estiveram próximos as simulações hidrológicas com dado de chuva do radar em diagnóstico. Descartando o evento com início em 27/09/2014, que não pode prever as vazões pois a chuva na bacia não foi representada com 2 horas de antecedência.

Ao analisar as previsões de vazão com os 120 membros do SAMPO-TBM, as chuvas superestimadas também superestimaram as vazões para os eventos com início em 29/11/2013 e 02/01/2015. No casos com início em 27/09/2014 alguns membros representaram a vazão acima do nível de transbordamento, o que não ocorreu nos membros pelo *time-lagged*. E ao contrario, no evento com início em 12/04/2014, nenhum dos membros pelo SAMPO-TBM previram o transbordamento com 2 horas de antecedência.

Comparando a probabilidade das vazões previstas com 2 horas de antecedência, com os *ensembles* do SAMPO-TBM e *time-lagged*, o diagrama de ROC demonstrou que a chuva prevista pelo SAMPO-TBM pode apresentar maiores índices de falsos alertas. Além da taxa de acerto por pelo menos 10% dos membros do *time-lagged* ser superior aos dos 120 membros do SAMPO-TBM. Ou seja, considerando todos os casos e suas probabilidades de acertos e falsos alertas, as inundações bruscas puderam ser previstas melhor pelo método de chuva que utiliza previsões passadas, o *time-lagged*, 2 horas antes de suas ocorrências.

5.1 Sugestões para trabalhos futuros

Apesar dos resultados terem demonstrado que as inundações bruscas podem ser previstas, em alguns casos, com 2 horas de antecedência para a área urbana de Nova Friburgo, existem limitações em partes das metodologias utilizadas, as quais podem ser melhoradas em estudos futuros:

Foi observado que existe uma grande dependência das estimativas de chuva em modo diagnóstico para com seus prognósticos. Ou seja, se a chuva não está bem estimada pelo radar, os campos extrapolados não poderão refletir os maiores valores de chuva dentro da bacia. Para isso, seria interessante utilizar outras métricas de correções para estimativa de chuva do radar, e não somente o fator multiplicativo aplicado nesta dissertação. Melhores resultados também poderiam ser obtidos com radares polarimétricos, em vista aos instalados recentemente pelo Cemaden em outras regiões do território nacional.

O método de composição das previsões pelo *time-lagged* também pode ser melhorado ao avaliar o peso que as previsões passadas tem nos horizontes futuros. Os membros poderiam ser constituídos colocando mais peso para inicializações mais próximas ao tempo presente. Por exemplo, o peso de uma previsão feita 30 minutos atrás para o tempo atual teria peso maior a uma previsão feita 120 minutos atrás.

Alguns parâmetros do SAMPO-TBM poderiam ser melhor estimados com novos métodos de *tracking* e advecção em seu algorítimo. Ao invés de utilizar somente os valores médios da magnitude e direção do vento, os *ensembles* poderiam considerar também o deslocamento de diferentes núcleos de precipitação. Porém, tomando o condicionamento da chuva como nesta dissertação (a partir de pontos do *nowcasting* do radar), esta grade poderia ser lagrangeana e acompanhar os núcleos de precipitação mais intensos. Os pontos de condicionamento fixos aplicados neste estudo impediram de considerar algumas regiões em que a precipitação estava mais intensa, por isso os membros não refletiram em sua média algumas zonas de maiores acumulados de chuva. O número de pontos de condicionamento também poderia ser maior, nesta dissertação foram utilizados somente 30 para uma grade de 150 x 150.

Com o crescente uso da abordagem dos *ensembles* para diversos diagnósticos e prognósticos, novas métricas de avaliações estão sempre surgindo. Neste trabalho a maioria das avaliações foram feitas para as médias do membros (exceto para o diagrama de ROC), por isso, também seria interessante analisar outras estatísticas de desempenho para as metodologias.

O modelo hidrológico MHD também apresenta limitações em descrever os hidrogramas no passo de tempo de 30 minutos. Vale ressaltar que, pela primeira vez o MHD, foi utilizado em simulações de grande resolução temporal e espacial (30 minutos e 250 metros). Para que os estudos avancem em outras localidades, seriam necessários mais dados observados de vazão na escala temporal e espacial das inundações bruscas, o que ainda é muito escasso no Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDERSSON, T.; IVARSSON, K.-I. A model for probability nowcasts of accumulated precipitation using radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 30, p. 135–141, 1991. 18

ARTHUR, A. Evaluation of the areal mean basin estimated rainfall (amber) flash flood algorithm at the tulsa, ok and sterling, va nwsfos. In: SYMPOSIUM ON PRECIPITATION EXTREMES: PREDICTION, IMPACTS, AND RESPONSES. **Proceedings...** [S.l.]: Amer. Meteor. Soc., 2001. p. 230–233. 2

AUSTIN, G. L.; BELLON, A. The use of digital weather records for short-term precipitation forecasting. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 100, n. 426, p. 658–664, 1974. 17

_____. Very short-range forecasting of precipitation by the objective extrapolation of radar and satellite data. In: BROWNING, K. A. e. (Ed.). **Nowcasting, K. A. Browning (Ed.), 177-190**. [S.l.]: Academic Press, London, UK, 1982. p. 177–190. Astrophysics and Space Science Proceedings. 18

BACELAR, L.; ANGELIS, C.; COSTA, I.; RODIGUEZ, M.; DAMé, R.; TEIXEIRA, C. Limiares de chuva deflagrafores de inundação brusca para bacias da região serrana do rio de janeiro: Radar meteorológico versus pluviômetros. In: SIMPóSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HíDRICOS, 2013, Bento Gonçalves -RS. **Proceedings...** [S.l.], 2013. 37, 48

BACELAR, L.; LINDBERGH, S.; SOUZA, M. R.; MELLO, G.; SATO, A.; ANGELIS, F. Análise de susceptibilidade considerando mapeamentos de inundação e deslizamento no corrego dantas – nova friburgo. In: CONGRESSO DA SOCIEDADE DE ANáLISE DE RISCO LATINO AMERICANA, III., 2016, São Paulo, Brasil – 10 a 13 de Maio de 2016. **Proceedings...** [S.l.], 2016. 9

BACELAR, L.; TOMASELLA, J.; CAMARGO, H.; ANGELIS, C. F. Flash flood forecasting using weather radar and satellite data for urban catchment in rio de janeiro. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON FLOOD MANAGEMENT, 6th., 2014, São Paulo - SP. **Proceedings...** [S.l.], 2014. 37, 42

BALL, J. E. The influence of storm temporal patterns on catchment response. **Journal of Hydrology**, v. 158 ISSN 0022-1694, n. 3-4, p. 285–303, 1994. 19

BARRERA A. ALTAVA-ORTIZ, V. L. M. C. B. M. Heavy rain prediction using deterministic and probabilistic models – the flash flood cases of 11 – 13 October 2005 in Catalonia (NE Spain). **Advances in Geosciences**, v. 12, p. 121–126, 2007. ISSN 1680-7359. Available from: <http://www.adv-geosci.net/12/121/2007/>. 1

BATTAN, L. J. Observations of the formation and spread of precipitation in cumulus clouds. **Journal of Meteorology**, v. 10, p. 311–324, 1953. 13

BELLON, A.; AUSTIN, G. L. The evaluationof two years of real time operation of a short-term precipitation forecasting procedure (sharp). **Journal of Applied Meteorology**, v. 17 DOI: 10.1175/1520-0450, n. 12, p. 1778–1787, 1978. 17

_____. The accuracy of short-term radar rainfall forecasts. **Journal of Hydrology**, v. 70, n. 1-4, p. 35–49, 1984. 18

BERENGUER, M.; CORRAL, C.; SANCHEZ-DIEZMA, R.; SEMPERE-TORRES, D. Hydrological validation of a radar-based nowcasting technique. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, p. 532–549, 2005. 58

BERNARDES, L. M. C. Tipos de clima do estado do rio de janeiro. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 14, p. 57–80, 1952. 21

BIGGERSTAFF, M. I.; LISTEMAA, S. A. An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2129–2150, 2000. Available from: <https://doi.org/10.1175/1520-0450(2001)040<2129:AISFCS>2.0.CO;2>. 27

BOWEN, E. G. Radar observations of rainand their relation to mechanisms of rain formation. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 1, p. 125–140, 1951. 13

BOWLER, N. E.; PIERCE, C. E.; SEED, A. W. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, n. 620, p. 2127–2155, 2006. ISSN 00359009. Available from: <http://doi.wiley.com/10.1256/qj.04.100>. 2

BRAS, R.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. **Random functions and hydrology**. New York. - USA: Dover Publications, 1994. 31, 32

BROWNING, K. A. Local weather forecasting. **Proceedings of the Royal Society of London Series A**, v. 371, n. 1745, p. 179–211, 1980. 17, 19

BYERS, H. R.; JR., R. R. B. The thunderstorm. In: OFFICE, U. G. P. (Ed.). 2. ed. [S.l.: s.n.], 1949. p. 187 pp. 13

CARPENTER, T. M.; GEORGAKAKOS, K. P.; SPERFSLAGE, J. A. On the parametric and nexrad-radar sensitivities of a distributed hydrologic model suitable for operational use. **Journal of Hydrology**, v. 253, p. 169–193, 2001. 19

CASAGRANDE, L. **Previsão de cheias na Bacia hidrográfica do rio Itajaí-Açu, SC, usando previsão numérica de tempo e modelagem hidrológica**. 148 p. PhD Thesis (PhD) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015-11-26 2015. Available from: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/11.09.20.47>. Access in: 12 ago. 2017. 8, 42, 45, 96, 100

CASERI, A. **Apport de la simulation conditionnelle géostatistique pour la prévision immédiate d'ensemble de pluies et l'alerte aux crues rapides**. 201 p. Spécialité: Hydrologie. Tese de Doutorado — L'Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech), Paris - France, 2017. 34, 59, 60, 68, 74, 87, 95, 100

CASERI, A.; JAVELLE, P.; RAMOS, M. H.; LEBLOIS, E. Generating precipitation ensembles for flood alert and risk management. **Journal of Flood Risk Management**, v. 9, n. 4, p. 402–415, 2016. ISSN 1753318X. 1, 3, 8, 95, 100

CEPED-UFSC. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010: volume Brasil**. [S.l.], 2012. 94 p. Relatório Técnico. 1, 3

_____. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991 a 2010: volume Rio de Janeiro**. [S.l.], 2012. 94 p. Relatório Técnico. 3, 11

CLUCKIE, I.; OWENS, M. D. **Real-time rainfall-runoff models and use of weather radar information, In: Weather Radar and Flood Forecasting, V. Collinge C. Kirby**. [S.l.]: 171-190, 1987. 19

COLLISCHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 188 p. Tese de Doutorado - Instituto de Pesquisas Hidráulicas — universidade Federal do Rio Grande do Sul, Rio Grande do Sul, 2001. Available from: <https://www.lume.ufrgs.br/bitstream_id/3231/>. Access in: 2017. 37, 38

COPPETEC, I. **Plano de Saneamento Básico Do Município De Nova Friburgo – PLAMSAB – Produto 2.** Diagnóstico da Situação do Saneamento, Atividade 310, 350 e 360 – Situação dos Serviços de Manejo de Águas Pluviais.Rio de Janeiro, 2014. 98p. Relatório técnico. Access in: 28 ago. 2006. 9, 10, 21

CREUTIN, J.-D.; LEBLOIS, E.; LEPIOUFLE, J.-M. Unfreezing Taylor's Hypothesis for Precipitation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 6, p. 2443–2462, 2015. ISSN 1525-755X. Available from: <http://dx.doi.org/10.1175/JHM-D-14-0120.1>. 34

DAVIS, R. S. Flash flood forecast and detection methods. **Meteorological Monographs**, v. 50, p. 481–526, 2001. Available from: <https://doi.org/10.1175/0065-9401-28.50.481>. 2

DIXON, M.; WIENER, G.; DIXON, M.; WIENER, G. Titan: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting — a radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, p. 785–797, 1993. ISSN 0739-0572. Available from: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0426{%}281993{%}29010{%}3C0785{%}3ATTITAA{%}3E2.0.CO{%}3B2>. 43, 55, 57

DUAN, Q.; SOROOSHIAN, S.; GUPTA, V. K. Optimal use of the sce-ua global optimization method for calibrating watershed models. **Journal of Hydrology**, v. 158, n. 3–4, p. 265 – 284, 1994. 41

EBERT, E. E.; WILSON, L. J.; BROWN, B. G.; NURMI, P.; BROOKS, H. E.; BALLY, J.; JAENEKE, M. Verification of nowcasts from wwrp sydney 2000 forecast demonstration project. **Weather and Forecasting**, v. 19, p. 73 – 96, 2004. 58

FABRY, F.; SEED, A. W. Quantifying and predicting the accuracy of radar-based quantitative precipitation forecasts. **Advances in Water Resources**, v. 32, n. 7, p. 1043–1049, 2009. 18

FALCK, A. S. **Avaliação da incerteza nas estimativas de precipitação por satélite e sua propagação no modelo hidrológico distribuído MHD-INPE**. 183 p. PhD Thesis (PhD) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015-02-26 2015. Available from: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/02.26.17.15>. Access in: 12 ago. 2017. 8, 39, 42, 96

FALCK, A. S.; VILA, D.; TOMASELLA, J.; MAGGIONI, V.; DINIZ, F. A. L. AvaliaÃ§Ãde um Modelo EstocÃ¡stico de Erro Multidimensional Aplicado a Estimativas de PrecipitaÃ§Ãpor SatÃ. **Revista Brasileira de Meteorologia**, scielo, v. 31, p. 52 – 63, 03 2016. ISSN 0102-7786. Available from: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862016000100052&nrm=iso>. 2, 40

FAURèS, J. M.; GOODRICH, D. C.; WOODLHISER, D. A.; SOROOSHIAN, S. Impact of smallscale spatial rainfall variability on run-off modelling. **Journal of Hydrology**, n. 173, p. 309–326, 1995. 19

FAWCETT, T. An introduction to roc analysis. **Pattern Recognition Letters**, v. 27, p. 861–874, 2006. 44

GERMANN, U.; ZAWADZKI, I. Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. part ii: Probability forecasts. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, p. 74–89, 2004. 18, 48

GOLDING, B. Long lead time flood warnings: reality or fantasy? **Meteorological Applications**, v. 16, p. 3–12, 2009. 19

GRUNTFEST, E.; HANDMER, J. **Copping with flash floods**. USA: University of Colorado, 1999. 1, 12

GU, H.-h.; YU, Z.-b.; YANG, C.-g.; JU, Q.; LU, B.-h.; LIANG, C. Hydrological assessment of TRMM rainfall data over Yangtze River Basin. **Water Science and Engineering**, Hohai University. Production and hosting by Elsevier B.V., v. 3, n. 4, p. 418–430, 2010. ISSN 16742370. Available from: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1674237015301319>. 2

GUPTA, R. **Hydrology and Hydraulic Systems**. Waveland Press, 2008. ISBN 9781577664550. Available from: <https://books.google.com.br/books?id=1ns_SgAACAAJ>. 7, 8

HAMILL, T. M.; NEHRKORN, T. A short-term cloud forecast scheme using cross correlations. **CWeather and Forecasting**, v. 8, n. 4, p. 401–411, 1993. ISSN 0882-8156. 57

HAPUARACHCHI, H. A. P.; WANG. A review of methods and systems available for flash flood forecasting. **Journal CSIRO Water for a Healthy Country Flagship**, n. July, p. 61 pages, 2008. Available from: <https:

//publications.csiro.au/rpr/download?pid=csiro:EP122936{&}dsid=DS7>. 3

HITSCHFELD, W.; BORDAN, J. Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. **Journal of Meteorology**, Journal of Meteorology, p. 58–67, 1954. 13

ISAAKS, E.; SRIVASTAVA, R. **An Introduction to Applied Geostatistics**. USA: Oxford University Press, New York., 1990. 31, 32

JUNIOR, J. L. S.; TOMASELLA, J.; RODRIGUEZ, D. A. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the madeira river basin. **Climate Change**, 2014. 37, 39, 42

KESSLER, E. Computer program for calculating average lengths of weather radar echoes and pattern bandedness. **Journal of Atmospheric Science**, v. 23, p. 569–574, 1966. 17

KESSLER, E.; RUSSO, J. A. Statistical properties of weather radar echoes. In: 10TH WEATHER RADAR CONFERENCE, 1963, pp. 25-33, Washington, D.C., American Meteorological Society, Boston, Massachusetts. **Proceedings...** [S.l.], 1963. 17

KIM, E. S.; CHOI, H. I. Assessment of vulnerability to extreme flash floods in design storms. **International Journal of Environmental Research and Public Health**, v. 8, n. 7, p. 2907–2922, 2011. ISSN 16604601. 1

KIM, K. J.; KIM, Y. O.; KANG, T. H. Application of time-lagged ensemble approach with auto-regressive processors to reduce uncertainties in peak discharge and timing. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, Elsevier B.V., v. 9, p. 140–148, 2017. ISSN 22145818. Available from: <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.12.081>. 31

KRAJEWSKI, W. F.; VENKATARAMAN, L.; GEORGAKAKOS, K. P.; JAIN, S. C. A monte carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment mode. **Water Resources Research**, p. 119–128, 1991. 19

KRZYSZTOFOWICZ, R. Why should a forecaster and a decision maker use bayes theorem? **Water Resources Research**, v. 19, p. 327–336, 1983. 18

KYZNAROVÁ, H.; NOVÁK, P. In: **Development of Cell-Tracking Algorithm in the Czech Hydrometeorological Institute**. Proceedings of

WSN05, 2005. p. 6. Available from: <http://www.meteo.fr/cic/wsn05/resumes{_}longs/2.17-121.pdf>. 2

LANGILLE, R.; GUNN, K. L. S. Quantitative analysis of vertical structure in precipitation. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 301–304, 1948. 13

LAURENT, H.; MACHADO, L. A. T.; MORALES, C. A.; DURIEUX, L. Characteristics of the Amazonian mesoscale convective systems observed from satellite and radar during the WETAMC/LBA experiment. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 107, n. 20, p. 20–21, 2002. ISSN 01480227. 2

LEBLOIS, E.; CREUTIN, J. D. Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method. **Water Resour.**, v. 49, p. 3375–3387, 2013. 32, 34

LEE, G.; SEED, A. W.; ZAWADZKI, I. Modeling the variability of drop size distributions in space and time. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, p. 742–756, 2007. 18, 58

LIANG, Q.; FENG, Y.; DENG, W.; HU, S.; HUANG, Y.; ZENG, Q.; CHEN, Z. A composite approach of radar echo extrapolation based on trec vectors in combination with model-predicted winds. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 27, n. 5, p. 1119– 1130, 2010. 58

LIGDA, M. G. H. Radar storm observation. **Compendium of Meteorology, T. F. Malone American Meteorological Society**, p. 1265–1282, 1951. 17

LORENZ, E. N. Deterministic nonperiodic flow. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 20, p. 120–141, 1963. 17

_____. On the existence of extended range predictability. **Journal of Applied Meteorology**, v. 12, p. 543–546, 1973. 17

MACHADO, L. A.; MARIA, A.; HEUMINSKI, G.; FELIPE, P.; ALBRECHT, R. PROJETO SOS- CHUVA (Sistema de Observação e Previsão de Tempo Severo) Previsão Imediata de Tempestades Intensas e Entendimento dos Processos Físicos no Interior das Nuvens. p. 1–48, 2017. 3

MANTOGLOU, A.; WILSON, L. The turning bands method for simulation of random fields using line generation by a spectral method. **Water Resources Research**, v. 18, p. 1379–1394, 1982. 32

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. The distribution of rain-drops with size. **Journal of Meteorology**, v. 5, p. 165–166, 1948. 13

MITTERMAIER, M. P. Improving short-range high-resolution model precipitation forecast skill using time-lagged ensemble. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 627, p. 1487–1500, 2007. 30

MOEL, H.; AERTS, J. C. Effect of uncertainty in land use, damage models and inundation depth on flood damage estimates. **Natural Hazards**, v. 58, n. 1, p. 407–425, 2011. ISSN 0921030X. 1

MOLINI, A.; LANZA, L.; BARBERA, P. L. Improving the accuracy of tipping-bucket rain records using disaggregation techniques. **Atmospheric Research**, v. 77, n. 1, p. 203 – 217, 2005. ISSN 0169-8095. Precipitation in Urban Areas. Available from: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169809505001006>. 15

MURPHY, A. H.; CARTER, G. M. On the comparative evaluation of objective and subjective precipitation probability forecasts in terms of economic value. In: EIGHTH CONFERENCE ON WEATHER FORECASTING AND ANALYSIS, 1980, pp. 478-487, American Meteorological Society, Denver, Colorado, 10-13 June. **Proceedings...** [S.l.], 1980. 18

NORMAN, K.; SEED, A.; PIERCE, C. A comparison of two radar rainfall ensemble generators. In: SIXTH EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HYDROLOGY (ERAD 2010), 2010. **Proceedings...** [S.l.], 2010. 18, 59

OBLED, C.; WENDLING, J.; BEVIN, K. The sensitivity of hydrological models to spatial rainfall patterns: an evaluation using observed data, journal of hydrology. **Journal of Hydrology**, v. 159, p. 305–333, 1994. 19

PADILHA, L. **Simulações de Eventos de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro usando o Modelo WRF**. 2011. 83 p. Dissertação de Mestrado — Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Rio de Janeiro, 2011. Access in: 2011. 11

PAIVA, A. C. d. E. **Previsibilidade de cheias na bacia do rio Iguaçu/Sarapuí - RJ, usando modelagem hidrológica distribuída**. 102 p. Master Thesis (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2014-04-23 2014. Available from:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2014/04.15.19.16>. Access in: 12 ago. 2017. 42, 83

PESSOA, M. L.; RAAEL, L. B.; EARLE, R. W. Use of weather radar for flood forecasting in the sieve river basin: A sensitivity analysis. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, p. 462–475, 1993. 19

PIERCE, C. E.; NORMAN, K.; SEED, A. Use of ensemble radar estimates of precipitation rate within a stochastic, quantitative precipitation nowcasting algorithm. In: **Eighth International Symposium on Weather Radar and Hydrology, Exeter, UK, April 2011**. [S.l.: s.n.], 2011. 18, 59

PINHEIRO, H.; ANDRADE, K.; MOURA, C. A maior catástrofe climática do Brasil sob a visão operacional do CPTEC/INPE. 2011. 2

POLI, V.; ALBERONI, P.; CESARI, D. Intercomparison of two nowcasting methods: preliminary analysis. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 101, n. doi: 10.1007/s00703-007-0282-3, p. 229–244, 2008. 58

RINEHART, R. E. **A pattern-recognition technique for use with conventional weather radar to determine internal storm motions**. [S.l.], 1981. 105–118 p. Relatório Técnico. 18

RODRIGUEZ, D. **Impactos dos padrões espaciais da vegetação nas variáveis atmosférica e terrestre do ciclo hidrológico, em bacia de Floresta Amazônica.** 244 p. — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2011. Available from: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18/2011/02.23.18.55>. Access in: 2015. 37, 42

ROSIM, S.; MONTEIRO, A. M. V.; O, C. D. R.; OLIVEIRA, J. Uma ferramenta open source que unifica representações de fluxo local para apoio à gestão de recursos hídricos no brasil. **Revista Informática Pública**, v. 47, p. 29–49, 2008. 38

RUSSO, J. A.; BOWNE, N. E. Linear extrapolation as a meteorological forecast tool when applied to radar and cloud ceiling patterns. In: NINTH WEATHER RADAR CONFERENCE, 1962, Kansas City, Mo., October 23-26. **Proceedings...** [S.l.], 1962. 17

RUZANSKI, E.; CHANDRASEKAR, V.; WANG, Y. The casa nowcasting system, journal of atmospheric and oceanic technology. v. 28, p. 640–655, 2011. 58

RYDE, J. W. The attenuation and radar echoes produced at centimetre wave-lengths by various meteorological phenonema. **Journal Meteorological Factors in Radio-Wave Propagation, Physical Society of London**, p. 169–189, 1946. 13

SCHMID, W.; MECKLENBURG, S.; JOSS, J. Short-term risk forecasts of severe weather. **Physics and Chemistry of the Earth**, v. 25, p. 1335–1338, 2000. 18

SEED, A. A dynamic and spatial scaling approach to advection modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, p. 381 – 388, 2003. 48

SELEX. Rainbow 5 sofware manual - products and algorithms. **Selex ES GmBH Gematronik Weather Radar Systems**, Release 5.46.0, p. 514, 2012. 28, 30, 55

SHARIF, H. O.; YATES, D.; ROBERTS, R.; MUELLER, C. The use of an automated nowcasting system to forecast flash floods in an urban watershed. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 190–202, 2006. 19

STEINER, M.; JR., R. A. H.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 9, p. 1978–2007, 1995. Available from: <https://doi.org/10.1175/1520-0450(1995)034<1978:CCOTDS>2.0.CO;2>. 27

STOUT, G. E.; NEILL, J. C. Utility of radar in measuring areal rainfall. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, n. 1, p. 21–27, 1953. 13

SUN, J.; XUE, M.; WILSON, J. W.; ZAWADZKI, I.; BALLARD, S. P.; ONVLEE-HOOIMEYER, J.; JOE, P.; BARKER, D. M.; LI; WAH, P.; GOLDING, B.; XU, M.; PINTO, J. Use of nwp for nowcasting convective precipitation: Recent progress and challenges. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 95, n. 3, p. 409–426, 2014. ISSN 00030007. 2

THORNDAHL, S.; POULSEN, T. S.; THOMAS; BORUP, M.; AHM, M.; NIELSEN, J. E.; GRUM, M.; RASMUSSEN, M. R.; GILL, R.; MIKKELSEN, P. S. Comparison of short-term rainfall forecasts for modelbased flow prediction in urban drainage systems. **Water Science and Technology**, v. 68, n. 2, p. 472–478, 2013. ISSN 02731223. 3

THORNDAHL, S.; RASMUSSEN, M. R. Short-term forecasting of urban storm water runoff in real-time using extrapolated radar rainfall data. **Journal of**

Hydroinformatics, v. 15, n. 3, p. 897, 2013. ISSN 1464-7141. Available from: <http://www.iwaponline.com/jh/015/jh0150897.htm>. 3

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The water balance. **Publication in Climatology Laboratory of Climatology, Centerton**, v. 8, n. 1, 1955. 21

TOMINAGA, L.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres naturais**. : conhecer para prevenir. São Paulo : Instituto Geológico, 2009. ISBN 978-85-87235-09-1. Available from: <http://www.igeologico.sp.gov.br/downloads/livros/DesastresNaturais.pdf>. 11

TUCCI, C. **Hidrologia**. : ciência e aplicação. Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Editora da UFRGS / ABRH, 1998. ISBN 978-85-7025-924-0 vol.4 Ed.4. 7, 8

_____. **Modelos hidrológicos**. Universidade Federal do Rio Grande do Sul: Editora da UFRGS / ABRH, 2005. ISBN 978-85-7025-924-0 vol.4 Ed.4. 7, 8

TWOMEY, S. On the measurement of precipitation by radar. **Journal of Meteorology**, v. 10, p. 601–620, 1953. 13

UCAR. **Flash flood early warning system reference guide**. [s.n.], 2010. 204 p. ISBN 9780615374215. Available from: <http://www.meted.ucar.edu/communities/hazwarnsys/ffewsrg/FF{_}EWS.pdf>. 1, 3, 7, 8, 15, 16

VELASCO-FORERO, C. A.; SEMPERE-TORRES, D.; CASSIRAGA, E. F.; GóMEZ-HERNáNDEZ, J. J. . A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. **Advances in Water Resources**, v. 32, p. 986–1002, 2009. 18

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational goes infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, p. 1883–1898, 1998. Available from: <https://doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<1883:TOGIRE>2.0.CO;2>. 3

VILA, D. A.; GONCALVES, L. G. G. de; TOLL, D. L.; ROZANTE, J. R. Statistical Evaluation of Combined Daily Gauge Observations and Rainfall Satellite Estimates over Continental South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, n. 2, p. 533–543, 2009. ISSN 1525-755X. 2, 15

VIVONI, E. R.; ENTEKHABI, D.; BRAS, R. L.; IVANOV, V. Y.; HORNE, M. P. V. Extending the predictiability of hydrometeorological flood events using radar rainfall nowcasting. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 660–677, 2006. 19

WANG, J. Overview of the beijing 2008 olympics project. part i. **Forecast Demonstration Project, A report to the WMO World Weather Research Programme**, 2009. 31, 58

WILSON, J. W. **Movement and predictability of radar echoes**. Memo ERTM-NSSL-28, National Severe Storms Laboratory, 30 pp., Available from National Information Service, Operations Division, Springfield, 1966. VA 22161. Relatório Técnico. 17

YEUNG, H.-Y.; MAN, C.; CHAN, S. T.; SEED, A. W. Application of radar-raingauge co- kriging to improve qpe and quality control of real-time rainfall data. In: **The eighth International Symposium on Weather Radar and Hydrology, Exeter, UK, April**. [S.l.: s.n.], 2011. 18

ZAWADZKI, I. Statistical properties of precipitation patterns. **Journal of Applied Meteorology**, v. 12, p. 459–472, 1973. 17

APÊNDICE A - SISTEMAS DE ALERTA NO BRASIL

Para entender porque os sistemas de alerta no Brasil são considerados instrumentos que colaboram para a gestão de riscos, podemos analisar os arranjos institucionais previstos na base legal. No contexto federal, os gerenciamentos dos riscos a desastres naturais são regidos por leis e decretos, com metas e diretrizes específicas, que ressaltam a importância de cada entidade governamental envolvida em seu ciclo.

Como pilar, a constituição de 1988 estabelece no artigo 21, inciso IX, que cabe à instância federal elaborar e executar planos nacionais e regionais de ordenamento de território. O inciso XVIII retrata a competência da União no planejamento e na promoção da defesa permanente contra calamidades públicas, especialmente secas e inundações. No mesmo ano, foi instaurado pelo decreto nº 97.274, o Sistema Nacional de Defesa Civil (SNDC), que trata de forma muito abrangente as atribuições federais em situação de calamidade pública. Vale ressaltar que não é exemplificada nenhuma tipologia de ameaça que contribua para essas calamidades, muito menos o termo 'desastre natural' é citado. Em agosto de 1993 este decreto foi revogado para o nº 895, em que são descritas as atribuições dos ministérios em vigor, diante de desastres naturais ou provocados pelo homem. Neste escopo, a Defesa Civil poderia ser definida como a principal responsável pelo conjunto de ações de resposta, socorro ou assistência, destinado a evitar ou minimizar os desastres naturais. Fica, então, como competência do Ministério de Minas e Energia (MME) planejar e promover medidas relacionadas ao controle de cheias e inundações, através de monitoramento das condições hidrológicas, dos deflúvios das barragens, dos sistemas hidroelétricos e das bacias hidrográficas em geral, na época a cargo do Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica. Além disso, para o Ministério de Ciência, Tecnologia, Inovação e Comunicação (MCTIC), a atribuição de desenvolver estudos de pesquisas que permitam determinar áreas de risco, bem como fornecer informações destinadas à orientação das ações de defesa civil. Ou seja, pela primeira vez é vista a necessidade de um fluxo de informação proveniente de um órgão de prevenção para um órgão com competência em resposta a desastres naturais. No mesmo decreto, é explicitada no inciso VII do artigo 10, a competência do Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento (MAPA) em fornecer dados e análises relativos a previsões meteorológicas e climáticas, com vistas às ações de defesa civil. Igualmente, vemospela primeira vez em um decreto, as previsões meteorológicas sendo caracterizadas como fundamentos essenciais para a organização de gestão em resposta a desastres, de certa forma concluindo que a principal deflagradora das ameaças possa ser a chuva.

Mais tarde, o Sistema Nacional de Gerenciamento de recursos Hídricos (SNGRH) é instituído em 1997 com a Lei 9.433, através da Política Nacional de Recursos Hídricos. O Artigo 2, inciso III, data como objetivos da lei, a prevenção e a defesa contra eventos hidrológicos críticos de origem natural ou decorrentes do uso inadequado dos recursos naturais, porém não esclarece como a União deve promover essas ações e nem quais corporações estão envolvidas. De fato, em julho de 2000, com a criação da Agência Nacional de Águas (ANA), a tipologia de inundação aparece, descrita no inciso X, artigo 4, da Lei 9.948, como atribuição a ser prevenida e minimizada pela instituição federal no âmbito do SNGRH, em articulação com o órgão central do SNDC e com apoio aos Estados e Municípios. O ato se torna relevante, pois a concepção de prevenção e monitoramento das inundações, que provocam desastres naturais, passa a não ser mais competência do Ministério de Minas e Energia, mas sim integrar o quadro da ANA, vinculada ao Ministério do Meio Ambiente (MMA). Outro ponto a ser ressaltado é que a maior parte da rede de estações hidrológicas da ANA foi herdada de um departamento que visava, a priori, o uso da água para abastecimento e energia, por isso as grandes bacias estavam sendo monitoradas com objetivo principal de supervisionar as barragens e os reservatórios, e não inundações ou enxurradas em ambiente urbano, que são as que mais contribuem para os desastres.

O decreto do SNDC é, então, revogado em 2005 para o nº 5.376, onde trata no artigo 15, inciso XVII, que o MMA forneceria dados e análises relativas ao monitoramento dos rios e açudes, com vistas às ações de defesa civil e promoveria o controle de cheias e inundações. De acordo com o inciso XVI, o MCTIC, no entanto, continuaria com a atribuição de desenvolver estudos e pesquisas para determinar áreas de risco, com a competência a mais de fornecer informações destinadas à orientação das ações de defesa civil com análises relativas às previsões meteorológicas. O inciso VI, do artigo 14, mantém o caráter de previsão meteorológica e climática ao Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento, com ênfase em desastres nas áreas de produção alimentícia. No artigo 10, inciso XX, é citada a proposta de implantação do Centro Nacional de Gerenciamento de Riscos e Desastres (CENAD), que mais tarde se tornaria o maior órgão nacional da Defesa Civil relacionado aos desastres naturais.

Todavia, as informações que subsidiam as ações de defesa civil, ainda permanecem desconectas. No cenário federal existente, os avisos meteorológicos são emitidos pelo Centro de Previsão do Tempo de Estudos Climáticos (CPTEC), órgão de meteorologia pertencente ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e vinculado

ao MCTIC, e pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), enquadrado no MAPA, enquanto os avisos de inundação estão a cargo da ANA, vinculado ao MMA. Até então, não existe suporte jurídico para que as previsões de chuva sejam usadas como elementos do aviso de inundação. A meteorologia e a hidrologia caminham separadamente, mas com propósito comum de aporte aos órgãos de resposta. É importante ressaltar que os avisos meteorológicos, ao serem competência legal de dois institutos em ministérios distintos, designa aos órgãos de resposta a interpretação final dos mesmos. O problema disso é que em muitos casos as informações podem divergir, uma vez que ainda não há no Brasil uma hierarquização dos comunicados de perigo. Não existem ações prioritárias com base nos avisos meteorológicos de uma única instituição, em nenhuma esfera, federal, estadual ou municipal.

A fundamentação dos decretos instaurados no momento permite identificar alguns termos usados na gestão de desastres. Por interpretação, tanto os avisos meteorológicos, quanto os hidrológicos estão sendo usados para avisar sobre uma ameaça, ou seja, eles apontam uma situação de perigo. Como já explicado anteriormente, o perigo compõe o cenário de risco, é uma variável importante a ser contabilizada em sua equação. Muitas vezes, os boletins de aviso utilizam de forma errônea os conceitos de "risco" e "perigo" como sinônimos. Outros exemplos são os termos "chuva forte localizada", "pancadas intensas", "vendaval", "granizo", atribuídas ao fenômeno meteorológico ameaçador, que incorpora os relatórios de avisos enviados às defesas civis. Essas análises eram e ainda são elaboradas pelos meteorologistas do CPTEC e do INMET, que consultam os prognósticos da precipitação e do vento, fornecidos pelos modelos atmosféricos. No âmbito hidrológico, a ANA emite os avisos principalmente com base nos dados das estações fluviométricas. Através de análises estatísticas, a própria instituição estabelece percentis de cotas e de vazões fluviais que são mais ou menos frequentes, em cada estação hidrológica. Um aviso hidrológico pode ser emitido, por exemplo, quando a vazão de uma estação ultrapassa o valor de 95% da sua frequência histórica, caracterizando um evento extremo que pode estar associado com uma inundação. Ao considerar que, em muitos casos, é necessária a presença da chuva para deflagrar uma inundação, permite uma ligação rápida e lógica das previsões meteorológicas com as previsões hidrológicas. Esse arranjo que ligaria duas instituições, e por consequência dois avisos, exigiria mais de uma ferramenta que compilasse e unisse essas informações, algo que até o ano de 2005, com o decreto nº 5.376, não existia.

Com os subsequentes desastres de grandes proporções ocorridos em 2008, em Santa Catarina, e em 2011 na região serrana do Rio de Janeiro, as autoridades públicas se

obrigaram a repensar as falhas da gestão de risco brasileira, principalmente quanto à comunicação da previsão desses desastres. Para os atores de resposta, avisos de "chuva intensa em pontos isolados" se mostraram informações muito generalizadas, enquanto as ameaças factíveis são tipologias geodinâmicas, como os deslizamentos, e hidrológicas, como as inundações. De fato, os cidadãos atingidos nas maiores catástrofes morreram soterrados por movimentos de massa ou carregados pelas inundações bruscas. Milhares dos desabrigados perderam suas casas pelas cheias invadidas nas planícies, e não pela "chuva intensa em pontos isolados" em si. A questão central seria como reformular as informações provenientes dos órgãos técnicos que subsidiam as ações de resposta da defesa civil. O SNDC era responsável por pesquisar sobre metodologias para determinar e localizar as áreas de risco, quando em 1 º de julho de 2011, pelo decreto 7.513, é aprovaa uma nova estrutura regimental com a criação do Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres Naturais (Cemaden), ligado ao MCTIC. A nova instituição federal tem com principal função emitir alertas de risco a processos físicos que causam desastres naturais ao CENAD. Neste momento, os alertas de risco passam a sobrepor os avisos meteorológicos e hidrológicos, e de fato, se tornam a principal ferramenta para decisão de resposta aos desastres. Os alertas são elaborados com base em monitoramento constante das ameaças, enquanto que os avisos eram produtos das previsões, normalmente enviados apenas em horários comerciais (diurno). Para elaborar um alerta de risco a inundação, por exemplo, é necessária a análise do possível cenário de risco por uma equipe multidisciplinar, que envolve no mínimo um meteorologista, um hidrólogo e um especialista em desastres naturais.

Os alertas são de risco, pois as áreas monitoradas, 24 horas por dia pelo Cemaden, são de risco. A delimitação de uma área de risco leva em consideração os elementos em exposição ao risco e seus graus de suscetibilidade e vulnerabilidade a um dado processo. Em um evento de inundação, por exemplo, os níveis e as velocidades das cheias em eventos passados podem ajudar a mapear as áreas frequentemente atingidas (suscetibilidade) e com isso, delimitar os habitantes que são mais vulneráveis ao processo, quantificando a vulnerabilidade, através de variáveis socioeconômicas ou até mesmo pela estrutura física das moradias. O plano inicial do centro federal é emitir alertas aos dois processos que mais causam danos fatais no território brasileiro: os movimentos de massa e as inundações. Para comunicar as defesas civis sobre o risco dos processos, é necessário, portanto, o mapeamento das áreas a serem alertadas. Com o propósito de fornecer informações básicas para o monitoramento, a União designou aos órgãos já existentes, com maior experiência e competência técnica, a tarefa de delimitar as áreas de risco dos dois principais processos. A Com-

panhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) mapeou, entre 2011 e 2015, mais de 1000 municípios brasileiros com áreas de risco a movimento de massa e inundações. Outros institutos mais antigos em suas expertises também promovem suporte ao Cemaden, como no caso do INPE, que fornece as previsões dos modelos atmosféricos, o INMET, que transmite os dados das estações meteorológicas, e a ANA, que providencia as informações da rede operacional hidrológica. Estima-se que mais de 20 milhões de reais foram investidos nos últimos cinco anos em prevenção aos desastres naturais no país, incluindo a expansão da rede pluviométrica, fluviométrica e de radares meteorológicos.

Mas o que de fato reformulou juridicamente a estrutura de gestão de riscos no Brasil foi a implantação da lei 12.608 de abril de 2012, que veio complementar o Sistema de Nacional de Proteção e Defesa Civil, instituindo a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil. No segundo artigo é informado que seria dever, tanto da União, quanto dos Estados e Municípios, adotar as medidas necessárias constadas na lei para redução de riscos a desastres, mesmo com a incerteza relativa à mensuração dos riscos. Descritos como objetivos na lei, estão as inserções das ações de proteção à gestão territorial e do planejamento das políticas setoriais, o incentivo ao desenvolvimento de cidades resilientes e aos processos sustentáveis de urbanização, a identificação das ameaças, suscetibilidades e vulnerabilidades a desastres, o monitoramento dos eventos causadores de desastres, a criação dos alertas antecipados, a ação contra a ocupação de áreas ambientalmente vulneráveis, a capacitação de comunidades para a adoção de medidas de prevenção e de resposta quanto à situação de desastre e, por fim, a incorporação de informações em sistemas capazes de auxiliar na previsão e no controle das consequências de eventos adversos à população, bens, serviços e meio ambiente. Os artigos 6, 7 e 8 competem, respectivamente, à União, Estados e Municípios realizarem os mapeamentos de risco de desastres naturais em geral. Porém cabe ao Município coibir novas ocupações nessas áreas. Uma politica importante adotada a partir desta lei retrata que os municípios, que pretendem ampliar seu perímetro urbano após a publicação desta lei, deverão elaborar um projeto específico que contenha, no mínimo, a delimitação das áreas com restrições à urbanização e dos trechos de interesse ao controle específico em função do risco de desastres naturais, ou seja, a partir de agora os mapeamentos de risco devem fazer parte dos planos diretores dos municípios brasileiros.

Com o maior conhecimento das áreas de risco tanto para planejamento da expansão urbana, quanto para o monitoramento das ameaças, a cultura de desastres naturais se revela mais presente no âmbito federal, estadual e municipal, quando compa-

rado a menos de 10 anos atrás. Outro fato importante é uma busca pela palavra "inundação" no texto da lei 12.608, sempre vem acompanhada do termo "brusca", reforçando o grau de importância dessa dissertação na gestão de risco do Brasil. As inundações bruscas são referenciadas incansavelmente por meio de uma política nacional como desastres de grande impacto. Hoje os alertas de riscos emitidos para essa tipologia são mais adequados e direcionados , e as decisões e respostas podem apresentar melhor confiabilidade. Porém, os desafios para monitoramento e previsão, mostrados nos subcapítulos anteriores (2.2 e 2.3), continuam e não se restringem à competência de uma única instituição. Como apresentado neste Apêndice, o próprio Plano Nacional de Defesa Civil designa a todos os órgãos subsidiados do MCTIC o dever de contribuir para a redução dos riscos associados às inundações bruscas. Isso vale tanto para órgãos operacionais como o Cemaden, quanto para centros de pesquisa e desenvolvimento, como o INPE.

ANEXO A - ACUMULADOS DE CHUVA POR RADAR EM DIAGNÓSTICO E PROGNÓSTICO

Figura A.1 - Acumulado total (mm) para evento com inicio em 29/11/2013: estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico

Figura A.2 - Acumulado total (mm) para evento com inicio em 12/04/2014: estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico

Figura A.3 - Acumulado total (mm) para evento com inicio em 27/09/2014: estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico

Figura A.4 - Acumulado total (mm) para evento com inicio em 02/01/2015: estimativa de chuva em diagnóstico e prognósticos por radar meteorológico

ANEXO B - BOX PLOT DAS ESTIMATIVAS DE CHUVA

Figura B.1 - Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 29/11/2013: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43.

Figura B.2 - Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 27/09/2014: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43.

Figura B.3 - Média espacial (acima) e temporal (abaixo) dos dados pluviométricos para o evento com inicio em 02/01/2015: antes (esquerda) e depois (direita) da correção pelo fator multiplicativo de 1.43.

ANEXO C - SÉRIES DE CHUVA EM MÉDIAS ESPACIAIS

Figura C.1 - média espacial da chuva para o evento de 00:00 29/11/2013 a 23:30 02/01/2013 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis) em 30 minutos (acima a esquerda), 60 minutos (acima a direita), 90 minutos (abaixo a esquerda) e 120 minutos (abaixo a direita) de previsão.

Figura C.2 - média espacial da chuva para o evento de 00:00 27/09/2014 a 23:30 30/09/2014 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis) em 30 minutos (acima a esquerda), 60 minutos (acima a direita), 90 minutos (abaixo a esquerda) e 120 minutos (abaixo a direita) de previsão.

Figura C.3 - média espacial da chuva para o evento de 00:00 02/01/2015 a 23:30 05/01/2015 (radar em diagnostico -linhas em vermelho, prognósticos –linhas tracejadas, pluviômetro – barras azuis) em 30 minutos (acima a esquerda), 60 minutos (acima a direita), 90 minutos (abaixo a esquerda) e 120 minutos (abaixo a direita) de previsão.

ANEXO D - CAMPOS MÉDIOS POR CONJUNTO DE TIME-LAGGED

Figura D.1 - Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 29/11/2013: radar observado e média do time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão

Figura D.2 - Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 12/04/2014: radar observado e média do time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão

Figura D.3 - Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 27/09/2014: radar observado e média do time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão

Figura D.4 - Campos de acumulados totais de precipitação para o evento com inicio em 02/01/2015: radar observado e média do time-lagged para 30, 60, 90 e 120 minutos de previsão

ANEXO E - EXEMPLO DE CAMPOS DO SAMPO-TBM

Figura E.1 - Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 29/11/2013

Figura E.2 - Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 12/04/2014

Figura E.3 - Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 27/09/2014

Figura E.4 - Exemplo dos 6 primeiros membros do SAMPO-TBM para o evento com inicio em 02/01/2014

ANEXO F - PARÂMETROS DE CALIBRAÇÃO DO MHD

Tabela F.1 - Conjunto de calibrações para o MHD obtidas através de dados de diagnostico de chuva do radar e por interpolação de pluviômetros

Evento	29/11/2013		12/04/2014		27/09/2014		02/01/2015	
Dado de Chuva /Parâmetro	Radar	Pluv	Radar	Pluv	Radar	Pluv	Radar	Pluv
D_1	0.0136	0.0404	0.0001	0.0008	0.0001	0.0003	0.306	0.0101
D_2	0.0275	0.0225	0.0002	0.0016	2.7459	0.107	0.0005	1.9379
D_3	0.0724	0.0001	0.0526	0.0495	3.7269	2.4913	0.0168	0.1283
K_{ss}	0.0104	5.8326	0.0011	1.9241	0.4266	0.2455	1.8699	3.6107
α	114.0692	0.6875	16.6426	3.1726	15.6619	4.6623	1.9843	621.9081
T_{sub}	0.0431	0.0893	0.0102	0.0676	2.1099	2.3778	0.8336	0.9193
ξ	96.8016	275.4789	6.6114	0.0169	32.0143	0.0144	161.904	0.7159
μ	0.0002	0.0004	0.0005	0.0008	0.0038	0.036	0.3329	0.0067
C_{sup}	2.1325	0.406	3.967	1.0791	0.3294	0.308	0.4651	0.2175
C_{sub}	99.8268	9.2192	99.7889	99.7977	77.7041	74.1035	77.2395	9.22

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.