



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.23.18.30-TDI

USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR E DESCARGAS ELÉTRICAS NA PREVISÃO DE CURTÍSSIMO PRAZO NO SUL DO BRASIL

Rute Costa Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Éder Paulo Vendrasco, aprovada em 25 de fevereiro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44CQ5PL>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)
Divisão de Biblioteca (DIBIB)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

Membros:

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.23.18.30-TDI

USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR E DESCARGAS ELÉTRICAS NA PREVISÃO DE CURTÍSSIMO PRAZO NO SUL DO BRASIL

Rute Costa Ferreira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Éder Paulo Vendrasco, aprovada em 25 de fevereiro de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/44CQ5PL>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ferreira, Rute Costa.

F413u Uso da assimilação de dados de radar e descargas elétricas na previsão de curtíssimo prazo no Sul do Brasil / Rute Costa Ferreira. – São José dos Campos : INPE, 2021.
xxvi + 173 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2021/03.23.18.30-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2021.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Éder Paulo Vendrasco.

1. WRFDA. 2. GSI. 3. BrasilDAT. 4. GLM. I.Título.

CDU 551.509.313(816)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Pós Graduação
Meteorologia

ATA DE REUNIÃO

DEFESA FINAL DE TESE: RUTE COSTA FERREIRA - REGISTRO 129909/2016

BANCA: 031/2021

No dia 25 de fevereiro, às 13h30, por videoconferência, a aluna mencionada acima defendeu seu trabalho final, intitulado “USO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR E DESCARGAS ELÉTRICAS NA PREVISÃO DE CURTÍSSIMO PRAZO NO SUL DO BRASIL.” (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. A aluna foi **APROVADA** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutora em Meteorologia.

A banca sugere incorporar as observações dos membros na Tese.

Eu, Daniel Alejandro Vila, como Presidente da Banca Examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca

Dr. Dirceu L. Herdies (**orientador**) - CPTEC – INPE

Dr. Éder P. Vendrasco (**orientador**) - CPTEC – INPE

Dr. Daniel Alejandro Vila (**Presidente**) - - CPTEC – INPE

Dr. José Antonio Aravéquia (**membro interno**) - CPTEC – INPE

Dr. Mário Francisco L. de Quadro (**membro externo**) – IFSC

Dr. Cesar A. Beneti (**membro externo**) - SIMEPAR



Documento assinado eletronicamente por **Daniel Alejandro Vila, Pesquisador**, em 11/03/2021, às 10:24 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **6774294** e o código CRC **7415572C**.

“Faça o teu melhor, na condição que você tem, enquanto você não tem condições melhores, para fazer melhor ainda.”

MÁRIO SÉRGIO CORTELLA

AGRADECIMENTOS

Meu agradecimento, primeiramente, a Deus, por me dar sabedoria, sanidade e força para alcançar meus objetivos profissionais e pessoais, e que continua acompanhando e iluminando minhas escolhas.

Ao meu pai, Tomás, pelo exemplo de força e dedicação e à minha mãe, Abigail, pelo afeto e apoio constante. À minha irmã, Sílvia, pelo carinho, cuidado e ensinamentos. E à minha irmã, Ana, que sempre apoiou e se orgulhou das minhas decisões.

Ao Dr. Dirceu Herdies, pela orientação e pelas oportunidades oferecidas ao longo do doutorado e ao Dr. Éder Vendrasco pelo vasto conhecimento compartilhado na orientação.

À Dra. Karina Apodaca pela oportunidade de colaboração, ao Dr. Milija Zupanksi e Dra. Ting Chi Wu pelos ensinamentos e colaboração essenciais para a conclusão deste trabalho. Aos amigos e colegas da CSU: Priscila, Luíza, Vanderlei, Lauro, Hosier, entre outros, que fizeram parte desta jornada.

Aos colegas, amigos e funcionários do INPE que participaram ativamente permitindo estrutura para a realização do doutorado. Em especial, amigos que já participam desta jornada há mais tempo, Luiz e amigas de CAT 2010. Aos demais, o meu muito obrigada pela companhia diária em Cachoeira Paulista, e pelo incentivo de estudos nas madrugadas.

Aos conhecimentos compartilhados por Luciano, Biscaro, Zanetti, William, Rozante e Alexandra.

Agradeço ao Thiago, Mário, Kleber e Diego pela disponibilização de dados do DE-CEA, INPE, ELAT e CEMADEN.

À Pós Graduação em Meteorologia, aos professores das disciplinas cursadas e aprendizado compartilhado.

À CAPES e CNPq pelo apoio financeiro, especialmente para realização do período sanduíche (PDSE 88881.190058/2018-01).

Aos demais amigos, familiares e a todos que de alguma forma participaram desta vitória.

RESUMO

As tempestades que atuam no Sul do Brasil causam diversos danos econômicos e sociais. Muitas vezes, estas tempestades estão associadas a tempo severo, com rajadas de ventos, granizo e descargas elétricas atmosféricas, e até mesmo tornados. O uso da modelagem numérica e dados observados é fundamental para aumentar o conhecimento do ambiente no qual estas se formam e, a partir daí, melhorar sua previsibilidade. Neste contexto, este trabalho estudou tempestades com ocorrência de descargas elétricas do ano de 2017 e 2018 com foco na assimilação de dados de radar e de descargas elétricas. As simulações foram feitas a partir dos dados de refletividade e velocidade radial dos radares da Força Aérea Brasileira, com foco nos dados de Santiago (RS). Os dados de descargas elétricas utilizados foram da rede de detecção BrasilDAT, e dados do instrumento GLM (*Geostationary Lightning Mapper*) do satélite geostacionário GOES-16. Para comparar o campo de precipitação acumulada foram utilizados campos de estimativa de precipitação do produto MERGE do CPTEC/INPE. O modelo atmosférico utilizado foi o *Weather Research and Forecasting model* (WRF) e sua componente de assimilação dados (WRFDA), para assimilação de dados de radar e o sistema *Gridpoint Statistical Interpolation* (GSI) para assimilação dos dados de relâmpagos. Os resultados foram analisados em função do impacto da assimilação nos campos atmosféricos e evolução na previsão de um sistema frontal em 2017, e um sistema convectivo de meso escala relacionado à instabilidade termodinâmica em 2018, ocorridos no Rio Grande do Sul. Em ambas condições atmosféricas, os experimentos com assimilação dos dados da BrasilDAT ou GLM indicaram um aumento dos hidrometeoros distribuídos em toda a troposfera e, conseqüentemente, da precipitação. A rápida taxa de conversão microfísica foi notada principalmente na primeira hora de previsão. Para o caso de precipitação decorrente de instabilidade termodinâmica, os experimentos com os dados do GLM e radar assimilados mostraram melhor posicionamento dos núcleos convectivos e desempenho ao prever os sistemas estudados. Entretanto, a assimilação de dados apenas de descargas elétricas para simulação da frente fria indicou limitações no GSI ao gerar grandes incrementos e superestimativa de precipitação, porém a assimilação de dados de radar foi capaz de minimizar tal limitação ao serem assimilados em algumas das simulações. Com isso, a assimilação de dados de radar pôde complementar possíveis limitações encontradas no novo operador de descargas elétricas no GSI, se tornando complementares de acordo com as informações que cada observação pode fornecer ao modelo.

Palavras-chave: WRFDA. GSI. BrasilDAT. GLM.

USE OF RADAR AND LIGHTNING DATA ASSIMILATION IN VERY SHORT-TERM FORECAST IN SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

The storms observed in the South of Brazil cause several economic and social damages. These storms are often associated with severe weather conditions, with wind gusts, hail, lightning, and even tornadoes. The use of numerical modeling and observed data is fundamental to increase the knowledge of the environment in which storms are formed and improve their predictability. In this context, this work studied storms with the occurrence of lightning in the years 2017 and 2018 with a focus on radar and lightning data assimilation. The simulations were made based on data of reflectivity and radial velocity from the radars of the Brazilian Air Force, focusing on data from Santiago (RS). The data of lightning used were from the BrasilDAT detection network, and data from the GLM (Geostationary Lightning Mapper) instrument of the geostationary satellite GOES-16. To compare the accumulated precipitation field, estimation fields of precipitation of the MERGE product from CPTEC / INPE were used. The Weather Research and Forecasting (WRF) model - together with its data assimilation component (WRFDA) - was used to assimilate radar data. The Gridpoint Statistical Interpolation (GSI) system was used to assimilate lightning data. The results were analyzed according to the impact of assimilation in the atmospheric fields and evolution in the forecast of studied cases. The cases were: a frontal system in 2017, and a mesoscale convective system related to thermodynamic instability in 2018, both occurred in Rio Grande do Sul. In both atmospheric conditions, the experiments with assimilation of data from BrasilDAT or GLM indicated an increase in hydrometeors distributed throughout the troposphere and, consequently, in precipitation. The rapid rate of microphysical conversion was noticed mainly in the first hour of forecast. For the case of precipitation due to thermodynamic instability, the experiments with the data from the GLM and assimilated radar showed better positioning of the convective nuclei and performance when predicting the studied systems. However, the assimilation of data only from lightning for the simulation of the cold front indicated limitations in the GSI when generating large increments and overestimation of precipitation, however, the assimilation of radar data was able to minimize such limitation when they were assimilated in some of the simulations. With this, the assimilation of radar data could complement possible limitations found in the new lightning operator in GSI, becoming complementary according to the information that each observation can provide to the model.

Keywords: WRFDA. GSI. BrasilDAT. GLM.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Diagrama esquemático do acoplamento dinâmico entre baixos níveis da troposfera.	5
2.2 O ciclo de vida das tempestades.	8
2.3 Diagrama esquemático da evolução do tamanho do sistema convectivo para diferentes expansões da área inicial.	9
2.4 Locais de eventos convectivos intensos usando o código de cores que combinam com sua raridade.	10
2.5 Imagem esquemática de uma tempestade idealizada, mostrando a subida de hidrometeoros (círculos redondos) na corrente ascendente (velocidade w) e sedimentação das partículas maiores, que colidem com menores abaixo.	12
2.6 Mapa de incidência de descargas elétricas atmosféricas no Brasil durante o Biênio 2018/2019.	13
2.7 Processos físicos na atmosfera e suas interações.	20
2.8 Fluxograma dos processos microfísicos no esquema WSM6.	23
2.9 Distribuição Vertical média dos tipos de hidrometeoros no desenvolvimento da parametrização WSM6.	24
3.1 Mapa da América do Sul e delimitação da área de estudo.	41
3.2 Área de estudo com relevo (m) e localização dos sensores da BrasilDAT (círculos roxos), sondagens (triângulos brancos) e cobertura do radar de Santiago (STI).	42
3.3 Estrutura de agrupamento e classificação de dados do sensor GLM.	46
3.4 Esquema de simulações e tempo de previsão para (a) Caso de 2017 (b) Caso de 2018.	55
4.1 Acumulado de precipitação em 24 horas pelo MERGE.	60
4.2 Máximo de precipitação horária na área de estudo.	61
4.3 Alertas emitidos pelo CEMADEN no dia da passagem do sistema.	62
4.4 Climatologia mensal dos anos de 2001 a 2020.	63
4.5 Percentual da climatologia mensal que foi registrado durante o dia 12/03/2017.	64
4.6 Cartas Sinóticas do CPTEC/INPE para o horário prévio a intensificação das chuvas 06Z - 12/03/2017.	65
4.7 Cisalhamento Vertical do Vento entre as camadas de 1000 e 600hPa durante a passagem do sistema a cada 6 horas.	66

4.8	Sondagens de Porto Alegre e Santa Maria (RS) para o horário das 00 e 12Z do dia 12/03/2017, respectivamente.	67
4.9	Detecções a cada hora para a área de estudo pela rede BrasilDAT, plotadas a cada seis horas na área de estudo das 12Z do dia 11/03/2017 até o final do dia seguinte.	68
4.10	Detecções a cada 10 minutos para a área de estudo pela rede BrasilDAT.	69
4.11	Imagens horárias de Temperatura de Brilho do GOES13 das 18Z do dia 11/03 ate às 23Z do dia seguinte.	70
4.12	CAPPI em 3Km de refletividade do radar de Santiago nos horários de inicialização das rodadas - das 18Z dia 11 às 12Z do dia 12/03/2017, a cada 3 horas.	71
4.13	Máximo de precipitação horária na área de estudo registrados ao longo do dia 23/01/2018.	72
4.14	Acumulado de precipitação em 48 horas para o Caso 2018.	73
4.15	Climatologia mensal para o mês de Janeiro.	74
4.16	Percentual da climatologia mensal que foi registrado durante o evento de 2018.	75
4.17	Cartas Sinóticas do CPTEC/INPE para o horário de formação do sistema 06Z - 23/01/2018.	76
4.18	Cisalhamento Vertical do Vento entre as camadas de 1000 e 600hPa às 06, 12 e 18 Z do dia 23/01, geradas a partir de dados do GFS análise, apenas para os horários sinóticos. Em vermelho, foram demarcadas áreas de movimento ascendente, barbelas de vento em 700 hPa.	77
4.19	Sondagens de Santa Maria (RS) para o horário das 00 e 12Z do dia 23/01/2018, respectivamente.	78
4.21	Comparativo de detecção a cada 10 minutos para a área de estudo pela rede BrasilDAT e GLM (filtrado para assimilação).	78
4.20	Detecções a cada hora para a área de estudo pela rede BrasilDAT e GLM, plotadas a cada seis horas na área de estudo no dia 23/01/2018.	79
4.22	CAPPI 3Km de refletividade das 06 às 18Z do dia 23/01/2018, a cada 3 horas.	79
4.23	Imagens horárias de Temperatura de Brilho do GOES16 das 06 às 23Z do dia 23/01/2018.	80
5.1	Perfil vertical da condição inicial definida como seca em <i>a)</i> para o ponto da observação sintética , com todos os hidrometeoros com valores na ordem de 10^{-20} g/Kg; e quadro com os incrementos verticais no ponto sintético de acordo com a densidade de DEA para 1, 1.5, 4 e 8 respectivamente, em g/Kg.	85

5.2	Perfil vertical da condição inicial definida como úmida em a) com os hidrometeoros no ponto a ser assimilado: em azul, água líquida de nuvem (q_{cloud}); em verde, graupel ($q_{graupel}$); em preto, gelo (q_{ice}); e em laranja, neve (q_{snow}) em 0.1 g/Kg.	86
5.3	Incrementos de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c) e de gelo (Q_i) em diferentes alturas para a observação sintética marcada pelo ponto em preto.	87
5.4	Corte vertical na longitude da observação sintética mostrando os incrementos de gelo (q_i) em tons de verde e azul, com linhas a cada 0.5 g/Kg, e incrementos de água líquida de nuvem (q_c) em linhas rosas a cada 0.2 g/Kg.	88
5.5	Representação espacial dos dados da BrasilDAT pelo GSI de acordo com o horário de inicialização da rodada para os dias 11 e 12/03.	89
5.6	Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para o experimento BRDAT, em g/Kg.	91
5.7	Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para o experimento RDA_BRDAT, em g/Kg.	92
5.8	Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Q_{cloud} (esquerda) e Q_{ice} (direita) a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.	93
5.9	Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Q_{cloud} (esquerda) e Q_{ice} (direita) a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.	94
5.10	Representação espacial pelo GSI dos dados da BrasilDAT (a,b) e GLM (c,d) de acordo com o horário de inicialização da rodada para 23/01/2018.	96
5.11	Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para os experimentos (a) BRDAT e (b) RDA_BRDAT no Caso 2018, em g/Kg.	98
5.12	Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para os experimentos (a) GLM e (b) RDA_GLM no caso de 2018, em g/Kg.	99

5.13	Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Qcloud (esquerda) e Qice (direita) a rodada das 12Z do dia 23/01/2018 para (a) BRDAT, (b) RDA_BRDAT, (c) GLM e (d) RDA_GLM. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.	101
6.1	Escoamento e umidade para 3 horas de previsão, iniciadas às 03Z do dia 12/03.	106
6.2	Escoamento e umidade para 6 horas de previsão, iniciadas às 03Z do dia 12/03.	107
6.3	Escoamento e umidade para 3 e 6 horas de previsão ((a) e (b) respectivamente), iniciadas as 09Z do dia 12/03.	108
6.4	Escoamento e umidade em 3 horas de previsão, iniciada as 12Z do dia 23/01.	110
6.5	Escoamento e umidade em 6 horas de previsão, iniciada as 12Z do dia 23/01.	111
6.6	Perfil vertical médio no domínio, separado por hidrometeoro para rodada CTRL do Caso 2017, a cada três horas.	113
6.7	Perfil vertical médio no domínio separado por classes de hidrometeoros para rodada CTRL do caso de 2018, a cada três horas.	115
6.8	Previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para rodada iniciada em 03Z do dia 12/03/2017, com a assimilação de dados: (a) da BrasilDAT, (b) do Radar de Santiago e (c) com os dois dados assimilados em conjunto.	117
6.9	Previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para a rodada iniciada em 09Z do dia 12/03/2017, com a assimilação de dados: (a) da BrasilDAT, (b) do Radar de Santiago e (c) com os dois dados assimilados em conjunto.	119
6.10	Análise e previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para rodada iniciada em 12Z do dia 23/01/2018, com a assimilação de dados.	121
6.11	Diferença da média no domínio entre os experimentos com assimilação de dados e controle (EXP - CTRL), escolhido como representativo para a 1 ^a hora de previsão.	124
6.12	Diferença da média no domínio entre os experimentos com assimilação de dados e controle (EXP - CTRL), escolhido como representativo para a 3 ^a hora de previsão.	125
7.1	Previsões de precipitação acumulada na primeira hora iniciadas as 06Z do dia 12/03/2017.	129
7.2	Precipitação prevista e observada acumulada em 3 horas Caso 2017.	133
7.3	Estatísticas para 3h previsão para o estudo de Caso 2017.	136
7.4	Precipitação acumulada em 6 horas para cada rodada.	138

7.5	Estatísticas para 6h previsão.	139
7.6	Precipitação acumulada na primeira hora experimentos iniciados às 12Z do dia 23/01/2018.	141
7.7	Precipitação prevista e observada acumulada em 3 horas Caso 2018.	143
7.8	Estatísticas para 3h previsão, para estudo de caso 2018.	145
7.9	Precipitação prevista e observada acumulada em 6 horas Caso 2018.	147
7.10	Estatísticas para 6h previsão.	148
A.1	Minimização da Função Custo para a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.	169
A.2	Minimização da Função Custo para a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.	170
A.3	Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.	171
A.4	Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.	172
A.5	Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 12Z do dia 23/01/2018 para (a) BRDAT, (b) RDA_BRDAT, (c) GLM e (d) RDA_GLM, conforme Seção 5.3.1.	173

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Informações sobre os radares no Brasil e instituições responsáveis.	18
3.1 Tabela com descrição dos sistemas atuantes, impacto e duração dos casos estudados.	43
3.2 Configurações de modelagem numérica e parametrizações físicas.	47
3.3 Simulações relacionadas ao controle e assimilação de DEA no GSI de acordo com o instrumento de detecção, e radar no WRFDA.	55
4.1 Registros de chuva em estações do Cemaden (C) e INMET para o caso estudado. A marcação (*) indica estações convencionais.	60
5.1 Número de observações em 10 min da BrasilDAT antes do horário da análise, densidade no GSI e número de dados rejeitados por horário de assimilação e combinação de dado assimilado de acordo com os experimentos para o evento entre os dias 11 e 12/03/2017.	90
5.2 Número de observações em 10 min por rede de detecção, e em seguida, pontos com densidade de ambas no GSI e numero de dados rejeitados por horário de assimilação e combinação de dado assimilado de acordo com os experimentos para o dia 23/01/2018.	97

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARW	–	<i>Advanced Research WRF</i>
BLNET	–	<i>Beijing Lightning Network</i>
BOM	–	<i>Bureau of Meteorology</i>
BrasilDAT	–	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
BRDAT	–	Experimento com uso dos dados da BrasilDAT
CAM	–	<i>Convection Allowing Models</i>
CAPE	–	Energia Potencial Convectiva Disponível
CAPPI	–	Indicador de posição no plano em altitude constante
CCM	–	Complexos Convectivos de Mesoescala
CEMADEN	–	Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CG	–	<i>cloud to ground</i>
CI	–	Condição inicial
CIRA	–	<i>Cooperative Institute for Research in the Atmosphere</i>
cond	–	condensação
CSI	–	Índice Crítico de Sucesso
CSU	–	<i>Colorado State University</i>
CTRL	–	Experimento Controle
CW	–	água de nuvem
CWM	–	massa de água na nuvem
DEA	–	Descargas elétricas atmosféricas
DECEA	–	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
dep	–	deposição/sublimação
DTC	–	<i>Developmental Testbed Center</i>
ECMWF	–	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
ELAT	–	Grupo de Eletricidade Atmosférica
ENTLN	–	<i>Earth Networks Total Lightning Network</i>
evp	–	evaporação
FAR	–	Taxa de Falso Alarme
FD	–	Densidade de Relâmpago
FSS	–	<i>Fractions Skill Score</i>
gen	–	nucleação
GFS	–	<i>Global Forecast System</i>
GLM	–	<i>Geostationary Lightning Mapper</i>
GOES	–	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
GPM	–	<i>Global Precipitation Measurement</i>
GSI	–	<i>Gridpoint Statistical Interpolation</i>
INMET	–	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IO	–	Interpolação ótima
IWC	–	<i>Cloud ice water content</i>
IWP	–	<i>Ice Water Path</i>
JBN	–	Jato de Baixos Níveis
LDA	–	Experimento com assimilação de Descargas Elétricas Atmosféricas

LFA	–	<i>Lightning Forecast Algorithm</i>
LFR	–	<i>Lightning Flash Rate</i>
LI	–	Linhas de Instabilidade
LIS	–	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
LMA	–	<i>Lightning Mapping Array</i>
LMI	–	<i>Lightning Mapping Imager</i>
LPI	–	<i>Lightning Potential Index</i>
MLEF	–	<i>Maximum Likelihood Ensemble Filter</i>
mlt	–	derretimento
MYJ	–	Mellor-Yamada-Jancic
MYNN	–	Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino
NASA	–	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	–	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	–	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NS	–	nuvem-solo
OMM	–	Organização Mundial de Meteorologia
OTD	–	<i>Optical Transient Device</i>
PCT	–	temperatura corrigida pela polarização
PDSE	–	Programa de Doutorado-sanduíche no Exterior
PNT	–	Previsão Numérica de Tempo
POD	–	Probabilidade de Detecção
PPI	–	Indicador de posição no plano
Qc,Ql	–	Razão de mistura de água líquida de nuvem
Qg	–	Razão de mistura de graupel
Qh	–	Razão de mistura de granizo
Qi	–	Razão de mistura de gelo de nuvem
Qr	–	Razão de mistura de água líquida de chuva
Qs	–	Razão de mistura de neve
Qv	–	Razão de mistura de vapor
RDA	–	Experimento com assimilação de dados de Radar
RMAPS-ST	–	<i>Rapid refresh Multi-scale Analysis and Prediction System-Short Term</i>
RSL	–	<i>Radar Software Library</i>
RTFDDA	–	<i>Real-Time Four-Dimensional Data Assimilation</i>
SAFIR	–	<i>Surveillance et Alerte Foudre par Interferometrie Radiometrique 3000</i>
SBPA	–	sondagem de Porto Alegre
SBSM	–	sondagem de Santa Maria
SCM	–	Sistema Convectivo de Mesoescala
SCQL	–	Sistemas Convectivos Quase Lineares
SML	–	Sistema de Modelagem Local
SMR	–	Sistema de Modelagem Regional
SRUG	–	sondagem de Uruguaiana
STI	–	Radar de Santiago
TRMM	–	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VDRAS	–	<i>Variational Doppler Radar Analysis System</i>
VR	–	Velocidade Radial

WMO	–	<i>World Meteorological Organization</i>
WRF	–	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRFDA	–	<i>WRF data assimilation system</i>
WSM6	–	<i>WRF-single-moment-microphysics class 6</i>
WWLLN	–	<i>World Wide Lightning Location Network</i>
YSU	–	<i>Yousei University</i>
Z	–	Refletividade
ZCAS	–	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	2
1.2 Objetivos	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Tempestades convectivas	6
2.2 Eletrificação atmosférica	11
2.3 Radares meteorológicos	16
2.4 Modelagem atmosférica	19
2.4.1 Simulações de tempestades e microfísica	21
2.4.2 Modelagem numérica e descargas elétricas atmosféricas	24
2.5 Assimilação de dados	26
2.5.1 Assimilação de dados de radar	28
2.5.2 Assimilação de dados de descargas elétricas atmosféricas	31
3 DADOS E METODOLOGIA	41
3.1 Área de estudo e casos selecionados	41
3.2 Conjunto de dados	43
3.2.1 Dados de radar	44
3.2.2 Dados de descargas elétricas atmosféricas	45
3.3 Modelagem numérica e assimilação de dados	46
3.3.1 O sistema WRFDA	48
3.3.2 O sistema GSI	49
3.3.2.1 Assimilação de dados de descargas elétricas atmosféricas	50
3.3.2.2 Preparação e conversão de dados de entrada	52
3.3.3 Simulações numéricas	53
3.3.4 Avaliação dos experimentos	56
3.4 Considerações finais	57
4 CASOS SELECIONADOS PARA O ESTUDO	59
4.1 Estudo de caso: sistema frontal de 12/03/2017	59
4.1.1 Condições observadas - março de 2017	61
4.1.2 Análise por sensoriamento remoto	68

4.2	Estudo de caso: instabilidade termodinâmica em 23 e 24/01/2018	69
4.2.1	Condições observadas - janeiro de 2018	71
4.2.2	Análise por sensoriamento remoto	75
4.3	Considerações finais	81
5	ANÁLISE DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE DESCARGAS ELÉTRICAS ATMOSFÉRICAS	83
5.1	Teste de observação sintética	83
5.2	Dados assimilados: sistema frontal (2017)	89
5.2.1	Incrementos	90
5.3	Dados assimilados: instabilidade termodinâmica (2018)	95
5.3.1	Incrementos	97
5.4	Considerações finais	102
6	COMPARATIVO FÍSICO E DINÂMICO DOS CASOS	105
6.1	Umidade e escoamento em baixos níveis	105
6.2	Análise do impacto na microfísica	112
6.2.1	Sistema frontal (2017)	115
6.2.2	Instabilidade termodinâmica (2018)	119
6.3	Considerações finais	125
7	AVALIAÇÃO DAS PREVISÕES	127
7.1	Previsão de precipitação: sistema frontal em 2017	127
7.1.1	Previsões de uma hora	128
7.1.2	Previsões de 3 horas	130
7.1.3	Previsões de 6 horas	137
7.2	Previsão de precipitação: instabilidade termodinâmica em 2018	140
7.2.1	Previsões de uma hora	140
7.2.2	Previsões de 3 horas	142
7.2.3	Previsões de 6 horas	146
7.3	Considerações finais	149
8	CONCLUSÕES	151
8.1	Sugestão de trabalhos futuros	153
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	155
	APÊNDICE A - ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE DEA: COMPLEMENTAR	169

1 INTRODUÇÃO

A previsão do estado da atmosfera pode ser classificada de acordo com a escala temporal que ela engloba. De acordo com as definições da [World Meteorological Organization - WMO \(2017\)](#), a previsão de curtíssimo prazo busca descrever os parâmetros atmosféricos e realizar previsões de até 12 horas. Para tal, é necessário definir os sistemas meteorológicos que atuam nesse período. Essa escala temporal visa prever sistemas severos de tempo com antecedência a fim de evitar mortes e minimizar danos que podem ser decorrentes da severidade, por se tratar de uma importante e necessária ferramenta para diversos sistemas de monitoramento e emissão de alertas à população.

Obter informações remotas sobre as tempestades pode ser crucial para a tomada de decisões. O radar meteorológico é um dos instrumentos de varredura por sensoramento remoto da atmosfera, que permite, a partir da refletividade, inferir informações sobre hidrometeoros na atmosfera. Os dados de descargas elétricas atmosféricas (DEA) estão relacionados com forte atividade convectiva e por sua vez, também relacionados com severidade de uma tempestade.

Assim, diversos estudos nas duas últimas décadas buscam combinar os atuais modelos de previsão numérica do tempo com dados que fornecem informações tridimensionais de hidrometeoros (como o radar) e potencial de severidade e conteúdo de gelo (descargas elétricas), buscando-se obter resultados com significativa melhora para centros operacionais de previsão do tempo, principalmente no curtíssimo prazo. Os dados de radar podem fornecer informações sobre o posicionamento correto dos hidrometeoros, através da refletividade do radar e deslocamento - a partir da velocidade radial. Já os dados de descargas elétricas estão associados a velocidade vertical da corrente ascendente e presença de gelo dentro de uma nuvem.

Usualmente faz-se previsões de *nowcasting* (previsão imediata do tempo) utilizando principalmente extrapolação de dados de satélite e radar. Entretanto, novas técnicas têm surgido ao longo dos anos usando modelagem, com intuito de estender a validade da previsão. Entre elas destaca-se o uso da modelagem atmosférica, que busca incluir equacionamento físico e dinâmico para descrever a atmosfera. Porém, esse método possui resultados inferiores nas primeiras horas de previsão, quando comparados aos métodos por extrapolação. Por outro lado, seu ganho é maior com até 12 horas de previsão. Isso se deve ao fato de que os modelos baseados em extrapolação não permitem a criação de novas células com o tempo e a não linearidade dos processos envolvidos.

A combinação de dados remotos e modelagem pode ser realizada a partir de métodos de assimilação de dados, que busca melhorias na representação da atmosfera, também visando reduzir o tempo que o modelo demora a se estabilizar. Neste contexto, diversos estudos têm se concentrado em fazer uso de dados que antes eram usados apenas em métodos estatísticos (baseados em extrapolação) como dados de satélite e radar, realizando a assimilação destes dados em modelo atmosféricos com o intuito de obter melhores resultados na previsão de curtíssimo prazo.

1.1 Motivação

Estudos recentes indicam intensificação de extremos de precipitação para o Sul da América do Sul e bacia da Prata, como mostrado por Cerón et al. (2020). Durante as últimas décadas tais eventos causaram graves danos a diversos setores, principalmente devido às ocorrências de inundações e secas, com tendência no aumento de dias com chuvas intensas e também no número de dias consecutivos sem chuvas. Com base na importância dos extremos de precipitação e peculiaridades das regiões de formação de sistemas convectivos intensos no Sul do Brasil, o estudo será direcionado para o estado do Rio Grande do Sul.

1.2 Objetivos

Existe a necessidade de identificar as possíveis falhas associadas à detecção na formação de tempestades e contribuir para tornar mais viável o uso operacional de previsões com modelo de meso escala. Com base nisso, o principal objetivo deste trabalho é avaliar o impacto da assimilação de dados de radar e descargas elétricas atmosféricas (DEA) para previsão de curtíssimo prazo em tempestades convectivas. Para tanto, casos relacionados a chuva intensa e vendaval foram selecionados de acordo com a disponibilidade dos dados de radar e analisados desde as condições sinóticas atuantes favoráveis a formação da tempestade até o desempenho da modelagem atmosférica em prever a quantidade e localização da precipitação, antes e depois de inseridos os dados a partir da assimilação de dados. Assim, o presente trabalho busca responder os seguintes questionamentos científicos:

- Qual é o impacto do uso da assimilação de dados de radar e descargas elétricas combinados na melhoria da qualidade da previsão de curtíssimo prazo?
- É possível reduzir o *spinup* do modelo usando assimilação de dados de descargas atmosféricas?

Os objetivos específicos foram propostos de modo a responder os questionamentos científicos deste trabalho, e consistiram em:

- Selecionar e analisar casos de tempestades formadas em diferentes condições atmosféricas.
- Verificar o impacto da assimilação de dados de radar e dados de descargas elétricas para os casos selecionados fazendo uso dos sistemas de assimilação *Weather Research and Forecasting Data Assimilation* (WRFDA) e *Gridpoint Statistical Interpolation* (GSI) respectivamente.
- Avaliar a previsibilidade da precipitação associada às tempestades convectivas em curtíssimo prazo usando o modelo WRF.

Assim, este trabalho mostra a importância da assimilação de dados de sensoriamento remoto e suas aplicações para a previsão de tempestades convectivas. Os demais capítulos desta tese estão organizados da seguinte maneira:

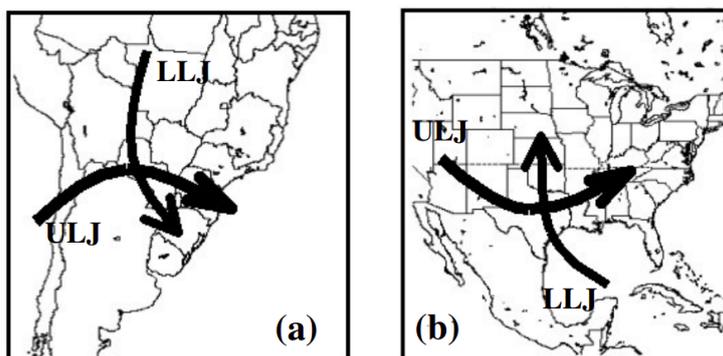
- Capítulo 2: Referencial teórico sobre ciclo de vida de tempestades convectivas, eletrificação atmosférica, ferramentas de monitoramento de tempestades como os radares meteorológicos, e abordagem de diversos trabalhos e conceito de modelagem numérica da atmosfera e assimilação de dados, com foco em radar e Descargas Elétricas Atmosféricas (DEA).
- Capítulo 3: Neste capítulo é feita uma descrição detalhada dos dados e métodos utilizados para responder os questionamentos científicos descritos acima, com ênfase na parte do GSI para assimilação de DEA.
- Capítulo 4: Os casos de tempestades selecionados para os experimentos são descritos de acordo com as condições atmosféricas de grande escala e análise dos casos.
- Capítulo 5: Este capítulo mostra uma análise mais detalhada dos resultados obtidos usando o novo operador observação e o impacto da assimilação de dados de duas diferentes fontes de dados de detecções de DEA e radar.
- Capítulo 6: Os campos atmosféricos dos diferentes experimentos são comparados para verificar as alterações físicas e dinâmicas causadas por novos dados.

- Capítulo 7: As previsões geradas pelos experimentos são comparadas com dados observados de forma subjetiva e estatística.
- Capítulo 8: Com base nas análises realizadas ao longo do trabalho, neste capítulo serão apresentadas as conclusões obtidas, como também diversas sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os sistemas atmosféricos de escala sinótica podem atuar para tornar o ambiente favorável para a ocorrência de tempestades em grandes escalas. De acordo com Brooks et al. (2003), destacam-se três principais regiões com maior número de dias por ano com ambientes favoráveis para formação de tempestades severas e tornados em todo o globo: região central dos Estados Unidos, sul do Brasil e norte da Argentina. Segundo Nascimento (2004), grande parte da semelhança entre essas áreas está ligada a atuação do Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes (das Rochosas) durante a estação quente na América do Sul (do Norte). O JBN atua transportando umidade de latitudes menores para maiores e, ao se acoplar com as correntes de jatos de altos níveis, criam uma condição sinótica associada favorável a fortes tempestades nas regiões Sul do Brasil e central dos EUA, conforme mostrado na Figura 2.1.

Figura 2.1 - Diagrama esquemático do acoplamento dinâmico entre baixos níveis da troposfera.



A sigla LLJ (do inglês *Low Level Jet*) indica a atuação dos Jatos de Baixos Níveis; a sigla ULJ (do inglês *Upper Level Jet*) indica o jatos de altos níveis, durante condições favoráveis a tempo severo na (a) América do Sul e (b) América do Norte.

Fonte: Nascimento (2004).

Nos meses de verão na América do Sul, o Oceano Atlântico tropical atua como fonte de umidade para a região amazônica através da atuação dos ventos alíseos, e essa umidade pode ser reciclada e transportada para as regiões Sul e Sudeste do Brasil. Esse transporte de umidade em baixos níveis possui padrões que são intensificados quando há configuração da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), devido ao padrão bimodal da circulação de verão na América do Sul (HERDIES et al., 2002).

Associados a atuação desses sistemas, vale destacar a importância da atuação de frentes frias e quentes na ocorrência de precipitação da região Sul do Brasil. De acordo com [Ribeiro et al. \(2016\)](#), as frentes quentes ocorrem em média duas vezes ao mês na região Sudeste da América do Sul.

Embora a circulação de grande escala possa criar condições favoráveis para tempestades, [Johnson e Mapes \(2001\)](#) citam que os processos de meso escala são os responsáveis por iniciar tais tempestades, e a depender do pré condicionamento da atmosfera, estes processos podem atuar como gatilho para formação dos sistemas precipitantes.

Tendo em vista que sistemas de escala sinótica e de meso escala podem gerar grandes acumulados de chuvas e tempo severo, causando impactos em áreas urbanas - devido ao escoamento e permeabilidade diferenciado em áreas construídas - mas principalmente em bacias de rios. Isso pode levar à inundações, enxurradas, alagamentos e até mesmo deslizamentos - que impactam em diversos setores socioeconômicos.

Para que os sistemas precipitantes, responsáveis por danos e severidade, se formem, é necessário que haja uma atmosfera instável em menor escala, ou seja, que o ambiente pré-convectivo seja favorável. Isso significa que a taxa de resfriamento com a altura seja grande o suficiente para permitir que a convecção ocorra (ar frio em altos níveis e superfície quente).

A convecção é responsável por gerar correntes ascendentes que carregam umidade dos níveis mais próximos à superfície para a formação de nuvens. De acordo com [Doswell \(2001\)](#), o termo convecção refere-se ao transporte de alguma propriedade devido ao movimento de fluido. Esse transporte dentro da dinâmica dos fluidos geofísicos pode ser considerado como uma forma transporte de calor dentro oceanos e atmosfera. Na meteorologia, normalmente o termo convecção é usado para se referir ao transporte de calor pelo componente vertical do fluxo associado à flutuabilidade de uma parcela de ar, devido a alteração em sua densidade.

2.1 Tempestades convectivas

Existem diversas maneiras de classificar tempestades convectivas. A maioria das classificações é ligada as altas refletividades em imagens de radar, ocorrência de descargas elétricas, alta taxa de precipitação em um curto período e também de acordo com o dano causado por elas.

A Organização Mundial de Meteorologia (OMM) não possui uma definição única

para classificar se uma tempestade convectiva é severa. Deste modo, cada país pode ter a sua própria classificação em relação ao que se considera como tempo severo. Os dois países que possuem as definições próprias mais utilizadas por outros países como referência são os Estados Unidos e Austrália, e não há um consenso de definição no Brasil. Nos EUA, o [National Weather Service - NWS \(2020\)](#) define como tempestade severa aquela que: possui granizo maior que 2.5 *cm* de diâmetro, ventos ≥ 93 Km/h e tornados. Já a definição do Centro Australiano [Bureau of Meteorology - BOM \(2020\)](#) é baseada na ocorrência de algum dos fenômenos: granizo com 2 *cm* de diâmetro ou mais, ventos ≥ 90 Km/h, tornados, ou chuvas fortes que levem a inundações repentinas. Para ocorrência de tais fenômenos, a tempestade está ligada a fortes correntes ascendentes e descendentes no seu interior.

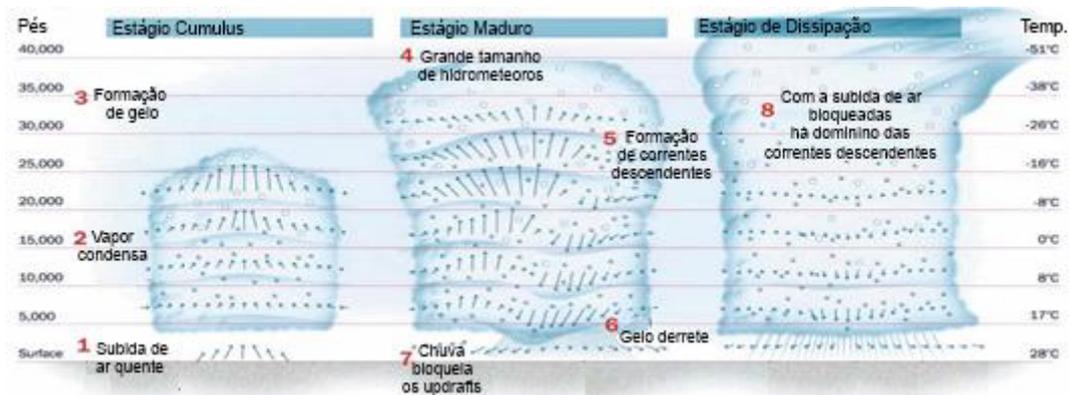
Já no que diz respeito a organização e tamanho dos sistemas, as tempestades isoladas podem ser compostas por células únicas, multicelulares e super-células ([GAMACHE; HOUZE JR, 1983](#)). Um grupo de tempestades dentro de um sistema maior pode ser chamado de Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) e os tipos mais comuns de convecção organizada, chamados Sistemas Convectivos Quase Lineares (SCQL), Linhas de Instabilidades (LI) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) ([MADDOX, 1980](#)).

Para entender, de maneira simplificada, o ciclo de vida de uma tempestade, é necessário relembrar a definição de convecção e deslocamento de parcelas de ar. É mostrado o ciclo de vida de uma tempestade isolada na [Figura 2.2](#) e descrito abaixo:

1. Estágio Cumulus: o ar quente sobe da superfície para a atmosfera a partir das correntes ascendentes (*updrafts*) levando umidade da superfície para níveis mais altos e o vapor d'água condensa em gotas de nuvem ao sofrer resfriamento. Quando vapor encontra ambiente com temperaturas muito baixas, em geral abaixo de 0°C há formação de cristais de gelo. Nesta etapa, há diversos tipos de hidrometeoros. A interação entre dois deles se destaca: a colisão entre os cristais de gelo e o graupel, funcionando como mecanismo de eletrificação de nuvens. [Calheiros et al. \(2016\)](#) define essa etapa do sistema como a iniciação convectiva do sistema;
2. Estágio Maduro: os cristais de gelo e gotas presentes na nuvem crescem o bastante para começar a cair e há formação de correntes com movimento descendente na nuvem (*downdrafts*). Há derretimento do gelo na chuva e este movimento começa a bloquear a subida de ar, impedindo que o sistema continue a crescer, já que a fonte de umidade é cortada;

- Estágio de dissipação: com a ascensão de ar bloqueada, as correntes descendentes dominam e o sistema se dissipa.

Figura 2.2 - O ciclo de vida das tempestades.



Fonte: Adaptado de Williams (2013).

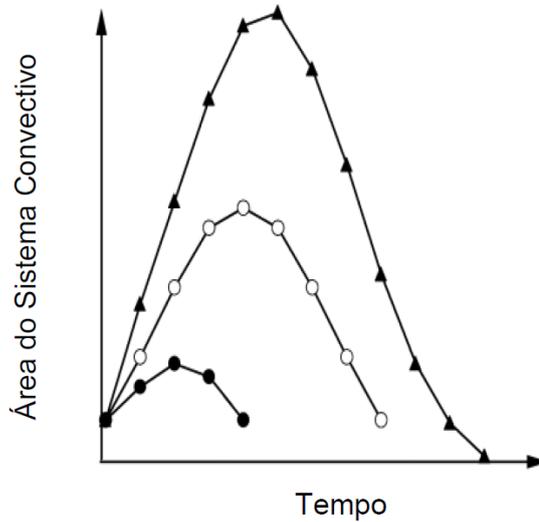
No caso de tempestades multicelulares, em geral, é possível observar a ocorrência de vários estágios dos descritos acima: algumas células em fase de intensificação, enquanto outras podem estar maduras, ou dissipando.

O estágio 1 (cumulus), também chamado de Iniciação Convectiva (CALHEIROS et al., 2016) é a fase na qual começam a surgir as nuvens, porém estas ainda estão rasas. É bastante frequente o uso de sensoriamento remoto para monitorar e classificar se há potencial de desenvolvimento de convecção profunda.

A partir de algoritmos que usam as diferenças de canais de satélites e radar que estão relacionados à fenômenos físicos com glaciação, força do *updraft*, expansão e profundidade da nuvem, é possível identificar chance de intensificação do sistema. A partir de uma maior taxa de resfriamento no topo, maior será a taxa de crescimento e temperaturas mais baixas no topo. O aumento ou taxa de variação de área do sistema convectivo está também relacionado a duração do sistema convectivo. Se há grande expansão nos estágios iniciais, mais longo deve ser o seu ciclo de vida, como mostrado na Figura 2.3.

Ao monitorar um sistema em desenvolvimento, um parâmetro se torna fundamental: a presença de hidrometeoros sólidos, como graupel, granizo e cristais de gelo. A ocorrência de descargas elétricas atmosféricas é iniciada apenas na presença destes

Figura 2.3 - Diagrama esquemático da evolução do tamanho do sistema convectivo para diferentes expansões da área inicial.



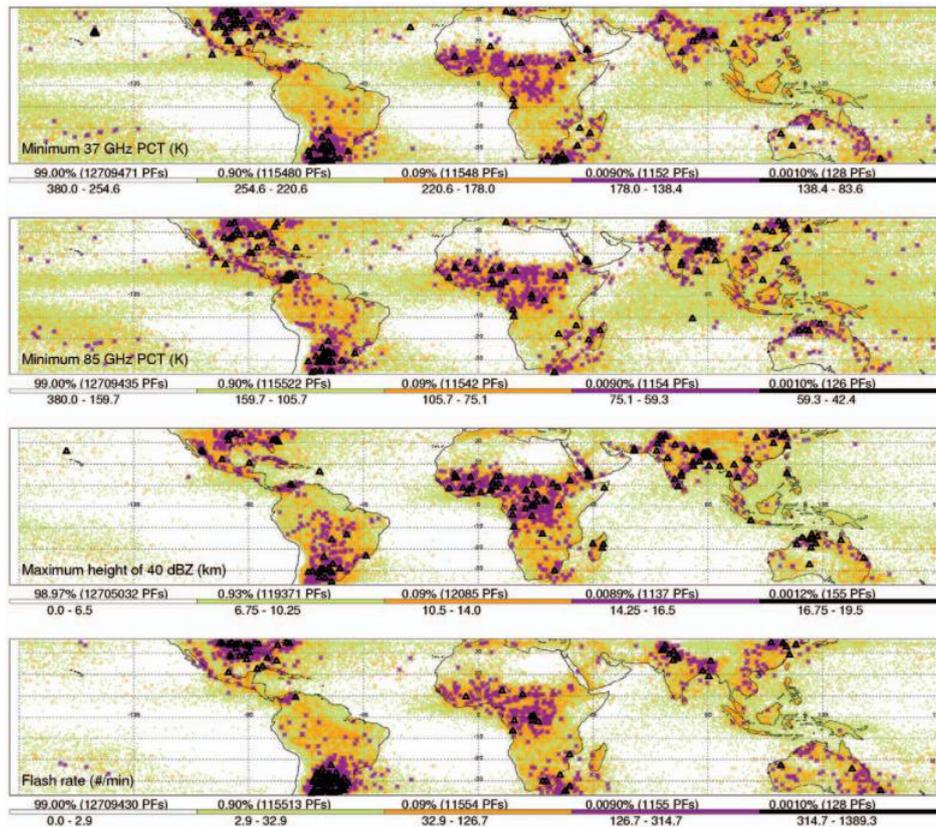
Fonte: Adaptado de Machado e Laurent (2004).

hidrometeoros no interior do sistema (HU et al., 2019).

Além disso, a eletrificação está relacionada com o potencial de severidade do sistema convectivo. De acordo com Mattos e Machado (2011), embora o ciclo de vida médio dos raios indique um máximo valor próximo à maturação dos SCM, a densidade média máxima dos raios ocorre no estágio inicial (cumulus) do ciclo de vida dos SCM. Mais informações sobre a relação das descargas elétricas são descritas no tópico 2.2.

Com o intuito de definir geograficamente onde estão as tempestades mais intensas, estudos globais de Zipser et al. (2006), usando os instrumentos a bordo do satélite da *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) buscaram mapear a frequência quantitativa e intensidade das tempestades a partir de 7 anos de dados. Os autores encontraram que a região do Paraguai e Sul do Brasil possuem a combinação de maior frequência de fatores relacionados a intensidade de tempestades, como a intensidade de baixas temperaturas corrigidas pela polarização (PCT) nos canais 37 e 85 GHz (canais que indicam presença de gelo), máxima intensidade de refletividade acima de 40 dBZ e maior taxa de descargas elétricas, conforme mostrado na Figura 2.4.

Figura 2.4 - Locais de eventos convectivos intensos usando o código de cores que combinam com sua raridade.



Fonte: Zipser et al. (2006).

Complementando o estudo acima, Albrecht et al. (2016) mostraram que o horário local de atividade máxima de raios nos continentes ocorrem durante a tarde (entre 12 e 18h) e a época do ano que essa máxima atividade ocorre é no trimestre de verão do hemisfério (dezembro a fevereiro no hemisfério sul e junho a agosto no hemisfério norte). Com exceção da costa sul-sudeste do Brasil, que devido a ciclones extratropicais frequentes em escala sinótica e frentes frias, que ocorrem em todo ano e em todas as horas do dia, não é possível estabelecer claramente um ciclo diurno e anual para tal área.

Recentemente publicado, o estudo de Peterson et al. (2020) mostra novos recordes de comprimento horizontal e duração de *megaflashes*, demoninados assim por ter escala horizontal superior a 100 km, classificados atualmente pelo GLM. Os novos extremos registrados foram: maior distância horizontal - 709 km em 31 de outubro de 2018 (Brasil); e mais longa duração temporal - de 16,730 segundos em 4 de março

de 2019 (Argentina).

Com base nas definições e conceitos de sistemas convectivos são necessárias ferramentas para o seu estudo. A eletrificação de tempestades pode fornecer indícios de severidade do sistema e por isso é importante discutir quais informações das variáveis atmosféricas estão relacionadas a eletrificação e hidrometeoros.

2.2 Eletrificação atmosférica

O relâmpago, ou raio, pode ser definido como um conjunto de várias descargas elétricas que surgem devido a presença de campos elétricos dentro de uma tempestade. Embora nem os mecanismos de geração de campo nem os detalhes da iniciação do relâmpago sejam totalmente compreendidos, diversos estudos já obtiveram informações para relacionar a ocorrência de descargas elétricas com as condições atmosféricas nas quais elas ocorrem.

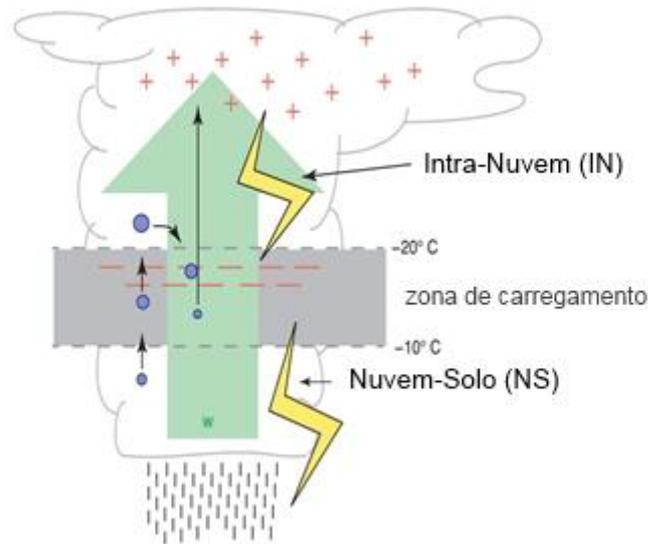
A teoria mais aceita sobre o carregamento de nuvens é o mecanismo não indutivo de separação de carga (BAKER et al., 1999). Ele considera que as colisões entre o graupel e pequenos cristais de gelo resultam na transferência de carga entre esses hidrometeoros. A separação gravitacional das partículas de gelo mais leves (positivamente carregadas) e as partículas de graupel carregadas negativamente conduzem a separação de cargas elétricas, conforme ilustrado na Figura 2.5.

A frequência do relâmpago, a polaridade, a intensidade e a distribuição espacial dos relâmpagos, pode fornecer informações sobre a velocidade da corrente ascendente e hidrometeoros em uma tempestade na qual houve formação de campo elétrico (BAKER, 2015).

Para a detecção de relâmpagos podem ser utilizadas redes de instrumentos em superfície e também instrumentos a bordo de satélites. A escolha da forma de detecção depende da escala temporal e espacial que será analisada e os tipos de relâmpagos que buscam ser detectados. No Brasil, existem três principais redes de detecção de superfície: RinDAT, Starnet e BrasilDAT, das quais, a última é a que mais se destaca.

A BrasilDAT é a terceira maior rede do mundo e a maior da região tropical do planeta, possuindo mais de 100 sensores em todas as regiões do país e operada pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE. Os sensores detectam a radiação eletromagnética emitida pelas descargas. As informações provenientes dos sensores são processadas por computadores, que cruzam os dados. A rede detecta

Figura 2.5 - Imagem esquemática de uma tempestade idealizada, mostrando a subida de hidrometeoros (círculos redondos) na corrente ascendente (velocidade w) e sedimentação das partículas maiores, que colidem com menores abaixo.



Fonte: Adaptado de Baker (2015).

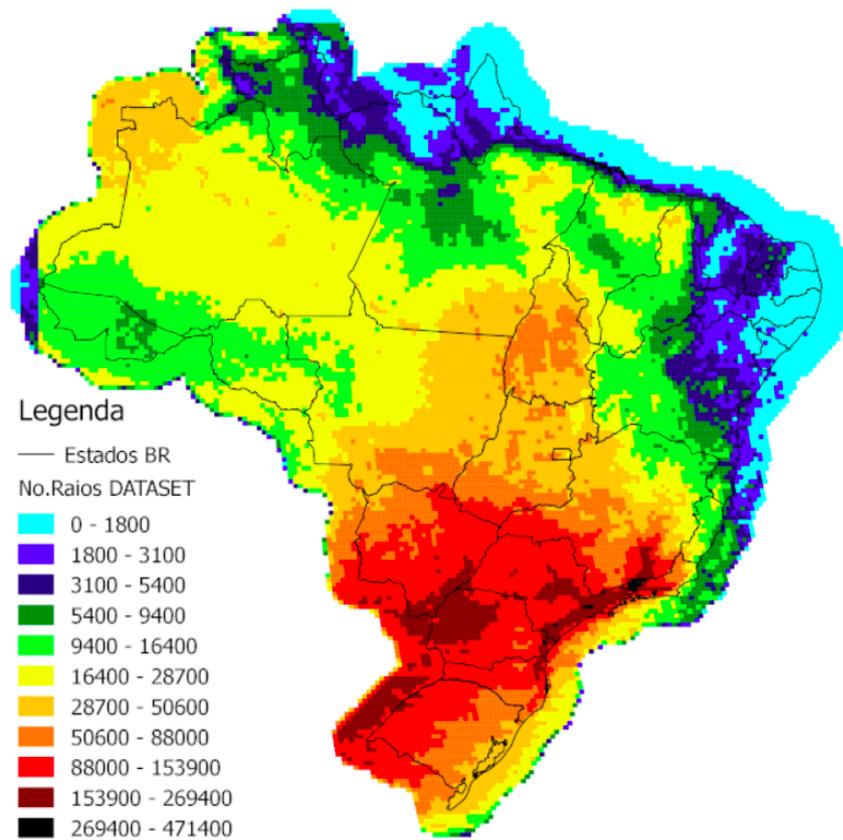
além das descargas nuvem-solo (que vem para o solo e causam mortes e prejuízos) as descargas intra-nuvem (dentro das nuvens). As descargas intra-nuvem são importantes para identificar tempestades severas associadas a vendavais, enchentes, granizo e tornados, visto que as descargas intra-nuvem estão diretamente associadas a estes fenômenos (GRUPO DE ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA - ELAT, 2019).

Já os sensores de relâmpagos a bordo de satélites são baseados em sistemas ópticos, compostos por câmeras de vídeo que identificam e localizam eventos de descargas elétricas (infravermelho próximo – 777.4 nm). Destacam-se o *Optical Transient Device* (OTD), que atuou no período 1995-2005, o *Lightning Imaging Sensor* (LIS): 1997-2015 (a bordo do TRMM), e o mais recentemente lançado *Geostationary Lightning Mapper* (GLM, a bordo do satélite GOES-16). O GLM é um instrumento que mede a radiância no topo das nuvens com a finalidade de identificar descargas elétricas durante o dia e noite e apresentar uma eficiência maior que 70% e um valor de falso alarme de aproximadamente 5% (GOODMAN et al., 2013).

No cenário de redes de detecção em superfície, o mapa de incidência de raios registrado pela BrasilDAT no Brasil é mostrado na Figura 2.6. De acordo com o Grupo de Eletricidade Atmosférica - ELAT (2018), o estado do Rio Grande do Sul é o es-

tado que possui os raios mais destrutivos do Brasil. A região Sul necessita de maior atenção na detecção e previsão da ocorrência de relâmpagos, devido às redes de transmissão de energia relacionadas a Itaipu Binacional. Nesse contexto, é necessário detectar e compreender os tipos de sistemas atmosféricos que podem produzir relâmpagos da nuvem para o solo (NS, ou do inglês *CG - cloud to ground*) que podem gerar grandes prejuízos no setor elétrico.

Figura 2.6 - Mapa de incidência de descargas elétricas atmosféricas no Brasil durante o Biênio 2018/2019.



Fonte: INPE/CGPDI.

Fonte: Grupo de Eletricidade Atmosférica - ELAT (2020).

A influência da topografia na densidade de relâmpagos nuvem no solo (NS) no sul do Brasil foi estudada por Bourscheidt et al. (2009). Os autores concluíram que a densidade do relâmpago não parece ter uma dependência da altitude por si só no sul do Brasil, porém, para áreas há uma relação linear com a inclinação do terreno. Isso

sugere que a atividade do relâmpago nuvem-solo tende a depender mais fortemente da inclinação do terreno. O tamanho da área do sistema analisado também varia com a altitude, o que faz com que tenha atuação de sistemas diferentes, como sistemas locais e SCM.

No caso de regiões oceânicas, estudos de [Takayabu \(2006\)](#) mostraram que há menor ocorrência de descargas atmosféricas em relação a regiões continentais. Este fato está diretamente relacionado ao fato das correntes ascendentes formadas na região oceânica serem mais fracas, impedindo com que o sistema cresça por mais tempo e que haja mais colisão entre os hidrometeoros.

Diversos estudos buscaram estabelecer relações entre a ocorrência de descargas elétricas atmosféricas e variáveis atmosféricas. Um exemplo é o estudo de [Barthe et al. \(2010\)](#), que focou em discutir e avaliar seis diferentes relações entre taxa de relâmpagos e componentes das nuvens eletrificadas já utilizados em estudos anteriores. Os principais são descritos pelas relações empíricas abaixo:

- I. Massa de gelo precipitante: obtida em estudos prévios com uso de variáveis polarimétricas. [Deierling et al. \(2008\)](#) encontraram uma relação linear para temperaturas mais frias do que -5°C , de acordo com a Equação abaixo:

$$f = 3.4 \times 10^{-8} p_m - 18.1 \quad (2.1)$$

onde, f é taxa de relâmpagos (ou *flashes*, por minuto), p_m é a massa de gelo precipitante (em Kg) e obteve que a correlação entre essas duas variáveis foi de $r = 0,94$;

- II. Caminho da água do gelo ou IWP (*ice water path*): é a integração vertical da coluna de conteúdo de água resfriada de nuvem (*Cloud ice water content* - IWC). Em escala global, a atividade de relâmpago está linearmente relacionada ao caminho de água gelada integrado vertical. Segundo [Petersen et al. \(2005\)](#), a densidade de relâmpago (FD - em relâmpagos $\text{Km}^2.\text{dia}^{-1}$) para as tempestades sobre o continente pode ser deduzida do caminho da água gelada (IWP - em Kg.m^{-2}):

$$\text{FD} = 33.33 \times \text{IWP} - 0.17 \quad (2.2)$$

Os autores alertam que tempestades individuais nem sempre podem ser bem representadas por essa mesma relação linear média;

III. Produto do fluxo de massa de gelo precipitante e não precipitante: [Deierling et al. \(2008\)](#) usando dados de radar de dupla polarização mostraram que o produto de fluxo de massa de gelo de precipitante e não-precipitante está bem correlacionado ($r = 0.96$) com a atividade total do relâmpago (f) seguindo:

$$f = 9.0 \times 10^{-15}(f_p \times f_{np}) + 13.4 \quad (2.3)$$

O produto de fluxo de massa de gelo é definido como o produto dos fluxos de massa de gelo precipitante e não-precipitante para temperaturas inferiores a -5°C . O fluxo de massa de gelo de precipitante f_p e o fluxo de massa de gelo não-precipitante (f_{np}) são:

$$f_p = [(-v_p)q_p] \times \rho \times \Delta x \times \Delta y \times \Delta z \quad (2.4)$$

$$f_{np} = [(div_{hnp})q_{np}] \times \rho \times \Delta x \times \Delta y \times \Delta z \quad (2.5)$$

onde, v_p é a velocidade de queda terminal ponderada de acordo com massa das partículas de gelo de precipitação e div_{hnp} é a divergência horizontal. Além disso, q_p e q_{np} são a proporção de mistura das partículas precipitante e não-precipitante, ρ é a densidade do ar, e Δx , Δy e Δz são o espaçamento da grade seguindo as direções x , y e z , respectivamente.

Diante dos diferentes parâmetros de microfísica testados por [Barthe et al. \(2010\)](#) como parâmetros relacionados a taxa de relâmpagos, foi mostrado que: a velocidade máxima do fluxo ascendente é um bom representante da taxa de relâmpago para tempestades severas; o produto de fluxo de massa de gelo e a massa de gelo precipitante pode reproduzir a tendência da taxa de relâmpagos, mas não sua magnitude; o IWP forneceu uma boa relação com a taxa de relâmpagos apenas para tempestades severas; e o volume de fluxo ascendente não produziu boas relações com relâmpagos para as tempestades analisadas.

Baseados nessas equações e resultados, algumas características associadas à ocorrência de descargas elétricas podem ser aplicadas de maneira a inferir a condição atmosférica de acordo com a taxa de relâmpagos detectada. Algumas destas relações e equações serão descritas em conjunto com a modelagem numérica, na Seção 2.4.2.

Alguns estudos mostram a relação entre a refletividade do radar e atividade elétrica em tempestades. O trabalho de [Martinez \(2002\)](#) indicou que nas tempestades analisadas, os altos valores de refletividade (acima de 40 dBZ) quando atingiam níveis acima de 7 km de altitude, podem gerar diferentes tipos de descargas elétricas

cas de acordo com o monitoramento da refletividade. Devido a importância deste instrumento, ele será discutido a seguir.

2.3 Radares meteorológicos

Radar é um acrônimo para *Radio Detection and Ranging*, o qual tem seu princípio de funcionamento baseado na interação entre alvos e a radiação eletromagnética. Em meteorologia, o principal alvo de análise e monitoramento é a presença de hidrometeoros na atmosfera. Os radares atuam na faixa do espectro de ondas eletromagnéticas que compreende comprimentos de ondas em micro-ondas e também na faixa de ondas de rádio.

O radar meteorológico é de suma importância para monitoramento do tempo e previsão imediata do tempo ou *nowcasting*. Por meio dele, ainda é possível estimar a taxa de precipitação em uma área, principalmente em locais de difícil instalação de estações pluviométricas. O seu uso para analisar o deslocamento e ciclo de vida das tempestades é essencial para entender de forma tridimensional os sistemas precipitantes e os tipos de hidrometeoros associados ao eco que retorna ao instrumento.

Uma das funções primárias do radar é o uso do princípio Doppler para estimar a velocidade do alvo em relação ao radar. Ao captar novamente o sinal de retorno com defasagem entre os diversos pulsos enviados, é estimada a velocidade radial da tempestade e um indicativo de deslocamento da tempestade convectiva é fornecido.

As classificações dos radares podem ser feitas de acordo com as variáveis que podem ser obtidas por ele e também por serem estáticos ou móveis.

A classificação em relação as variáveis considera variáveis primárias a refletividade (Z , em dBZ), velocidade radial do vento ($m.s^{-1}$) e largura espectral, e estas estão presentes na maioria dos dados brutos dos radares. A variável de refletividade Z , indica a refletividade entre a irradiância emitida pelo radar e aquela recebida por ele após ser retro-espalhada pelos hidrometeoros da atmosfera. Já a velocidade radial do vento (V) é a velocidade de aproximação ou afastamento dos hidrometeoros em relação ao radar na direção do feixe. Entende-se que valores positivos de V indicam que os alvos estão se afastando e valores negativos indicam que os alvos se aproximam do radar (CALVETTI et al., 2002).

Já os radares polarimétricos são aqueles que possuem pulsos horizontais e verticais e a partir de variáveis secundárias e algoritmos podem estimar os tipos de hidrometeoros.

Existem radares considerados móveis, que devido ao tamanho reduzido, podem ser deslocados para torres temporárias e são usados em diversos estudos de campo. Porém, a grande maioria dos radares no Brasil são radares fixos em uma localidade e são mostrados na Tabela 2.1. Além disso, existem ainda radares que podem estar a bordo de aeronaves, ou até mesmo de satélites como é utilizado no *Global Precipitation Measurement* (GPM).

Em termos das varreduras dos radares, dois produtos são mais usados: o PPI (Indicador de Posição no Plano) e o CAPPI (Indicador de Posição no Plano em Altitude Constante). O PPI trata-se de uma varredura para uma única elevação fixada em todos os azimutes, porém com os dados inseridos em um plano. Já o CAPPI resulta em uma projeção utilizando interpolações de todas as elevações em uma altura h fixa.

Tabela 2.1 - Informações sobre os radares no Brasil e instituições responsáveis.

Nome	Lat.	Lon.	Estado	Instituição	Especificações
Pico do Couto	-22.46	-43.3	RJ	DECEA	Banda S - Doppler
São Roque	-23.6	-47.09	SP	DECEA	Banda S - Doppler
Gama	-15.98	-48.02	DF	DECEA	Banda S - Doppler
Santiago	-29.23	-54.93	RS	DECEA	Banda S - Doppler
Canguçu	-31.4	-52.7	RS	DECEA	Banda S - Doppler
Morro da Igreja	-28.13	-49.47	SC	DECEA	Banda S - Doppler
Bauru	-22.36	-49.03	SP	UNESP	Banda S - Doppler
Pres. Prudente	-22.18	-51.37	SP	UNESP	Banda S - Doppler
Mateus Leme	-19.94	-44.43	MG	CEMIG	Banda C - Doppler*
Funceme-s	-5.07	-39.27	CE	FUNCEME	Banda S - Doppler
Funceme-x	-3.79	-38.56	CE	FUNCEME	Banda X - Doppler
SBBE	-1.41	-48.46	PA	SIPAM	Banda S - Doppler
SBBV	2.84	-60.7	RR	SIPAM	Banda S - Doppler
SBCZ	-7.6	-72.77	AC	SIPAM	Banda S - Doppler
SBMN	-3.15	-59.99	AM	SIPAM	Banda S - Doppler
SBMQ	0.05	-51.1	AP	SIPAM	Banda S - Doppler
SBPV	-8.72	-63.89	RO	SIPAM	Banda S - Doppler
SBSL	-2.6	-44.24	MA	SIPAM	Banda S - Doppler
SBSN	-2.43	-54.8	PA	SIPAM	Banda S - Doppler
SBTF	-3.37	-64.69	AM	SIPAM	Banda S - Doppler
SBTT	-4.25	-69.94	AM	SIPAM	Banda S - Doppler
SBUA	-0.14	-67.06	AM	SIPAM	Banda S - Doppler
Macaé	-22.41	-41.86	RJ	INEA	Banda S - Doppler*
Guaratiba	-22.99	-43.59	RJ	INEA	Banda S - Doppler*
Salesópolis	-23.6	-45.97	SP	CTH	Banda S - Doppler
Parque Cientec	-23.52	-46.7	SP	USP	Banda X - Doppler
S. J. dos Campos	-23.25	-45.94	SP	IACIT	Banda S - Doppler
Santa Tereza	-19.99	-40.58	ES	CEMADEN	Banda S - Doppler*
Almenara	-16.2	-40.67	MG	CEMADEN	Banda S - Doppler*
Três Marias	-18.21	-45.46	MG	CEMADEN	Banda S - Doppler*
São Francisco	-16.01	-44.7	MG	CEMADEN	Banda S - Doppler *
Jaraguari	-20.28	-54.47	MS	CEMADEN	Banda S - Doppler*
Salvador	-12.90	-38.32	BA	CEMADEN	Banda S - Doppler *
Maceió	-9.55	-35.77	AL	CEMADEN	Banda S - Doppler*
Petrolina	-9.37	-40.57	PE	CEMADEN	Banda S - Doppler *
Natal	-5.9	-35.25	RN	CEMADEN	Banda S - Doppler *
Cascavel	-24.88	-53.53	PR	SIMEPAR	Banda S - Doppler*
Teixeira Soares	-25.51	-50.36	PR	SIMEPAR	Banda S - Doppler
Curitiba	-25.45	-49.24	PR	SIMEPAR	Banda X - Doppler
Lontras	-27.23	-49.46	SC	SDC-SC	Banda S - Doppler*
Chapecó	-27.05	-52.6	SC	SDC-SC	Banda S - Doppler *
Araranguá	-28.93	-49.36	SC	SDC-SC	Banda X - Doppler*
Pelotas	-31.72	-52.31	RS	CPMET-UFPEL	Banda S

Em relação ao comportamento do sinal enviado por um radar, classifica-se a atenuação do radar como uma perda do sinal que foi enviado. Essa atenuação ocorre principalmente devido à interação com os hidrometeoros na atmosfera (nuvens e chuva) e à atmosfera livre. Além disso, o comportamento do sinal enviado por um radar depende da banda de atuação do mesmo. A banda de atenuação está relacionada diretamente ao seu comprimento de onda, de forma que quanto menor o comprimento mais forte é a atenuação. Radares de Banda S, por exemplo, apresentam atenuação pequena por possuírem $\lambda = 10$ cm. Já os radares de Banda X, por sua vez, possuem atenuação significativa, principalmente quando há sistemas precipitantes muito intensos próximos ao radar. Estes radares possuem comprimento de onda $\lambda = 3.2$ cm (RINEHART, 1991).

Por fim, informações de radar são mais limitadas em termos de extensão da região de amostragem, quando comparadas às imagens de satélite. Entretanto, resolvem estruturas de meso escala e sub-mesoescala mais facilmente, como as frentes de rajadas e os padrões de precipitação (BENETI, 2012). Além disso, a latência é muito menor, o que é extremamente importante para *nowcasting*.

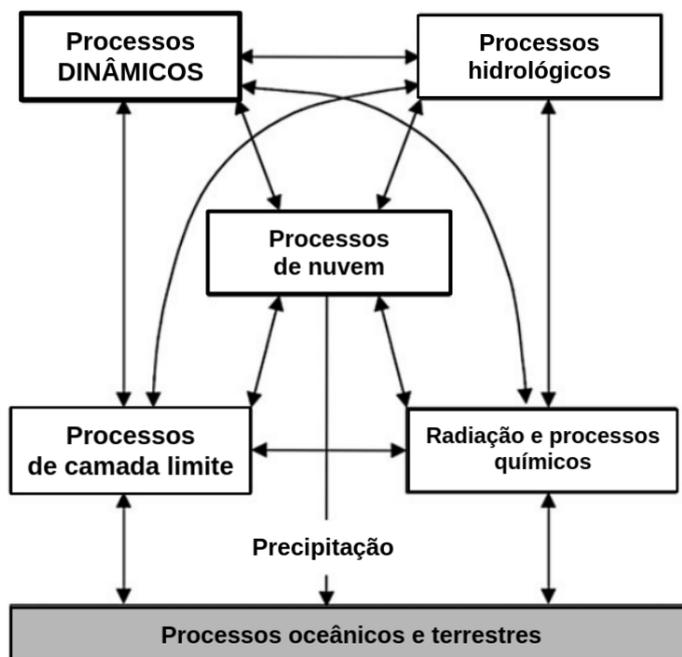
2.4 Modelagem atmosférica

Os modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) visam representar a atmosfera em um instante de tempo, de forma que seja possível avançar no tempo a partir da integração das equações primitivas por métodos numéricos e computacionais. Sendo assim, o equacionamento é dependente de Condições Iniciais (CI) especificadas. Tais modelos envolvem processos físicos, dinâmicos e aproximações, principalmente devido a não linearidade dos processos atmosféricos.

De acordo com Sikder e Hossain (2018), as incertezas na previsão de precipitação nos modelos de PNT podem ser inseridas a partir de várias fontes: parametrizações físicas do modelo, CI e precisão computacional. Entretanto, tais incertezas podem ser reduzidas a partir da evolução no equacionamento de parametrizações físicas e também partir da melhoria da estimativa da CI através da assimilação de dados.

A parte computacional dos modelos de PNT pode ser dividida em três principais componentes de cálculos numéricos: processos dinâmicos, físicos e a assimilação de dados. A assimilação de dados será discutida na Seção 2.5, e de maneira simplificada, a parte física visa equacionar desde processos radiativos a mudanças de estados entre outros, com base nas leis de conservação de energia, *momentum* e massa. A interação entre os processos físicos é mostrada na Figura 2.7.

Figura 2.7 - Processos físicos na atmosfera e suas interações.



Fonte: Pu e Kalnay (2019).

As principais variáveis usadas nos modelos são temperatura, pressão em superfície, vento e umidade, as quais são usadas para resolver as equações numéricas. As demais variáveis derivam de combinações e parametrizações destas variáveis de estado. Sendo assim, conhecer melhor o comportamento das variáveis atmosféricas se torna necessário pois, parte das interações do modelo podem ser calculadas de forma explícita e outras necessitam ser parametrizadas, variando de acordo com a escala do sistema meteorológico e a capacidade do modelo de representá-lo. A necessidade de utilizar parametrizações se deve a diversos processos atmosféricos ocorrerem em escala inferior a grade do modelo. Em alguns casos, estas podem ser calculadas de forma explícita com aumento da resolução em áreas limitadas de interesse a partir de modelos regionais e de meso escala.

Os modelos regionais e de meso escala são modelos que dependem de condições de contorno de escala sinóticas e planetárias advindas de um modelo global. A qualidade da previsão na meso escala, está muitas vezes relacionada à eficiência do modelo global de representar de forma satisfatória os fenômenos atmosféricos de maior escala, mas também depende principalmente de ajustes para a região de

estudo e capacidade de representar os sistemas de menor escala.

Os ajustes que podem ser feitas aos modelos, muitas vezes estão ligados aos processos físicos suas parametrizações. Em relação a representação dos processos de nuvens, destacam-se as parametrizações de convecção e de microfísica e ambas interagem com os demais processos físicos mostrados na Figura 2.7.

Na escala convectiva são necessários modelos que possuam alta resolução para calcular a convecção de forma explícita, e tais modelos são chamados de *Convection-allowing Models* (CAMs), não fazendo uso da parametrização cumulus.

Já a interação entre os hidrometeoros se trata de uma relação que precisa ser parametrizada, devido a escala espacial e temporal ainda inferior a da convecção no modelo. A parametrização de microfísica é a principal responsável por equacionar interações entre a umidade e temperatura no sistema, composta por processos reversíveis e não-reversíveis que resultam em formação de nuvens e chuva. A forma de parametrizar tais processos microfísicos depende do equacionamento envolvido no esquema selecionado para o modelo.

Diversos estudos mostram a sensibilidade e grande importância da escolha correta de tal parametrização na representação de sistemas de escala convectiva. No caso do modelo WRF, que possui mais de vinte opções de esquemas de parametrização microfísica atualmente (versão 4.0), muitas comparações foram feitas e são descritas nos trabalhos a seguir.

2.4.1 Simulações de tempestades e microfísica

Os estudos de Zepka e Pinto Júnior (2010) testaram diversas parametrizações no modelo WRF buscando a combinação de parametrizações que melhor representasse as condições atmosféricas relacionadas a ocorrência de raios no Sudeste do Brasil. Resultados mostraram que a combinação entre as parametrizações cumulus Kain-Fritsch (KAIN, 2004) e microfísica WSM3 (HONG et al., 2004) melhorou a previsão de temperatura e o vento em superfície, baixos e médios na atmosfera, fornecendo mais indicativos das condições nas quais ocorrem as descargas atmosféricas.

As parametrizações microfísicas testadas por Alves Júnior (2017) e Ferreira et al. (2020) para rodadas do WRF (com e sem assimilação de dados de radar e resolução horizontal de 2 Km) mostraram que entre as nove opções testadas, as microfísicas que obtiveram maior acerto ao prever a precipitação até 12 horas foram Morrison et al. (2009) e Thompson et al. (2008).

Pu et al. (2019) estudaram um SCM ocorrido na região central dos EUA e a sensibilidade das simulações numéricas no modelo WRF com três domínios (12, 4 e 1.33 *Km*, respectivamente) a três diferentes microfísicas (WSM6; WDM6 e Morrison). Os autores concluíram que simulação usando a parametrização WSM6 produziu uma estrutura de convecção menos organizada com ciclo de vida mais curto, enquanto a WDM6 reproduziu melhor a estrutura do SCM, apesar de ambas as simulações subestimarem a quantidade de precipitação associada. Já o desempenho da parametrização Morrison obteve os melhores resultados dentre as três testadas, destacando a importância do uso de parametrizações que utilizem momento duplo.

O trabalho de Huang et al. (2020) mostra um evento de chuva extrema na China em 2017, o qual chegou a registrar precipitação diária de 524 mm, causando graves inundações e danos. Os autores testaram o desempenho de três diferentes microfísicas (WSM6; Morrison e Thompson) para o WRF com resolução de 4.5, 1.5 e 0.5 *Km* respectivamente, e com domínio interno sem parametrizar a camada limite planetária. Os resultados mostraram que o esquema WSM6 representou melhor o evento intenso de chuva ocorrida, apesar do esquema simular maior quantidade de graupel que os outros dois esquemas testados. Os autores atribuem este resultado ao resfriamento latente mais forte da evaporação da água da chuva na baixa troposfera na simulação quando usado o esquema WSM6, o que resultou na simulação de uma piscina fria mais intensa, influenciando assim o movimento da convecção, a propagação do sistema e, finalmente, a intensidade e distribuição da precipitação em superfície.

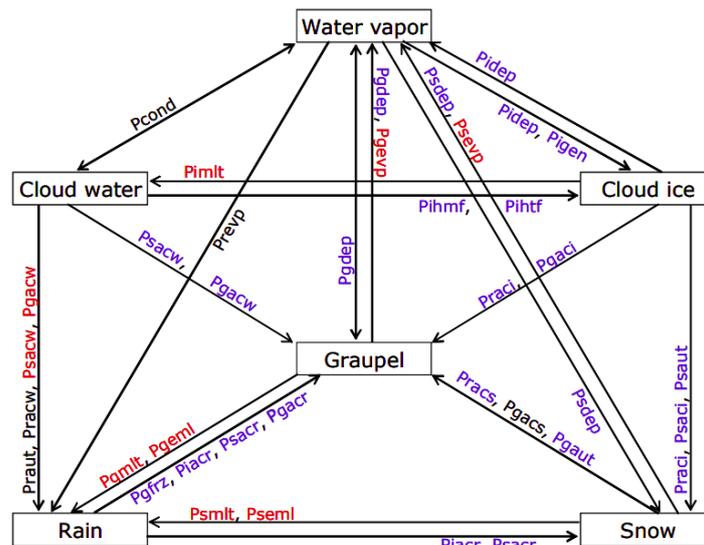
Apesar da análise de desempenho de diversas parametrizações trabalhos supracitados, o equacionamento do *Lightning Forecast Algorithm* foi desenvolvido a partir da parametrização WSM6, conforme mencionado a seguir na Seção 2.4.2. McCaul et al. (2020) ressaltou deficiências do algoritmo quando usado com parametrizações de dois momentos, e a parametrização que obteve melhor desempenho mediante as variáveis usadas foi a WSM6.

Tal microfísica apresenta como inovação em relação as anteriores (WSM3, WSM5), a adição do graupel como uma variável prognóstica, e seus processos de criação e sumidouro. Os trinta processos que representam as alterações de microfísica desta parametrização foram classificados de acordo com a taxa de produção de uma espécie para a outra, de acordo com o conversão envolvida.

Na Figura 2.8 os processos são representados por duas ou três letras, podendo ser: acreção (*ac*), deposição/sublimação (*dep*), evaporação/condensação (*evp* e *cond*),

auto conversão (*aut*), derretimento (*mlt*), congelamento (*frz*, *hmf* e *htf*), e nucleação (*gen*). A maioria dos processos envolvendo a nova variável deste esquema é voltada para a transformação das outras espécies em graupel, especialmente para temperaturas abaixo de 0 °C, representados pelas cores em azul.

Figura 2.8 - Fluxograma dos processos microfísicos no esquema WSM6.



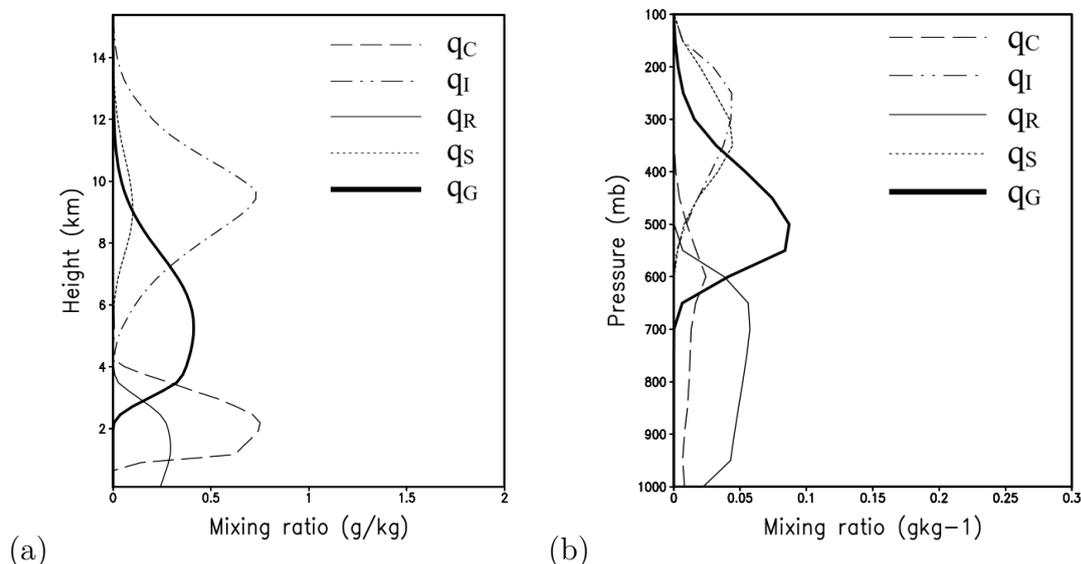
Os termos com cores vermelhas (azuis) são ativados quando a temperatura está acima (abaixo) de 0°C, enquanto os termos com a cor preta ocorrem sem limitações de regime de temperatura.

Fonte: Hong e Lim (2006).

A distribuição vertical das espécies é mostrada na Figura 2.9 para um caso idealizado, e para um caso de intensa precipitação na Coreia analisados pelos autores (HONG; LIM, 2006). No caso severo (Fig. 2.9b), inserção de graupel nos processos é atribuída maior precipitação simulada em relação as demais microfísicas. Diversos trabalhos entre comparativos de parametrizações de microfísica indicam que tal microfísica tende a representar mais graupel do que as demais parametrizações que possuem a representação de tal variável, e conseqüentemente maior quantidade de chuva em casos severos (RAJEEVAN et al., 2010; TAN, 2016; GALLIGANI et al., 2017; SONG; SOHN, 2018; HUANG et al., 2020).

Recentemente, uma nova evolução da parametrização WSM6 foi desenvolvida, a

Figura 2.9 - Distribuição Vertical média dos tipos de hidrometeoros no desenvolvimento da parametrização WSM6.



Em *a*) é mostrada a a distribuição para um caso idealizado e média para os primeiros 60 minutos, e em *b*) para a média de 24 horas de um caso real de chuva intensa. As unidades são g/Kg para chuva (q_r), neve (q_s) e graupel (q_g) e 10 g/Kg para gelo (q_i) e água líquida de nuvem (q_c).

Fonte: Hong e Lim (2006).

WSM7. Adicionando granizo (q_{hail}) as variáveis prognósticas, os autores buscaram reduzir a quantidade de graupel gerada pelo esquema WSM6 (BAE et al., 2018).

2.4.2 Modelagem numérica e descargas elétricas atmosféricas

Alguns estudos mostram algoritmos para prever a ocorrência de DEA, como é mostrado por McCaul et al. (2009). Usando simulações do WRF com convecção não parametrizada (2 km) na região do Alabama (EUA), os autores calibraram duas equações baseadas no fluxo de graupel na camada de -15°C e na integração de espécies de gelo, baseados nos campos do modelo na rede de detecção de superfície *Lightning Mapping Array* (LMA). Baseando no trabalho de Petersen et al. (2005), as equações usadas para estimativa taxa total de raios foi relacionada a Equação abaixo:

$$F_1 = k_1(wq_g)m, \quad (2.6)$$

onde, os autores calibraram $k_1 = 0.042$, w é a velocidade vertical do fluxo ascendente, q_g é a razão de mistura de graupel e o m indica que o cálculo é realizado na região de fase mista (-15°C). A segunda Equação de *proxy* do modelo para raios considera a integração vertical de graupel, neve e gelo em nuvem, conforme a relação:

$$F_2 = k_2 \int \rho(q_g + q_s + q_i) dz \quad (2.7)$$

onde, $k_2 = 0.2$, ρ é a densidade do ar, q_g , q_s e q_i são as razões de mistura simuladas de graupel, neve e gelo, respectivamente. Este termo é útil para distribuir a taxa de relâmpagos associada por uma área mais ampla e, assim, pode ajudar a explicar os eventos de relâmpagos em bigornas dos sistemas, que não são capturados pelo métodos baseados em fluxo de graupel, que tendem a ser mais confinados a regiões de correntes ascendentes ativas. Buscando combinar os dois cálculos, McCaul et al. (2009) ainda propuseram uma terceira equação, combinando F_1 e F_2 :

$$F_3 = r_1 F_1 \times r_2 F_2 \quad (2.8)$$

na qual, calibraram $r_1=0.95$ e $r_2=0.05$ com base em resultados de testes de sensibilidade, pesando o termo F_1 que possui melhor previsão ao detectar picos de raios e F_2 , melhor previsão de área. Mais tarde, este método de previsão de raios usando o WRF ficou conhecido como *Lightning Forecast Algorithm* (LFA).

Outro exemplo de algoritmo para prever raios usando os campos de modelos é o *Lightning Potential Index* (LPI) Pytharoulis et al. (2016). Os autores realizaram um estudo de uma chuva intensa na Grécia ocorrida em 2014, e rede de detecção de superfície ZEUS. A previsão do WRF foi realizada com convecção permitida e com diferentes opções de topografias associadas, devido ao sistema ter ocorrido próximo ao Monte Olimpus, que possui altitude próxima a 3 km. Os autores concluíram que para o estudo da tempestade associada, a escala sinótica teve papel primário na ocorrência e previsão, no entanto a variabilidade espacial e temporal da previsão destes algoritmos é alterada de acordo com a maneira que a topografia foi representada no modelo.

Lopez (2016) desenvolveu uma nova parametrização para o modelo global do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) para prever as densidades totais de relâmpagos a partir da combinação de três tipos de campos de saída do esquema de convecção: conteúdo de hidrometeoros, energia potencial convectiva disponível (CAPE) e altura da base de nuvem. Os resultados mostraram que a parametrização inserida pelo autor tinha um comportamento muito semelhante ao

observado pelo sensor OTD/LIS até mesmo em escalas sazonal e continental.

O mais recente trabalho de atualizações de algoritmos de previsão de relâmpagos é o de McCaul et al. (2020). Tal trabalho atualiza parâmetros do LFA desenvolvido por McCaul et al. (2009) para a Ásia durante os meses de primavera, estação na qual tem o pico ocorrência de sistemas severos. O modelo utilizado foi o WRF com resolução horizontal de 4 km e 12 diferentes configurações de combinações entre quatro esquemas de microfísica (Morrison; WSM6; Thompson e Goddard) e três parametrizações de camada limite planetária (Yonsei University (YSU); Mellor-Yamada-Jancic (MYJ); e Mellor-Yamada-Nakanishi-Niino; (MYNN)). Os resultados tomaram como referência para comparativo as parametrizações para as quais o algoritmo LFA foi desenvolvido (YSU;WSM6) e os resultados indicaram que a combinação MYJ e WSM6 ocupa um meio-termo em relação a cobertura da área com potencial de relâmpagos, enquanto Thompson produziu áreas muito pequenas, e as microfísicas Morrison e Goddard, áreas muito grandes. Os autores indicaram que o efeito dos esquemas de PBL na cobertura de área prevista com potencial de relâmpagos eram menos importantes do que a microfísica utilizada. Os autores ressaltam que o LFA deve ser usado apenas com modelos de convecção explícitos, e não com modelos de grande escala usando convecção parametrizada e relataram graves deficiências do algoritmo quando usado com parametrizações de dois momentos.

Ressalta-se que as parametrizações físicas respondem de acordo com as condições iniciais nas quais são empregadas. A partir da inserção de novos dados no modelo, as parametrizações podem responder de maneiras diferentes ao novo dado. A partir disso, o processo para a combinação das observações e modelagem é descrito a seguir.

2.5 Assimilação de dados

A assimilação de dados é uma área na modelagem atmosférica que busca produzir uma representação regular, fisicamente consistente, do estado da atmosfera, a partir de uma matriz heterogênea de dados amostrados de forma imperfeita e irregular no espaço e no tempo. Sendo assim, a assimilação atua como uma ponte entre os dados observados e a modelagem (DALEY, 1993). A grande importância deste processo consiste na aproximação do modelo a realidade atmosférica, ou seja, esta técnica força a previsão modelo a ser mais próximo do estado real da atmosfera.

Os métodos para assimilar dados podem ir dos mais simples como a interpolação ótima (IO), até mais complexos como os variacionais e os baseados no filtro de Kalman, híbridos, entre outros.

Na assimilação variacional a análise pode ser obtida através da minimização da função custo (J_{var}):

$$J_{var}(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B_{var}^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(y - h(x))^T (E + F)^{-1}(y - h(x)) + J_c \quad (2.9)$$

onde, x é a análise, x_b é o *background* do modelo, B_{var} é a matriz de covariância dos erros do modelo, h é o operador observação, $E + F = R$ é a combinação dos erros de representatividade e instrumental, y é o vetor de observação, e J_c são os termos de *constraint* (ou restrições). A Equação 2.9 pode ser reescrita, considerando as definições acima:

$$\begin{aligned} J_{var}(x) = & \frac{1}{2}(x - x_b)^T B_{var}^{-1}(x - x_b) \\ & + \frac{1}{2}(y - h(x))^T R^{-1}(y - h(x)) \\ & + J_c \end{aligned} \quad (2.10)$$

ou ainda:

$$\begin{aligned} J_{var}(x) = & J_b \\ & + J_o \\ & + J_c \end{aligned} \quad (2.11)$$

de forma que fica mais clara a separação dos termos J_b , relacionado ao *background* (modelo), J_o relacionados a observação, e J_c de restrições, conforme já mencionado.

Assim, a solução ótima para encontrar a análise (x_a) é obtida a partir da minimização da função custo:

$$\nabla J_{var}(x) = 0 \quad (2.12)$$

Tal minimização possui como solução analítica no método variacional:

$$x_a = x_b + BH^T(HBH^T + R)^{-1}(y - h(x_b)) \quad (2.13)$$

E tem como estratégia de solução do GSI, escrita da seguinte forma:

$$\nabla_{\Delta x} J = B^{-1} \Delta x + H^T R^{-1} (o - H \Delta x) + \nabla J_c = 0 \quad (2.14)$$

onde, x_a é resultado das minimizações da função custo na dependência das iterações externas e internas (outer e inner iterations, respectivamente), e o campo inicial (*background*, x_b):

$$x_a = \Delta x_{\text{outer iteration}} + \Delta x_{\text{inner inneration}} + x_b \quad (2.15)$$

A partir do equacionamento descrito, diversos trabalhos com foco em assimilar dados que não tenham uma relação linear com as variáveis do estado do modelo vem sendo feitos.

Em termos de assimilação de dados não convencionais, [Aravéquia et al. \(2011\)](#) e [Zhang et al. \(2013\)](#) testaram a assimilação de dados de radiância de satélite para melhorar os prognósticos do modelo e obtiveram melhorias na precipitação analisada em termos de localização e da intensidade de chuva acumulada.

Ainda assimilação de dados de satélite, novos operadores foram desenvolvidos para assimilação de retrieval de Hidrometeoros a partir de dados do GPM no GSI, como realizado por [Wu et al. \(2016\)](#).

Nas últimas décadas, o aumento dos recursos computacionais e avanço das técnicas de assimilação de dados de alta resolução permitiu o aprimoramento de modelos com convecção permitida. Este aprimoramento é devido a técnicas de assimilação de dados especialmente na escala convectiva, como radares e dados de sensoriamento remoto. Tais dados permitem melhor inicialização dos modelos afim de reduzir o baixo desempenho de modelos de PNT nas primeiras horas de previsão, quando comparados a técnicas de extrapolação nas primeiras 6 horas e previsão ([SUN et al., 2014](#)).

2.5.1 Assimilação de dados de radar

Os primeiros trabalhos que trazem os radares mais próximos à modelagem começaram com estudos sobre a recuperação de campos meteorológicos a partir dos dados de radar. Como exemplo principal, [Sun et al. \(1991\)](#) utilizou dados de radar para determinar as estruturas espaciais das componentes da velocidade e temperatura observadas.

O trabalho de Sun e Crook (1997) marcou o começo da utilização da assimilação de dados de radar no modelo WRFDA (*WRF Data Assimilation System*). Desde então, esta prática vem sendo realizada por diversos centros do mundo. Uma das equações mais amplamente utilizadas é dada por (SUN; CROOK, 1997):

$$V_{r,i} = u \frac{x - x_i}{r_i} + v \frac{y - y_i}{r_i} + (W - V_{Tm}) \frac{z - z_i}{r_i} \quad (2.16)$$

onde, $V_{r,i}$ é a velocidade radial; u , v e w são os componentes cartesianos da velocidade; r_i é a distância entre os pontos da rede x , y e z e a posição do radar x_i , y_i e z_i ; e V_{Tm} é a velocidade terminal de precipitação.

Neste contexto, Xiao e Sun (2007) mostram que WRF 3D-VAR pode assimilar velocidade radial e refletividade (Z) a partir de vários radares e extrair informação útil a partir dos dados de radar para iniciar uma convecção organizada.

Por outro lado, autores como Sun e Crook (1997) e Wang et al. (2013) utilizaram assimilação da refletividade de maneira indireta, por meio da razão de mistura de água de chuva (q_r). A relação entre a refletividade (Z) e razão de mistura de água de chuva (q_r), é dada por:

$$Z = 43.1 + 17.5 \log_{10}(\rho q_r) \quad (2.17)$$

onde, Z é a refletividade do radar, q_r é a razão de mistura de água e ρ é a densidade do ar.

No Brasil, a assimilação de dados de radar começou a ser mais utilizada no WRF nos últimos anos. Desde então diversos trabalhos têm sido publicados como o de Macedo (2014) que retratou o impacto do uso da assimilação de dados 3D-VAR nos prognósticos do modelo WRF. Neste trabalho, foram assimilados diversos dados disponíveis para a região Sul do Brasil e constatou-se um impacto positivo na inserção dos dados assimilados para o campo de precipitação. Outra exemplo relevante, é o trabalho de Inouye (2014) onde foram realizados estudos sobre assimilação de dados do radar de Teixeira Soares no Paraná. Este trabalho visou analisar a viabilidade de operacionalização em centros meteorológicos que tenham restrições computacionais.

Dentre eles, cabe destacar os resultados inéditos na América do Sul apresentados no trabalho de Vendrasco (2015). O autor realizou experimentos com dados de radar e

novas implementações no sistema de assimilação de dados 3D-Var do WRFDA. Foi comprovado que a assimilação direta de refletividade do radar apresenta algumas limitações, conforme já havia sido mencionado por Wang et al. (2013). Além disso, foi mostrado que a refletividade assimilada de maneira indireta, na forma de razão de mistura de água líquida (q_r) ajudou a reduzir estas limitações melhorando a previsão de precipitação no início da integração. Entretanto, este ganho não se manteve por muito tempo. Isso porque o ganho com a velocidade radial foi menor, mas mais robusto e relativamente constante ao longo do tempo e não apresentando quedas bruscas como no caso da refletividade. Como conclusão, os melhores resultados foram obtidos ao assimilar ambas as variáveis ao mesmo tempo.

Resultados obtidos por Ferreira et al. (2017) mostraram que para os casos assimilados há necessidade de inicialização prévia do modelo. Estes resultados corroboram com o trabalho de Alves Júnior (2017). O autor realizou testes e verificou que o número de ciclos de 6 horas antecedentes ao começo da assimilação de dados de radar para se obter os melhores resultados na previsão de precipitação foi 9 ciclos. Ou seja, há necessidade do modelo ser iniciado 2 dias antes, o que muitas vezes dificulta seu uso ou implementação operacional.

Sun et al. (2020) realizaram estudos de um evento de precipitação em Taiwan em 2017, que registrou mais de 800 mm de precipitação em 24 horas. Usando o WRFDA-4DVAR, com resoluções do WRF de 10km e 2km, respectivamente, os autores assimilaram dados de 6 diferentes radares. As variáveis usadas e testadas foram refletividade, velocidade radial, e precipitação, e os resultados indicaram melhorias até mesmo ao se assimilar as 3 variáveis juntas.

Usando dados de um radar móvel banda-X, Vendrasco et al. (2020) fez um aprofundado estudo de dois casos convectivos na região de Campinas (SP), utilizando desde algoritmos de classificação de hidrometeoros, perfis verticais de refletividade até mesmo descargas elétricas. Usando as detecções da rede BrasilDAT, os autores extraíram perfis verticais de refletividade do radar associado a densidade de raios, realizando a assimilação das descargas elétricas na forma de refletividade. Essa técnica permitiu o uso do mesmo operador observação do radar já desenvolvido no WRFDA, para assimilar perfis verticais de refletividade como um *proxy* para descarga elétrica atmosférica. Os resultados mostraram que a assimilação realizada desta maneira pode melhorar a iniciação convectiva de tempestades em modelos atmosféricos com convecção permitida, e que o dado das descargas elétricas podem ser usados assimilação quando os dados de radar não estão disponíveis, seja por manutenção ou falha

de dados, e até mesmo em estabelecer perfis mais genéricos para o uso em áreas que não possuem cobertura de radar.

Os trabalhos apresentados anteriormente sobre assimilação de dados de radar exemplificam a relevância e complexidade do tema. Além disso, por ser uma área relativamente nova de estudos no Brasil ainda possui abertura para aprofundamento para diversos tipos de estudos.

2.5.2 Assimilação de dados de descargas elétricas atmosféricas

Nas últimas décadas, crescentes esforços têm sido direcionados a encontrar uma relação confiável entre dados de descargas elétricas atmosféricas e outras variáveis meteorológicas baseadas no mecanismo microfísico em nuvens convectivas.

A forte relação entre as descargas elétricas, a dinâmica da nuvem e os processos microfísicos indicam que a ocorrência de raios pode ser usada para monitorar a ocorrência e o desenvolvimento de sistemas convectivos.

A baixa latência desse dado configura grande vantagem para previsão operacional, o que pode fornecer dados de ocorrência de convecção continuamente serão assimilados para atualizar o estado úmido da atmosfera no modelo. Além disso, a detecção de raios com sensores ópticos não é afetada pela topografia do terreno, o que configura grande vantagem quando comparado a dados de radar.

O conceito de assimilação de dados de descargas elétricas visa encontrar um operador de observação adequado que ligue dados de rede de raios com um modelo ou variável diagnóstica, ou obter uma relação de dados de raio a variáveis intermediárias e a partir daí, diferentes métodos para assimilar esta variável podem ser avaliados. A dificuldade é que a taxa de relâmpagos, o campo elétrico e a densidade de carga não são variáveis modeladas ou prognósticas na maioria dos modelos existentes (WANG et al., 2017).

Destacam-se as relações entre relâmpagos e a taxa de precipitação convectiva, energia potencial disponível para convecção (CAPE), velocidade vertical máxima, refletividade do radar, massa de graupel, produto de fluxo de massa de gelo e volume de fluxo ascendente.

Alexander et al. (1999) cita o problema de spinup inicial do modelo causado principalmente pela especificação inadequada da divergência e da umidade nas condições iniciais dos modelos numéricos. Os autores visaram usar estimativas de taxa de chuva

instantânea para inicializar o modelo. Usando dados de uma variedade de fontes - sensores de microondas passivos, sensores infravermelhos e observações de relâmpagos - foram combinados para produzir uma série contínua de taxas de precipitação para ser assimilado em um modelo de mesoescala. A técnica testada em simulações levou a uma melhoria significativa nas previsões de padrões de precipitação, campos de pressão do nível do mar e campos de altura geopotencial quando as informações de todas as fontes são combinadas para determinar as taxas de chuva. Os dados relâmpagos, em particular, tiveram um impacto positivo maior nas previsões do que as outras fontes de dados. O uso de dados relâmpagos como proxy para chuva convectiva teve utilidade particular devido à escassez de informações convencionais necessárias para inicializar o modelo de previsão.

Outro trabalho precursor, é o estudo de [Papadopoulos et al. \(2005\)](#), que buscaram melhorar a previsão de precipitação convectiva através da assimilação de medições regionais do relâmpago no modelo de mesoescala SKIRON/Eta model, na região do mediterrâneo, cobrindo grande parte do continente europeu e norte da África. Os dados de relâmpagos foram usados da rede ZEUS (rede de detecção de raios de longo alcance), capaz de identificar apenas relâmpagos do tipo NS. O conceito principal da técnica dos autores foi alterar o modelo de PNT sobre o desenvolvimento espacial, profundidade, convecção úmida, bem como sua intensidade na localização que os relâmpagos eram detectados. Esta informação foi então usada para forçar os perfis de umidade gerados pelo modelo para perfis empíricos em função da intensidade observada do raio, relacionado a parametrização de Betts-Miller-Janjik; e aplicando o método de Nudging. Os perfis de umidade usados foram produzidos com base em sondagens atmosféricas obtidas durante os dias de tempestades simuladas. Os resultados obtidos pelos autores mostraram que a assimilação dos dados de relâmpago (um único ajuste de variável: o perfil de umidade) pode melhorar a precisão da previsão de precipitação convectiva, mantendo a melhoria em previsões de curto alcance (até 12 h) em comparação com a rodada controle.

A partir dos estudos de [Barthe et al. \(2010\)](#) - já citados no tópico 2.2 - [Stefanescu et al. \(2013\)](#) basearam se na velocidade máxima do fluxo ascendente (w_{max}) servir como um bom *proxy* para a taxa de relâmpagos (f) em tempestades severas, aplicando as equações abaixo:

$$f = 5 \times 10^{-7} w_{max}^k \quad (2.18)$$

$$w_{max} = 0.677 \times \sqrt{2CAPE} - 17.286 \quad (2.19)$$

onde, k é um valor empírico para convecção profunda continental e CAPE é a energia potencial convectiva disponível. O operador observação (H) então é escrito, em função das equações acima:

$$H(X) = 5 \times 10^{-7} (0.677 \times \sqrt{2CAPE} - 17.286)^{4.55} \quad (2.20)$$

Stefanescu et al. (2013) estudaram a assimilação de dados de relâmpagos no modelo WRF com as equações acima. Neste estudo, os autores usaram também *retrievals* de colunas de temperatura a partir de métodos 1DVar e usaram isto para ajustar a taxa de precipitação e parametrização de umidade, com as técnicas 3 e 4D-Var, aplicando as equações supracitadas. Esta técnica de assimilação de relâmpagos utilizou taxas de relâmpago observadas para aquecer a atmosfera perto da superfície, aumentar o CAPE e assim fortalecer a convecção simulada em locais de raios. O operador de observação utilizado nestes experimentos é altamente não-linear e é uma versão modificada da expressão encontrada em Barthe et al. (2010) adaptado para uma resolução de 9 km. Os resultados mostraram que os padrões de precipitação horária, suas estatísticas e a refletividade do radar foram melhorados através da assimilação das observações de relâmpagos. Os valores de RMSE revelaram que cada um dos métodos de assimilação de dados relâmpagos propostos melhorou a precipitação simulada em relação às observações durante as janelas de assimilação. Os erros das simulações 1D + 4D-VAR também foram os menores. Os resultados indicaram que as observações de relâmpago fornecem quantidades variáveis de informação, dependendo da escolha das variáveis de controle nos algoritmos de minimização variacional (3 ou 4D-Var).

O método de assimilação de dados relâmpago é altamente dependente da resolução horizontal do modelo meteorológico que está sendo usado. O estudo de Apodaca et al. (2014) avaliou se a assimilação de dados relâmpago pode ser útil em aplicações de mesoescala, regionais e globais em uma resolução grosseira em que a convecção não pode ser explicitamente resolvida. Neste estudo, apresenta-se o desenvolvimento e avaliação preliminar de uma metodologia para a assimilação de observações relâmpago através de métodos híbridos por conjuntos e variacional. O sistema de assimilação baseado em filtro de máxima verossimilhança por conjuntos (MLEF - *Maximum Likelihood Ensemble Filter*) interligado com o WRF-NMM foi utilizado para investigar os impactos da assimilação de dados relâmpagos na mesoescala. O operador de observação da taxa do relâmpago ($H(f)$) usado pelos autores inclui duas operações: uma transformação (h_2) e uma interpolação (h_1); Isto é, $H(f) = h_1 \times h_2$. Neste

estudo, o operador de transformação do raio (h_2) foi adotado explorando a relação entre o raio e a velocidade vertical, também usada por [Stefanescu et al. \(2013\)](#). Com base nessa relação empírica entre a velocidade máxima de fluxo ascendente (w_{max}) e a taxa de flash (f) dada por:

$$h_2 = f = cw_{max}^\beta \quad (2.21)$$

Foi usado, sob o pressuposto de que as correntes ascendentes estão positivamente correlacionadas com a altura superior da nuvem. $C = 5 \times 10^{-6}$ e $\beta = 4.5$ são parâmetros empíricos, onde β é um valor derivado de climatologias de dados de satélite para nuvens continentais ([PRICE; RIND, 1992](#)). O procedimento para desenvolver o operador de observação do relâmpago começou com um cálculo aproximado da velocidade vertical do WRF-NMM, através do uso de uma versão reduzida da Equação de continuidade não-hidrostática:

$$\omega \approx \frac{1}{g} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial t} + v \bullet \nabla_\sigma \Phi + \dot{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) \quad (2.22)$$

onde, w é a velocidade vertical, g é a constante de gravidade, Φ é o geopotencial, v é o vetor de vento horizontal e $\dot{\sigma}$ é a velocidade vertical na coordenada sigma e ∇_σ denota o gradiente horizontal em para uma superfície de sigma constante ([JANJIC et al., 2010](#)).

[Apodaca et al. \(2014\)](#) ressaltaram que a aproximação acima foi necessária porque a velocidade vertical não é uma variável preditiva, mas sim diagnóstica no WRF-NMM. Após a obtenção de um valor aproximado da velocidade vertical, calculou-se a velocidade vertical máxima para pontos horizontais de acordo com o seguinte procedimento: valores de massa de água de nuvem (CWM - total condensado na nuvem no WRF-NMM) $CWM \geq 10^{-5}$ (Kg.Kg⁻¹) foram pesquisados em cada ponto de grade do modelo e pontos vizinhos ao longo de todos os níveis verticais do modelo. Os resultados indicaram que dados de detecção de raio foi capaz de espalhar novas informações no WRF. Em testes com uma observação sintética houve um aumento na umidade específica e uma redução na temperatura. Os incrementos de análise de umidade, temperatura e ventos específicos de 750 hPa indicam que a assimilação das taxas do relâmpago pode afetar as condições iniciais de variáveis do modelo (q, T, U e V) que conduzem ao equilíbrio dinâmico.

Ainda evoluindo o operador do trabalho descrito acima para o sistema de assimilação

GSI, Apodaca e Zupanski (2018) empregaram uma versão modificada da equação de continuidade, na qual o termo de tendência geopotencial no tempo foi negligenciado, devido a atualizações em algoritmos de assimilação sequencial como o GSI ocorrerem apenas em uma única etapa de tempo (i.e., em relação a Equação 2.22), sendo reescrita como:

$$\omega = \frac{1}{g} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{1}{g} [V \bullet \nabla_{\sigma} \Phi + \dot{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial t}] \quad (2.23)$$

com os as mesmas variáveis descritas na Equação 2.22. Os autores fizeram um experimento com o GSI, usando dados da *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN) como um *proxy* para os dados GLM, e mostraram incrementos em todas as variáveis de estado. De acordo com os autores, esse pacote de assimilação de GOES-16/GLM foi totalmente incorporado ao sistema GSI, e comentam sobre o novo protótipo, que seria capaz de atualizar tanto a dinâmica quanto as variáveis de nuvens, por meio do uso de um novo operador de observação baseado nas equações de McCaul et al. (2009), ampliando o uso de variáveis microfísicas, ainda em testes com o sistema MLEF.

O dado de relâmpago também pode ser convertido em refletividade, como Wang et al. (2014) fizeram. Usando uma relação no pacote de análise nuvem do *Gridpoint Statistical Interpolation* (GSI), essa refletividade foi assimilada através do método de inicialização física. Esse tipo de inicialização baseia-se em uma relação semi-experimental entre a refletividade do radar e a precipitação, e se concentra no ajuste da velocidade vertical, umidade específica e um conteúdo específico da água da nuvem usando um processo de análise física. Os resultados alcançaram melhorias na previsão e esse ganho foi mantido por cerca de 3 horas. Os autores realizaram cinco experimentos para examinar a assimilação da refletividade obtida a partir de dados de relâmpagos usando uma relação entre a densidade de relâmpago e a refletividade no GSI através do método de inicialização física. Os autores concluíram que a refletividade obtida a partir do dado de raio pode mostrar satisfatoriamente a refletividade do radar observada. Assim, transformar os dados do relâmpago em refletividade é viável e é útil para a assimilação de dados relâmpago. O ajuste da velocidade vertical, da umidade específica e do conteúdo específico de água da nuvem através do método de inicialização física resulta na refletividade prevista mais próximas das observações rapidamente. Eles mostraram também a importância de realizar ciclos sucessivos de assimilação e que a melhoria pode ser mantida por aproximadamente 3 h após o ciclo de assimilação. A inserção de dados relâmpagos de um novo ponto de tempo a cada 3 h pode resultar na reflexão prevista aproximando-se das observações mais rapidamente, e a refletividade melhorada pode ser mantida por 3 ou 4 horas.

A partir de um sistema com precipitação acumulada superior a 300mm/dia na França, [Lagouvardos et al. \(2013\)](#) usaram os dados de descargas elétricas das redes de superfície ZEUS e ATDnet como fator de decisão de haver convecção profunda no modelo MM5, com resoluções de 6 e 2km, respectivamente. Os autores usavam o dado como incremento na parametrização cumulus Kain–Fritsch, e obtiveram melhorias na representação de chuva.

Os estudos mostrados por [Qie et al. \(2014\)](#) usam razão de mistura de gelo relacionadas com relâmpagos para um sistema convectivo de mesoescala na China. Usando o WRF e com resoluções de 6 e 2km, os autores realizaram um nudging entre 0 e -20°C dos hidrometeoros congelados para os locais com detecção pela rede de superfície da China (SAFIR - *Surveillance et Alerte Foudre par Interferometrie Radiometrique* 3000). Os resultados encontrados mostraram melhorias na representação da convecção e também do centro de chuva previsto.

[Fierro et al. \(2012\)](#) sugeriram uma simples equação contínua que fornece a razão de mistura de vapor de água (Q_v) em termos de taxa de relâmpagos e da razão de mistura simulada de graupel:

$$Q_v = AQ_{sat} + BQ_{sat} \tanh(CX)[1 - \tanh(DQ_g^\alpha)] \quad (2.24)$$

na qual, X é o número total de raios, Q_{sat} é a razão de mistura de saturação de vapor de água, e Q_g é a razão de mistura de graupel ($g \cdot kg^{-1}$). O vapor de água é modificado na região de fase mista entre as isotermas 0°C e -20°C, onde a eletrificação de gelo e água produz cargas elétricas e é a região mais associada à ocorrência de raios. Os valores dos coeficientes A, B, C, D e α foram definidos como 0.81, 0.2, 0.01, 0.25 e 2.2, respectivamente, com base em estudos prévios. Foram utilizados ciclos de assimilação de raios de 10 minutos. Esse método mostrou-se eficaz, porém com muitas melhorias a serem implementadas para aumentar o tempo de ganho da inserção do dado.

Usando o modelo WRF-ARW com resolução de 4km, sem parametrização cumulus e com microfísica WRF single-moment 6-class - WSM6 ([HONG; LIM, 2006](#)), [Fierro et al. \(2015\)](#) fizeram experimentos sobre os Estados Unidos avaliando os dois métodos citados de [Fierro et al. \(2012\)](#) - nudging a partir de dados de relâmpagos - e [Fierro et al. \(2014\)](#) (3DVAR para radar e nudging para relâmpagos), e mostraram que, em geral, a melhoria da assimilação do raio e radar poderia levar até 12 h de simulação. É relevante notar, no entanto, que, apesar destas melhorias notáveis, o esquema de assimilação do relâmpago produziu um viés úmido considerável na precipitação

simulada - ou seja, precipitação está superestimada em relação a rodada sem assimilação. Os autores sugerem que os resultados podem ser melhorados reduzindo a quantidade absoluta de massa de vapor de água adicionada por passo de tempo.

No trabalho de Wang et al. (2017), os cálculos são os mesmos de Fierro et al. (2012), porém o vapor de água obtido a partir da fórmula acima foi transformado em umidade relativa na forma de dados de sondagem, para uso no WRFDA-3DVAR. Este método ajusta principalmente a região de fase mista entre as isotermas 0°C e -20°C, que é a camada de eletrificação de gelo e água e está fortemente associada à atividade convectiva. Os benefícios da assimilação de dados de relâmpagos da rede SAFIR3000 em dois domínios (9 e 3 km) foram demonstrados em uma série de experimentos usando dados de um forte evento de convecção ocorrido em 31/07/2007 em Pequim, China. Os autores mostraram melhorias nas previsões de refletividade, precipitação, temperatura, e temperatura do ponto de orvalho e perfil de umidade relativa em até 7 horas de previsão.

Semelhante ao trabalho supracitado, Zhang et al. (2017), assimilaram dados de relâmpagos usando a mesma metodologia e resoluções para um caso intenso de chuvas no norte da China, ocorrido em 10/07/2007. Os autores testaram diversas configurações de ciclos de assimilação de dados para o domínio de resolução mais alta (3km), e constataram que para o caso estudado, o melhor tempo de janela de assimilação foi 60 minutos, pois janelas maiores eram desnecessárias por não apresentarem melhora significativa. Os autores obtiveram melhorias significativas nas previsões de 3 horas após a assimilação, porém explicitaram que os resultados começaram a diminuir após 72 minutos de previsão. Eles ainda ressaltaram que a rede de detecção de superfície (SAFIR3000) efetivamente só detecta raios CG, os quais são uma fração bem menor em relação as redes capazes de detectar também raios IC, que por sua vez, são a maioria dos registros.

No trabalho de Chen et al. (2019), os autores fizeram dois estudos de caso de linhas de instabilidade mostram a comparação de três algoritmos de nudging para assimilação de relâmpagos em diferentes variáveis no modelo:

1. Fierro et al. (2012) com vapor d'água de 0 a -20°C ;
2. Qie et al. (2014) com neve, graupel e cristal de gelo de 0 a -20°C;
3. Novo esquema proposto, chamado de C18, com vapor d'água e graupel.

Com uso do modelo WRF com dois domínios (6 e 2 km, respectivamente) na China,

os autores aplicaram nudging para as variáveis de razão de mistura de vapor (q_v) e de graupel (q_g), mas em camadas de nudging: 900-700 hPa e -20 e 0°C (a separação dos níveis inserida pelos autores está relacionada ao balanço e número de Richardson). Usando dados da rede de superfície *Beijing Lightning Network* (BLNET), os resultados obtidos pelo novo método proposto pelos autores (C18) mostraram melhorias na representação de piscina fria associada aos sistemas, quantidade de precipitação prevista entre outros.

A partir de dados de descargas elétricas obtidas por satélite, [Chen et al. \(2020\)](#) assimilaram dados do instrumento LMI (*Lightning Mapping Imager*) a bordo do satélite FY-4A (Feng-Yun-4A). O desempenho e especificações do instrumento LMI são semelhante aos do GLM, e este último não possui cobertura na China. Em tal estudo, uma chuva forte em Pequim e Tianjin ocorrida em 8 de agosto de 2017, teve registro de 122.6 mm acumulados em uma hora, demarcando a maior acumulado observado em 1 hora na cidade de Pequim desde 2010. Ao compararem os dados da rede ADTD (*Advanced Time of Arrival and Direction*) e precipitação ocorrida em uma hora, o sensor LMI conseguia melhor correlação com as áreas relacionadas às chuvas, onde a rede de superfície tinha baixo desempenho. Após tal constatação, uma relação logarítmica entre a densidade dos raios do LMI e a refletividade máxima do radar foi desenvolvida, e compararam com a refletividade ajustada pelas curvas Lineares e Não Lineares de refletividade pelo GSI. Tal resultado mostrou que a refletividade gerada com o dado do LMI era subestimada, o que indicou que a fórmula empírica usada pelas estatísticas na América do Norte pelo GSI não é aplicável à China de maneira satisfatória. O sistema de assimilação usado foi o RMAPS-ST (*Rapid-refresh Multi-scale Analysis and Prediction System—Short Term*), o qual funciona operacionalmente e faz uso do WRF e WRFDA, com dois domínios e resoluções de 9 e 3 km, foi iniciado de forma cíclica de 3h, usando condições globais de 0.125° do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*), e também comparados com assimilação de dados de 7 radares. Os resultados mostraram que dados do LMI convertidos para refletividade e assimilados podem ajustar a condição de umidade de forma eficaz e afetar indiretamente os campos de temperatura e vento, tornando a análise térmica e dinâmica mais razoável. Os valores de *Fractions Skill Score* (FSS) mostraram que as previsões de chuva melhoram significativamente até 6 horas ao assimilar o dado do LMI na forma de *proxy* de refletividade. Adicionalmente, em áreas montanhosas tal ganho foi considerado ainda maior, devido aos ecos de terreno e também ser considerado um substituto útil em casos de dados de radar faltantes.

Em outro estudo usando o mesmo sensor de detecção LMI para um SCM, Wang et al. (2018) fizeram o *retrieval* de hidrometeoros classificando-os a partir de intervalos de refletividade medida pelo radar e temperatura, assimilando como graupel ou neve nas células com detecção de raios pelo satélite. Usando também o WRF com resoluções 9/3/1km, no domínio interno foram assimilados os hidrometeoros a partir do sistema *Real-Time Four-Dimensional Data Assimilation* (NCAR-RTFDDA). Os resultados obtidos mostraram que dados de radar de polarização simples podem ser usados para estabelecer uma classificação de hidrometeoros em áreas do modelo de forma mais efetiva onde houve detecção de raios, tendo desempenho superior ao modelo sem assimilação de dados.

Ainda explorando a relação das descargas elétricas com outras variáveis, o trabalho de Xiao et al. (2020) desenvolveu uma técnica de assimilação de dados baseada na conversão da taxa de relâmpagos em pseudo-observações de velocidade vertical usando as Equações 2.18 e 2.21. Foi estudado um SCM que ocorreu em 17/07/2007 no norte da China, usando *background* e *first guess* provenientes do WRF e combinados com dados de superfície para iniciar o *Variational Doppler Radar Analysis System* (VDRAS), com resolução horizontal de 3km. Diferentemente dos demais trabalhos, os autores também testaram relações nas quais envolviam o perfil de velocidade vertical climatológica, calculado a partir da média das velocidades verticais para pontos com refletividade no composite > 18 dBZ durante o verão de 2013. Os resultados mostraram que, embora as previsões de precipitação de 0 a 2 horas foram melhoradas assimilando dados de raios, os melhores resultados foram obtidos quando os dados de raios são simultaneamente assimilados com dados de radar. Contudo, nos experimentos sem assimilar radar, os dados de relâmpagos por si só produziram uma estrutura de fluxo semelhante a tempestades em ambientes sem cisalhamento, além do método possuir a desvantagem de introduzir viés úmido no local do raio entre a 2a e 3 hora de previsão.

A partir dos trabalhos descritos, observa-se que se trata de uma área de pesquisa bastante nova, com maior desenvolvimento na última década. O desenvolvimento de pesquisas de assimilação de dados de descargas elétricas no Brasil começou a ser realizado nos últimos 2 anos, na forma de umidade por Vargas Júnior (2020) e na forma de *proxy* de refletividade por Vendrasco et al. (2020), ambos desenvolvidos no INPE.

Sendo assim, tornou-se pertinente realizar pesquisas nesse tema buscando avanços e melhorias na previsão de curtíssimo prazo à partir da inserção destes dados em

modelos atmosféricos.

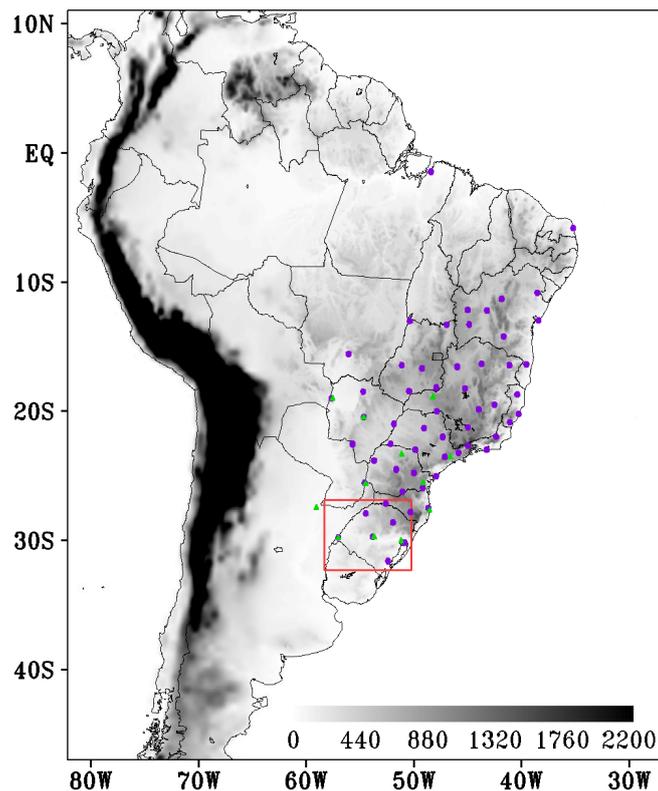
3 DADOS E METODOLOGIA

Este Capítulo apresenta uma breve análise da área de estudo e dos casos selecionados. Além disso, são descritas principais informações sobre os conjuntos de dados de radar e de descargas elétricas atmosféricas. Em termos de metodologia, é apresentado o fundamento envolvido na modelagem numérica, na assimilação de dados e na assimilação de dados de descargas elétricas atmosféricas realizadas no presente trabalho. Ao final, discute-se a metodologia utilizada para avaliação dos modelos.

3.1 Área de estudo e casos selecionados

A área de estudo compreende o estado do Rio Grande do Sul, partes de Santa Catarina e do Uruguai, conforme Figura 3.1.

Figura 3.1 - Mapa da América do Sul e delimitação da área de estudo.



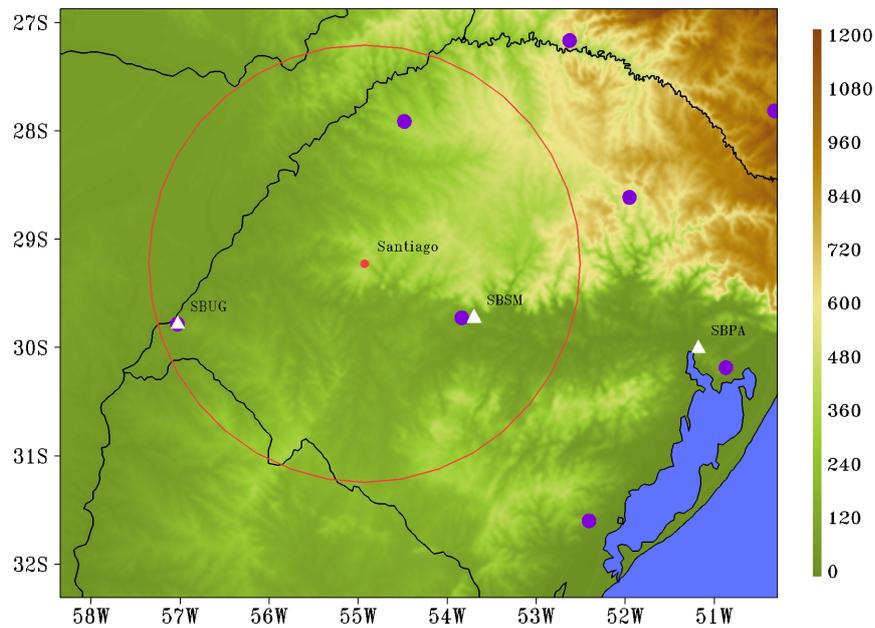
O relevo é indicado em sombreado (m), localização dos sensores de detecção de raios em círculos roxos, principais sondagens próximas à região de estudo (triângulos verdes) e delimitação da área de estudo pelo retângulo vermelho.

Fonte: Produção do autor.

A área foi escolhida devido ao grande impacto dos sistemas meteorológicos que atuam nela, principalmente as tempestades convectivas. Cabe ressaltar que área de estudo em relação ao continente Sul Americano é aquela delimitada pelo retângulo vermelho na Figura 3.1. Além disso, os círculos roxos apresentam a distribuição espacial dos sensores da rede BrasilDAT e os triângulos verdes mostram as localizações das principais sondagens próximas ao domínio.

A Figura 3.2 apresenta a área de estudo com relevo, os oito sensores da BrasilDAT encontrados na região, o radar de Santiago-RS (STI) e a sua cobertura, e três pontos de sondagens das regiões de Uruguaiana-RS (SRUG), Santa Maria-RS (SBSM) e Porto Alegre-RS (SBPA).

Figura 3.2 - Área de estudo com relevo (m) e localização dos sensores da BrasilDAT (círculos roxos), sondagens (triângulos brancos) e cobertura do radar de Santiago (STI).



Fonte: Produção do autor.

Os casos que serão abordados neste trabalho foram selecionados por meio de critérios de classificação que consideram a quantidade de descargas elétricas atmosféricas ocorridas em poucas horas na área de estudo (Figura 3.2).

O ano de 2017 foi escolhido pela disponibilidade dos dados da BrasilDAT e o ano de 2018 devido ao GLM já estar em funcionamento operacional. Ressalta-se que devido a alta resolução do modelo e diversos experimentos e fontes de dados envolvidos nos testes do novo operador observação, comumente é encontrado na literatura apenas um estudo de caso. Um maior número de casos é rodado quando há implementação operacional do operador e os autores publicam, como grande parte dos estudos mostrados nas Seções 2.4 e 2.5.

Como resultado, foram selecionados quatro casos preliminares nos anos de 2017 e 2018. Dois deles foram descartados devido à indisponibilidade de parte dos dados para a área de estudo. Ao final, foram mantidos dois casos com maiores atividades elétricas, e estes serão descritos na Tabela 3.1 .

Tabela 3.1 - Tabela com descrição dos sistemas atuantes, impacto e duração dos casos estudados.

Data	Sistemas atuantes	Impacto	Duração
12/03/2017	Convecção Pré-frontal e passagem de Frente Fria	Vendaval, alagamentos e uma morte	24 horas
23/01/2018	Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM)	Chuvas pontuais registradas acima de 75 mm/1h	18 horas

Estes dois casos são mostrados na Tabela 3.1 de acordo com o tipo de tempestade relacionada. O primeiro caso trata-se de uma Convecção Pré-frontal e passagem de Frente Fria que ocorreu no dia 12 de março de 2017. E o segundo caso, trata-se de um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) que ocorreu no dia 23 de janeiro de 2018. Ambos serão abordados com maior profundidade em relação às condições de grande escala a meso escala e análise por sensoriamento remoto no Capítulo 4.

3.2 Conjunto de dados

Os dados utilizados para análise dos estudos de caso e impactos registrados em superfície, compreendem os dados observacionais de estações convencionais e automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN).

Para os campos de precipitação relacionadas aos casos, foi utilizado o produto de estimativa de satélite combinado com estações de superfície MERGE (ROZANTE et

al., 2010). Estes dados são produzidos e disponibilizados pelo CPTEC/INPE, com resolução espacial de 0.1° e temporal de uma hora.

Na etapa de modelagem atmosférica, foram utilizados dados de análises e previsões do modelo global *Global Forecast System* (GFS). Estes possuem resolução de 0.25° e são disponibilizados pelo [National Center For Environmental Prediction \(2015\)](#) (produto *ds084.1*). As configurações relacionadas à modelagem são detalhadas na Seção 3.3.

Os dados de radar e de descargas elétrica atmosféricas utilizados na etapa de assimilação de dados são descritos em maiores detalhes a seguir.

3.2.1 Dados de radar

O principal radar utilizado foi o radar situado na cidade de Santiago (RS), operado pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA). Tal radar opera na banda S e é Doppler, possui 15 elevações, e dado no formato HDF5 GAMIG. Maiores informações sobre o formato e ferramentas disponíveis podem ser encontrados em [Heistermann et al. \(2015\)](#).

Os dados brutos possuem um halo de refletividade que pode ser observado em alguns dos dados do DECEA na plataforma REDEMET. Desta forma, onde há a refletividade anômala nas bordas, os valores são substituídos por valor indefinido, como um primeiro controle de qualidade, visto que tal refletividade pode ser registrada apenas na primeira elevação de varredura volumétrica.

O *software* utilizado para leitura e conversão dos dados foi o *Radar Software Library* (RSL), desenvolvido pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) para ler dados de radares meteorológicos com diferentes formatos. Baseado na linguagem C e IDL, os principais produtos utilizados para o estudo foram a extração de CAPPI, PPI de todas as elevações, tanto de refletividade quanto de velocidade radial, no qual o último produto é para uso na assimilação de dados.

Tais dados foram aplicados para acompanhar o ciclo de vida dos sistemas convectivos estudados, bem como para realizar a assimilação de dados, que é descrita na Subseção 3.3.1.

3.2.2 Dados de descargas elétricas atmosféricas

A Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) integra sensores de detecção da *Earth Networks Total Lightning Network* (ENTLN) e Vaisala, provenientes da antiga rede RINDAT de acordo com o [Grupo de Eletricidade Atmosférica - ELAT \(2012\)](#).

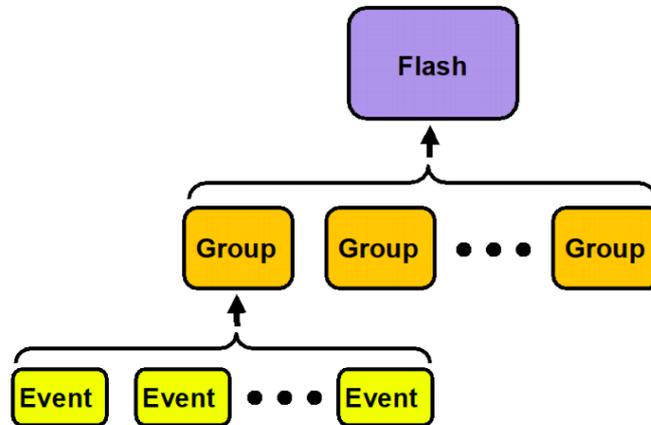
Os sensores operam na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz, e aqueles presentes na área de estudo foram instalados em 2012, permitindo ampliação da qualidade de detecção de descargas elétricas no estado do Rio Grande do Sul, segundo o [Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE \(2012\)](#). A eficiência de detecção no RS varia entre 15 e 60 % ([NACCARATO et al., 2014](#)).

O primeiro sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) foi lançado em 19 de novembro de 2016 do então lançado *Geostationary Operational Environmental Satellite - R* (GOES-R). A nomenclatura foi alterada para GOES-16 quando o satélite atingiu a órbita geoestacionária, e esteve quase um ano na posição de testes antes de mudar para sua posição operacional em 18 de dezembro de 2017 e teve a nomenclatura final definida para GOES-East ([RUDLOSKY et al., 2019](#)).

O sensor GLM a bordo do GOES-East é o primeiro de quatro instrumentos da série de satélites geoestacionários que fornecerá mapeamento de relâmpagos sobre a maior parte do hemisfério ocidental até 2036. Os objetivos da missão GLM são fornecer indicação precoce, rastreamento e monitoramento da intensificação de tempestades e tempo severo, permitir maior tempo de aviso de tornado e fornecer continuidade de dados para estudos de climatologia de longo prazo ([GOODMAN et al., 2013](#)). De acordo com [Carlomusto \(2017\)](#), a estrutura do dado do GLM é sumarizada na Figura 3.3, na qual é possível ver a organização e hierarquia dos dados, tal que:

- Evento: representa o sinal detectado no topo da nuvem associado a uma emissão de descarga elétrica em um pixel por um período de integração de 2 ms;
- Grupo: representa os eventos detectados em *pixels* de sensores adjacentes para o mesmo período de integração de um evento;
- Flash: representa uma série de medições delimitadas por limites de extensão temporal e espacial que estão associados a um ou mais grupos.

Figura 3.3 - Estrutura de agrupamento e classificação de dados do sensor GLM.



Fonte: Carlomusto (2017).

Dessa forma, os Eventos são as menores estruturas de detecção reportada, sendo agrupados em Grupos, e estes por sua vez, constituem o dado de Flash.

Para o estudo e assimilação de dados, as detecções de ambas as redes foram separadas a cada 10 minutos para o domínio e descritas na Subseção 3.3.2.1.

3.3 Modelagem numérica e assimilação de dados

O modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) é um modelo atmosférico projetado tanto para pesquisa quanto para previsão numérica do tempo (PNT) operacional e é oficialmente mantido pelo *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) (SKAMAROCK et al., 2008).

De acordo com Powers et al. (2017), desde o lançamento do WRF em 2000, este modelo se tornou indiscutivelmente o modelo atmosférico mais usado do mundo. Segundo os autores, até o ano de 2017, o número de publicações em periódicos *peer-reviewed* relacionadas ao WRF superavam 3500 artigos, com média anual 510 artigos por ano (entre 2011 e 2015), e demais tipos de publicações com média de 3600 por ano para o mesmo período, além de usuários em 162 países. Os autores ainda atribuem a ampla aceitação do modelo ao fato de este ser fornecido sem custos e cobranças de direitos autorais, e sem restrições a modificações, o que tornou ativa a colaboração de autores de diversos países para melhorias no modelo.

Até o presente trabalho segue notável a continuidade de crescimento de publicações envolvendo tal modelo. Este vem sendo considerado o estado da arte para modelagem em diversas escalas devido à variedade de novas aplicações de previsão como química do ar, hidrologia, incêndios florestais, furacões e clima regional.

Além disso, em agosto de 2018, o WRF também foi implementado operacionalmente no CPTEC/INPE, com previsões para a América do Sul, na resolução horizontal de 5 km e previsão de até 72 horas, e também já era utilizado em alguns centros estaduais e regionais no Brasil.

Com base na relevância do modelo WRF no cenário internacional, a parte de modelagem atmosférica foi realizada utilizando a configuração *Advanced Research WRF* (ARW) do modelo WRF na versão 4.0. Maiores informações podem ser encontradas em Skamarock et al. (2019).

O dado de modelagem global utilizado pelo WRF foi o GFS (análise) como condição inicial (CI) para inicialização do modelo, e também previsões globais como condição de contorno para as rodadas na área de estudo. A área de cobertura do domínio do WRF é indicada na Figura 3.2, com grade de 391 pontos de longitude e 304 de latitude, e resolução horizontal de $2 \times 2 \text{ Km}$.

As parametrizações físicas utilizadas e demais configurações são descritas na Tabela 3.2. Tais configurações para a modelagem atmosférica foram baseadas no trabalho de McCaul et al. (2020), com o intuito de manter as configurações mais próximas às quais o algoritmo LFA foi desenvolvido. Este algoritmo foi recentemente testado com diferentes parametrizações pelos autores, conforme descrito em mais detalhes na Seção 2.2.

Tabela 3.2 - Configurações de modelagem numérica e parametrizações físicas.

Descrição	Parâmetros utilizados
Resolução horizontal	2 Km
Resolução vertical	49 níveis
Passo de tempo	Adaptativo entre 6 e 18s
Resolução de relevo	30s ($\sim 1 \text{ Km}$)
Parametrização de camada limite	MJY (JANJIĆ, 1994)
Parametrização microfísica	WSM6 (HONG; LIM, 2006)
Esquemas de ondas curtas e ondas longas	RRTMG (IACONO et al., 2008)
Opções de superfície terrestre	Noah (TEWARI et al., 2004)

Devido à resolução horizontal, a parametrização *cumulus* foi desativada, pois o equacionamento do modelo na resolução de 2 Km já é capaz de resolver explicitamente a convecção, sem a necessidade de uso desta parametrização, e necessita também ser rodado não hidrostático.

A configuração detalhada de cada uma das simulações numéricas, bem como horário de inicialização, tipos de dados assimilados e assimilação de dados são descritas na Subseção 3.3.3.

A metodologia utilizada para a etapa de assimilação de dados é dividida entre os sistemas WRF e GSI. Os dados de radar são assimilados usando o *WRF Data Assimilation* (WRFDA) e dados de descargas elétricas atmosféricas são assimilados usando o sistema GSI.

A escolha de dois diferentes sistemas para a assimilação ocorreu devido às novas implementações e pesquisas realizadas em conjunto com o *Cooperative Institute for Research in the Atmosphere* (CIRA) serem desenvolvidas para o sistema GSI. Porém, a assimilação de dados de radar neste sistema é mais complexa e menos desenvolvida. Em contrapartida, o WRFDA possui os pacotes para assimilação de dados de radar, já implementado no CPTEC/INPE a partir dos Sistema de Modelagem Regional (SMR) e Sistema de Modelagem Local (SML) (VENDRASCO et al., 2016). Os principais aspectos envolvidos na assimilação com os dois sistemas foram descritos em detalhes nas sessões a seguir.

3.3.1 O sistema WRFDA

O sistema de assimilação WRFDA é disponibilizado em conjunto com o modelo WRF, e começou a ser disponibilizado a partir da versão 2.0, no ano de 2004. Tal sistema visa melhorar a previsão de curtíssimo prazo (de 1 a 6 horas) a partir das técnicas de assimilação 3 e 4DVAR, e também de forma híbrida. A partir de tais técnicas, o sistema assimila observações consideradas convencionais como dados de superfície, radiossonda, aeronaves, perfiladores de vento e vetores de movimento atmosférico. Além disso, com o WRFDA também é possível assimilar dados não convencionais, como radiâncias, refletividades de radar e refratividades de GPS, com alta resolução temporal e espacial, permitindo grandes avanços nas previsões em escala convectiva (BARKER et al., 2012).

A assimilação de dados de radar pelo WRFDA fornece ao modelo informações de dinâmica do sistema precipitante a partir de dados de velocidade radial e informações

físicas a partir dos dados de refletividade, quando convertidos para razão de mistura de água de chuva (q_r). Estas variáveis são assimiladas no modelo WRF a partir do equacionamento:

$$V_{r,i} = u \frac{x - x_i}{r_i} + v \frac{y - y_i}{r_i} + (W - V_{Tm}) \frac{z - z_i}{r_i} \quad (3.1)$$

$$Z = 43.1 + 17.5 \log_{10}(\rho q_r) \quad (3.2)$$

Na Equação 3.1 apresentada em Sun e Crook (1997), $V_{r,i}$ é a velocidade radial; u , v e w são os componentes cartesianos da velocidade; r_i é a distância entre os pontos da grade (x , y e z) e a posição do radar (x_i , y_i e z_i) e V_{Tm} é a velocidade terminal de precipitação. Já na Equação 3.2 apresentada por Wang et al. (2013), Z é a refletividade do radar, q_r é a razão de mistura de água e ρ é a densidade do ar.

3.3.2 O sistema GSI

Diferentemente do WRFDA, o GSI é mantido por outros órgãos e tem intuito de aprimorar a assimilação global e regional. O *Developmental Testbed Center* (DTC) é o responsável por manter e dar suporte ao sistema GSI, e tem como um dos principais objetivos a transição rápida de resultados de pesquisas para o sistema operacional de PNT (KLEIST et al., 2009).

A última versão do GSI disponibilizada no site do DTC na forma de *download* foi a 3.7, em novembro de 2018 (HU et al., 2018). O GSI foi transferido para a plataforma do Github em junho de 2020, e está disponível para acesso e colaboração em <<https://github.com/NOAA-EMC/GSI>>.

A versão 3.7, embora contenha os códigos de assimilação de raios, não menciona na documentação como é o caso do WRF, devido aos programas ainda não estarem adaptados para diversos modelos.

O GSI não é capaz de gerar incrementos em hidrometeoros que não sejam razão de mistura de gelo e água líquida de nuvem (q_i e q_l quando rodado na forma variacional, respectivamente). Isso se deve ao fato da matriz de covariância de erro do *background* não possuir a informação de erros separada de cada um dos hidrometeoros. A conversão é feita de forma agrupada na variável água de nuvem (CW), dentro do código *cuhydromod.f90*, o qual tem duas opções de modelos e realiza o

cálculo como:

$$CW = q_i + q_t \quad (3.3)$$

Porém, no caso do modelo HWRF, que roda de forma híbrida (assimilação variacional e EnKF), é possível obter mais informações dos erros associados aos demais hidrometeoros, conforme encontrado no código *cuhydromod.f90*.

Os principais códigos do GSI que tiveram que ser adaptados para permitir a assimilação de DEA a partir do modelo WRF são listados abaixo:

- *cplr_wrf_netcdf_interface.f90* e *cplr_read_wrf_mass_guess.f90*: alterações para leitura correta dos dados de hidrometeoros e nuvens a partir do WRF ARW;
- *intjo.f90*: inserida a opção para chamar o código *intlght.f90*. Antes da alteração, a versão 3.7 do GSI poderia funcionar para DEA, porém sempre retornava incrementos zerados;
- *read_goesglm.f90*: alterações para leitura do dado de entrada;
- *intlght.f90* e *lightinfo.f90*: rotinas para cálculo da tangente linear e adjoint;
- *setuplight.f90*: adição de rotina para cálculo de *Lightning Flash Rate* (LFR) a partir dos dados do modelo e cálculo de O-B.

O equacionamento do operador observação, adicionado no código *setuplight.f90* será descrito em maiores detalhes a seguir. Todas as alterações mencionadas acima foram realizadas em parceria com os pesquisadores Dr. Zupanski e Dra. Wu durante o período de realização do doutorado sanduíche.

3.3.2.1 Assimilação de dados de descargas elétricas atmosféricas

O operador observação de DEA ou *Lightning Flash Rate* (LFR) é dado pela formulação do código *setuplight.f90*, que possui duas opções de cálculo de flash rate. A primeira é baseada no artigo de Apodaca et al. (2014), consistindo apenas no fluxo vertical de graupel. Já a segunda, possui um maior embasamento físico, pois mais variáveis relacionadas a ocorrência de DEA, como o cálculo da integração de espécies de gelo e parâmetros associados as fortes correntes ascendentes.

No presente trabalho foi utilizada a segunda opção, que considera a relação desenvolvida por McCaul et al. (2009) (Eq. 2.6 a 2.8) com algumas modificações para cálculo de LFR no modelo. Esta opção realiza os cálculos na variável (obs-guess), e segue a equação:

$$LFR = 0.95 (eps_{qgflux})(FR_{Qgflux}) + 0.05 (eps_{intgr})(FR_{Intgr}) \quad (3.4)$$

onde, eps_{qgflux} e eps_{intgr} são parâmetros calculados a partir da correção de bias multiplicativo ideal, descrito por Apodaca et al. (2014) e Apodaca e Zupanski (2018). Nos códigos, há a opção de considerar também o granizo (q_{hail}) na integração. Porém, as opções de microfísicas testadas não possuem esta variável.

Desmembrando a Equação 3.4 (LFR), a parte do operador descrita como o fluxo de graupel (FR_{Qgflux}) é calculada com base no maior valor encontrado na coluna vertical e indicada por m :

$$FR_{Qgflux} = k_1(wq_g)m \quad (3.5)$$

onde, k_1 é um parâmetro constante (em $\#/(g/Kg)/(m/s)$) que deve ser ajustado de acordo com as demais configurações, conforme mencionado em McCaul et al. (2020); q_g é a razão de mistura de graupel e w é a velocidade vertical. Embora o WRF-ARW possua a velocidade vertical como uma das variáveis diagnósticas, a metodologia foi desenvolvida primeiramente em 2014 para o MKLF, depois para GSI e WRF-NMM, conforme a equação já mencionada:

$$\omega = \frac{1}{g} \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{1}{g} [V \bullet \nabla_{\sigma} \Phi + \dot{\sigma} \frac{\partial \Phi}{\partial t}] \quad (3.6)$$

em que, w é a velocidade vertical, g é a constante de gravidade, Φ é o geopotencial, v é o vetor de vento horizontal e $\dot{\sigma}$ é a velocidade vertical em coordenada sigma.

Já a parte do operador LFR relativa à integração de espécies de gelo é chamada na equação 3.4 por FR_{Intgr} e calculada por:

$$FR_{Intgr} = k_2 \int \rho(q_i + q_s + q_g) dz \quad (3.7)$$

onde, k_2 é um parâmetro constante como k_1 , porém com unidade em $\#/(Kg.m^{-2})$; ρ é a densidade; q_i , q_s e q_g são razões de mistura de gelo, neve e graupel, respectivamente.

Valores dos parâmetros de escala k_1 e k_2 foram testados no CIRA, e para o uso no HWRF, estabeleceram valores $k_1=1.0$ e $k_2=0.44$ a partir de 15 simulações do Furacão Florence, ocorrido em 2018.

Devido a tais parâmetros de escala precisarem de recalibração de acordo com a área de estudo, ambos os parâmetros, tanto os originais de McCaul et al. (2009) e os desenvolvidos no CIRA foram testados. Porém, um melhor desempenho foi encontrado quando foram utilizados $k_1=1.0$ e $k_2=0.9$ para os estudos de caso aqui apresentados. Isso se deve ao operador observação já possuir a correção de viés, e se distanciar um pouco da equação original do LFA, apesar dos valores de eps_qgflx e eps_intgr calculados apresentarem valores máximos de 1 a 2 ordens de grandeza em relação ao FR associado.

3.3.2.2 Preparação e conversão de dados de entrada

Após descrita a teoria e equacionamento nos quais são baseados o operador, é necessário entender a estrutura dos diferentes dados para que eles possam ser convertidos para o GSI.

O pacote chamado *LightBufr* foi utilizado para filtrar e converter os dados. O primeiro passo realizado, ainda externo na preparação dos dados de DEA para serem assimilados, foi a organização dos dados de detecções de DEA no formato de texto, organizados da forma de colunas de latitude, longitude, data e hora.

A partir desse arquivo de texto das detecções, os dados são filtrados de acordo com a janela de tempo de assimilação definida no *namelist* inicial, com janela centrada no horário da análise.

São usadas subrotinas de codificação no formato BUFR, resultando em arquivos com nomenclatura: *gdas1.%HHz.g16glm.tm00.bufr_d*, que possuem como parte da nomenclatura *g16glm* independente se o dado for gerado a partir de dados do GLM ou da BrasilDAT, pois trata-se apenas do nome que será chamado no *namelist* do GSI.

Para os dois estudos de caso, os dados de DEA foram separados a cada *10min* para serem assimilados pelo GSI.

Devido à BrasilDAT possuir valores de detecção bastante inferiores ao GLM, foi aplicado um filtro no dado de flash do GLM - que é disponibilizado a cada 20 segundos - de modo a considerar apenas uma vez o valor por arquivo quando tinham a mesma latitude e longitude, mesmo sabendo que poderiam ter ocorridos mais flashes.

Como os dados foram separados a cada 10 minutos, a não repetição do dado em 20 segundos não representa perda da informação espacial, mas sim um filtro para que os dados do GLM tenham magnitudes semelhantes àsquelas para qual o LFA e o operador foi inicialmente desenvolvido.

3.3.3 Simulações numéricas

As simulações numéricas relacionadas a cada um dos estudos de caso tiveram diferentes características e dados de entrada, de acordo com a data do evento estudado. As configurações dos experimentos são descritas abaixo:

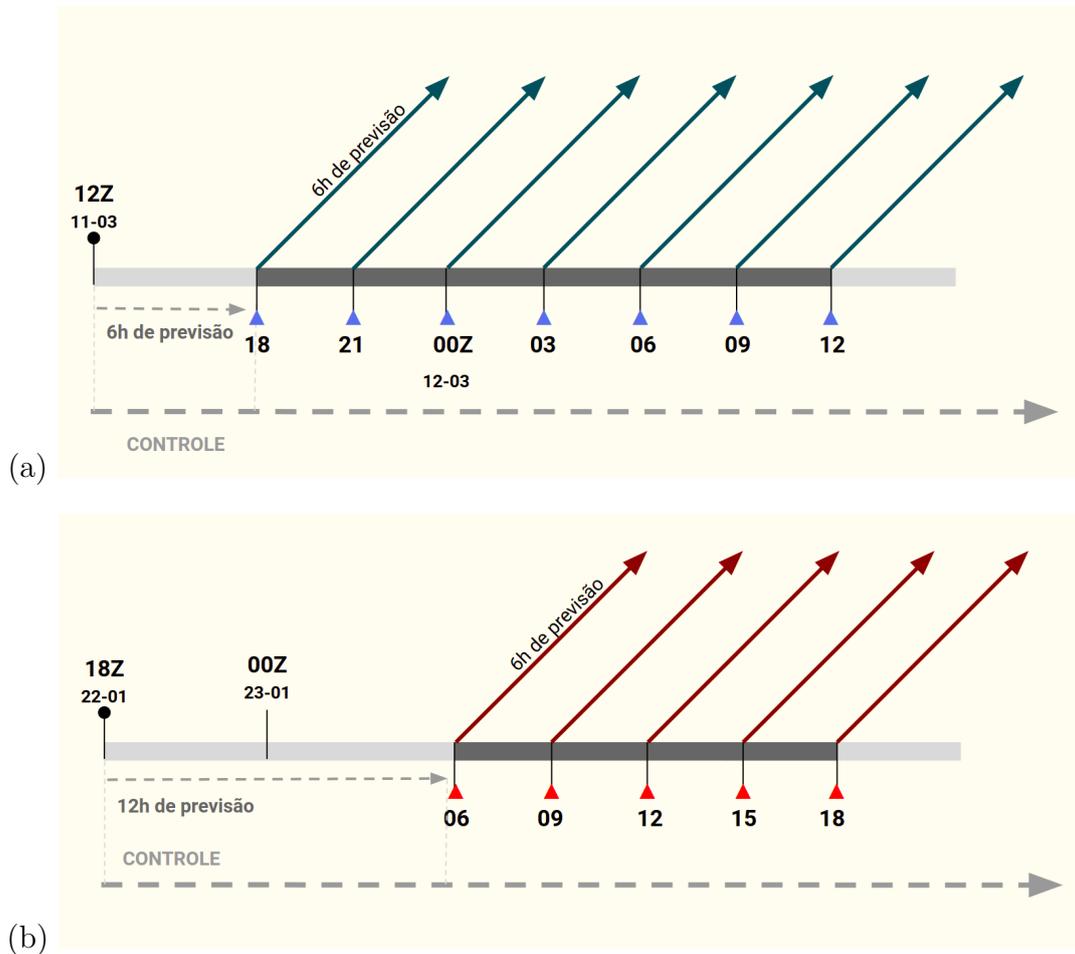
- Experimento Controle (CTRL): rodada iniciada 6 e 12 horas antes do primeiro horário de assimilação de dados, para os casos de 2017 e 2018, respectivamente. Inicialmente, foi definido passo de 12 horas para ambos os casos. Entretanto, no caso de 2017 já haviam detecções no domínio antes da passagem do sistema principal, e estes dados também foram assimilados. Tal experimento foi rodado com as mesmas parametrizações para os dois casos, como uma previsão contínua de 36 horas, sem assimilação de dados, iniciado com o GFS análise e com fronteiras atualizadas pelas previsões do GFS. Ao longo do texto este experimento será mencionado com sigla CTRL;
- Assimilação de Radar (RDA): os dados do radar foram assimilados no sistema WRFDA, de maneira não cíclica, ou seja, a cada 3 horas. A previsão do controle foi utilizada como *background* para a assimilação de dados de radar, sem outros dados assimilados;
- Assimilação de DEA: realizada no GSI, e possui como principal diferença entre os dois casos o fato do GLM ainda não estar disponível para o caso de 2017. Foi feita de forma não cíclica, e genericamente pode ser encontrada ao longo do texto como LDA, quando não mencionada a rede ou sensor usado para detectar as DEAs;

- Assimilação de Radar e DEA: após o dado de radar ter sido assimilado no WRFDA, foi realizada a assimilação de DEA pelo GSI, utilizando a análise gerada pelo WRFDA como novo *background* para o GSI assimilar os dados da BrasilDAT ou do GLM (apenas no Caso 2018), e realizada da mesma maneira que as rodadas de LDA apenas.

Devido às previsões terem sido realizadas de maneira não cíclica, os horários de assimilação de dados podem ser melhor visualizados no esquema mostrado na Figura 3.4, onde (a) é para o caso de 2017 e (b) para 2018. As diferentes simulações do Caso 2017 (2018) foram iniciadas em sete (cinco) horários do dia respectivamente. Cada triângulo representa um horário no qual a assimilação de dados foi realizada, e sua subsequente previsão de 6 horas.

Já a Tabela 3.3 resume os horários descritos pelas Figura 3.4 e os tipos de dados que foram assimilados para cada um dos casos.

Figura 3.4 - Esquema de simulações e tempo de previsão para (a) Caso de 2017 (b) Caso de 2018.



Fonte: Produção do autor.

Tabela 3.3 - Simulações relacionadas ao controle e assimilação de DEA no GSI de acordo com o instrumento de detecção, e radar no WRFDA.

Descrição das rodadas	Caso 2017	Caso 2018
Inicialização do controle	12Z: 11/03/2017	18Z: 22/01/2018
Horas de previsão controle	36 horas	36 horas
Dados assimilados no GSI	BrasilDAT	GLM e BrasilDAT separadamente
Dados assimilados no WRFDA	Radar (Santiago-RS)	Radar (Santiago-RS)
Horários de assimilação (não cíclico)	11/03: 18, 21 12/03: 00, 03, 06, 09 e 12Z	23/01/2018: 06, 09, 12, 15, 18, 21 Z
Número de horas de previsão (a cada assimilação)	6 horas	6 horas

Desta forma, as simulações compuseram o seguinte conjunto de experimentos e são mencionadas ao longo do texto como:

- CTRL: sem assimilação de dados;
- RDA: com assimilação apenas de radar;
- BRDAT: assimilação apenas de dados da BrasilDAT;
- RDA_BRDAT: assimilação de dados de radar e subsequente da BrasilDAT;
- GLM *: assimilação apenas de dados do GLM;
- RDA_GLM *: assimilação de dados de radar e subsequente do GLM.

Cabe ressaltar que, os experimentos com (*) foram realizadas apenas para o Caso 2018.

Sendo assim, quatro tipos de experimentos diferentes para o Caso de 2017 foram montados e rodados para cada horário e seis experimentos para o caso de 2018, pois este cenário também contempla a assimilação do GLM e do radar assimilado em conjunto com ele.

3.3.4 Avaliação dos experimentos

A avaliação das previsões e impacto da assimilação de dados utilizando o novo operador observação de DEA foi realizada a partir do uso da tabela de contingência, e índices como Probabilidade de Detecção (*POD*), Taxa de Alarme Falso (*FAR*) e Índice de Sucesso Crítico (*CSI*).

A Probabilidade de Detecção (*POD*) pode ser descrita como a fração da precipitação que foi detectada corretamente, dada por:

$$POD = \frac{\text{acertos}}{\text{acertos} + \text{erros}} \quad (3.8)$$

Já a Taxa de Alarme Falso (*FAR*) representa a medida em fração, das estimativas de chuva que realmente não ocorreram, calculada por:

$$FAR = \frac{\text{falsos alarmes}}{\text{acertos} + \text{falsos alarmes}} \quad (3.9)$$

Por fim, a precisão do modelo em prever a localização da chuvada é dada pelo Índice de Sucesso Crítico (*CSI*), de forma que:

$$CSI = \frac{\text{acertos}}{\text{acertos} + \text{erros} + \text{falsos alarmes}} \quad (3.10)$$

As demais avaliações foram feitas utilizando o índice *FSS* (*Fractions Skill Score*). Este índice é utilizado para quantificar a acurácia do modelo ao prever a precipitação, e o faz por meio da fração de acerto do modelo dentro de um limiar de precipitação e um raio de cobertura definido. O *FSS* é calculado por:

$$FSS = 1 - \frac{1}{N} \frac{\sum_1^N (P_f - P_o)^2}{\sum_1^N P_f^2 + \sum_1^N P_o^2} \quad (3.11)$$

A Equação 3.11 é apresentada em Roberts e Lean (2008), onde P_f é a fração prevista, P_o é a fração observada e N é o número de janelas em que a área foi dividida.

A precipitação prevista foi avaliada objetivamente em função da precipitação combinada entre satélite e estações, sendo este o melhor custo benefício entre maiores domínios, e especialmente aqueles que não possuem cobertura completa de dados de radares.

3.4 Considerações finais

É importante salientar que ao longo do Capítulo foram descritas as principais adaptações realizadas nos códigos do GSI para assimilar dados de redes de superfície (BrasilDAT) e do GLM no WRF-ARW, e configuram a principal contribuição deste trabalho. Tendo em vista que a metodologia desenvolvida por Apodaca e Zupanski (2018) foi aplicada apenas para redes de superfície este é o primeiro trabalho assimilando os dados do GLM com tal operador. Estas adaptações permitiram avaliar os impactos da assimilação de diferentes fontes de dados de descargas atmosféricas e cumprir os principais objetivos deste trabalho.

Adicionalmente, a proposta inicial aprovada para esta tese era realizar assimilação de dados da BrasilDAT à partir da variável de razão de mistura de vapor (Qv) no sistema WRFDA, baseada na metodologia de Fierro et al. (2012). Entretanto, a metodologia e sistema de assimilação foram alterados para realização Programa de Doutorado-sanduíche no Exterior (PDSE) no CIRA, onde os recursos computacionais disponíveis para a implementação e rodada do GSI, foram inicialmente de

apenas 4 CPUs. As demais rodadas e testes foram realizados em um *cluster* com 48 CPUs no CPTEC, e teve tempo estimado de 2 horas para cada rodada previsão de 6 horas na área de estudo (com resolução de 2 Km). Alguns dos testes não serão mostrados no trabalho, mas são citados abaixo:

- Testes com apenas um domínio de 6 Km: realizado durante o período do PDSE, devido ao menor recurso computacional disponível.
- Aninhamento de grades com 6 e 2 Km de resolução horizontal.
- Alteração para uso de apenas um domínio de 2 Km: após a publicação do artigo de McCaul et al. (2020), que indicou usar a formulação apenas para modelos de convecção permitida.
- Parametrizações de microfísica: foi utilizado inicialmente o esquema de Morisson, e alterado para o WSM6 após a publicação do artigo supracitado, conforme sugerido pelos autores.
- Assimilação cíclica de DEA no GSI: foram realizados testes com ciclos a cada uma hora, porém as previsões obtidas indicaram completo desbalanço antes de 3 ciclos, parando de rodar devido ao excesso de hidrometeoros.

Além do *cluster* utilizado, algumas rodadas de assimilação de radar também foram realizadas no Supercomputador Tupã (CPTEC).

4 CASOS SELECIONADOS PARA O ESTUDO

Ao comparar os sistemas intensos, é interessante que se faça uma análise das condições de escala global da atmosfera, a fim de levantar possíveis fatores de maior escala que podem influenciar também na ocorrência de tempestades.

Os casos foram descritos de acordo com as condições atmosféricas de maior escala, mas indicando também o impacto da precipitação em relação a climatologia mensal, registros de estações de superfície e reportagens (quando disponíveis), bem como alertas que foram emitidos no período.

4.1 Estudo de caso: sistema frontal de 12/03/2017

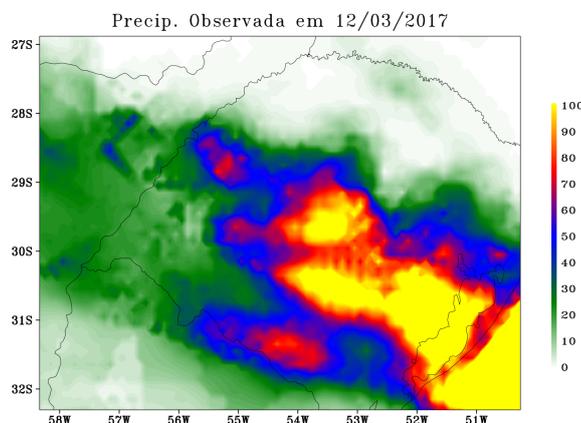
De acordo com relatos, o sistema precipitante estudado causou diversos danos no estado do Rio Grande do Sul. As rajadas de vento em parte da serra gaúcha e região central do estado foram responsáveis por destelhamentos, quedas de árvores, a morte de uma pessoa e pelo menos 70 feridos (NH, 2017). Ainda houveram relatos de interdição de rodovias devido a chuva intensa e interrupção no fornecimento de energia a pelo menos 40 mil consumidores (G1, 2017a). O sistema avançou em direção ao estado de Santa Catarina, onde teve registro de queda de granizo e interrupções de energia a 140 mil consumidores (G1, 2017b).

A precipitação acumulada em 24 horas, associada a convecção pré-frontal e subsequente avanço do sistema foi mostrada na Figura 4.1, a qual apresentou acumulados de até 140 *mm* em 24 horas, distribuição espacial das chuvas durante o período.

A precipitação associada foi registrada por dados de estações automáticas e convencionais, mostradas na Tabela 4.1. O acumulado mais elevado nas estações analisadas foi em Santa Maria (RS), e de acordo com o campo de precipitação do MERGE (Figura 4.1), os maiores valores de chuvas no dia 12/03 (até 12Z) ainda abrangeram áreas do centro-sudoeste do RS, com chuvas ainda sendo observadas após as 12Z com o avanço do sistema em direção a Santa Catarina (dia 13/03, Figura não mostrada). Já os registros de rajadas de ventos não foram inseridos, pois não eram comuns a todas as estações, e em algumas delas os registros vieram zerados. De toda forma, os relatos citados acima mostraram rajadas de vento próximas à áreas urbanas, quedas de árvores e danos causados.

Adicionalmente na Tabela 4.1 de dados registrados em estações, foi mostrado o máximo de precipitação pelo MERGE a cada hora na área de estudo (Figura 4.2). As máximas taxas de precipitação não foram elevadas, mas persistiram entre 40 e

Figura 4.1 - Acumulado de precipitação em 24 horas pelo MERGE.



Fonte: Produção do autor.

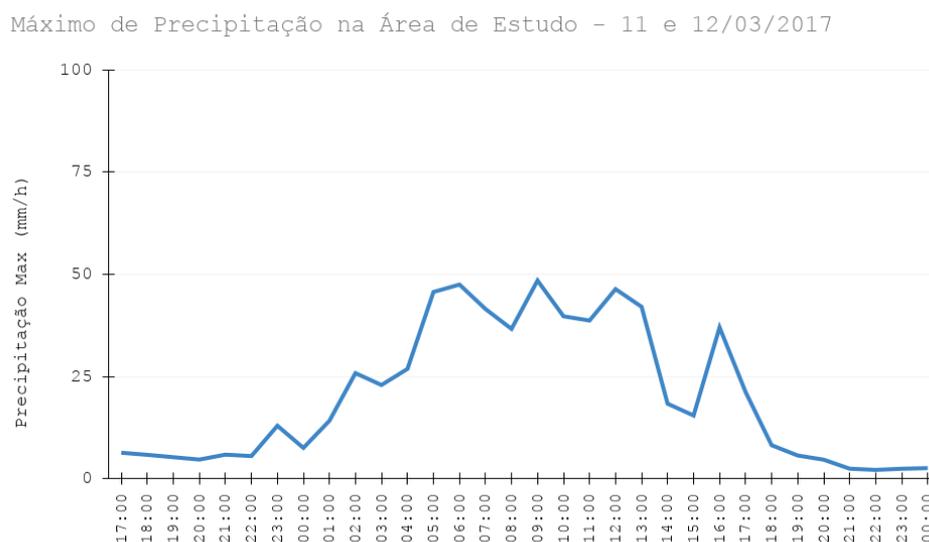
Tabela 4.1 - Registros de chuva em estações do Cemaden (C) e INMET para o caso estudado. A marcação (*) indica estações convencionais.

Estação	Registro	Horário
Bagé (*)	81 mm/dia	12Z - 12/03/2017
Camaqua (INMET)	35 mm/h; Acumulado 100 mm	04Z - 12/03/2017; Entre 00 e 12Z
Camaqua (C)	25 mm/10min; Acumulado: 88 mm	05:30 - 12/03/2017; Entre 00 e 12Z
Caxias do Sul (*)	31 mm/dia	12Z - 12/03/2017
Encruzilhada do Sul (INMET*)	102,4 mm/dia	12Z - 12/03/2017
Encruzilhada do Sul (C)	45 mm/30min; Acumulado: 90 mm	06:00 - 12/03/2017; Entre 00 e 12Z
Santa Maria (*)	109,9 mm/dia	12Z - 12/03/2017
São Gabriel	24 mm/h; Acumulado: 67 mm	06:00 - 12/03/2017; Entre 21 e 14Z
São Luiz Gonzaga (*)	19,3 mm/dia	12Z - 12/03/2017
Tupancireta	76 mm/8 horas	08 as 17Z - 12/03/2017

50mm/h entre as 04 e 12Z do dia 12/03/2017.

O alerta emitido pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN) foi mostrado na Figura 4.3, classificando as áreas no RS e SC, onde os relatos ocorreram, como: Média Possibilidade de Risco Geo-Hidrológico, em laranja na Figura. Apesar dos alertas serem emitidos de acordo com características

Figura 4.2 - Máximo de precipitação horária na área de estudo.



Valores máximos entre 17Z do dia 11 e 00Z do dia 12/03/2017, a partir dos dados do MERGE.

Fonte: Produção do autor.

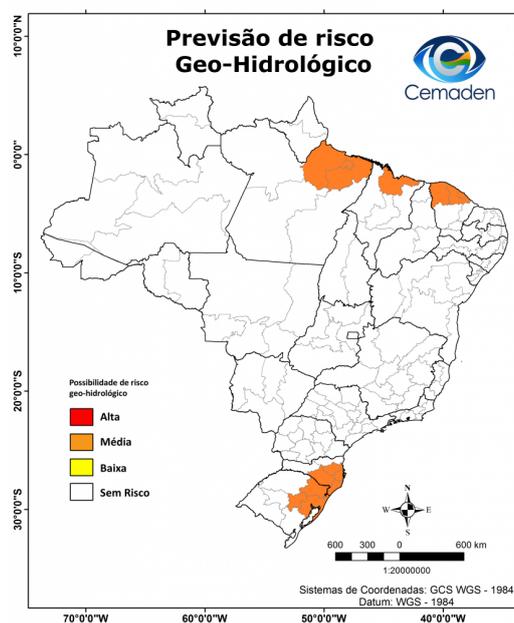
das áreas que foram monitoradas, indicaram um cenário de maior previsibilidade, mesmo comparando com um nível de monitoramento nacional, e não apenas notificado por agências estaduais, nas quais foram encontrados alertas sobre o risco de severidade relativo ao sistema.

Com base nos registros e alertas, o evento será descrito a seguir, de acordo com a contextualização climatológica, grande escala, análise do dados de detecção de descargas elétricas e demais dados que ajudem a compreender a atmosfera antes e durante a ocorrência das chuvas.

4.1.1 Condições observadas - março de 2017

A fim de mostrar como o evento estudado se enquadra num contexto climatológico, foram descritas algumas características da região de estudo. De acordo com a climatologia criada pelo CPTEC a partir do MERGE (2001-2020), na área de estudo, a precipitação no mês de Março varia entre 100 e 180 *mm*, conforme mostrado na Figura 4.4. A região com menores valores climatológicos dentro da área de estudo foi a parte leste e Sul do estado. Ressalta-se que os meses com maiores climatologias de chuva no estado são Abril e Outubro, sendo a precipitação a variável com

Figura 4.3 - Alertas emitidos pelo CEMADEN no dia da passagem do sistema.



Fonte: Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais - CEMADEN (2017).

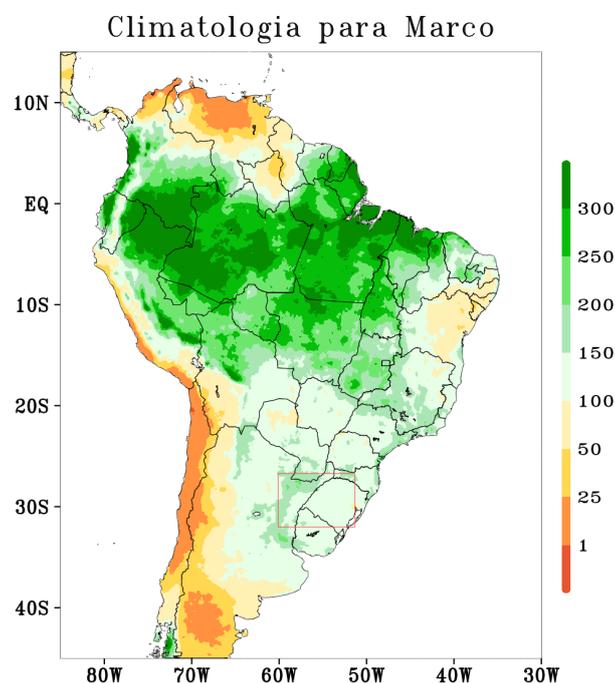
a maior variabilidade no tempo e no espaço, para o período de 1976-2005 (WREGG et al., 2011). Demais características dos sistemas atuantes na região do Sul foram mencionados no Capítulo 2.

Com base no observado de chuvas durante o evento e para verificar a sua contribuição para a chuva mensal climatológica (Figura 4.4), foi calculado o percentual da climatologia que o evento representou, e este foi mostrado na Figura 4.5. Algumas partes da área de estudo chegaram a registrar até 125% do esperado pela climatologia para o mês de Março em apenas um dia.

Devido ao grande impacto e registros de danos, alguns índices de escala subsazonal e clima, foram brevemente comentados antes da descrição do dia de ocorrência do sistema. O mês de Março/2017, em termos globais, apresentava neutralidade na região de ocorrência do ENSO, com o *Climate Prediction Center* indicando também inatividade na Oscilação de Madden-Julian, ou seja, sem forçantes de mais larga escala que pudessem interferir de forma positiva ou negativa para a formação e persistência do sistema.

A Figura 4.6 mostra as cartas sinóticas geradas pelo CPTEC para os dias do evento.

Figura 4.4 - Climatologia mensal dos anos de 2001 a 2020.



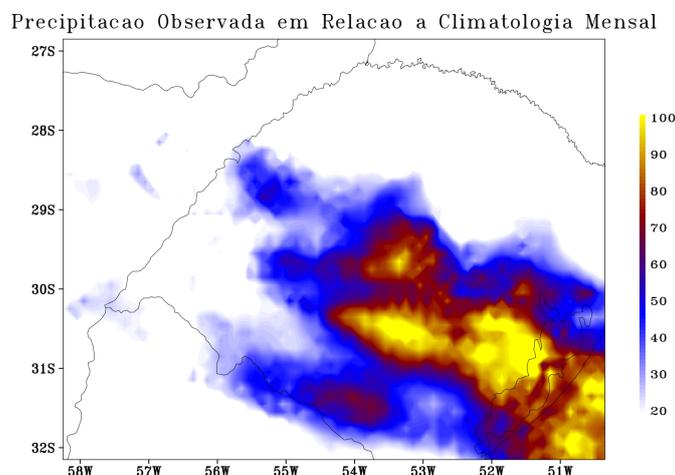
Fonte: Dados MERGE: CPTEC/INPE(2021).

Notou-se pela carta de superfície a aproximação de uma frente fria associado a um ciclone extratropical sobre o Oceano Atlântico já em fase de oclusão. Em vista da aproximação deste sistema frontal, a região de estudo encontra-se sobre atuação de um quadro pré-frontal, com escoamento de norte/noroeste em 850 hPa que favorece o transporte de calor e umidade para a região (Figura 4.6b).

Na Figura 4.6c, observou-se a presença de um cavado em níveis médios sobre o leste da Argentina, dando suporte dinâmico por meio da advecção diferencial de vorticidade ciclônica para a formação do centro de baixa pressão em superfície - sendo o mesmo associado à frente fria citada anteriormente. Tal cavado em médios níveis também pôde ser observado em altos níveis (Figura 4.6, juntamente com a presença do Jato Subtropical ao sul da região de estudo que se encontra acoplado ao Jato Polar Norte). Ainda ao sul do estado do RS, notou-se uma ligeira difluência em altos níveis na altura do RS, favorecendo o levantamento na região do RS e consequente formação de tempestades.

Os resultados gerados a partir de dados de análises do GFS para os horários sinóticos

Figura 4.5 - Percentual da climatologia mensal que foi registrado durante o dia 12/03/2017.

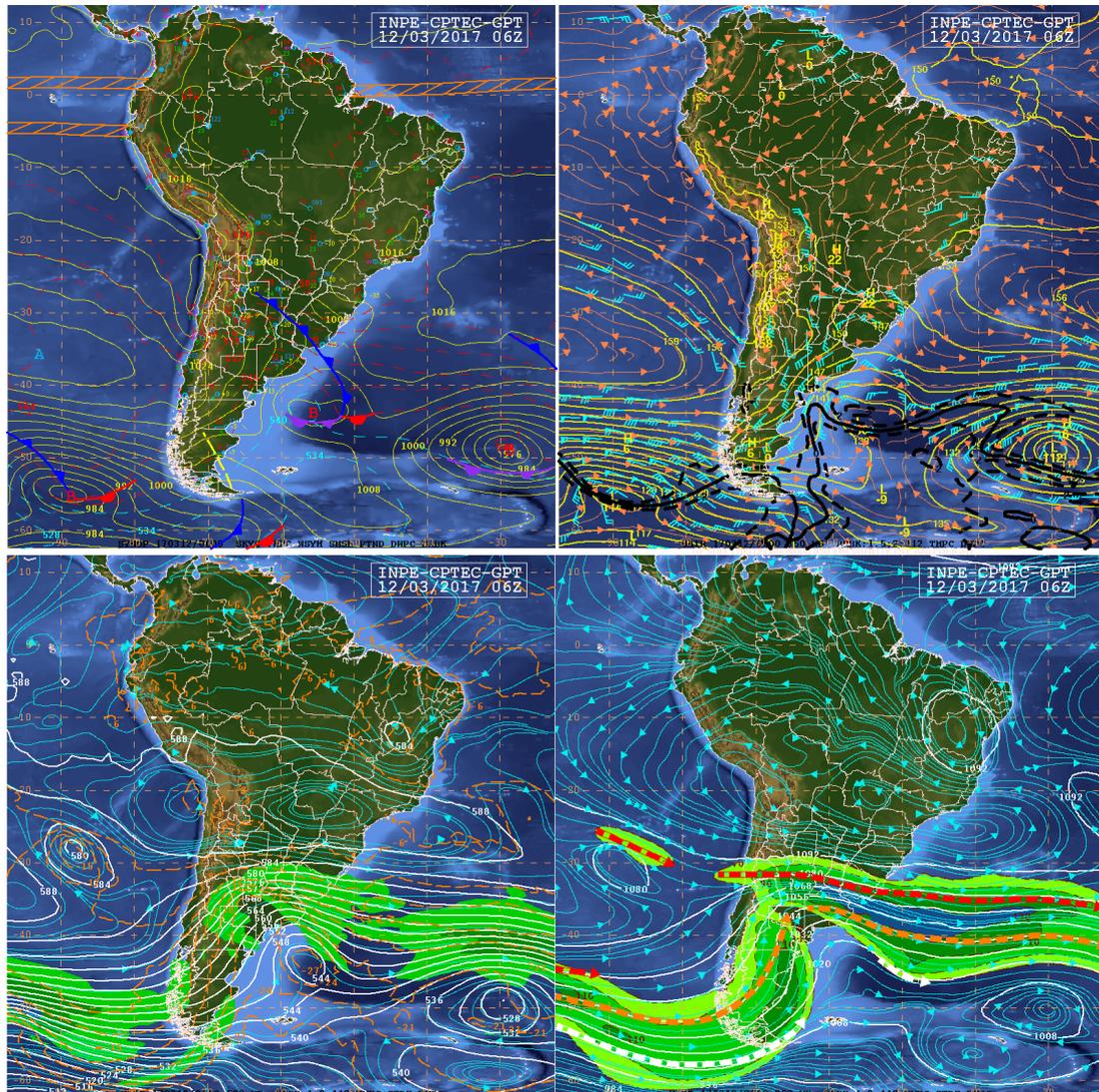


Fonte: Produção do autor.

foram mostrados da Figura 4.7. Na imagem relativa às 18Z de 11/03/2017, notou-se o vento de norte e noroeste em baixos níveis, causando o transporte de ar quente e úmido para a região, característica comum em situações pré-frontais como destacado anteriormente. Além disso, pôde-se observar a presença de cisalhamento do vento mais intenso na região da divisa entre RS e nordeste da Argentina, favorecendo a ocorrência de instabilidade na região. Ainda, foi possível verificar a redução da intensidade do vento ao se aproximar da região de interesse, indicando uma possível presença de convergência do vento devido ao acúmulo de massa causado na região, intensificando a instabilidade e favorecendo a ocorrência de tempestades na área de estudo.

Embora tais características sugiram a ocorrência de uma frente quente no final do dia 11/03, onde já foi observada convecção na região do radar, precedendo a passagem da frente fria durante a manhã e madrugada do dia 12/03, foram registrados baixos acumulados de chuva e também baixa detecção de atividade elétrica, conforme será mostrado a seguir na Subseção 4.1.2. Por isso, foi mantida a nomenclatura apenas como convecção pré frontal, devido aos critérios não terem sido totalmente avaliados para tal classificação como: o posicionamento da Baixa do Chaco e Baixa do Noroeste da Argentina, inclinação e contraste das massas de ar, conforme descrito por [Ribeiro et al. \(2016\)](#).

Figura 4.6 - Cartas Sinóticas do CPTEC/INPE para o horário prévio a intensificação das chuvas 06Z - 12/03/2017.

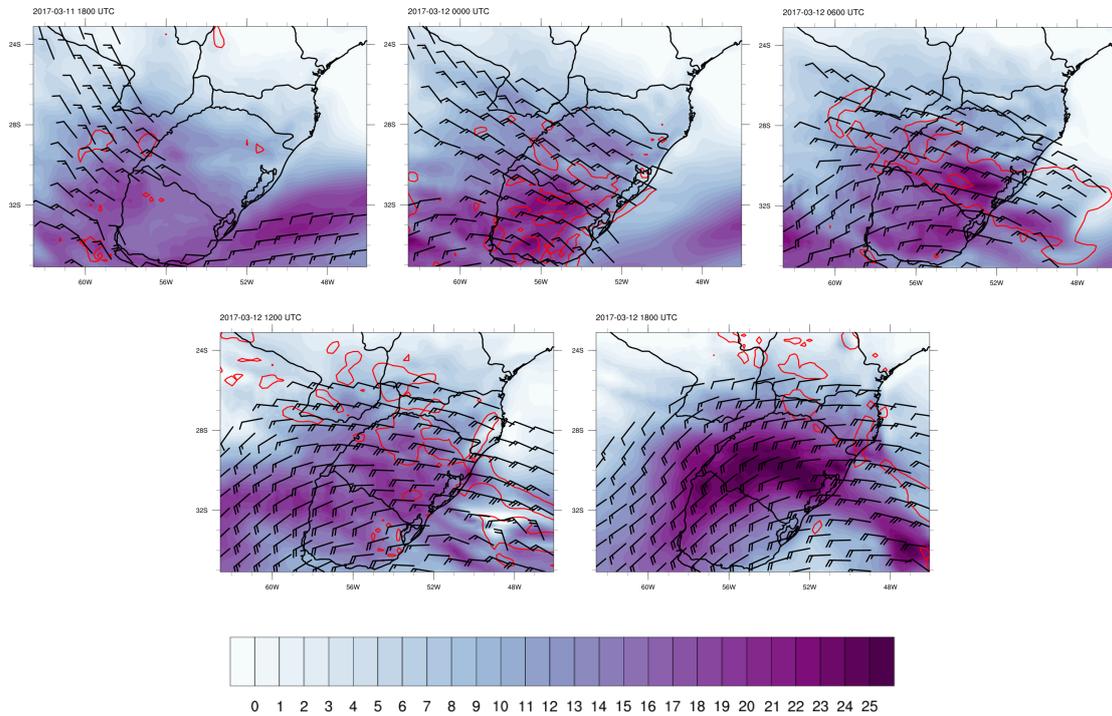


Em a) Carta de Superfície, b) carta de Baixos níveis (850 hPa), c) Médios Níveis (500hPa) e d) Altos Níveis (250hPa).

Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) (2018).

Nos horários sinóticos seguintes na Figura 4.7b, desde às 00Z até às 12Z do dia 12/03 houve aumento da área com movimentos verticais ascendentes e do cisalhamento vertical do vento, intensificando a instabilidade na região e já associado ao avanço da frente fria que passa pela região. Às 18Z observou-se a influência do cavado em níveis médios refletido no escoamento em 700 hPa, e aproximação do cavado em médios níveis do RS. A sondagem de Porto Alegre para às 00Z (Figura 4.8a) indicou

Figura 4.7 - Cisalhamento Vertical do Vento entre as camadas de 1000 e 600hPa durante a passagem do sistema a cada 6 horas.



As figuras foram geradas a partir de dados do GFS análise, apenas para os horários sinóticos. Em vermelho, foram demarcadas áreas de movimento ascendente em 500hPa e barbelas de vento em 700 hPa. As três figuras superiores indicam os horários das 18Z do dia 11/03, 00 e 06Z do dia 12/03, respectivamente. As duas inferiores indicam os horários sinóticos seguintes (12 e 18Z) do dia 12/03.

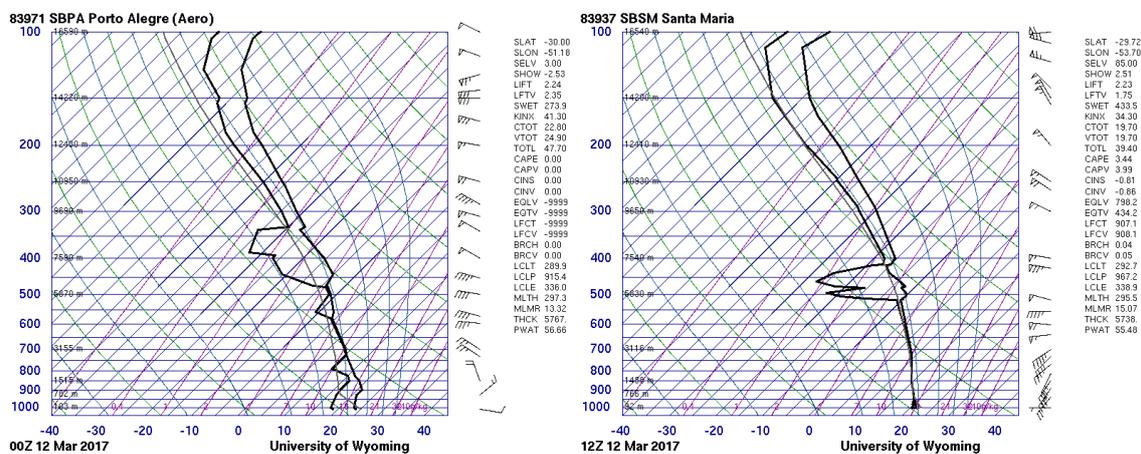
Fonte: Produção do autor.

advecção quente em baixos níveis, e um perfil com água precipitável acima de 56 mm e com cisalhamento, embora não indique grande instabilidade pelo CAPE e outros índices.

Durante a passagem do cavado em médios níveis às 12Z (Figura 4.7d), foi possível notar também a migração das áreas de levantamento mais ao centro norte do RS e SC. A sondagem de Porto Alegre em tal horário estava indisponível, portanto foi mostrada a sondagem de Santa Maria (Figura 4.8b). Na sondagem das 00Z, pôde-se notar um ambiente saturado próximo a 600 hPa, indicando a presença de nebulosidade, e também com alta água precipitável, próximo a 56 mm. Além disso, ainda que o ambiente não tivesse CAPE, os índices $TT=47,7^{\circ}\text{C}$, o $SHOW=-2,53$ e o $K=41$ indicavam a possibilidade de ocorrência de tempestades na região.

Na sondagem das 12Z, no dia seguinte, observou-se um perfil saturado até 500 hPa, indicando a presença de nebulosidade e associado a chuva observada que ocorreu na região, mas sem risco de ocorrência de tempestades. Além disso, foi possível notar uma mudança no padrão de vento em baixos níveis, com vento de sul associado à entrada de uma massa de ar frio, que já começou a provocar advecção fria sobre a região. O sistema seguiu com deslocamento para nordeste às 18Z, conforme Figura 4.7e.

Figura 4.8 - Sondagens de Porto Alegre e Santa Maria (RS) para o horário das 00 e 12Z do dia 12/03/2017, respectivamente.

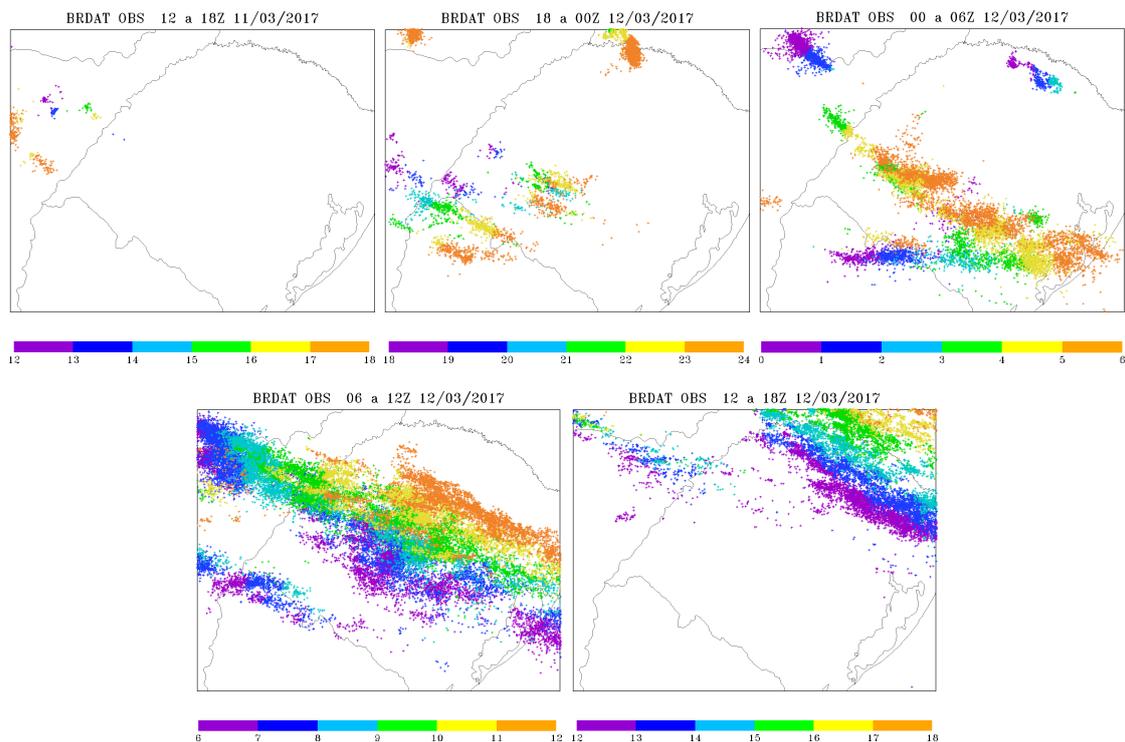


Após a descrição da evolução do sistema em diversos níveis da atmosfera e contexto com a grande escala, alguns aspectos de menor escala serão abordados a seguir.

4.1.2 Análise por sensoriamento remoto

A distribuição espacial das detecções da BrasilDAT a cada hora foi mostrada na Figura 4.9 em grupos de 6 horas, na qual foi possível acompanhar primeiramente a evolução de detecções pré frontais (Figura 4.9a), ou detecções associadas a uma possível frente quente (Figuras 4.9b e 4.19a). Os resultados foram seguidos do aumento da área das detecções entre 00 e 06Z (Figura 4.9c) e subsequente atuação do sistema de forma mais abrangente em todo o domínio (Figura 4.9d). Além disso, pôde ser visualizado também pelas imagens de satélite do GOES-13 de Temperatura de Brilho (Figura 4.11), nas quais a partir das 04Z foi observada área do sistema em crescimento e aumento da área com $T_b < -80^\circ C$, com início de redução na área mais convectiva do sistema por volta das 11Z.

Figura 4.9 - Detecções a cada hora para a área de estudo pela rede BrasilDAT, plotadas a cada seis horas na área de estudo das 12Z do dia 11/03/2017 até o final do dia seguinte.



As cores representavam detecções entre: 12 a 13, 18 a 19, 00 a 01, 06 a 07Z em roxo (primeira hora), segunda hora em azul escuro, terceira hora em azul claro, quarta hora em verde, quinta hora em amarelo, e entre a quinta e a sexta hora em laranja.

Fonte: Produção do autor.

As detecções da BrasilDAT para o domínio a cada 10 minutos foi indicada na Figura 4.10, das 12Z do dia 11/03 às 21Z do dia 12/03. Os horários de maior detecção na área de estudo, compreenderam um primeiro pico por volta das 00Z do dia 12/03, de aproximadamente 500 #/10min, seguida de redução por volta das 03Z e retorno da intensificação do sistema com segundo pico aproximadamente às 09Z, com refletividade mostrada na Figura 4.12. Este resultado foi seguido de gradual decaimento até às 18Z, onde o sistema já avançou para SC conforme última hora indicada na Figura 4.9 em laranja. Este não foi mais detectado no domínio, embora possa ser visualizado nas imagens do GOES-13 (Figura 4.11), que compreende uma área maior para melhor visualização do sistema.

Figura 4.10 - Detecções a cada 10 minutos para a área de estudo pela rede BrasilDAT.



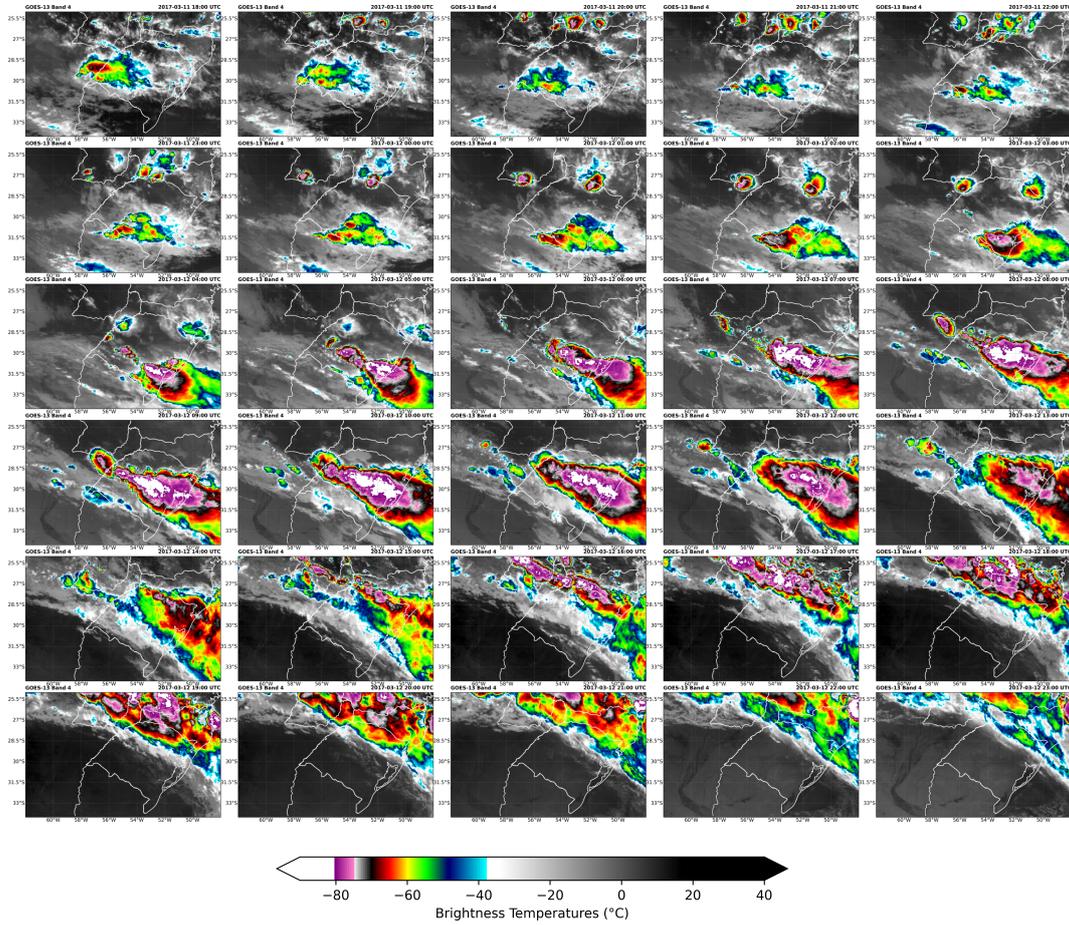
Fonte: Produção do autor.

4.2 Estudo de caso: instabilidade termodinâmica em 23 e 24/01/2018

Devido ao grande número de descargas elétricas detectadas no dia 23 de janeiro de 2018, este foi selecionado por apresentar condições atmosféricas diferentes das observadas no Caso 2017. Diferentemente do Caso 2017, a precipitação observada ocorreu de forma mais pontual, e sem danos registrados. A Figura 4.13 mostra o máximo de precipitação horária pelo MERGE na área de estudo, onde foi possível verificar os máximos registrados às 16Z, 20 e 21Z, acima de 75 *mm/h*.

A precipitação acumulada ao longo do dia 23/01/2018 ocorreu de forma mais isolada e com maiores acumulados registrados nas estações em: São Luiz Gonzaga (119.8

Figura 4.11 - Imagens horárias de Temperatura de Brilho do GOES13 das 18Z do dia 11/03 ate às 23Z do dia seguinte.

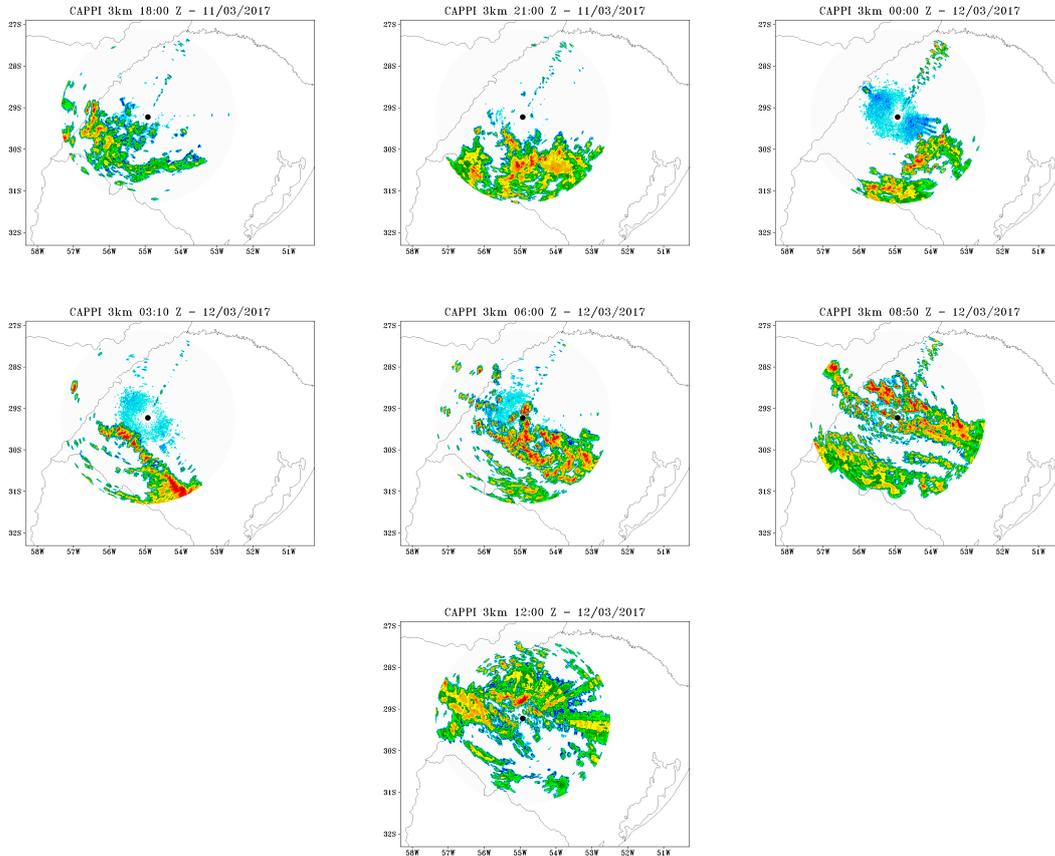


Fonte: Produção do autor.

mm/dia); em São Borja (18.6 *mm/dia*) e em Santiago (35.4 *mm/dia*). O acumulado entre os dias 23 e 24 foi mostrado na Figura 4.14.

Com base nos registros, o evento será descrito a seguir, de acordo com a contextualização climatológica, grande escala, análise dos diferentes dados de detecção de descargas elétricas e demais dados que ajudem a compreender a atmosfera antes e durante a ocorrência das chuvas.

Figura 4.12 - CAPPI em 3Km de refletividade do radar de Santiago nos horários de inicialização das rodadas - das 18Z dia 11 às 12Z do dia 12/03/2017, a cada 3 horas.



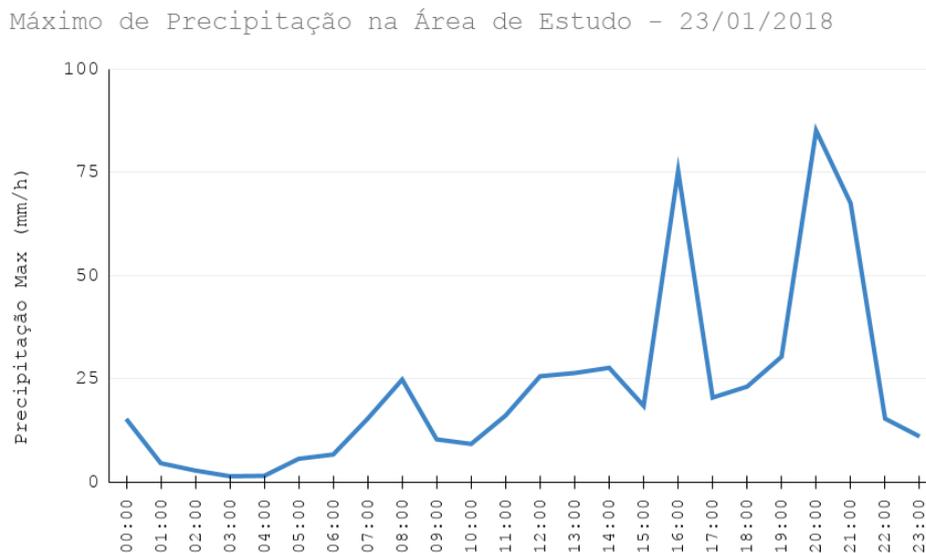
Fonte: Produção do autor.

4.2.1 Condições observadas - janeiro de 2018

Em termos de grande escala, o mês de Janeiro de 2018 estava sob influência da ocorrência de uma *La Niña* moderada. Esta teve início no trimestre SON de 2017 e perdurou até o trimestre FMA de 2018, resultando em anomalias mensais de temperatura no Oceano Pacífico Equatorial, na região do *Niño* 3.4 de até -1,04 de acordo com o *Climate Prediction Center* (NOAA/CPC).

Em relação a escala intrasazonal, apesar de alguns trabalhos definirem área de influência da Oscilação de Madden-Julian (MJO) mais restrita à região tropical, o *Climate Prediction Center - CPC* (2018) indicou atividade da MJO na fase 5 durante os dias 23 e 24, fase na qual o pulso convectivo atua de forma a intensificar a

Figura 4.13 - Máximo de precipitação horária na área de estudo registrados ao longo do dia 23/01/2018.



Fonte: Produção do autor.

convecção na América do Sul entre as latitudes de -20 a -30°S e suprimir a convecção na região central do Brasil entre os meses de Novembro a Março.

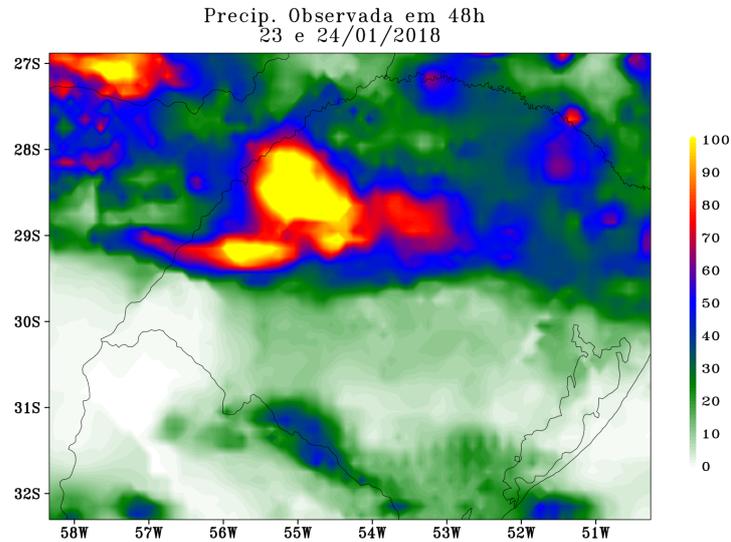
Pela mesma climatologia na área de estudo, a precipitação no mês de Janeiro varia entre 95 e 200 *mm*, conforme mostrado na Figura 4.15. A região com menores valores climatológicos dentro da área de estudo foi o extremo sudoeste.

O acumulado de precipitação nos dois dias do estudo corresponderam em até 85% da precipitação climatológica em alguns pontos, conforme mostrado na Figura 4.16, e não houve relato de danos ou mortes.

As cartas sinóticas do CPTEC foram mostradas na Figura 4.17. Pela carta de superfície do dia 23 às 06Z, pôde-se observar a presença da Baixa do Noroeste da Argentina (Figura 4.17a) que devido à circulação associada a mesma, provocava um escoamento de norte/noroeste sobre o RS (Figura 4.17b), auxiliando no transporte de ar quente e úmido para a região.

Além disso, observou-se a presença de um cavado em médios níveis, dando suporte à formação da Baixa do Noroeste da Argentina (Figura 4.17c), contudo, tal cavado

Figura 4.14 - Acumulado de precipitação em 48 horas para o Caso 2018.



Fonte: Produção do autor.

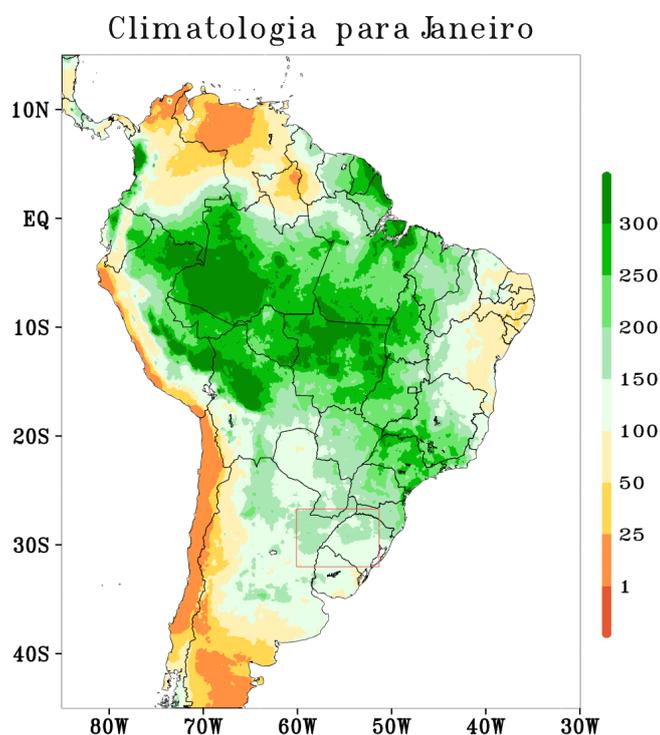
não fica claro em altos níveis. Em altos níveis (Figura 4.17d), é interessante destacar a atuação do Jato Subtropical sobre a região de estudo, onde o mesmo poderia atuar em conjunto com o escoamento de norte/noroeste em superfície, gerando um acoplamento dos jatos e provocando convergência em baixos níveis.

Nos campos gerados utilizando os dados de análise do GFS (Figura 4.18), observou-se também o escoamento de norte/noroeste desde as 06Z até as 18Z do dia 23/01. Além disso, foi possível notar a presença de movimento vertical ascendente às 06Z e que se intensificou ao longo das 12 e 18Z, juntamente com a intensificação do cisalhamento vertical do vento que foi mais intenso às 18Z.

Analisando as sondagens de Santa Maria do dia 23/01/2018 às 00 e 12Z na Figura 4.19, foi possível verificar que houve a presença de fraco cisalhamento do vento tanto em magnitude quanto direcional. Além disso, o índice CAPE de aproximadamente 720 J/kg às 00Z e diminuindo para 614 J/Kg às 12Z, TT abaixo de 50°C, Showalter menor que zero e índice K acima de 30°C, indicaram um ambiente pouco favorável à ocorrência de tempo severo, mas ainda indicando um ambiente instável, conforme Nascimento (2005).

Notou-se ainda a grande disponibilidade de umidade, com valores de água precipitável acima de 44 mm associado à advecção de ar quente e úmido em baixos níveis

Figura 4.15 - Climatologia mensal para o mês de Janeiro.

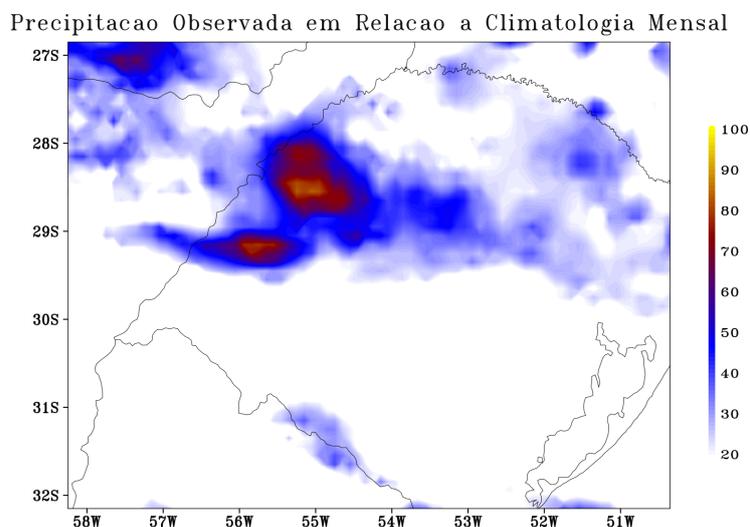


Fonte: Dados MERGE: CPTEC/INPE(2021).

indicado pelo vento de noroeste em 800 e 900 hPa nas sondagens em ambos os horários e também podendo ser visto no escoamento mostrado em baixos níveis na Figura 4.17b. A evolução entre as sondagens de 00 e 12Z deste dia, combinadas com as cartas de escala sinóticas indicaram a existência de condições atmosféricas para formação de tempestades isoladas, conforme convecção ocorrida mais a oeste do RS, onde foram registrados os maiores valores de precipitação em superfície.

Apesar deste caso ter sido menos generalizado do que o Caso 2017, o ambiente e a maneira como a convecção evoluiu foi muito favorável para intensas taxas de precipitação que ocorreram de forma mais pontual e registradas em áreas menos populosas da área de estudo. Além disso, destaca-se que neste Caso 2018, não houve uma configuração sinótica de grande escala de forma tão presente como no Caso 2017, sendo este caso mais associado à instabilidade termodinâmica.

Figura 4.16 - Percentual da climatologia mensal que foi registrado durante o evento de 2018.



Fonte: Produção do autor.

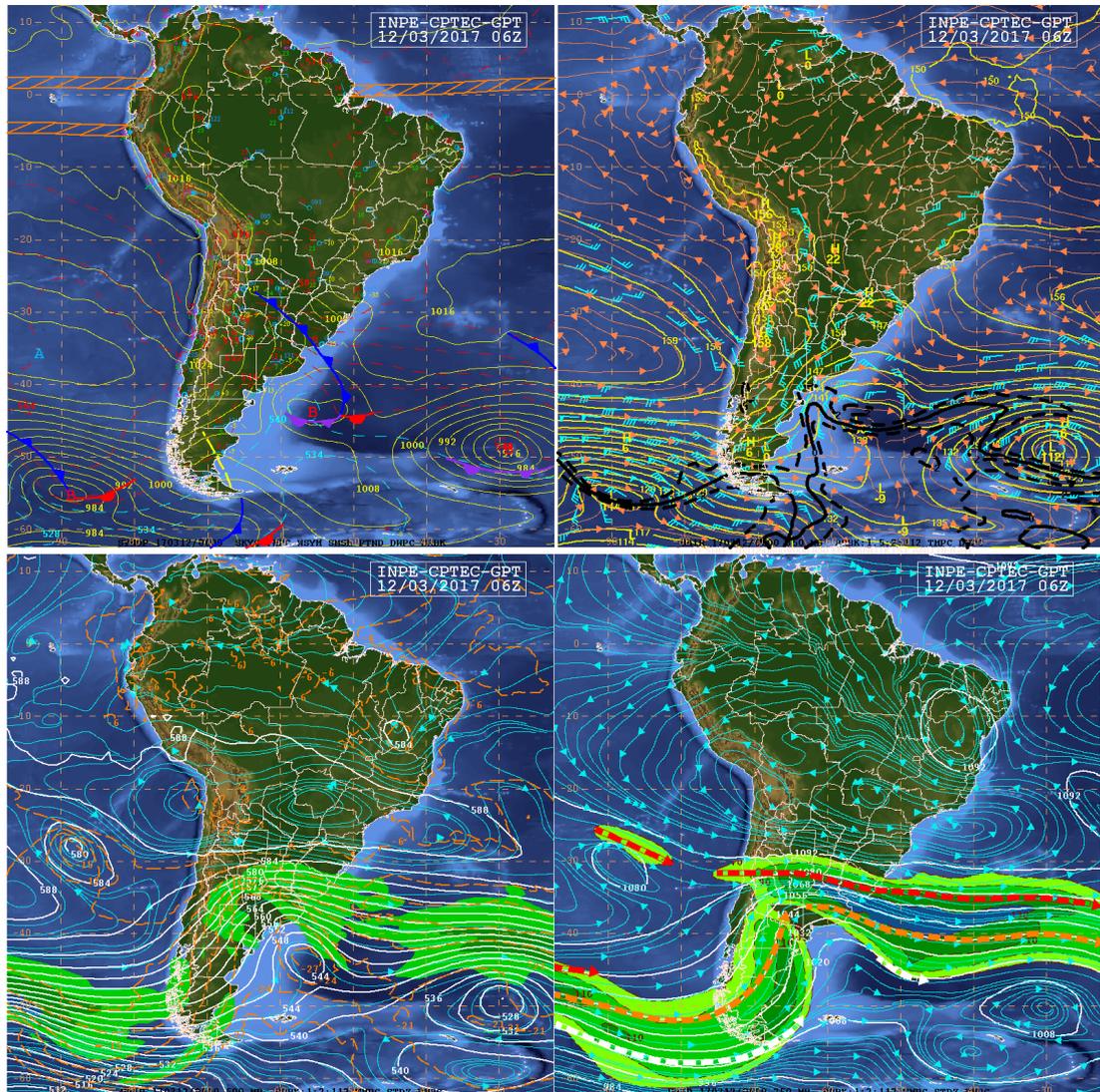
4.2.2 Análise por sensoriamento remoto

A evolução temporal e espacial a cada hora das detecções de raios pelo GLM e BrasilDAT foram mostradas na Figura 4.20, em grupos de 6 horas. As detecções começaram por volta das 05Z para ambas, conforme o gráfico de detecções na área para o dia 23/01/2018 (Figura 4.21). Entre 06 e 12Z o sistema manteve o padrão de detecções na forma estacionária na região central e oeste do RS, condizente com a evolução da convecção mostrada nas oito primeiras imagens de Temperatura de Brilho do GOES-16 (Figura 4.23).

Entre 12 e 18Z, os registros da BrasilDAT e GLM indicaram que o sistema começou a evoluir mais a norte a partir das 15Z, também evidenciado pela alteração no padrão mostrado na imagem de satélite (Figura 4.23 - quarta linha). Houve intensificação das baixas temperaturas de brilho na região, onde foram registrados os maiores acumulados de chuvas neste evento, especificamente neste horário (Figura 4.13).

Nas últimas seis horas do dia 23/01, houve desintensificação das detecções na região central do Rio Grande do Sul, devido ao maior espalhamento da convecção no domínio. Além disso, observou-se um novo sistema convectivo mais organizado que se desenvolveu fora do domínio, a oeste do RS, conforme última linha da Figura 4.23.

Figura 4.17 - Cartas Sinóticas do CPTEC/INPE para o horário de formação do sistema 06Z - 23/01/2018.

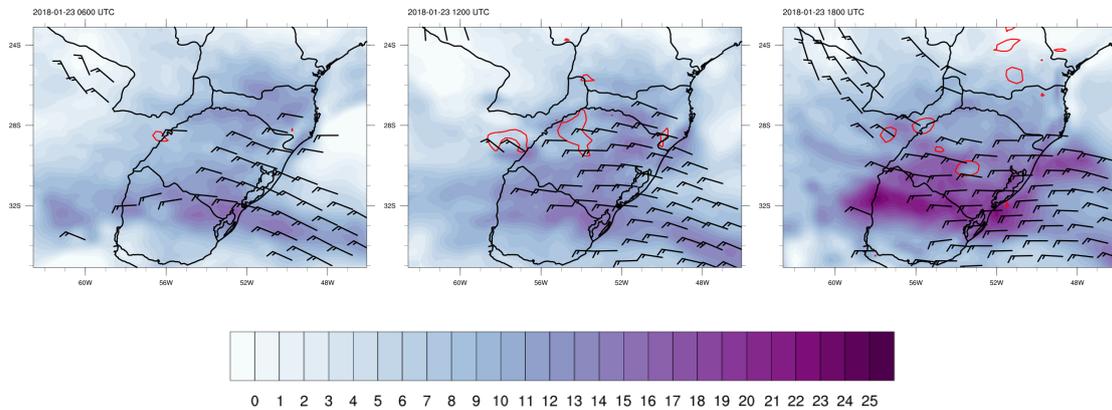


Em a) Carta de Superfície, b) carta de Baixos níveis (850 hPa), c) Médios Níveis (500hPa) e d) Altos Níveis (250hPa).

Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) (2018).

O número de detecções do GLM e da BrasilDAT para o domínio foi indicado na Figura 4.21, a cada 10 minutos ao longo do dia 23/01/2018. Os horários com mais detecções na área de estudo foram diferentes para os dois dados: o GLM indicou um primeiro pico por volta 10Z, com 2916 #/10min, seguido de redução até por volta das 14Z. Houve aumento chegando ao segundo pico aproximadamente às 19Z, novamente seguido de gradual decaimento.

Figura 4.18 - Cisalhamento Vertical do Vento entre as camadas de 1000 e 600hPa às 06, 12 e 18 Z do dia 23/01, geradas a partir de dados do GFS análise, apenas para os horários sinóticos. Em vermelho, foram demarcadas áreas de movimento ascendente, barbelas de vento em 700 hPa.

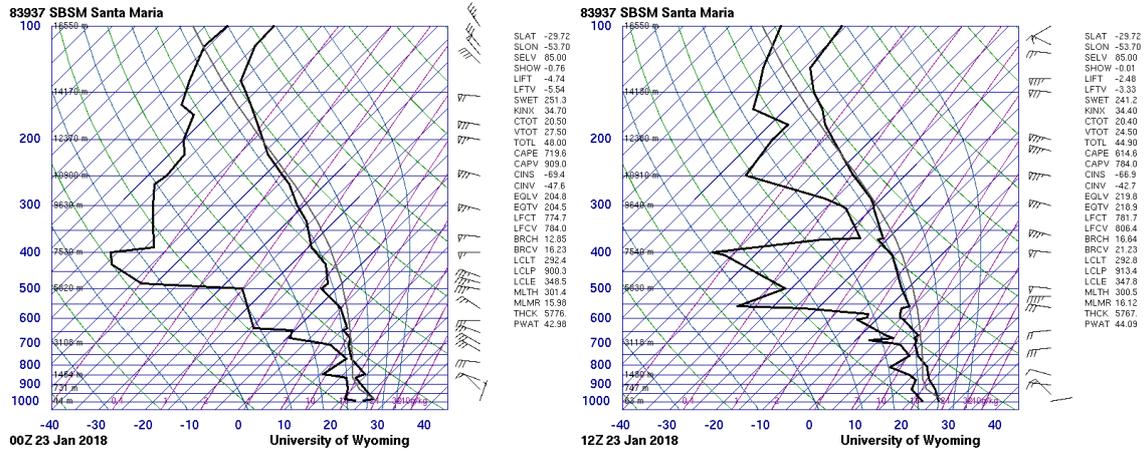


Fonte: Produção do autor.

Já o número das detecções da BrasilDAT a cada 10 minutos (Figura 4.21, linha preta) mostrou picos às 08Z e 12Z, apresentando máximo de 711 #/10min, e perfil bem mais suavizado em relação as detecções de 2017 (Figura 4.10). Além da diferença entre os horários de picos máximos de detecção em relação ao GLM, a BrasilDAT aparece sempre com valores inferiores aos do GLM já filtrado, correspondendo de 5 a 70 % das detecções do GLM ao longo do dia.

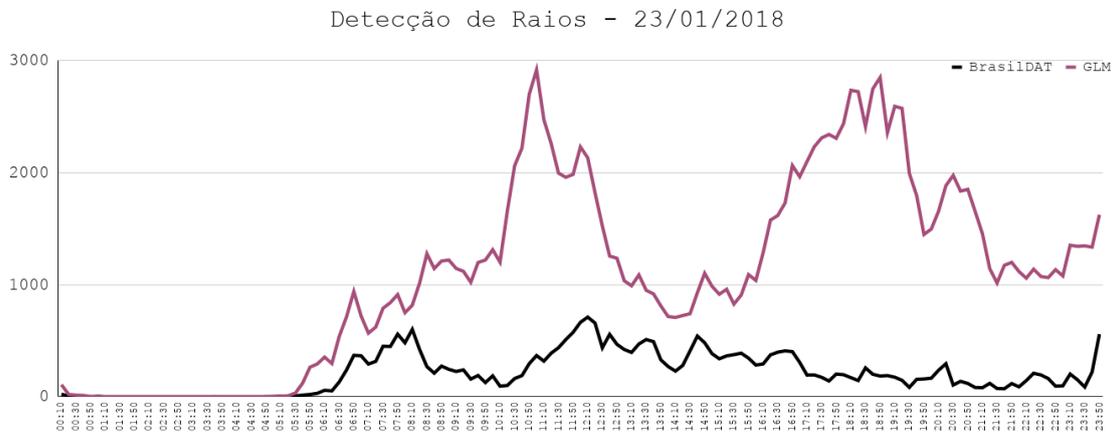
Uma parte desta diferença está relacionada aos diferentes métodos utilizados para detecção em cada um deles, conforme já mencionado na Seção 3.2.2. Outra parte foi devida a localização dos sensores da BrasilDAT - que se limita ao território brasileiro. Em áreas como o estado do RS, podem ocorrer efeitos nas bordas devido ao menor número de sensores em relação ao Sudeste do Brasil, resultando em menor eficiência e precisão, especialmente para áreas fora do Brasil (NACCARATO; PINTO JÚNIOR, 2009).

Figura 4.19 - Sondagens de Santa Maria (RS) para o horário das 00 e 12Z do dia 23/01/2018, respectivamente.



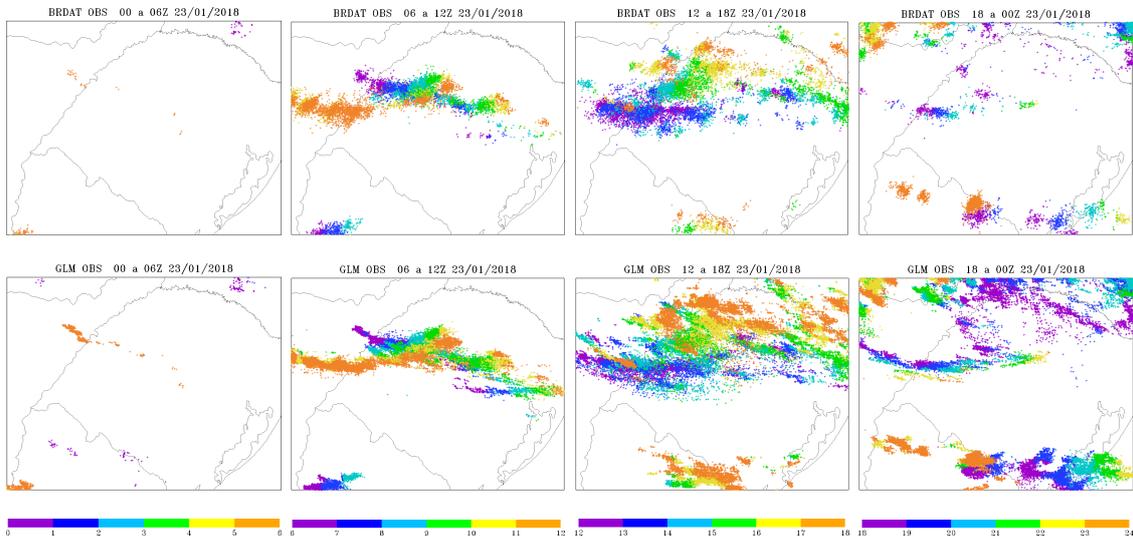
Fonte: University of Wyoming (2018).

Figura 4.21 - Comparativo de detecção a cada 10 minutos para a área de estudo pela rede BrasilDAT e GLM (filtrado para assimilação).



Fonte: Produção do autor.

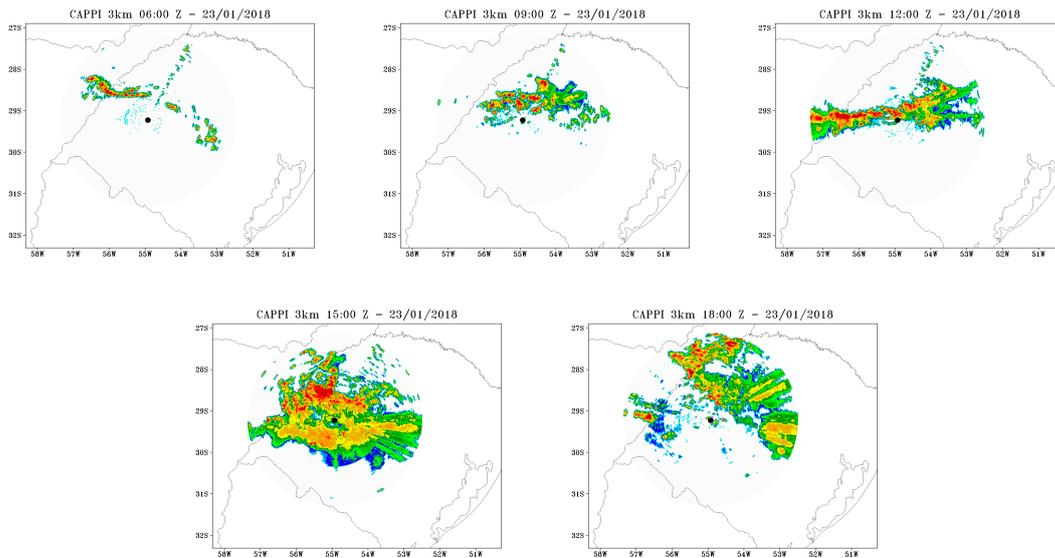
Figura 4.20 - Detecções a cada hora para a área de estudo pela rede BrasilDAT e GLM, plotadas a cada seis horas na área de estudo no dia 23/01/2018.



As cores representavam detecções entre: 00 a 01, 06 a 07, 12 a 13, 18 a 19Z em roxo (primeira hora); segunda hora em azul escuro; terceira hora em azul claro; quarta hora em verde; quinta hora em amarelo, e entre a quinta e a sexta hora em laranja.

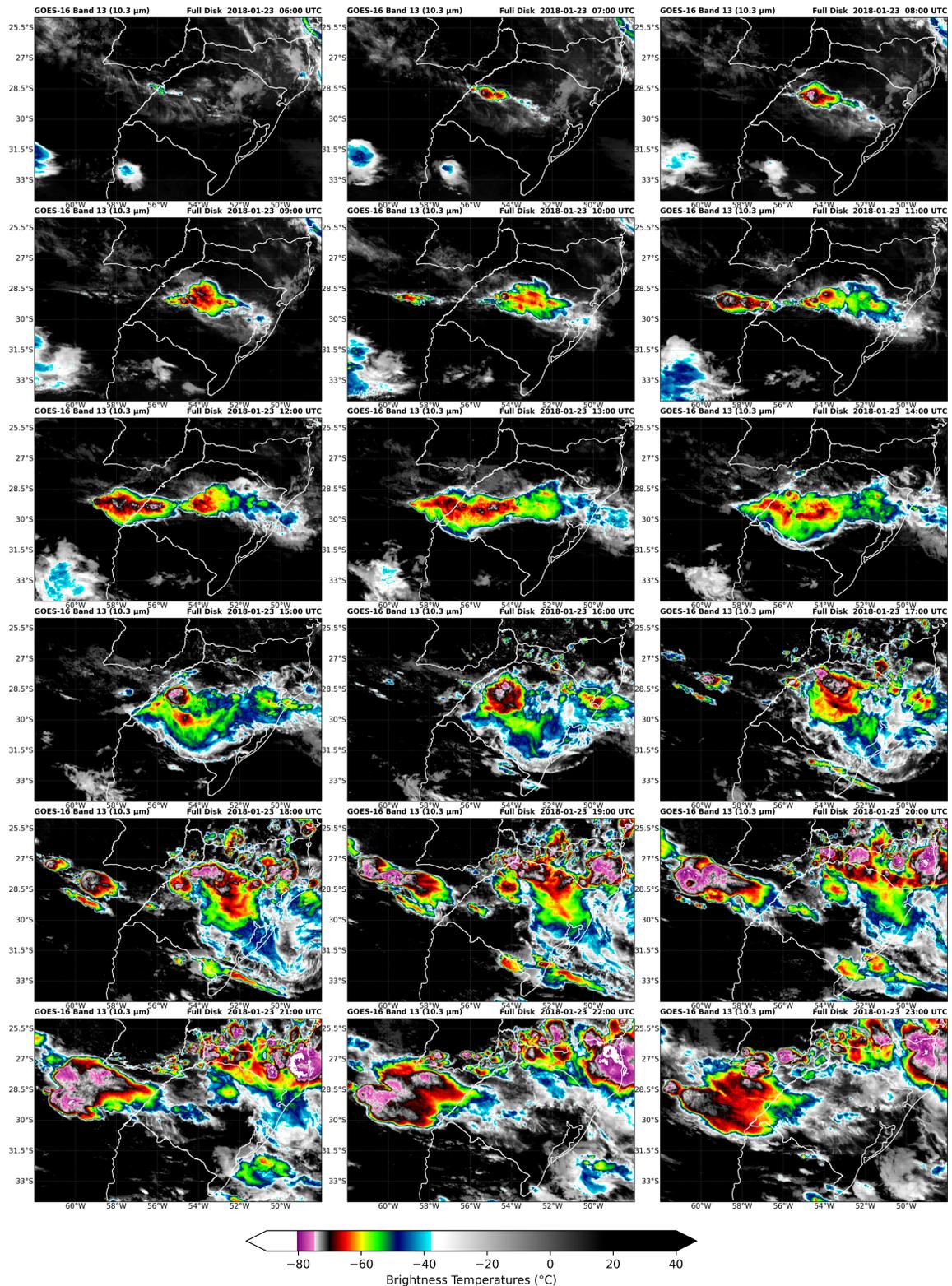
Fonte: Produção do autor.

Figura 4.22 - CAPPI 3Km de refletividade das 06 às 18Z do dia 23/01/2018, a cada 3 horas.



Fonte: Produção do autor.

Figura 4.23 - Imagens horárias de Temperatura de Brilho do GOES16 das 06 às 23Z do dia 23/01/2018.



Fonte: Produção do autor.

4.3 Considerações finais

Este Capítulo apresentou os casos selecionados para o estudo: um Sistema Frontal (12/03/2017) e um Caso de Instabilidade Termodinâmica (23/01/2018). Foram detalhadas as condições atmosféricas em diversas escalas temporais e espaciais, com intuito de mostrar as condições atuantes relacionadas a tempo e clima além de registros de estações de superfície, reportagens e alertas emitidos no período de cada um dos casos.

Adicionalmente, foram comparadas as detecções pela BrasilDAT e GLM (apenas para o Caso 2018) para descrever a evolução de ambos os casos. Para corroborar com as análises anteriores foram apresentadas as imagens horárias de Temperatura e Brilho do GOES-13 (Caso 2017) e GOES-16 (Caso 2018), além do CAPPI de refletividade do radar de Santiago para ambos os casos. Durante a análise foram observadas diferenças entre detecções obtidas com o GLM e BrasilDAT para o Caso 2018 e estas foram discutidas. Os dados e análises apresentados neste Capítulo serão de extrema importância para as análises subsequentes.

5 ANÁLISE DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE DESCARGAS ELÉTRICAS ATMOSFÉRICAS

Este Capítulo apresenta os resultados dos testes de observação sinética realizados. Em seguida, são apresentadas as análises dos dados assimilados para o Caso 2017 e o Caso 2018. São apresentadas informações relevantes para alguns horários selecionados de ambos os experimentos. Além disso, antes de iniciar a previsão e análise das previsões dos dois casos, são descritos alguns pontos sobre o operador observação de DEA.

5.1 Teste de observação sinética

Um conjunto de experimentos de observações sinéticas foi realizado para ajudar a ilustrar o impacto de assimilar uma nova observação de DEA, variando a densidade de detecções e o estado inicial do modelo (ou *background*). Os experimentos visaram mostrar como os mesmos valores de densidade de descargas elétricas (ou LFR - *Lightning Flash Rate*) tem diferentes respostas de acordo com o *background* no qual eles foram assimilados.

Para tanto, os valores observados sinéticos de LFR foram fixados inicialmente em: 0.25, 0.5, 0.75, 1, 1.5, 2, 4, 8 e 16 raios/Km² no horário da análise, e testados na região central do domínio (Lon: -52.34; Lat:-29.33). Tais limiares foram escolhidos após as rodadas e constatação que os valores observados reais máximos, tanto do GLM quanto da BrasilDAT, não ultrapassaram o limite de 10 detecções por Km⁻² em 10 minutos para os casos estudados.

Dois diferentes estados iniciais foram testados: das 06Z de 12/03/2017 (Caso 2017) e das 06Z de 23/01/2018 (Caso 2018), ambos da rodada controle (CTRL). O *background* selecionado para o Caso 2017 possui mais hidrometeoros associado à atuação da frente fria descrita neste caso. Já o *background* utilizado para o Caso 2018, que representa o caso de instabilidade termodinâmica em 2018, não possui abrangência espacial de elevados valores dos hidrometeoros. Esses *background* foram aqui mencionados de maneira simplificada como: 2017 - condição inicial "úmida"; 2018 - condição inicial "seca". Maiores informações sobre a evolução dos hidrometeoros na rodada CTRL em todo o domínio dos dois casos foram descritas adiante na Seção 6.2.

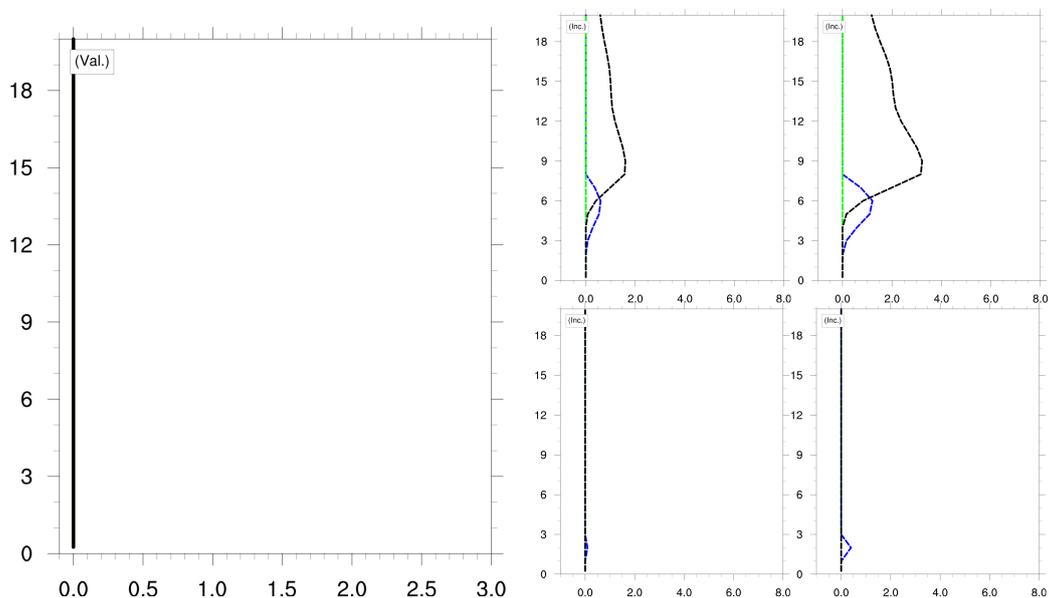
Os dois testes de condições iniciais diferentes apresentaram o mesmo comportamento para limiares abaixo de 1 detecção por Km², porém com perfil ligeiramente inferior de acordo com a magnitude (Figura não mostrada). O mesmo ocorreu para os limi-

ares sintéticos de 1.5 e 2 detecções. A partir disso, foi definido que o LFR=1 seria representativo para ilustrar o padrão de limiares inferiores a 1, e LRF=1.5 para ilustrar os limiares sintéticos de 1.5 e 2.

O primeiro teste de observação sinética foi realizado na área de estudo para 2018 - condição inicial "seca". A Figura 5.1 mostra o perfil vertical pontual da condição inicial dos hidrometeoros para o controle. Este perfil teve os dados assimilados no quadro maior (Figura 5.1a), seguidos dos incrementos verticais no ponto em que a observação sintética foi assimilada com valores de 1, 1.5, 4 e 8. Devido aos baixos valores dos hidrometeoros na condição inicial seca, da ordem de 10^{-20} g/Kg, os valores dos hidrometeoros ficam próximos a linha do zero, não sendo possível distingui-los a menos que se fosse utilizada uma escala de grandeza não usual em pesquisas da área.

Os incrementos verticais para LFR=1 e 1.5 indicaram que mesmo em uma condição inicial seca, o GSI foi capaz de incrementar pontualmente maiores valores de gelo (com pico por volta dos 9 Km de altura, entre 2 e 4 g/Kg), além de incrementar em menor magnitude a água líquida (com máximos incrementos de 0.5 a 1.5 g/Kg por volta de 6 Km de altura). Para limiares mais altos de LFR, as observações chegaram a ser recusadas, ou a apresentarem incrementos bastante pequenos, conforme pode ser visto nas linhas azuis tracejadas, o que indicou pequenos incrementos de água líquida apenas por volta de 2 Km, e sem incrementos de gelo, nos casos de LFR = 4 e 8. Isso ocorre devido ao LFR calculado pelo modelo se distanciar muito do que foi observado (sinteticamente) no primeiro *loop* das observações, o qual tem fatores de remoção de BIAS para cada um dos dois termos da equação utilizada no operador, conforme mencionado na Seção 3.3.2.1.

Figura 5.1 - Perfil vertical da condição inicial definida como seca em a) para o ponto da observação sintética, com todos os hidrometeoros com valores na ordem de 10^{-20} g/Kg; e quadro com os incrementos verticais no ponto sintético de acordo com a densidade de DEA para 1, 1.5, 4 e 8 respectivamente, em g/Kg.



As linhas tracejadas em azul representam os incrementos pontuais de água líquida de nuvem (q_{cloud}) e as pretas, incrementos de gelo (q_{ice}). A linha verde tracejada indica o incremento de graupel, apenas a fim de comprovar que esta variável não foi atualizada na nova análise.

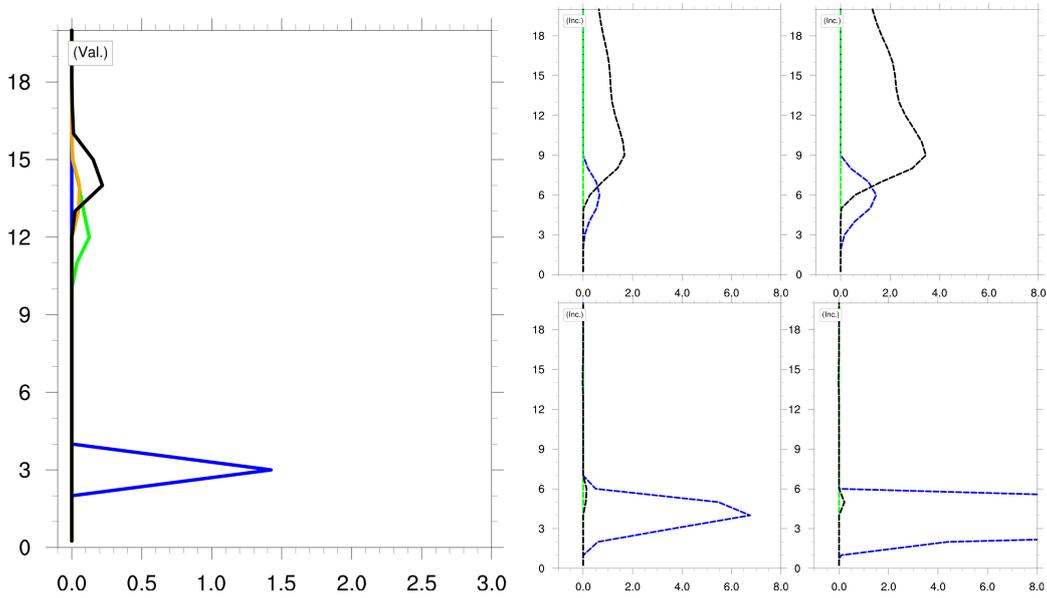
Fonte: Produção do autor.

A condição inicial de 2017 definida como úmida foi mostrada na Figura 5.2a, na qual foram apresentados os perfis verticais de razão de mistura de água líquida de nuvem (q_c - em azul), graupel (q_g - em verde), gelo (q_i - em preto), e neve (q_s - em laranja), todos para a localização fixada (Lon: -52.34; Lat:-29.33). Quando comparados ao perfil definido como seco, este apresenta maior presença de hidrometeoros, com presença de gelo, neve e graupel de 12 a 15 Km de altitude, mas principalmente de água líquida próxima a camada de 3 Km. Esta variável não foi utilizada para cálculo do LFR do modelo, mas foi inserida na visualização para comparação com os incrementos que foram mostrados nos quatro quadros a direita da Figura 5.2, e também por ser uma das variáveis incrementadas pelo GSI a partir da separação da variável de nuvens condensadas ($cw = q_i + q_c$, mostrada na Equação 3.3).

Os incrementos da condição inicial úmida para LFR=1 e 1.5 foram bastante seme-

lhantes à condição inicial seca. Entretanto, os incrementos pontuais para LFR=4 e 8 apresentaram incrementos mais elevados para água líquida de nuvem (q_c) na camada entre 3 e 6 Km. Este resultado indicou que maiores valores de observações sintéticas de LFR tem diferentes comportamentos de acordo com o LFR calculado pelo modelo, e alguns pontos foram discutidos a seguir.

Figura 5.2 - Perfil vertical da condição inicial definida como úmida em a) com os hidrometeoros no ponto a ser assimilado: em azul, água líquida de nuvem (q_{cloud}); em verde, graupel ($q_{graupel}$); em preto, gelo (q_{ice}); e em laranja, neve (q_{snow}) em 0.1 g/Kg.



As figuras menores a esquerda indicam os incrementos verticais no ponto sintético de acordo com a densidade de DEA para 1, 1.5, 4 e 8 respectivamente, em g/Kg. As linhas tracejadas em azul representam o incremento de água líquida de nuvem (q_{cloud}) e as pretas, gelo (q_{ice}). A linha verde tracejada indica o incremento de graupel, apenas a fim de comprovar que esta variável não foi atualizada na nova análise.

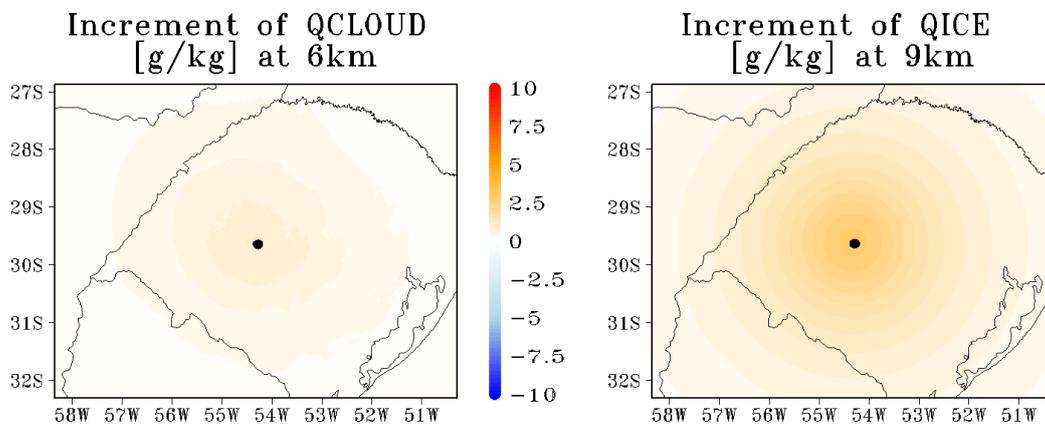
Fonte: Produção do autor.

De acordo com a equação principal do operador observação de DEA no GSI (Equação 3.4) que vem da formulação do LFA (MCCAUL et al., 2009), 95% do LFR calculado pelo modelo foi composto pelo fluxo de graupel (velocidade vertical calculada \times graupel no modelo), e 5% pela integração de neve, graupel e gelo. A maior presença destes hidrometeoros para os cálculos de LFR do modelo e subseqüente cálculos de inovação (Observação - *Background*), de resíduos (Observação - Análise) e de in-

crementos (Análise - *Background*) pelo GSI resultaram em valores mais próximos e até mesmo superiores ao observado (sintético) após a correção de BIAS que foi realizada em conjunto pelo operador de LFR, conforme formulado por Apodaca et al. (2014) e Apodaca e Zupanski (2018). Tal desempenho pode estar relacionado ao operador não ter sido testado anteriormente em modelos com convecção explícita e assimilação variacional, como foi o caso do presente estudo e diferentemente do HWRF, no qual a assimilação foi realizada de forma híbrida (variacional e EnKF).

Com o intuito de ilustrar espacialmente os incrementos, e devido a grande semelhança para os perfis de incrementos para LFR=1 em ambas condições iniciais, o incremento na área de estudo às 06Z do dia 23/01/2018 foi mostrado na Figura 5.3. Nesta, confirmou-se os valores pontuais de incrementos (Figura 5.2) e foram mostrados os níveis com maiores valores de incremento de gelo por volta dos 9 Km, e água líquida de nuvem por volta dos 6 Km, indicando também o espalhamento da observação no plano.

Figura 5.3 - Incrementos de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c) e de gelo (Q_i) em diferentes alturas para a observação sintética marcada pelo ponto em preto.

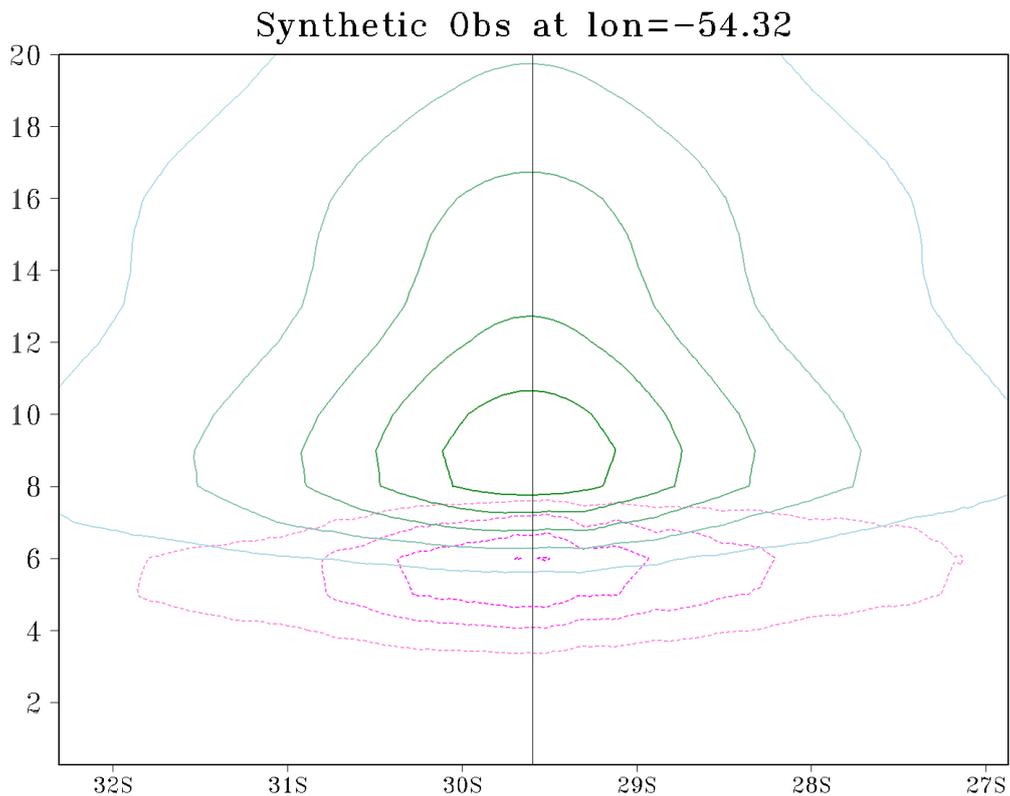


Fonte: Produção do autor.

Adicionalmente, foi mostrado um corte vertical dos incrementos na longitude no ponto sintético (Lon:-54.34°) e latitudes variando no domínio na Figura 5.4. Notou-se o espalhamento dos incrementos positivos mostrados na Figura 5.3, porém as cores aqui representam tons verdes, com contorno máximo de 2.5 g/Kg no incremento

de gelo, com contornos reduzindo 0.5 g/Kg a cada linha ao se afastar do ponto sintético. Os incrementos de água líquida de nuvem foram representados pelas linhas rosa iniciadas em 0.8 g/Kg e variando a cada 0.2 g/Kg, conforme se afastavam do ponto sintético. Estas confirmaram máximo valor de incremento de q_c por volta dos 6 Km, porém com menor magnitude e abrangência espacial quando comparado aos incrementos de gelo. O perfil vertical de temperatura no ponto sintético neste caso correspondia a 0°C em aproximadamente 4.5 Km, e -30°C em 9 Km, com regiões entre 5 e 8 Km composto por incrementos de água e gelo coexistindo, e abaixo (acima) desta camada, apenas incrementando água líquida de nuvem (gelo), confirmando o que foi mostrado no campo de incrementos verticais no ponto sintético para LFR=1 (Figura 5.2).

Figura 5.4 - Corte vertical na longitude da observação sintética mostrando os incrementos de gelo (q_i) em tons de verde e azul, com linhas a cada 0.5 g/Kg, e incrementos de água líquida de nuvem (q_c) em linhas rosas a cada 0.2 g/Kg.



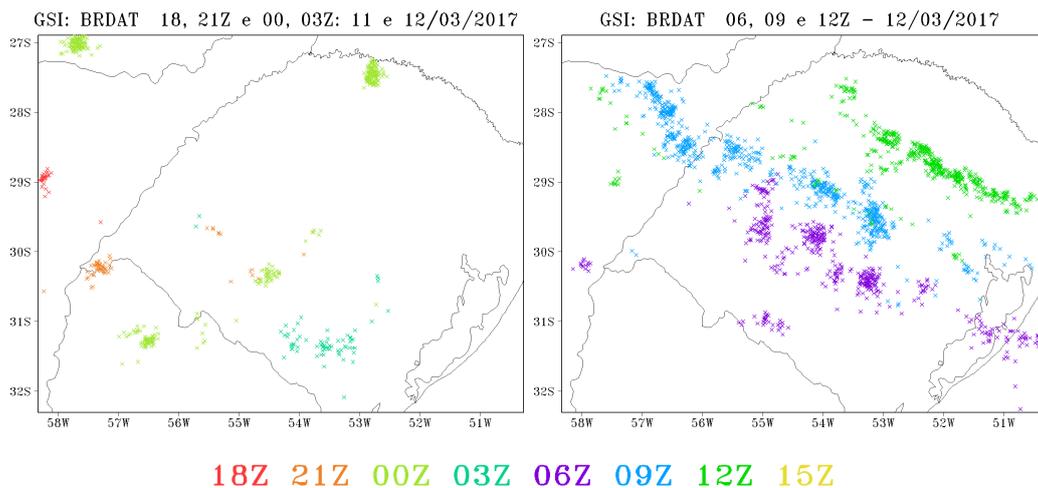
Fonte: Produção do autor.

A partir do uso de testes de observação sintética, o novo operador indicou incrementos de gelo e água em todo o perfil vertical para menores valores de observação sintética de forma bastante semelhante, independente da condição inicial, seca ou úmida. Entretanto, os casos com maiores detecções sintéticas apresentaram comportamentos diferentes entre as duas condições iniciais, tal que as condições iniciais com mais hidrometeoros no *background* (úmidas) tendem a responder com maiores incrementos de água líquida de nuvem em níveis mais baixos da atmosfera. Ao avançar esta nova análise incrementada no tempo (previsão), a parametrização de microfísica foi responsável por redistribuir os incrementos nos demais hidrometeoros, a depender do regime de temperatura, conforme mostrados na descrição dos processos envolvidos na WSM6 (Figura 2.8).

5.2 Dados assimilados: sistema frontal (2017)

As novas análises geradas pela assimilação de dados para o Caso 2017 contemplaram três combinações de dados assimilados (BRDAT, RDA e RDA_BRDAT), e tiveram a representação espacial dos 10 minutos anteriores ao horário da análise já representada pelo GSI na Figura 5.5. A partir da descrição de evolução do caso, as rodadas das 18, 21 e 00Z contemplavam horários de atividade convectiva pré frontal, e início da atuação do sistema frontal no domínio a partir das rodadas das 03Z.

Figura 5.5 - Representação espacial dos dados da BrasilDAT pelo GSI de acordo com o horário de inicialização da rodada para os dias 11 e 12/03.



Fonte: Produção do autor.

A Tabela 5.1 traz o total de dados assimilados nas diferentes rodadas e experimentos, bem como o número de dados recusados na assimilação. O número de detecções da BrasilDAT difere do total BRDAT nos experimentos, pois no GSI as detecções foram agrupadas na forma de total de raios/Km²/10 min, indicando a observação de LFR para ser comparada com o LFR calculado pelo modelo. As rodadas representavam de maneira suavizada o perfil de evolução das detecções no domínio (Figura 4.10), a qual apresenta um pico na rodada das 00Z, seguida de decaimento às 03Z e intensificação nos horários seguinte, com segundo pico mais expressivo na rodada das 09Z, e redução das observações a medida que o sistema avança na região nordeste do RS na rodada das 12Z.

Tabela 5.1 - Número de observações em 10 min da BrasilDAT antes do horário da análise, densidade no GSI e número de dados rejeitados por horário de assimilação e combinação de dado assimilado de acordo com os experimentos para o evento entre os dias 11 e 12/03/2017.

Caso 11 e 12/03/2017	18:00	21:00	00:00	03:00	06:00	09:00	12:00
BrasilDAT	34	63	483	77	526	822	620
Total BRDAT no GSI	28	58	315	71	469	694	510
Rejeitados BRDAT	0	0	0	8	19	60	5
Rejeitados RDA_BRDAT	0	0	0	8	8	52	5

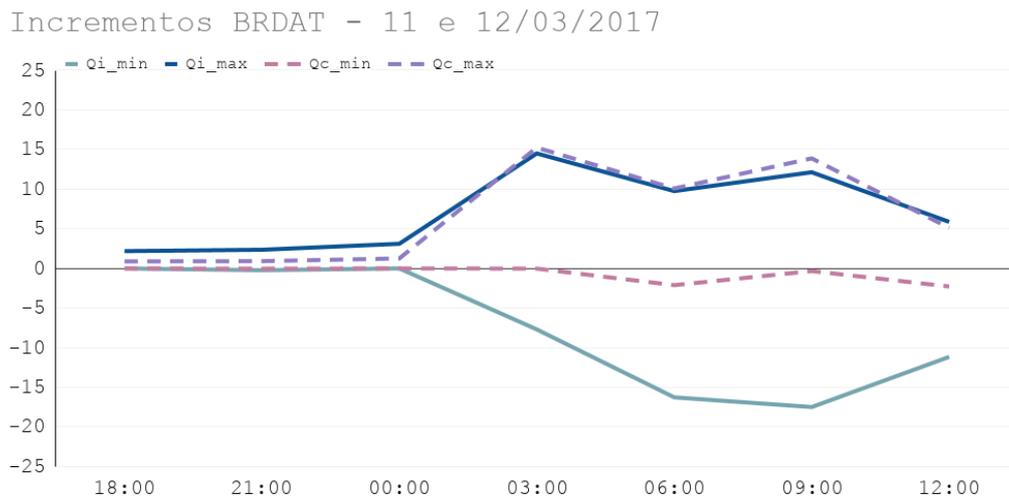
5.2.1 Incrementos

A partir dos arquivos de saída do GSI após a assimilação dos dados pelo operador observação de LFR, foram extraídas as informações de incrementos máximos e mínimos absolutos para cada rodada, contemplando os dois *outter loops*. Porém, os valores mínimos e máximos para cada horário podem não representar efetivamente o perfil vertical dos incrementos pois as variáveis incrementadas podem ter registrado pontos de incrementos positivos no primeiro *outter loop* e negativos no segundo *outter loop*. Desta forma, ao mostrar a evolução dos máximos e mínimos ao longo das rodadas, o objetivo foi verificar a magnitude destas variações, bem como detectar os casos onde o mínimo incremento também foi próximo a zero.

Embora algumas variáveis como temperatura e pressão apresentaram incrementos nas rodadas, os valores máximos e mínimos tiveram ordem de grandeza inferior a 10^{-6} , não sendo aqui descritos. Apenas para alinhar à notação utilizada no WRF, a variável de água líquida de nuvem que no GSI foi descrita como q_l ou *cloud liquid*, foi denotada como Q_c no WRF e nas demais análises subsequentes.

A Figura 5.6 mostra tais máximos e mínimos por horário de inicialização dos experimentos BRDAT. Cabe ressaltar que, apesar de serem representadas na forma de linhas e com eixo x os horários avançando no tempo, as assimilações foram realizadas de maneira não cíclica, de modo que o dado assimilado em um horário não possui nenhuma relação com os assimilados em horários posteriores e anteriores. Os incrementos máximos de Q_{ice} acompanharam os máximos de Q_c ao longo das rodadas, e os valores mínimos de Q_c se mantiveram muito próximos a zero para todas as rodadas deste experimento. Os valores máximos e mínimos de Q_{ice} começaram a apresentar maiores amplitudes a partir da rodada das 03Z, e seguiram nos horários seguintes.

Figura 5.6 - Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para o experimento BRDAT, em g/Kg.

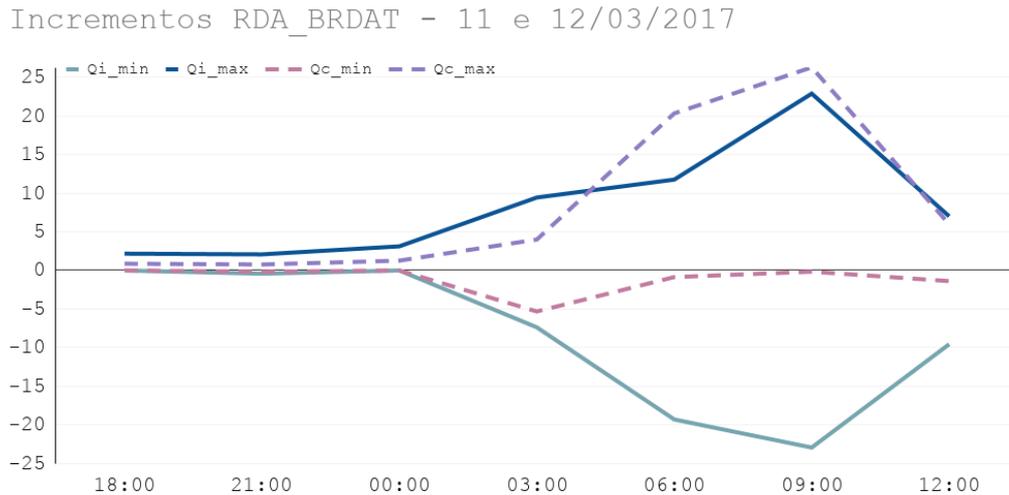


Fonte: Produção do autor.

Para o experimento RDA_BRDAT, os incrementos máximos e mínimos foram mostrados na Figura 5.7, e apresentaram um perfil semelhante nas primeiras rodadas, com maiores diferenças na rodada das 03Z e 09Z. Porém, na rodada das 03Z o máximo e mínimo incremento de Q_{cloud} se mostravam inferiores ao do experimento BRDAT, mostrado na Figura 5.6, e também as 09Z mostrando amplificação dos máximos das duas variáveis e aumento também no mínimo de Q_{ice} em relação ao BRDAT. As rodadas RDA_BRDAT apresentaram um número igual ou inferior de

dados recusados, com maior diferença na rodada das 09Z, conforme mostrado na Tabela 5.1, aceitando 8 dados de LFR a mais do que no experimento BRDAT.

Figura 5.7 - Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para o experimento RDA_BRDAT, em g/Kg.

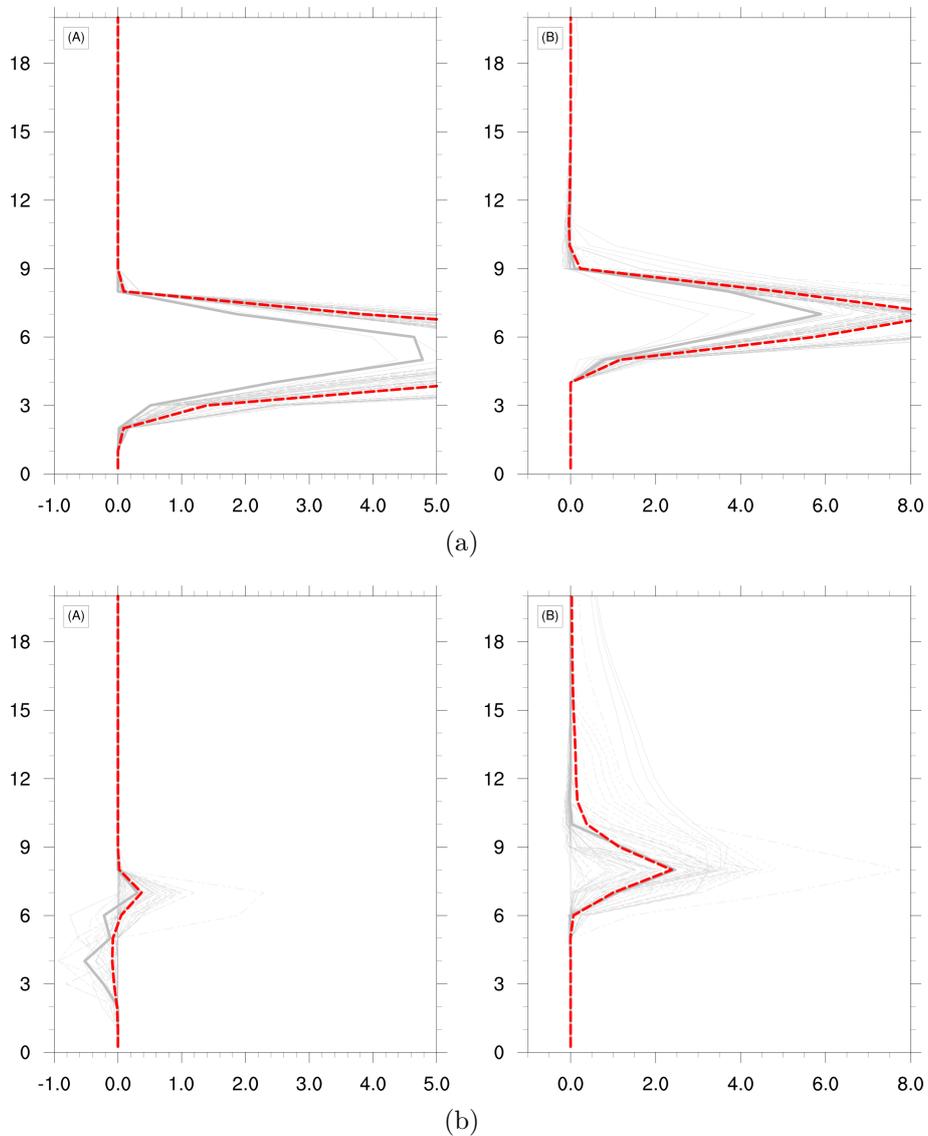


Fonte: Produção do autor.

Com base nas diferenças encontradas entre as rodadas, foram selecionados os horários das 03 e 09Z para uma análise mais aprofundada das condições relacionadas à assimilação em tais rodadas. As minimizações da função custo para o primeiro e segundo outter loop foram mostradas no Apêndice A.

Para ilustrar os incrementos verticais no local do LFR para as rodadas das 03Z, a Figura 5.8 indica os perfis para todos os pontos de observações assimiladas. Os perfis verticais mostravam os maiores incrementos pontuais no experimento BRDAT para Q_{cloud} e Q_{ice} , enquanto o experimento RDA_BRDAT indica incrementos mais espalhados (linhas cinzas) e perfil médio do incremento bastante inferior aos da BRDAT. Os incrementos em altura fixadas foram mostrados no Apêndice A.

Figura 5.8 - Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Qcloud (esquerda) e Qice (direita) a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.

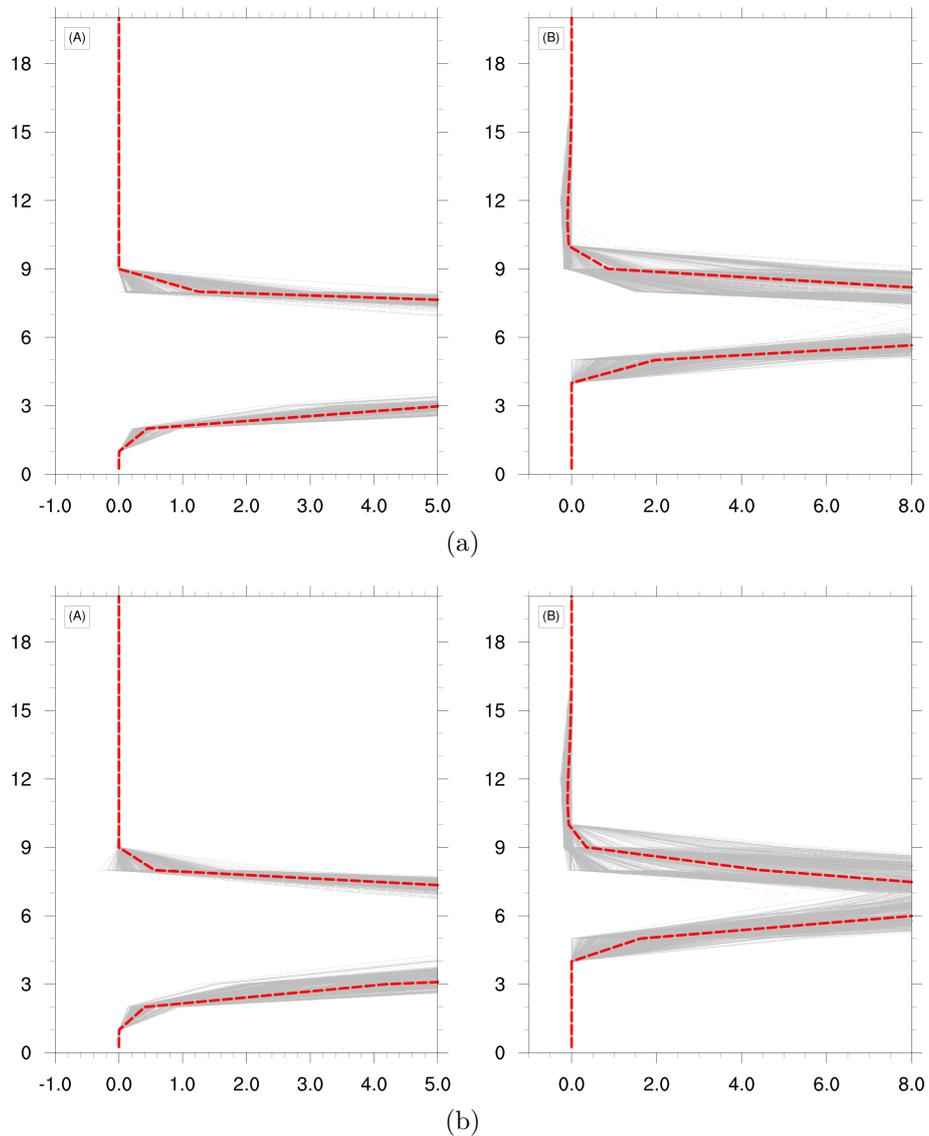


Fonte: Produção do autor.

Já os incrementos verticais no local do LFR para as rodadas das 09Z foram mostrados na Figura 5.9 indicando os perfis para todos os pontos de observações assimiladas. Os perfis verticais elevados valores de incrementos pontuais nos experimentos BRDAT e RDA_BRDAT para Qcloud e Qice, com o experimentos RDA_BRDAT indicando perfil de Qice médio inferior ao BRDAT, e incrementos mais espalhados

(linhas cinzas) e perfil médio do incremento bastante inferior aos da BRDAT. Os incrementos em altura fixadas foram mostrados no Apêndice A, onde foi possível verificar a abrangência espacial dos incrementos em todo o domínio para as duas rodadas.

Figura 5.9 - Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Qcloud (esquerda) e Qice (direita) a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.



Fonte: Produção do autor.

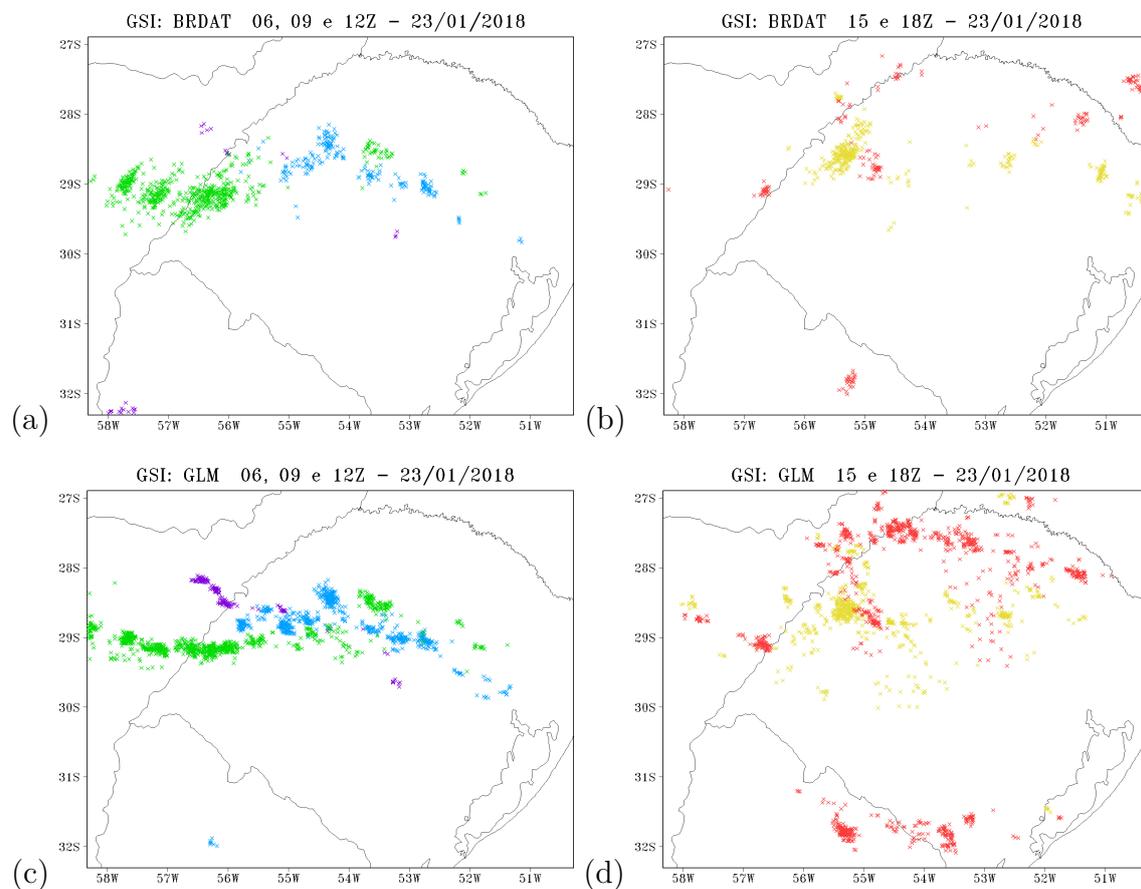
5.3 Dados assimilados: instabilidade termodinâmica (2018)

As novas análises geradas pela assimilação de dados para o Caso 2018 contemplaram cinco combinações de dados assimilados, denominados pelos experimentos BRDAT, GLM, RDA, RDA_BRDAT e RDA_GLM.

Os dados da BrasilDAT e do GLM apresentaram duas formas diferentes de detecção e conseqüente diferença na quantidade e distribuição espacial das detecções. A BrasilDAT detectou em sua maioria, descargas nuvem-solo (NS), enquanto o GLM - sensor óptico a bordo de um satélite - foi capaz de detectar variações nos topos das nuvens, e também classificar de acordo com a distribuição espacial e temporal conforme já descrito na Seção 3.

Desta forma, os campos e distribuição espacial dos mesmos apresentaram algumas diferenças ao longo do caso analisado, e foram descritas na Seção 4.2.2. A representação espacial dos 10 minutos anteriores para ao horário da análise representada pelo GSI para os dados do GLM e da BrasilDAT foram mostrados na Figura 5.10, na qual o horário com maior número de detecções da BrasilDAT foi às 12Z e do GLM às 18Z, de acordo com a Tabela 5.2.

Figura 5.10 - Representação espacial pelo GSI dos dados da BrasilDAT (a,b) e GLM (c,d) de acordo com o horário de inicialização da rodada para 23/01/2018.



06Z 09Z 12Z 15Z 18Z

Fonte: Produção do autor.

Tabela 5.2 - Número de observações em 10 min por rede de detecção, e em seguida, pontos com densidade de ambas no GSI e numero de dados rejeitados por horário de assimilação e combinação de dado assimilado de acordo com os experimentos para o dia 23/01/2018.

Caso 23/01/2018	06:00	09:00	12:00	15:00	18:00
BrasilDAT	31	245	664	385	197
GLM	293	1220	2229	986	2437
Total BRDAT no GSI	28	201	558	315	171
Rejeitados BRDAT	0	0	3	1	5
Rejeitados RDA_BRDAT	0	0	2	0	4
Total GLM no GSI	130	574	801	595	925
Rejeitados GLM	0	0	0	0	0
Rejeitados RDA_GLM	0	0	0	0	0

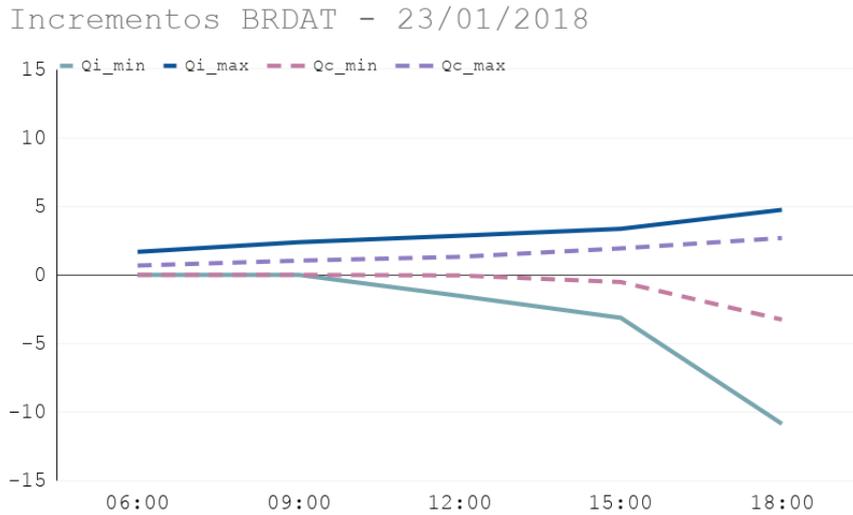
5.3.1 Incrementos

Assim como no Caso 2017, para este caso foram extraídas as informações de incrementos máximos e mínimos absolutos para cada rodada, contemplando os dois outter loops para as quatro rodadas que contemplavam a assimilação de LFR. Novamente, o intuito foi mostrar a evolução dos máximos e mínimos ao longo das rodadas, para verificar a magnitude destas variações para as três fontes de dados (GLM, BrasilDAT e combinação do radar com as anteriores).

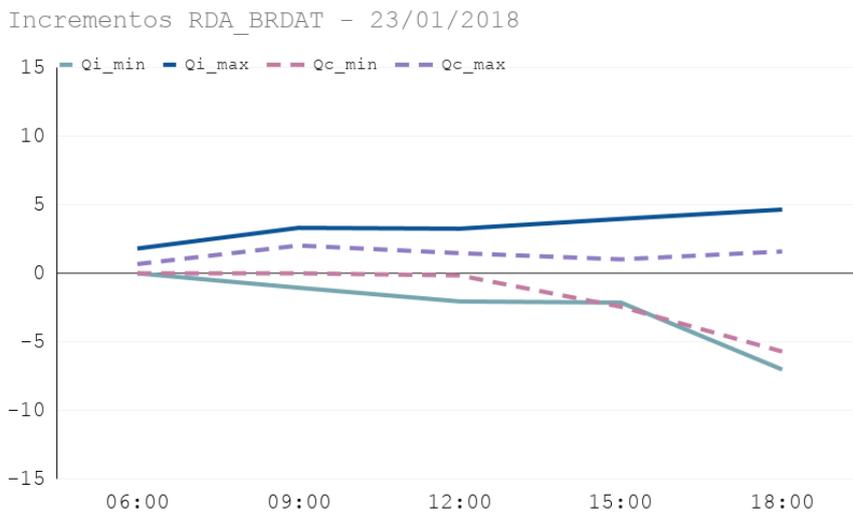
Os incrementos máximos e mínimos de Qcloud e Qice no domínio foram mostrados para todos os horários, como calculado pelo GSI, e com todas as rodadas para os experimentos BRDAT e RDA_BRDAT (Figura 5.11), GLM e RDA_GLM (Figura 5.12).

Os experimentos nos quais foram assimilados os dados da BrasilDAT foram mostrados na Figura 5.11a, e o experimento BRDAT apresentou apenas incrementos positivos de Qcloud e Qice para as duas primeiras rodadas, enquanto o em (b) o experimento RDA_BRDAT também apresentou também incrementos negativos de Qice. Para os horários seguintes, o experimento RDA_BRDAT indicou menores incrementos máximos de Qcloud em relação ao experimento BRDAT.

Figura 5.11 - Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para os experimentos (a) BRDAT e (b) RDA_BRDAT no Caso 2018, em g/Kg.



(a)



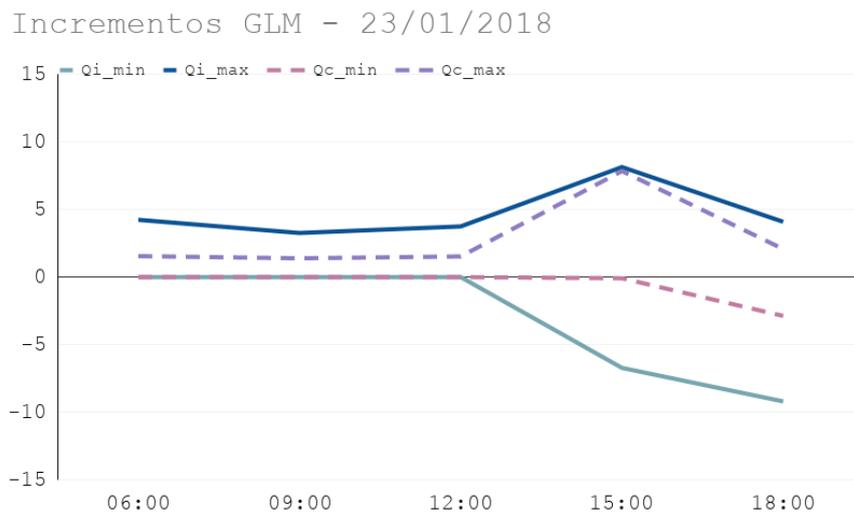
(b)

Fonte: Produção do autor.

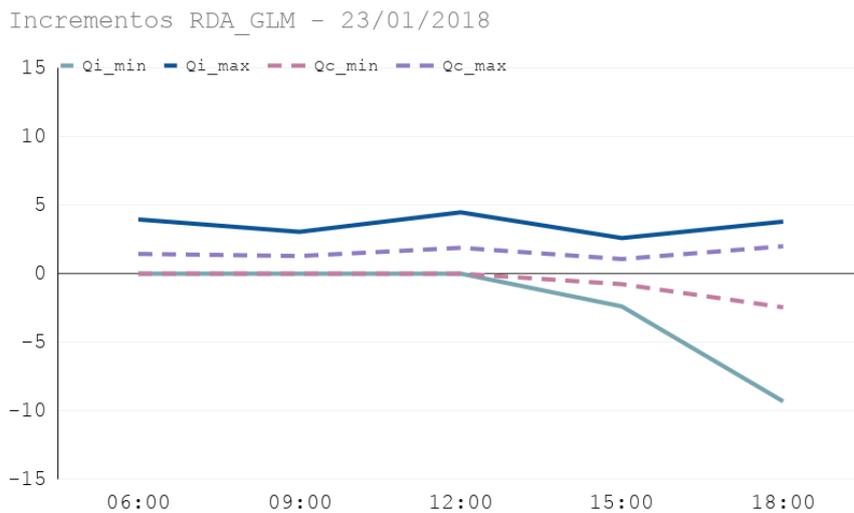
Já os experimentos nos quais foram assimilados os dados do GLM foram mostrados na Figura 5.12, apresentando bastante semelhança aqueles com assimilação da BrasilDAT para as duas primeiras rodadas (06 e 09Z). Até a rodada das 12Z, os

experimentos GLM e RDA_GLM apresentaram apenas valores positivos para os incrementos de Q_{ice} e Q_{cloud} . Já na rodada das 15Z, o experimento RDA_GLM indicou menores incrementos para as duas variáveis em relação ao GLM, e bastante semelhante aos mostrados nas rodadas com BRDAT.

Figura 5.12 - Valores máximos e mínimos de incrementos por rodada de razão de mistura de água líquida de nuvem (Q_c , linhas tracejadas) e de gelo (Q_i , linhas contínuas) para os experimentos (a) GLM e (b) RDA_GLM no caso de 2018, em g/Kg.



(a)



(b)

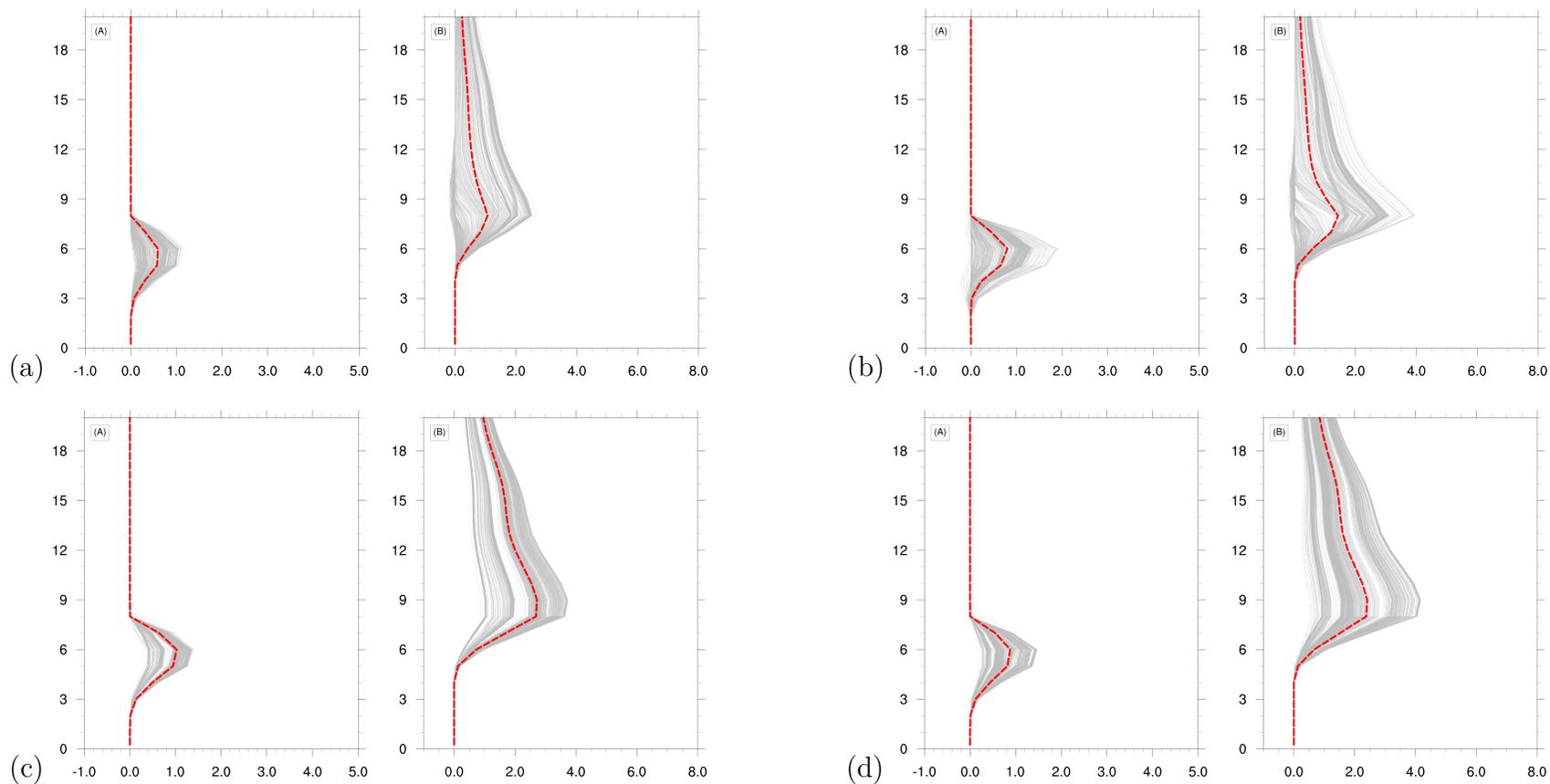
Fonte: Produção do autor.

A partir das diferenças encontradas entre as rodadas e maior organização da convecção no domínio, foi selecionado o horário das 12Z para uma análise mais aprofundada das condições relacionadas a assimilação em tais rodadas.

Com o intuito de ilustrar os incrementos verticais no local do LFR para as rodadas das 12Z, a Figura 5.13 indica os perfis para todos os pontos de observações assimiladas. Os perfis verticais mostravam os incrementos das rodadas com RDA (RDA_BRDAT em b, e RDA_GLM em d) mais espalhados (linhas cinzas). O perfil médio dos incrementos para a rodada RDA_BRDAT (RDA_GLM) indicaram média ligeiramente acima (abaixo) em relação ao experimento BRDAT (GLM). Assim como no Caso 2017, os incrementos em altura fixadas foram mostrados no Apêndice A.

Figura 5.13 - Visualização vertical dos incrementos na localização do raio para Qcloud (esquerda) e Qice (direita) a rodada das 12Z do dia 23/01/2018 para (a) BRDAT, (b) RDA_BRDAT, (c) GLM e (d) RDA_GLM. A linha em vermelho indica a média dos incrementos pontuais.

101



Fonte: Produção do autor.

5.4 Considerações finais

Este Capítulo apresentou uma análise da assimilação de dados de DEA e radar. Inicialmente, foi feito um teste de observação sinética para auxiliar nas discussões relativas ao *background* do modelo. Isso porque, os resultados da análise sinética indicaram que diferentes valores de LFR resultaram em diferentes respostas de acordo com *background* utilizado para a assimilação. Dessa forma, observou-se que os incrementos da condição inicial úmida para LFR=1 e 1.5 foram semelhantes aos incrementos da condição inicial seca. Por outro lado, estes mesmos incrementos para LFR=4 e 8, mostraram que maior densidade de observações sintéticas de LFR tiveram diferentes comportamentos de acordo com o LFR calculado pelo modelo. Observou-se também que os casos com maior densidade de detecções sintéticas apresentaram comportamentos diferentes entre as duas condições iniciais. As condições iniciais com mais hidrometeoros no *background* (úmidas) tenderam a responder com maiores incrementos de água líquida de nuvem em níveis mais baixos da atmosfera.

Na sequência foram apresentados diversos aspectos relacionados às novas análises geradas pela assimilação de dados para o Sistema Frontal (2017) e SCM (2018) para as três combinações de dados assimilados, sendo elas: assimilação BRDAT, assimilação RDA e assimilação conjunta RDA_BRDAT. Para o caso de 2018, ainda foram realizados os experimentos GLM e RDA_GLM.

Como resultados, os incrementos máximos e mínimos verificados pelo GSI em algumas das rodadas mostraram-se altos - especialmente no Caso 2017. Entretanto, foi necessário analisar o incremento vertical em conjunto, pois mesmo que altos em alguns casos, apresentou menores valores do que os gerados pelos arquivos de saída do GSI. Tal diferença ocorreu devido aos máximos e mínimos das variáveis incrementadas no GSI compreenderem os máximos e mínimos gerais nos dois *outer loops* realizados pelo GSI, incluindo a parte de correção de BIAS existente no operador de LFR.

Para o Caso de Instabilidade Termodinâmica (2018), obteve-se o melhor desempenho e cenário mais realista ao gerar as novas análises, mesmo em casos de maiores incrementos no GSI. Uma análise mais detalhada em relação ao impacto da condição da rodada controle de ambos os casos será discutida ao longo dos próximos capítulos.

Ressalta-se que as alterações nas novas análises geradas pelo GSI concentram-se em Q_i e Q_c , com alterações desprezíveis para temperatura, vento e pressão. O impacto

nas demais variáveis é notado com a integração no tempo e será descrito a seguir.

Como sequência da análise da assimilação apresentada neste Capítulo, serão apresentados os comparativos da física e dinâmica do experimento controle e dos experimentos com assimilação de dados, com foco na previsão de algumas variáveis. O principal objetivo será validar as diferenças da inserção dos dados de DEA em cada experimento e consolidar a proposta deste trabalho.

6 COMPARATIVO FÍSICO E DINÂMICO DOS CASOS

Este Capítulo abordará as alterações que ocorrem em campos do modelo após a assimilação de dados. A partir da análise dos resultados da assimilação (Capítulo 5), este Capítulo tratará um comparativo físico e dinâmico, focado nos cenários: horários de 03Z e 09Z, para o Caso 2017 e horário das 12Z para o Caso 2018. Cabe ressaltar que apenas uma rodada foi analisada para o Caso 2018, pois, foi um caso com menor precipitação observada, de menor escala e mais curta duração temporal.

Devido às alterações nos horários de assimilação já estarem contempladas nas novas análises geradas pelos experimentos, neste capítulo os comparativos foram mostrados com foco em previsões de 1-3 e de 6 horas, de acordo com as alterações encontradas. Isso teve como principal intuito verificar como a dinâmica do modelo reage às novas análises dos experimentos ao longo da previsão, e também visou encontrar padrões e representações que impactam diretamente nos campos de precipitação prevista.

6.1 Umidade e escoamento em baixos níveis

Para verificar o impacto dos novos dados na física e dinâmica do modelo em baixos níveis, foram mostrados os campos de umidade relativa e vento com magnitude acima de 10 m/s para o nível de 850 hPa, comparando as variações entre os experimentos com assimilação de dados e experimento CTRL.

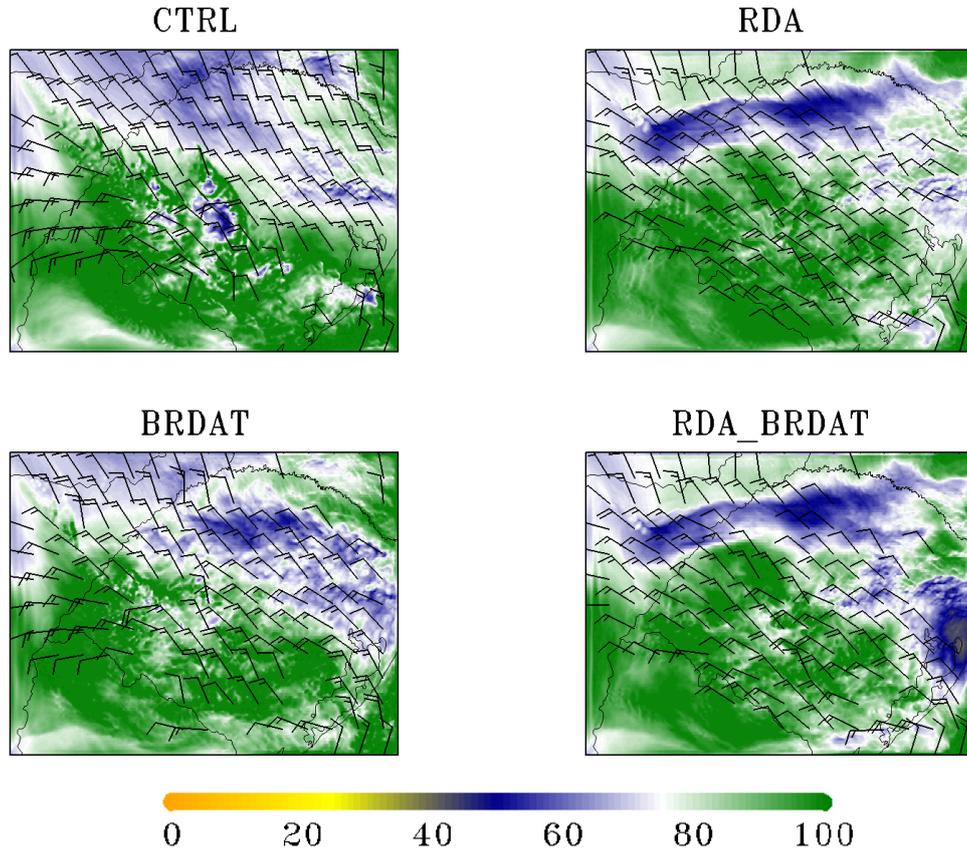
O sistema frontal analisado no Caso 2017 avançou pelo Rio Grande do Sul entre os horários das 03 e 12Z do dia 12/03. A Figura 6.1 mostrou a comparação entre o experimento CTRL (sem assimilação) com os demais para a previsão para as 06Z, que tiveram os dados assimilados apenas às 03Z. Foi possível notar o CTRL indicando uma região de ventos mais intensos e menos úmidos na região centro-norte do estado. O experimento BRDAT, por sua vez, indicou área seca mais intensa, além de pequena intensificação do vento região Sul do estado, região na qual a maioria dos foram dados assimilados às 03Z, conforme foi mostrado anteriormente na Figura 5.5

Já as rodadas com assimilação de radar, RDA e RDA_BRDAT, mostraram menor convergência dos ventos na parte leste do estado, indicando um escoamento mais uniforme. O experimento RDA_RDAT simulou maiores áreas com menor umidade próximas à região da Lagoa dos Patos. Nesta área, este experimento também simulou chuvas mais intensas, especialmente nas duas primeiras horas de previsão (Figura não mostrada), e subsequente redução da umidade na região na 3ª hora de previsão, o que também foi verificado e será comentado a partir do perfil médio do domínio

nas seções a seguir (Figura 6.8).

Figura 6.1 - escoamento e umidade para 3 horas de previsão, iniciadas às 03Z do dia 12/03.

Campos das 06Z - 12/03/2017. IC: 03Z

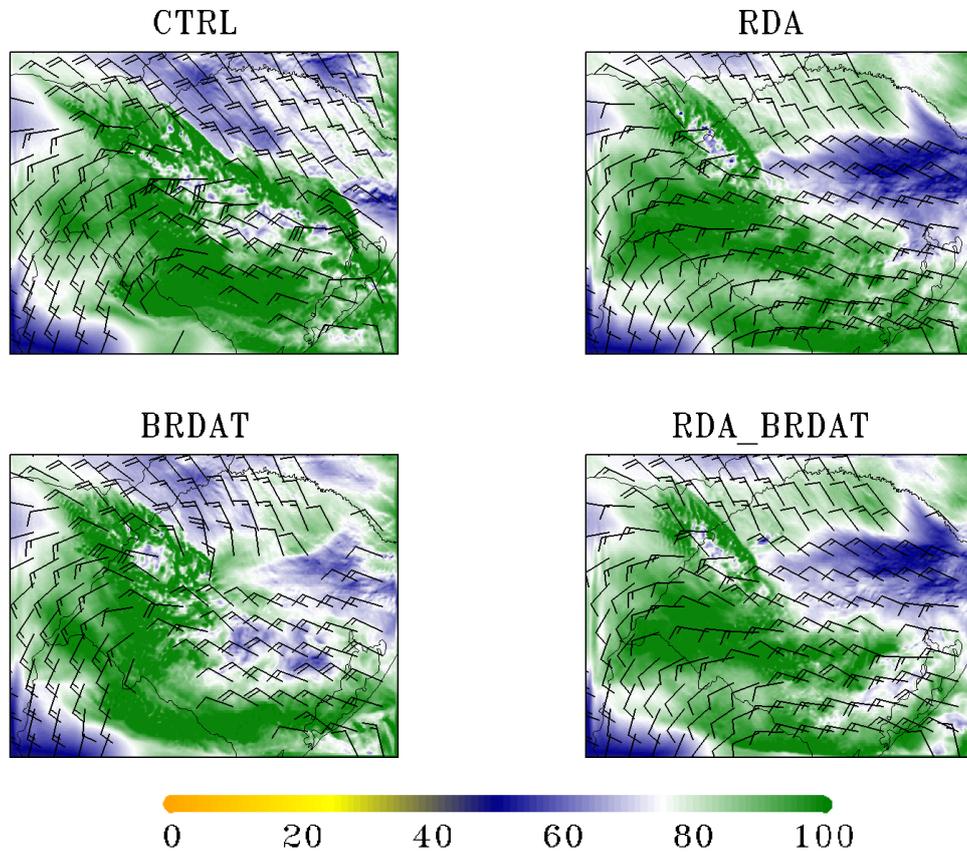


Fonte: Produção do autor.

Já para a previsão de 6 horas, iniciada também às 03Z (Figura 6.2), ainda notou-se variações no escoamento para os experimentos com assimilação de dados. O experimento BRDAT indicou maior confluência dos ventos na região central do domínio. Os experimentos RDA e RDA_BRDAT indicaram maiores áreas mais secas e vento mais zonal ao longo do Rio Grande do Sul.

Figura 6.2 - Escoamento e umidade para 6 horas de previsão, iniciadas às 03Z do dia 12/03.

Campos das 09Z – 12/03/2017. IC: 03Z



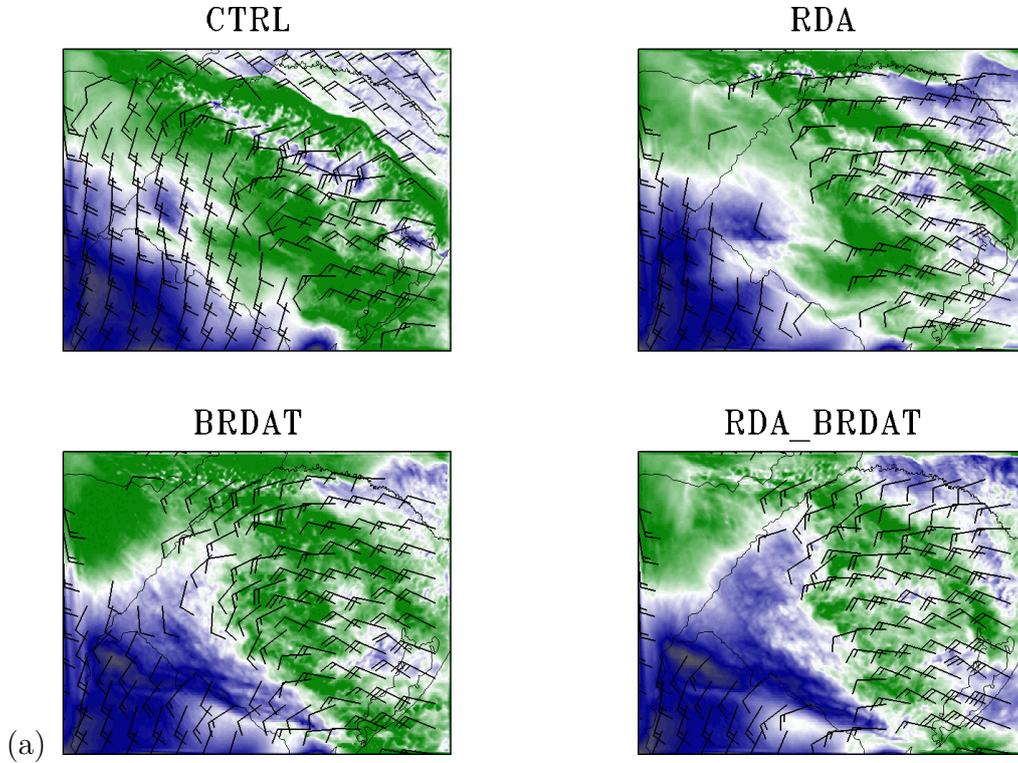
Fonte: Produção do autor.

A Figura 6.3a mostrou a previsão de 3 horas iniciada às 09Z do dia 12/03. Os campos previstos pelos experimentos RDA e RDA_BRDAT indicaram a região sudoeste do estado do RS com menos umidade e ventos menos intensos em relação ao previsto pelo CTRL. Já o experimento BRDAT indicou ventos mais organizados e menos intensos que o CTRL para a região do RS. Entretanto, o experimento BRDAT indicou bastante umidade nas primeira horas, devido ao grande incremento no GSI, e tal rodada será analisada com maiores detalhes ainsa nesse capítulo, na Seção 6.2.

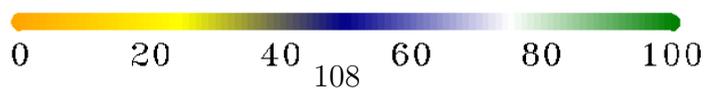
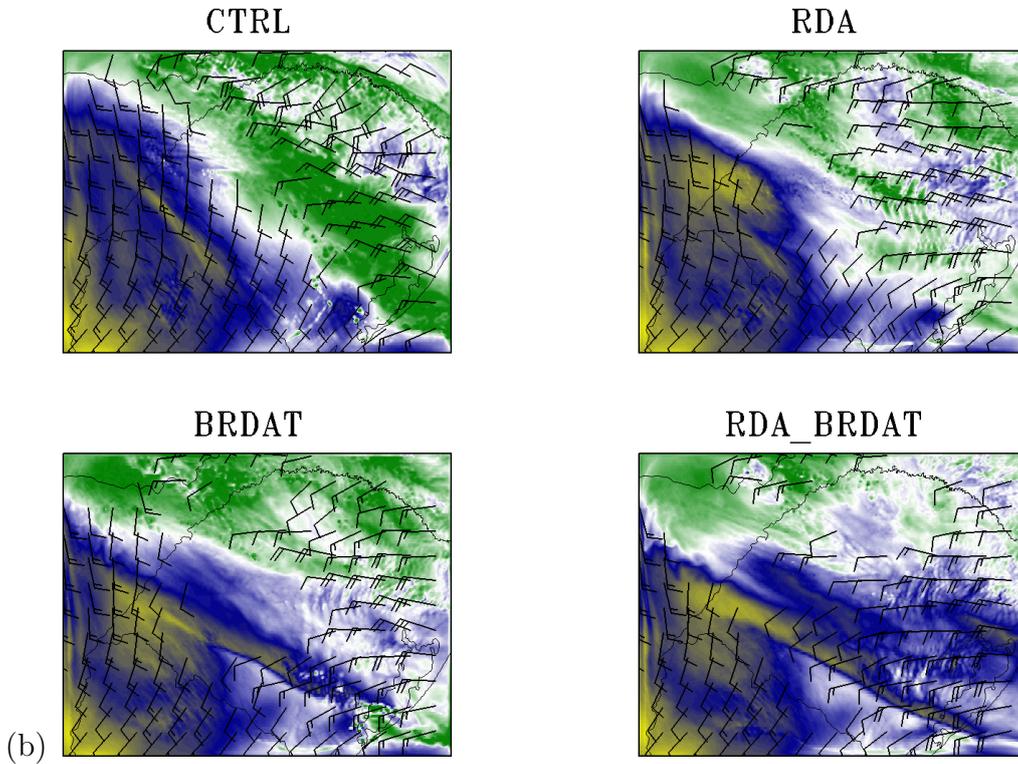
Os campos para a 6^a hora de previsão, gerados para o horário das 15Z do dia 12/03/2017, foram mostrados na 6.3b. Os experimentos com assimilação de dados mostravam grande parte do RS mais seco do que o CTRL, mais condizentes com a evolução do sistema frontal, que já estava quase fora do domínio neste horário. Entretanto, o CTRL ainda simulava padrões de escoamento e umidade na região central relacionados ao sistema frontal, conforme descrito na Seção 4.1.

Figura 6.3 - Escoamento e umidade para 3 e 6 horas de previsão ((a) e (b) respectivamente), iniciadas as 09Z do dia 12/03.

Campos das 12Z - 12/03/2017. IC: 09Z



Campos das 15Z - 12/03/2017. IC: 09Z



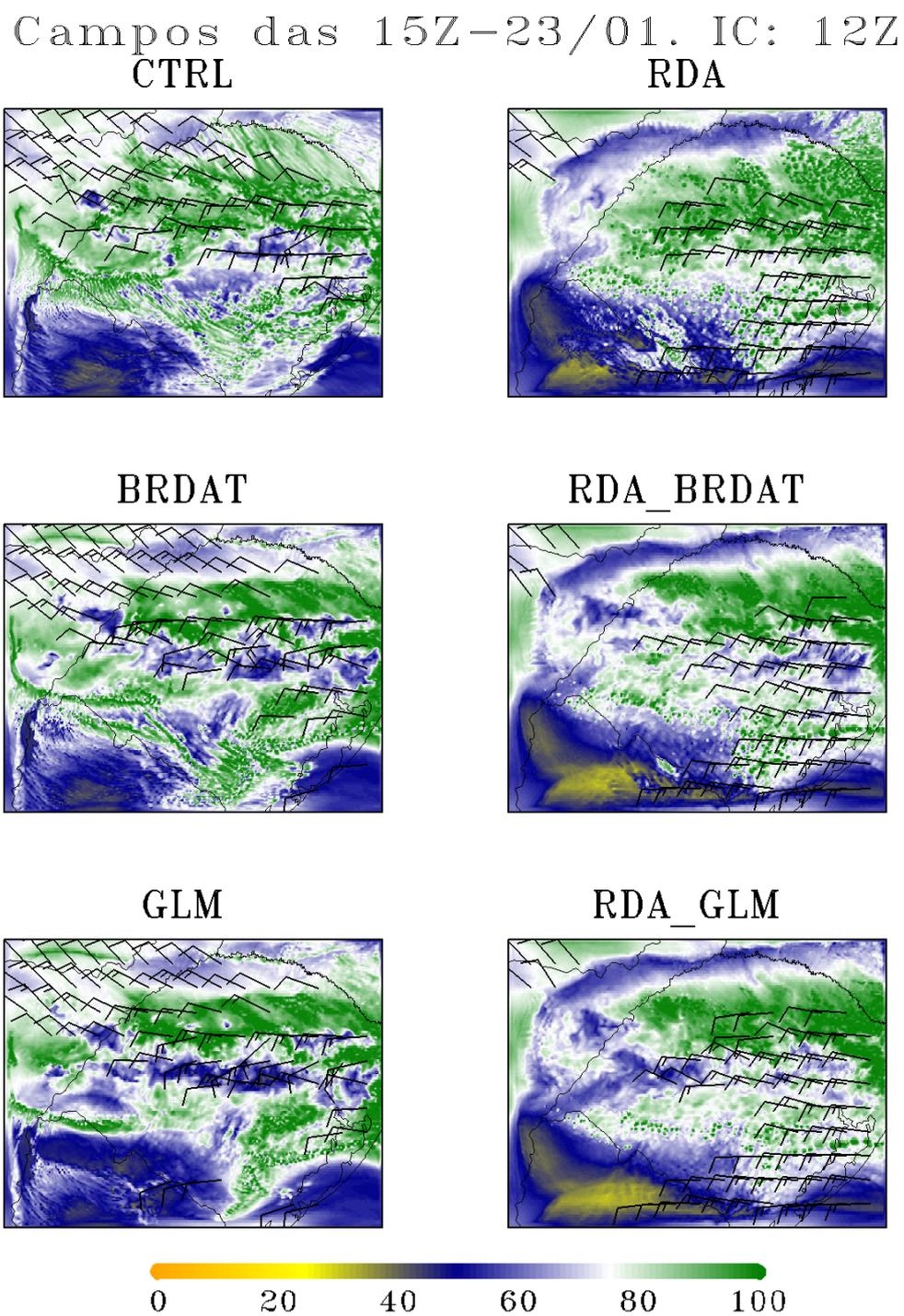
Fonte: Produção do autor.

Para o Caso 2018, na análise da instabilidade termodinâmica, os campos foram plotados para a previsão das 15Z do dia 23/01, para os experimentos com assimilação iniciados às 12Z (Figura 6.4). Com as detecções assimiladas no GSI, tanto pelo GLM quanto pelo BRDAT, na região central do RS, notou-se ventos menos intensos na previsão deste horário, conforme foi mostrado em (Figura 5.10). Além disso, notou-se redução da umidade prevista na região central do RS, podendo ser relacionada aos experimentos indicarem chuvas para tal região já na primeira hora de previsão, conforme será discutido na próxima Seção e Capítulo 7. Para campos previstos pelos experimentos de RDA e combinados, observou-se uma intensificação dos ventos de noroeste em regiões com a cobertura do radar e adjacentes.

A previsão de 6 horas iniciada às 12Z manteve os mesmos padrões das previsões de 3 horas, indicando maior enfraquecimento dos ventos na região oeste do RS pelos experimentos RDA, mostrados na Figura 6.5. Nas rodadas combinadas, além do enfraquecimento do vento, os experimentos indicaram também maior redução da umidade na parte Sul do RS.

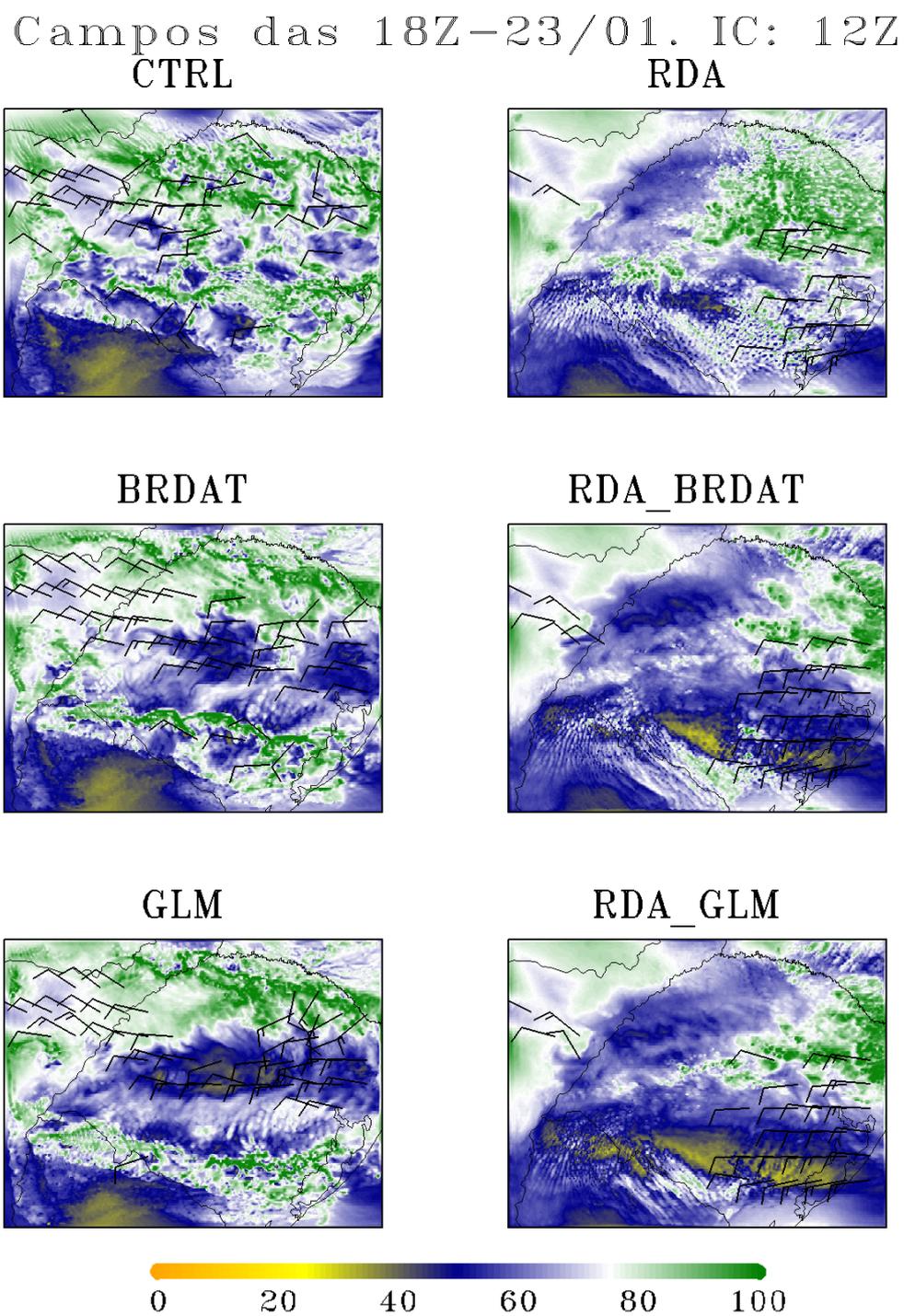
A visualização dos campos de umidade e vento mostraram que até 6 horas de previsão após os dados serem assimilados houve alteração nos campos previstos. Os impactos mais notáveis no escoamento foram relacionados aos experimentos RDA e combinados, uma vez que em tais experimentos foram assimilados dados de velocidade radial e refletividade do radar de Santiago.

Figura 6.4 - Escoamento e umidade em 3 horas de previsão, iniciada as 12Z do dia 23/01.



Fonte: Produção do autor.

Figura 6.5 - Escoamento e umidade em 6 horas de previsão, iniciada as 12Z do dia 23/01.



Fonte: Produção do autor.

6.2 Análise do impacto na microfísica

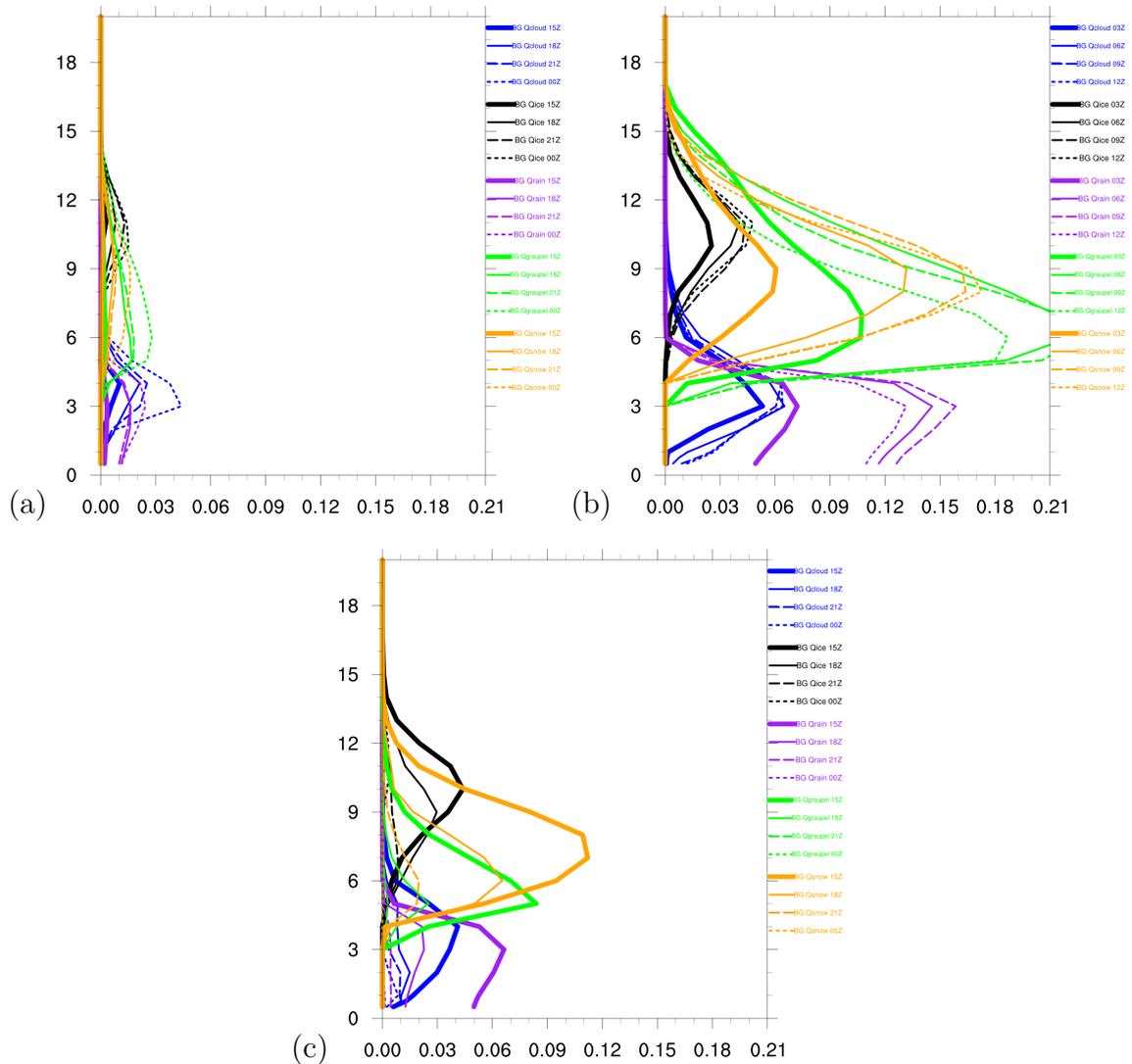
Devido à precipitação prevista por modelos de alta resolução depender diretamente da representação microfísica, o perfil vertical médio de cada um dos hidrometeoros foi mostrado nas Figuras 6.6 e 6.7 para os experimentos CTRL, nas quais os dados foram assimilados.

A evolução dos hidrometeoros para o domínio no Caso 2017 (rodada CTRL) foi mostrada na Figura 6.6. Em (a), foram mostrados os perfis verticais das 15, 18 e 21Z do dia 11/03 e 00Z do dia 12/03. Lembrando que a rodada CTRL para este caso teve início às 12Z do dia 11/03. Todos os hidrometeoros indicaram crescente aumento na média do domínio, com maiores valores último horário (00Z do dia 12/03, Fig. 6.6.a), associados às 12 primeiras horas de previsão do modelo, relacionado ao tempo de *spinup* do modelo. Essas condições ocorreram devido ao tempo de inicialização do modelo, que de acordo com Warner (2010), podem não conter completa interação entre os parâmetros estáticos e dinâmicos do modelo, e também não representar de forma adequada os processos relacionados à formação de nuvens e escoamento em baixos níveis.

O avanço da frente fria no domínio teve seus perfis verticais mostrados na Figura 6.6b, para quatro horários: às 03, 06, 09 e 12Z do dia 12/03. Semelhante ao ilustrado em (a), os hidrometeoros apresentaram crescente aumento entre as 03 e 06Z no domínio. Entretanto, as razões de mistura de água de chuva e de graupel (q_r e q_g) tiveram os máximos valores no horário das 09Z e estiveram diretamente associadas à maior previsão de chuva pela rodada CTRL. Nos perfis médios das 12Z, houve um subsequente decaimento apenas de q_r e q_g , com demais classes de hidrometeoros mantendo o perfil com elevados valores em relação às demais horas analisadas.

Após a passagem do sistema frontal, o domínio teve seus perfis verticais mostrados na Figura 6.6c, para quatro horários: às 15, 18 e 21Z do dia 12/03 e 00Z do dia 13/03. Os perfis apresentaram os maiores valores às 15Z, quando o sistema seguiu em direção ao estado de Santa Catarina, conforme mencionado na descrição deste caso (Seção 4.1). Os horários seguintes apresentaram decaimento até no fim do período, com redução mais expressiva para Q_{rain} , e ainda indicando a presença de neve e gelo em níveis mais altos. Tal decaimento pode estar relacionado à simulação da entrada da alta pós frontal, com características mais secas e de estabilidade.

Figura 6.6 - Perfil vertical médio no domínio, separado por hidrometeoro para rodada CTRL do Caso 2017, a cada três horas.



Em (a) das 15Z de 11/03 a 00Z de 12/03; (b) das 03Z a 12Z de 12/03; e (c) das 15Z de 12/03 a 00Z de 13/03. As unidades são g/Kg. A razão de mistura de água líquida de nuvem foi representada em azul (Qcloud), de gelo em preto (Qice), chuva em rosa (Qrain), Graupel em verde (Qgraup) e neve em laranja (Qsnow), todos em g/Kg, a cada três horas. As linhas contínuas grossas representam o primeiro horário (15 e 03Z), seguidos das linhas contínuas finas (18 e 06Z), linhas com tracejado (21 e 09Z) e linhas pontilhadas (00 e 12Z).

Fonte: Produção do autor.

Os valores encontrados nos perfis médios de graupel ao longo da rodada CTRL, especialmente entre 06 e 12Z do dia 12/03 se mostraram maiores do que as demais

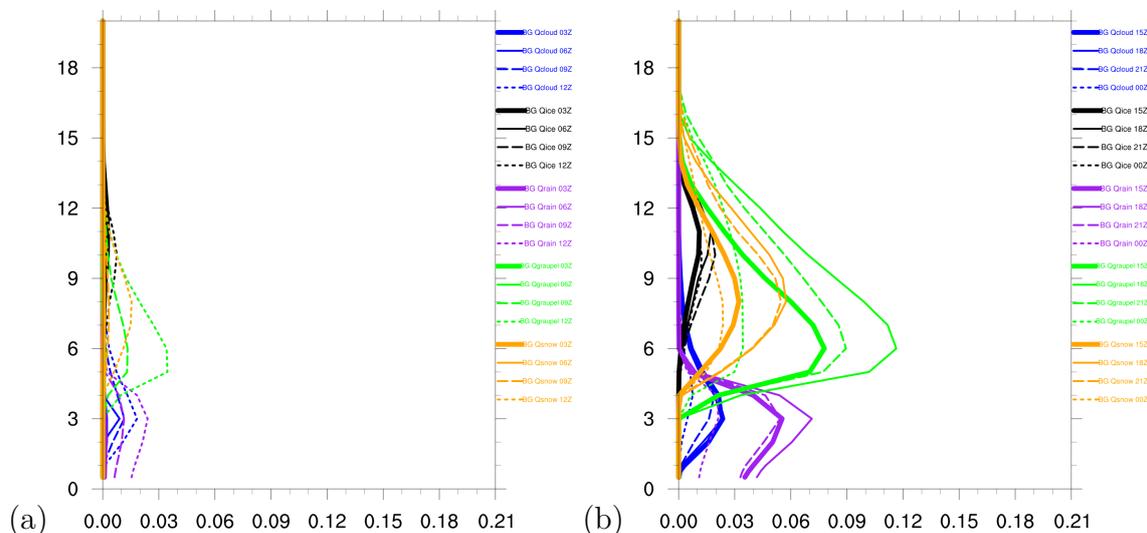
classes de hidrometeoros, indicando um possível desbalanço e superestimativa nesta variável (Figura 6.6.b). Na Figura 2.9b, mostrada na metodologia de desenvolvimento da WSM6, o valor médio do perfil vertical de graupel na área do caso severo estudado atingiu valores de 0.1 g/Kg, sendo que tal evento teve registro precipitação de 371 mm/dia. Outros autores também apontaram tal esquema de parametrização de microfísica relacionado à superestimativas de chuvas e/ou graupel, como Rajeevan et al. (2010), Song e Sohn (2018), Huang et al. (2020), entre outros. O que está relacionado com o desempenho da rodada acima mencionada.

De acordo com Crosier et al. (2014), as características microfísicas associadas a uma frente fria que foram obtidas a partir sensores em aviões, não indicam presença de graupel nos dados obtidos, principalmente na região de precipitação estratiforme. Este e demais trabalhos supracitados dão suporte a hipótese dos perfis gerados pela simulação controle - que não teve nenhum tipo de assimilação de dados - apresentar superestimativas no domínio para o caso estudado.

Em contrapartida, a rodada CTRL do Caso 2018 mostrou perfis com menores valores para todas as classes de hidrometeoros durante toda a integração, mostrada na Figura 6.7. Esta rodada foi iniciada às 18Z do dia 22/01 e a Figura 6.7a mostrou os perfis para 9 a 15 horas de previsão (03 a 12Z). Os resultados indicaram crescimento mais lento em relação às primeiras horas da rodada de 2017 (Figura 6.6a), ainda associada ao período de *spinup*, até que o modelo se adequasse à condição inicial global para subsequente formação de sistemas na escala convectiva. Os maiores valores de todos hidrometeoros foram encontrados às 12Z para os perfis mostrados, porém continuaram indicando um perfil médio bastante seco em relação ao Caso 2017.

A evolução das instabilidades associadas à termodinâmica entre as 15Z do dia 23 e 00Z do dia 24/01/2018 na rodada CTRL foram mostradas Figura 6.7b, na qual notou-se aumento entre as 15 e 18Z das razões de mistura de água de chuva, graupel e neve (q_r , q_g e q_s), e decaimento dos valores para os horários das 21 e 00Z. Como este caso apresentou chuvas pontualmente intensas e com maiores taxas de precipitação entre as 15 e 21Z, conforme máximos de precipitação já mostrados (Figura 4.13), os perfis verticais médios de graupel ainda seguiram maiores do que as demais classes de hidrometeoros, porém com magnitude inferior à metade dos valores no Caso 2017.

Figura 6.7 - Perfil vertical médio no domínio separado por classes de hidrometeoros para rodada CTRL do caso de 2018, a cada três horas.



Perfis plotados a cada três horas - das 03Z as 12Z em (a), e das 15Z de 23/01 a 00Z-24/01 em (b). As unidades são em g/Kg.

Fonte: Produção do autor.

A descrição realizada acima foi necessária para que alguns pontos das rodadas CTRL (sem assimilação) fossem discutidos. Isso porque, a rodada CTRL foi utilizada como condição inicial para os experimentos com assimilação de dados de radar e DEA, com todas as rodadas realizadas de maneira não cíclicas, e dependente apenas da rodada CTRL, conforme descrito na metodologia (Seção 3.3.3).

6.2.1 Sistema frontal (2017)

Nesta Seção foram indicados como os perfis verticais variaram após a assimilação de dados para os horários das 03 e 09Z do dia 12/03. O objetivo foi compreender como os diferentes dados assimilados alteram o perfil médio dos tipos de hidrometeoros, impactando diretamente na simulação em casos de uma rodada CTRL com grande quantidade de hidrometeoros.

Para as figuras a seguir, os perfis de Q_{ice} , Q_{cloud} , e Q_{snow} foram mostrados em 10g/kg, e Q_{graup} e Q_{rain} seguiram na escala de g/Kg. Tal representação é frequentemente usada em trabalhos de microfísica, devido ao fato dos 3 primeiros hidrometeoros simulados apresentarem magnitude superior aos demais, facilitando visualizações que contemplem a conversão microfísica associada ao nível que foi representada, como em [Dudhia et al. \(2008\)](#) e outros.

Para a rodada iniciada às 03Z do dia 12/01, descargas elétricas associadas à entrada do sistema frontal no domínio já eram detectadas no Sul do RS, com distribuição espacial mostrada anteriormente na Figura 5.5, e menores valores de detecções devido à redução das instabilidades, precedendo o grande aumento da atividade elétrica no domínio durante a entrada do sistema frontal, conforme já mostrado na Figura 4.10.

Esta rodada teve 8 dados rejeitados pelo GSI, conforme mostrado na Tabela 5.1, tanto para o experimento BRDAT quanto para RDA_BRDAT e foi a primeira rodada a indicar maiores incrementos absolutos no GSI do Caso 2017 (Figuras 5.6 e 5.7). Após os altos valores de Qice e Qcloud serem incorporados ao modelo, a evolução dos hidrometeoros foi mostrada para as 3 primeiras horas das previsões na Figura 6.8, incluindo também o perfil médio no horário da análise, nas linhas contínuas mais grossas. Foram mostrados os perfis médios para os experimentos BRDAT em (a), RDA em (b) e RDA_BRDAT em (c), onde o perfil vertical de graupel no horário da análise foi o mesmo para todas, tendo em vista que o GSI foi capaz de alterar o Qcloud e Qice, e o WRFDA, Qrain (além de vento, que não será discutido nesta Seção).

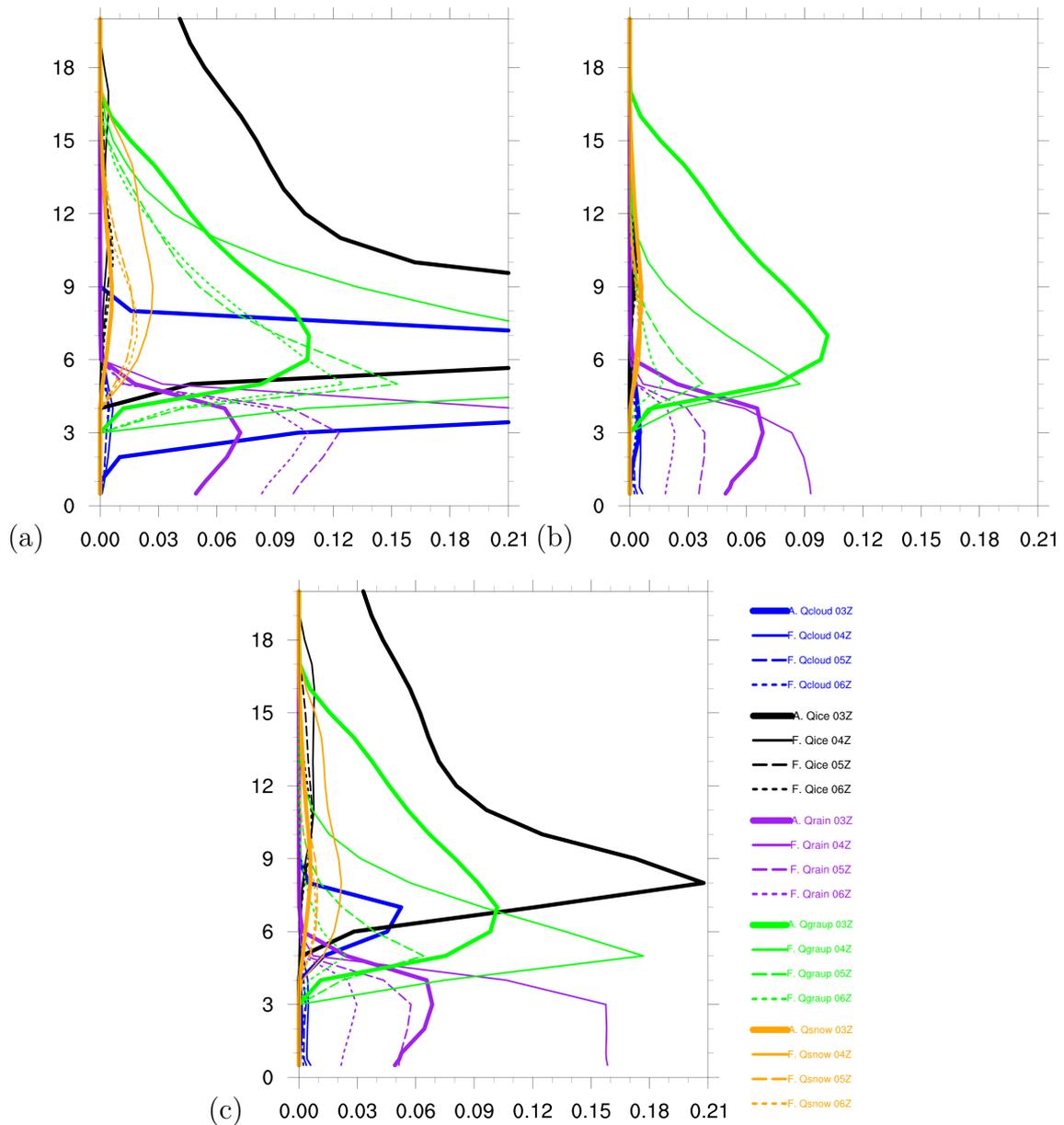
Para a rodada com assimilação apenas dos dados da BrasilDAT (Figura 6.8a), a alteração nos perfis médios de Qcloud e Qice foram mostradas em azul e preto, respectivamente. Notou-se um grande aumento para o horário da análise para tais variáveis, e no perfil médio da primeira hora de previsão, foi verificado um grande decaimento devido a rápida conversão pelos processos representados pela WSM6. Tais processos foram responsáveis por aumentar excessivamente o Qrain na primeira hora, principalmente associados à transformação de Qcloud em Qrain em regimes de temperatura acima de 0 °C, como acreção e auto conversão (que não dependem da temperatura). Ainda na primeira hora, destacou-se o aumento expressivo do Qgraup, decorrente da transformação de Qcloud e Qice, e também em Qsnow. Nas horas seguintes, o Qgraup voltou a valores próximos aos da análise, e Qrain ainda seguiu um pouco mais alto, também resultado dos processos de derretimento de Qgraup e Qsnow.

A rodada com assimilação apenas dos dados de radar foi mostrada na Figura 6.8b), apresentando pouca variação no Qrain médio do domínio no horário da análise, e maiores valores na primeira hora de previsão, seguida do decaimento nas horas seguintes, e demais hidrometeoros apresentando redução em relação ao horário da análise.

Já no experimento que contempla os dois dados (Figura 6.8c), a inserção do dado

de radar anteriormente ao dado da BrasilDAT mostrou um ganho significativo ao reduzir a magnitude dos incrementos gerados pelo operador de LFR no GSI, além de apresentar um aumento intermediário no Q_{rain} na primeira hora. O perfil do graupel também apresentou um aumento na primeira hora de previsão devido aos processos relacionados à redistribuição de Q_{cloud} e Q_{ice} , porém com magnitude bastante inferior aquela gerada no experimento BRDAT.

Figura 6.8 - Previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para rodada iniciada em 03Z do dia 12/03/2017, com a assimilação de dados: (a) da BrasilDAT, (b) do Radar de Santiago e (c) com os dois dados assimilados em conjunto.



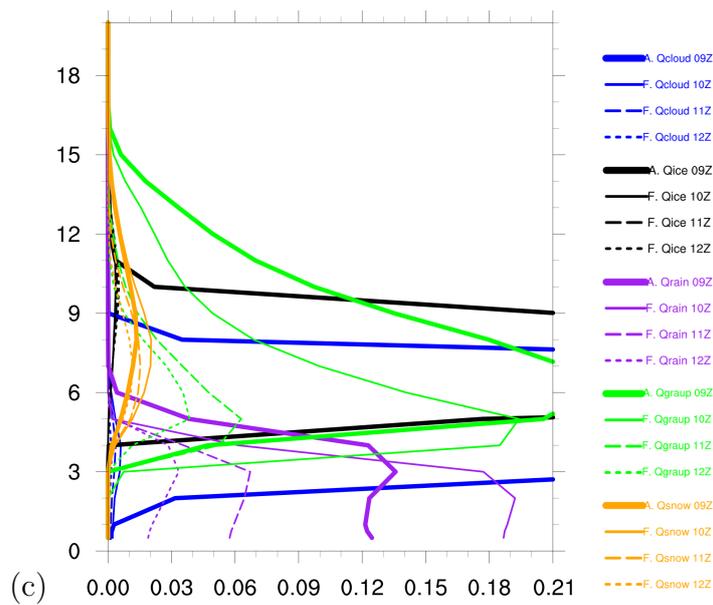
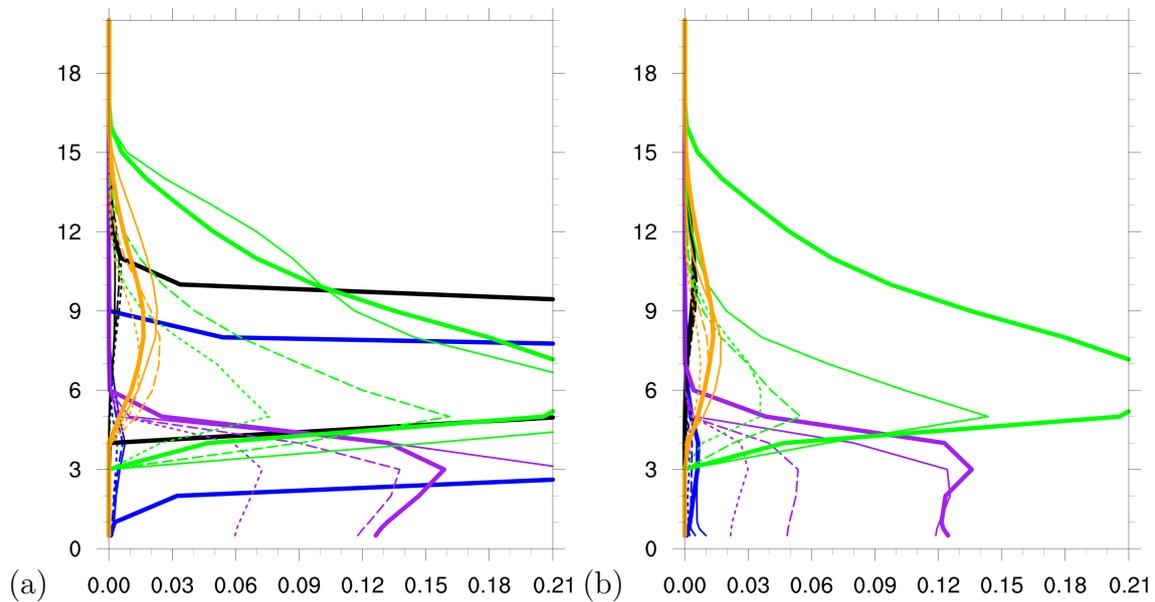
Na rodada iniciada às 09Z do dia 12/01, a área de convergência do sistema frontal encontrava-se ao longo do estado do RS (Figura 5.5). Esta rodada teve o maior número de detecções inseridas no GSI para os experimentos BRDAT (considerando também o Caso 2018), com 822 detecções conforme a Tabela 5.1. Embora o maior pico observado pela BrasilDAT mostrado no gráfico de detecções (Figura 4.10) tenha sido aproximadamente 07:30Z, em tal horário não foi realizada a assimilação. As rodadas de previsão até três horas foram mostradas na Figura 6.9.

Neste horário, para a assimilação apenas dos dados da BrasilDAT (Figura 6.9a), a deficiência detectada na rodada das 03Z foi amplificada, por apresentar os maiores incrementos máximos de Q_{cloud} e Q_{ice} para todo o Caso 2017 (Figura 5.6). Conforme a formulação do operador de LFR no GSI, os dois termos da Equação 3.4 foram calculados com base no graupel: o primeiro foi o fluxo vertical e o segundo a integração de neve, gelo e graupel. O *background* utilizado (rodada CTRL) para as 09Z teve os maiores valores de Q_{graup} de todo o período, e devido ao operador ser altamente dependente deste hidrometeoro, incrementos ainda maiores foram gerados na análise, seguidos de expressivo aumento no Q_{graup} e Q_{rain} na primeira hora de previsão. A limitação do operador relacionada a perfis úmidos foi mostrada na Seção 5.1, a partir do teste de observação sintética, e foi reforçada pelos resultados de amplificação excessiva dos hidrometeoros, levando a um cenário não realista na representação da atmosfera e de completo desbalanço para este horário.

Os perfis de hidrometeoros gerados pelo experimento RDA para às 09Zs foram mostrados na Figura 6.9b), apresentando redução do Q_{rain} no horário da análise, o que reforça a hipótese do CTRL superestimado para os hidrometeoros neste horário.

Já a rodada do experimento RDA_BRDAT foi mostrada Figura 6.9c, e apesar das reduções de Q_{rain} geradas na análise pela assimilação dos dados de radar, não obteve melhorias como no caso das 03Z. O perfil bastante elevado de Q_{ice} e Q_{cloud} incrementados e também elevada presença de $Q_{graupel}$, contribuíram para a elevação do Q_{rain} na primeira hora de previsão.

Figura 6.9 - Previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para a rodada iniciada em 09Z do dia 12/03/2017, com a assimilação de dados: (a) da BrasilDAT, (b) do Radar de Santiago e (c) com os dois dados assimilados em conjunto.



Fonte: Produção do autor.

6.2.2 Instabilidade termodinâmica (2018)

Assim como na Seção anterior, os perfis médios serão mostrados aqui apenas para um horário (12Z - 23/01/2018), devido a este caso ter menor abrangência espacial, menor variabilidade entre as rodadas e maior número de experimentos de assimila-

ção de dados. Os cinco experimentos com assimilação contemplavam radar, GLM, BrasilDAT e a combinação entre radar e os dois últimos (separadamente).

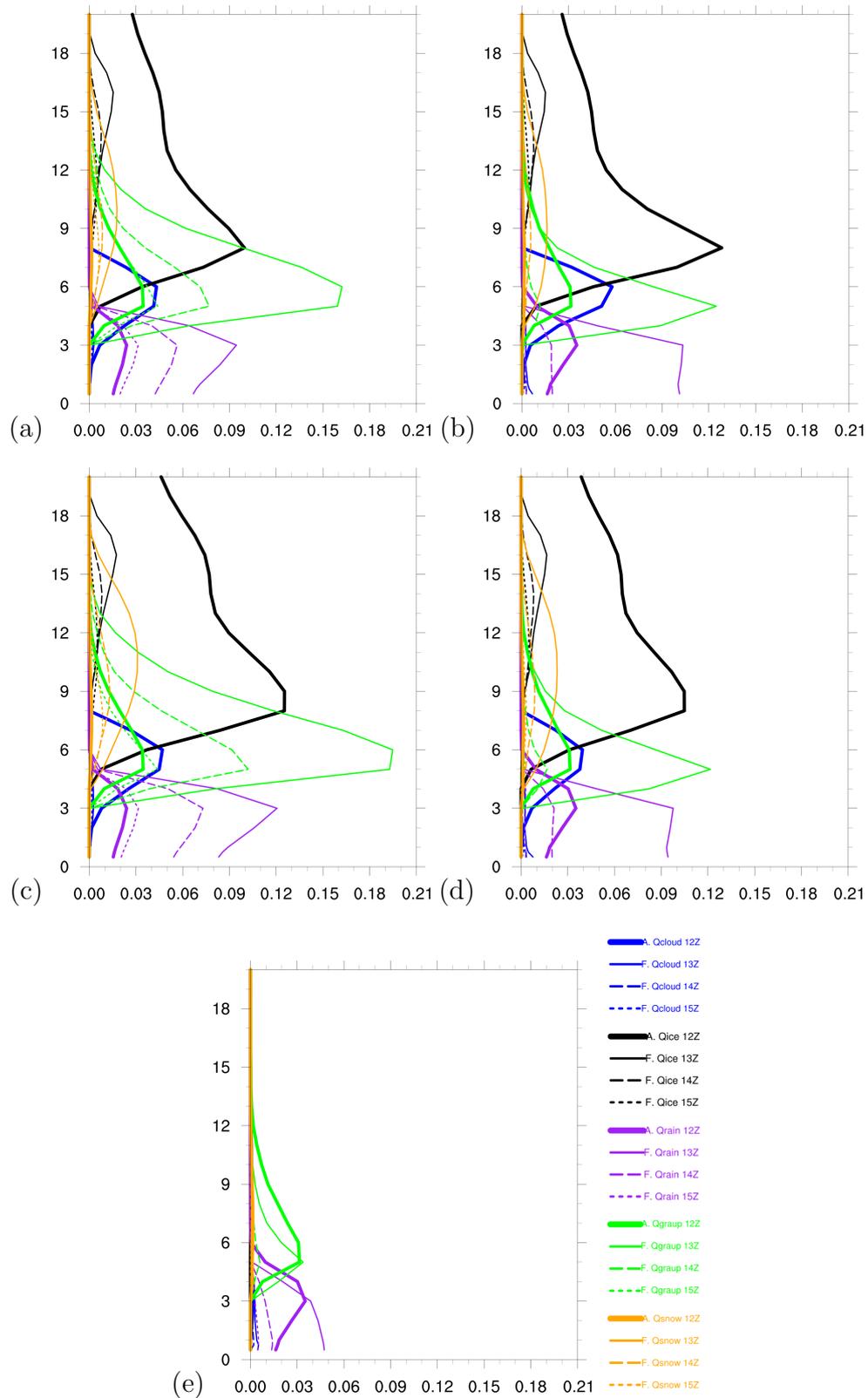
Os dados da BrasilDAT e do GLM assimilados para este horário contemplavam uma banda principal de instabilidades formada na região central do Rio Grande do Sul, conforme já mostrado na Figura 5.10, quando foram descritas diferenças entre as duas detecções na Seção 5.3.

Os experimentos que contemplavam dados da BrasilDAT foram mostrados na Figura 6.10a e b, no qual (a) foi o experimento BRDAT e (b) RDA_BRDAT. Diferentemente do Caso 2017, o perfil médio de Qice para a análise do experimento RDA_BRDAT foi ligeiramente maior por volta dos 9 Km de altura, e também maior para Qcloud do que os demais experimentos, além de apresentar aumento no Qrain na análise.

Entretanto, para os experimentos que contemplavam assimilação dos dados do GLM (Figuras 6.10c,d), a rodada de RDA_GLM apresentou os perfis verticais de Qice e Qcloud ligeiramente menores do que o GLM, além do aumento em Qrain. O experimento GLM apresentou os maiores perfis de Qice, e perfis bastante semelhantes a BRDAT.

Comparando os experimentos que possuem assimilação de dados de radar (Figuras 6.10b,d,e), foi possível notar que o experimento RDA (Figura 6.10e) apresentou um perfil bem mais seco em relação às demais combinações, onde o dado do radar foi assimilado sozinho. Já as rodadas RDA_BRDAT (RDA_GLM) apresentaram características mistas entre os experimentos BRDAT (GLM) e RDA: aumento no Qgraup na primeira hora de previsão, porém com menor magnitude em relação às rodadas BRDAT e GLM e rápido decaimento já na segunda hora de previsão; diferença de Qrain maior do que o perfil no horário da análise apenas para a primeira hora de previsão, com acentuado decaimento já na segunda hora de previsão. O comportamento de aumento de Qrain na primeira hora para RDA_BRDAT e RDA_GLM foram decorrentes das reduções expressivas de Qice e Qcloud da análise para a primeira hora de previsão, sendo convertidos em Qgraup em médios níveis, Qsnow em níveis médios e altos níveis, e em Qrain nos níveis mais baixos. Isso sugere maiores taxas de precipitação ocorrerem durante a primeira hora, quando combinados com os experimentos GLM e BRDAT.

Figura 6.10 - Análise e previsão das três primeiras horas de hidrometeoros para rodada iniciada em 12Z do dia 23/01/2018, com a assimilação de dados.



Em (a) da BrasilDAT, (b) Radar e BrasilDAT (RDA_BRDAT), (c) do GLM, (d) Radar e GLM (RDA_GLM) e (e) Apenas Radar de Santiago (RDA).

Fonte: Produção do autor.

Adicionalmente, foram calculadas as diferenças dos perfis médios de temperatura e hidrometeoros dos experimentos com assimilação e controle para as 6 horas de previsão. Esta diferença foi calculada na forma de EXP - CTRL, onde valores positivos indicavam maiores valores da variável no experimento com assimilação, e valores negativos indicavam menores valores no CTRL em relação ao experimento comparado. Os perfis mostraram bastante semelhanças no padrão das diferenças por hora, incluindo os dois casos, 2017 e 2018, com diferenças nas magnitudes, mas não ao padrão do perfil de diferença na área.

Desta forma, foi selecionada a rodada das 12Z do dia 23/01/2018 para ilustrar os padrões de diferenças, conforme foi mostrado na Figura 6.11 para a primeira hora de previsão. A temperatura indicou padrão de redução para os níveis mais baixos e superfície, principalmente pelos experimentos RDA, RDA_BRDAT e RDA_GLM, mostrada na Figura 6.11a). Além disso, o perfil de temperatura do experimento RDA voltou a se aproximar mais do CTRL na altura de 6 Km, com demais experimentos que tiveram assimilação de LFR no GSI (GLM, BRDAT, RDA_GLM e RDA_BRDAT) indicando temperaturas inferiores na camada entre 5 e 6 Km em relação ao CTRL. Em altos níveis, os experimentos indicaram maiores temperaturas na camada de 15 Km em relação ao CTRL, com o experimento RDA sempre indicando menores diferenças em relação ao demais.

Para a variável Qice, mostrada na Figura 6.11b, o padrão observado foi de maiores diferenças entre 9 e 18 Km para os experimentos com assimilação de LFR no GSI, com os experimentos principais de LFR no GSI (GLM/BRDAT) indicando maiores valores em relação daqueles combinados por RDA e LFR (RDA_GLM/RDA_BRDAT). Essa diferença ainda foi notada na primeira hora das rodadas, tendo em vista que Qice foi uma das variáveis incrementadas pelo GSI no horário da análise em maior magnitude que na primeira hora prevista, indicando a atuação de processos microfísicos para redistribuição desta classe de hidrometeoro nas demais.

O padrão de temperaturas mais altas nos experimentos com assimilação em relação ao CTRL e a maior presença de Qice em níveis mais altos podem estar relacionados com alterações na altura da tropopausa, com gelo em níveis mais altos e também aos processos envolvidos na conversão de Qice nos demais hidrometeoros.

Em relação às variações de Qcloud (Figura 6.11c em linhas contínuas), os experimentos RDA e combinados indicaram pequenas diferenças nos níveis mais baixos e maiores em direção a superfície, podendo estar ligadas a evaporação de Qrain e subsequente condensação do vapor em Qcloud, além da assimilação dos dados de

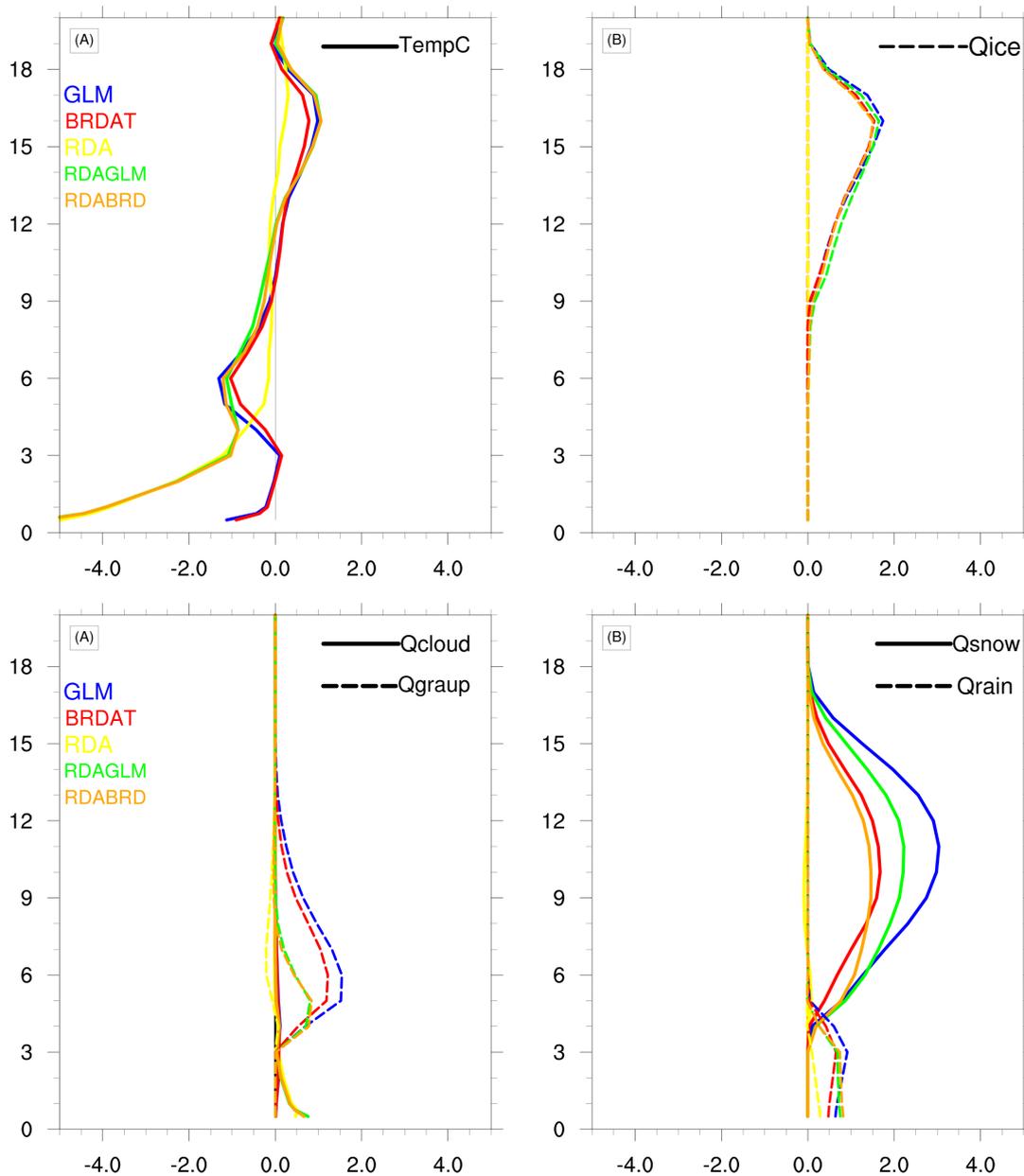
radar em níveis mais baixos. Já para os experimentos GLM e BRDAT, o Q_{cloud} incrementado na análise passa por processos microfísicos e foi quase totalmente redistribuído em Q_{rain} abaixo de 3 Km, Q_{rain} e $Q_{graupel}$ até por volta de 5 Km, ou altura de $0^{\circ}C$, e também para Q_{snow} acima desta altura (Figura 6.11c,d), devido as classificações nos processos dependentes da temperatura, descritos no esquema da WSM6 (Figura 2.8).

Já as diferenças positivas de Q_{snow} e $Q_{graupel}$ verificadas em alturas acima de 6 Km nas rodadas com assimilação de LFR no GSI (e combinadas com RDA), têm seu aumento relacionado ativação dos processos de auto conversão, acreção, deposição, e congelamento, devido a temperaturas mais baixas. Por sua vez, a maior concentração de classes de hidrometeoros congelados ou na fase mista próximos a essa camada também estão relacionadas às reduções temperatura em relação ao CTRL.

No caso do Q_{rain} , mostrado em linhas pontilhadas na Figura 6.11d, em quase todas os experimentos tiveram aumentos em relação ao CTRL, com exceção das rodadas RDA entre os horários das 03 e 09Z do Caso 2018, pois estas apresentaram reduções de Q_{rain} após o dado assimilado no horário da análise e na primeira hora de previsão.

No que diz respeito às variações na 3^a hora de previsão, o padrão das diferenças de temperatura em relação ao CTRL foi menor do que o da 1^a hora prevista, oscilando entre os experimentos com aumento ou redução em altos níveis. Já próximo a superfície, os experimentos com assimilação se mantiveram com temperaturas mais baixas em relação ao CTRL, e também com menor magnitude (Figuras não mostradas). Tal padrão está relacionado tanto com a atuação das correntes descendentes da nuvem que são também responsáveis pela descida de ar frio junto com a precipitação na primeira hora - especialmente para os casos com maiores volumes de chuvas previstos. Além disso, tal resultado pode também ter relação com o balanço de radiação na superfície desde a análise, até a segunda hora de previsão, devido a maior presença de hidrometeoros na maioria dos experimentos.

Figura 6.11 - Diferença da média no domínio entre os experimentos com assimilação de dados e controle (EXP - CTRL), escolhido como representativo para a 1ª hora de previsão.



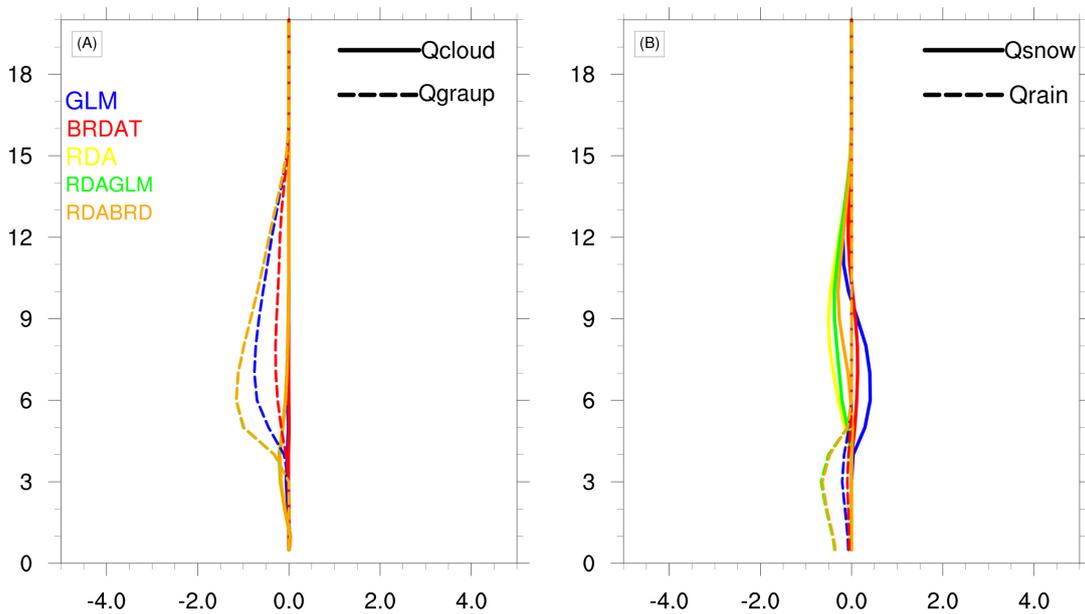
Onde EXP = GLM em azul; BRDAT em vermelho; RDA em amarelo; RDA_GLM em verde e RDA_BRDAT em laranja. Os padrões de linhas contínuas e pontilhadas indicam em quais variáveis foram calculadas as diferenças. Temperatura em °C, hidrometeoros em 0.1 g/kg.

Fonte: Produção do autor.

A diferença dos hidrometeoros para a 3ª hora de previsão mostrada na Figura 6.12a,b) indicou um padrão com menores valores de Qgraupel e Qrain nos

experimentos com assimilação de dados em relação ao CTRL. Este fato foi associado à capacidade dos experimentos com assimilação de radar e DEA (GLM e BrasilDAT) de gerarem chuvas mais intensas nas primeiras horas de previsão, podendo ter muitas vezes essa diferença amplificada para a comparação da 3ª até a 6ª hora, quando tais experimentos muitas vezes indicavam menos chuvas do que no CTRL, que segue de certa forma mais contínuo.

Figura 6.12 - Diferença da média no domínio entre os experimentos com assimilação de dados e controle (EXP - CTRL), escolhido como representativo para a 3ª hora de previsão.



Onde EXP = GLM em azul; BRDAT em vermelho; RDA em amarelo; RDA_GLM em verde e RDA_BRDAT em laranja. Os padrões de linhas contínuas e pontilhadas indicam quais em quais variáveis foram calculadas as diferenças. Os hidrometeoros tem unidade de 0.1 g/kg.

Fonte: Produção do autor.

6.3 Considerações finais

O impacto da assimilação dos novos dados foram aqui mostrados pelas previsões de até 6 horas a partir do escoamento e umidade em baixos níveis, bem como do perfil médio de hidrometeoros e temperatura no domínio. Já as variações horárias após a assimilação foram mostradas de acordo com a temperatura e variação de hidrometeoros na 1ª até 3ª hora de previsão.

As alterações mais duradouras no escoamento foram notadas nos experimentos RDA e combinados, uma vez que em tais experimentos foram assimilados dados de velocidade radial e refletividade do radar de Santiago. A assimilação de tais dados buscou representar melhor a dinâmica dos sistemas, resultando em diferenças no escoamento e distribuição de umidade ao longo das horas de previsão. A assimilação de velocidade radial altera diretamente a dinâmica do modelo, enquanto na assimilação de DEA essa mudança na dinâmica é indireta, primeiro alterando os hidrometeoros e isso causa alteração na dinâmica, podendo então observar os impactos na dinâmica de forma atrasada quando assimila apenas DEA.

Os perfis verticais dos hidrometeoros nos experimentos com assimilação de DEA indicaram rápida alteração de classe entre os hidrometeoros representados pela parametrização microfísica WSM6. Especialmente durante a primeira hora de previsão, tais processos foram responsáveis pela redistribuição das classes de gelo e água líquida de nuvem para graupel, neve e chuva em toda a troposfera. De forma geral, mesmo em casos com grandes valores de Q_i e Q_c na nova análise gerada, houve rápida alteração na microfísica e também na temperatura, o que é típico de tempestades na escala convectiva.

7 AVALIAÇÃO DAS PREVISÕES

Este Capítulo apresenta a avaliação das previsões para os Casos 2017 e 2018. Os resultados foram ordenados de acordo com a hora e data de início das rodadas. Desta forma, as Seções 7.1.2 e (7.1.3) mostram as previsões de precipitação e estatística para 3 horas (6 horas) relativas ao Caso 2017. Os painéis de estatística e campos de previsão relacionados foram descritos em conjunto, para facilitar o entendimento.

A mesma estrutura foi aplicada para o caso ocorrido em 2018 na Seção 7.2, com o adicional que neste caso, as rodadas com assimilação de dados do GLM e radar com GLM (RDA_GLM) também foram inseridas.

As previsões de precipitação foram apresentadas e discutidas para 1, 3 e 6 horas para ambos os casos. Em cada condição foram calculados os índices de Falso Alarme (FAR), Probabilidade de Detecção (POD) e Índice Crítico de Sucesso (CSI) - baseados na tabela de contingência - e o FSS considerando como observação de chuva os dados horários do MERGE (ROZANTE et al., 2010), conforme já mencionado na Seção 3.3.4.

Antes de iniciar a avaliação, um ponto necessita ser mencionado, devido a outros trabalhos utilizarem como observação os dados de radar, normalmente o *composite* de refletividade (ou MaxCAPPI), que contempla a máxima refletividade registrada em todas as alturas de medições.

No caso de avaliações realizadas utilizando o radar como dado observado, limitar-se-ia também a avaliação da previsão gerada pela assimilação de DEA, devido a diversos horários houve forte chuva registrada em superfície e alta atividade convectiva, porém fora da área de cobertura do radar de Santiago. Deste modo, as avaliações das previsões apresentadas restringem-se ao comparativo de precipitação.

7.1 Previsão de precipitação: sistema frontal em 2017

Os campos previstos e observados de precipitação foram comparados para a primeira hora de previsão após a assimilação apenas para a rodada das 06Z, e nas demais rodadas, são mostrados acumulados de 3 e 6 horas após o horário da assimilação bem como estatísticas correspondentes.

Ressalta-se que os valores máximos de precipitação horária para para o caso de 2017 pelo MERGE e registos em superfície indicaram chuvas de até 50 mm/h, associadas a convergência frontal, conforme discutido no Capítulo 4 - Figura 4.2 e Tabela 4.1.

7.1.1 Previsões de uma hora

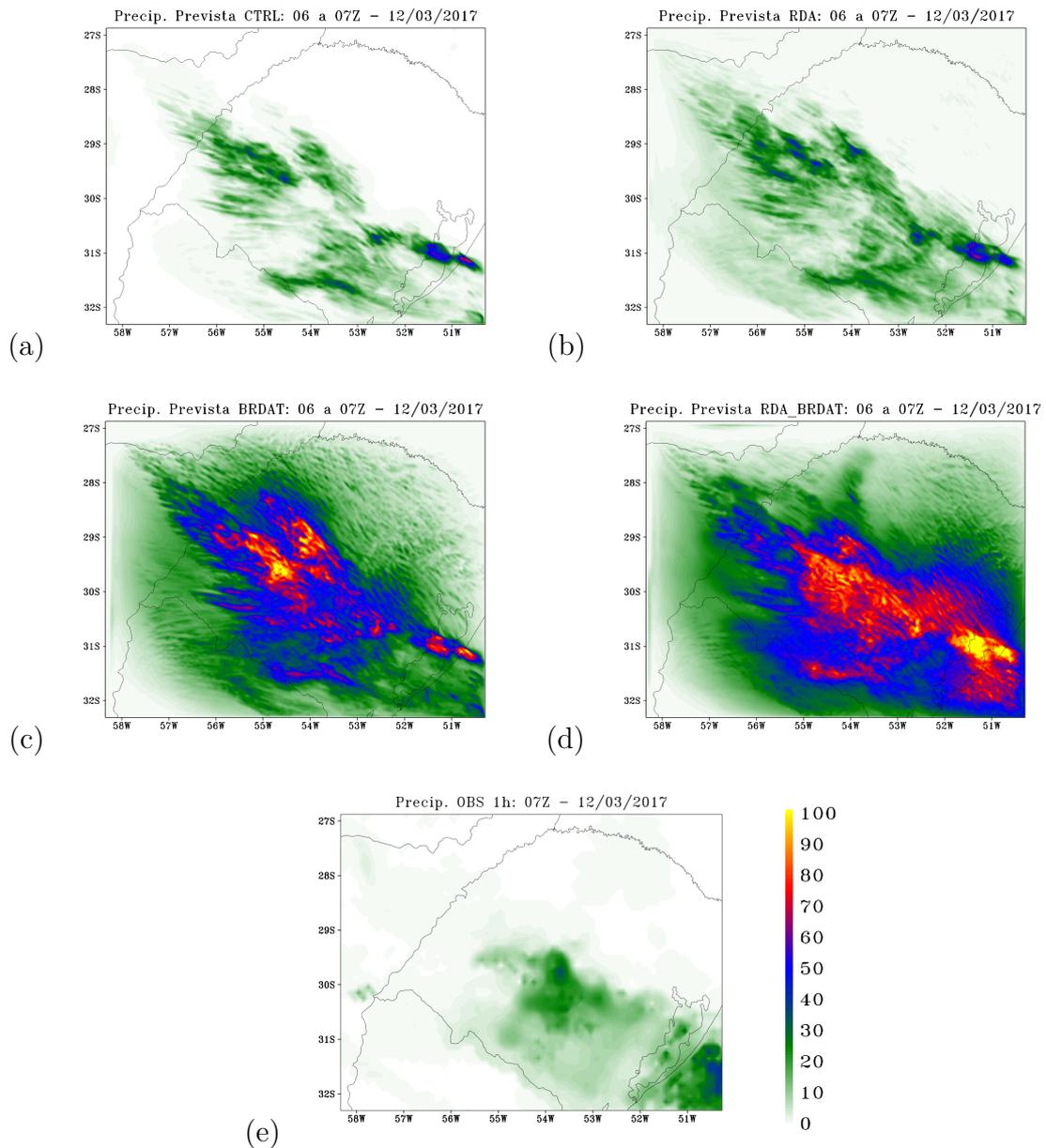
A precipitação prevista na primeira hora da rodada iniciada às 06Z por cada um dos experimentos foi mostrada na Figura 7.1. O horário das 06Z foi selecionado para verificar como o modelo previa a chuva na primeira hora, tendo a vista o alto incremento nos hidrometeoros após a assimilação de dados da BrasilDAT. Tal horário apresentou-se intermediário aos mostrados para as 03 e 09Z nas Seções 5.2.1 e 6.2 (Figura não mostrada).

Para esse horário (Fig. 7.1), todos os experimentos superestimaram as chuvas, e não tiveram boa correspondência espacial para a região de máxima precipitação no centro do Rio Grande do Sul, com CTRL e RDA inserindo chuvas não observadas na fronteira oeste do estado.

Além disso, nota-se a superestimativa para os casos BRDAT e RDA_BRDAT, que chegaram a colocar alguns pontos com chuva prevista acima de 100 mm para tal horário (Figura 7.1.c,d).

Esta elevada superestimativa no campo previsto de chuva dos experimentos com assimilação de LFR no GSI (BRDAT e RDA_BRDAT) foi reflexo das alterações na microfísica que já vem sendo discutidas desde o Capítulo 5, a partir do teste de observação sintética, e comentários sobre superestimativas na representação de algumas classes de hidrometeoros já na rodada controle, que foram mostradas na Seção 6.2.

Figura 7.1 - Previsões de precipitação acumulada na primeira hora iniciadas as 06Z do dia 12/03/2017.



Experimentos: a) Controle; b) Com Assimilação de dados de Radar, c) Assimilação de dados da BrasilDAT, d) Com radar e BrasilDAT, e e) Precipitação observada pelo MERGE no mesmo período previsto.

Fonte: Produção do autor.

No entanto, não foram todas as primeiras horas de previsão que apresentaram tão elevada superestimativa. Ressalta-se que as rodadas iniciadas com dados assimilados durante a passagem do sistema frontal de 2017 no domínio, apresentaram superestimativas no campo de chuvas, já decorrentes da elevada concentração de hidrome-

teoros no domínio, conforme mencionado nas discussões dos Capítulos anteriores.

7.1.2 Previsões de 3 horas

A partir daqui, serão descritas todas as rodadas realizadas, já com campos de precipitação acumulada em 3 horas, para que padrão observado também fique mais evidente - tendo em vista que esse caso não apresentou taxas de precipitação elevadas em apenas uma hora, mas sim a medida que o sistema frontal avançou pelo estado.

A Figura 7.2 mostra todas as previsões dos experimentos para as três primeiras horas, e será discutida em paralelo com o desempenho dos índices estatísticos da Figura 7.3 a seguir.

Na primeira rodada (18Z, 11/03), altos valores de FAR, e baixos de CSI, POD e FSS para todos os experimentos foram mostrados na Figura 7.3. O que ocorre apenas para limiares até 5 mm, que foram reflexo do baixo acumulado de chuva observado com maiores valores de precipitação registrados de 10 mm em 3 horas, na região da divisa do RS, Uruguai e Argentina (Figura 7.2e). É interessante notar que nenhuma previsão com assimilação foi capaz de melhorar a previsão Controle no nordeste do RS, visto que os dados de radar de Santiago não tem cobertura até aquela região do domínio, e os dados de detecção da BrasilDAT que foram assimilados estavam no extremo oeste do domínio, conforme já mostrado em vermelho na Figura 5.5. A assimilação de radar (RDA) e de Radar com a BrasilDAT tiveram um desempenho ligeiramente melhor nas estatísticas, e visualmente no campo previsto, com melhor indicativo da chuva na região que realmente foi observada.

Na previsão iniciada às 21Z do dia 11/03 (Figura 7.2, linha 2), os valores observados de precipitação também foram baixos, com máximo de 15 mm para o domínio em 3h. A parte dos índices indicou o experimento BRDAT com desempenho ligeiramente superior aos demais para o CSI, FAR, FSS, com POD relativamente parecido com os demais experimentos. Vale destacar que visualmente o experimento BRDAT conseguiu representar a área de maiores acumulados, porém com intensidade superestimada, enquanto os experimentos com radar (RDA e RDA_BRDAT) indicaram grande área, na parte norte do domínio, associada à convecção espúria criada pela RDA, pois o experimento CTRL não apresentou tal padrão. Lembrando que, pela descrição do caso realizada no Capítulo 3.1, tal horário indicava a presença de nuvens e atividade elétrica, e também refletividade na área do radar, porém não foram registrados altos acumulados em superfície.

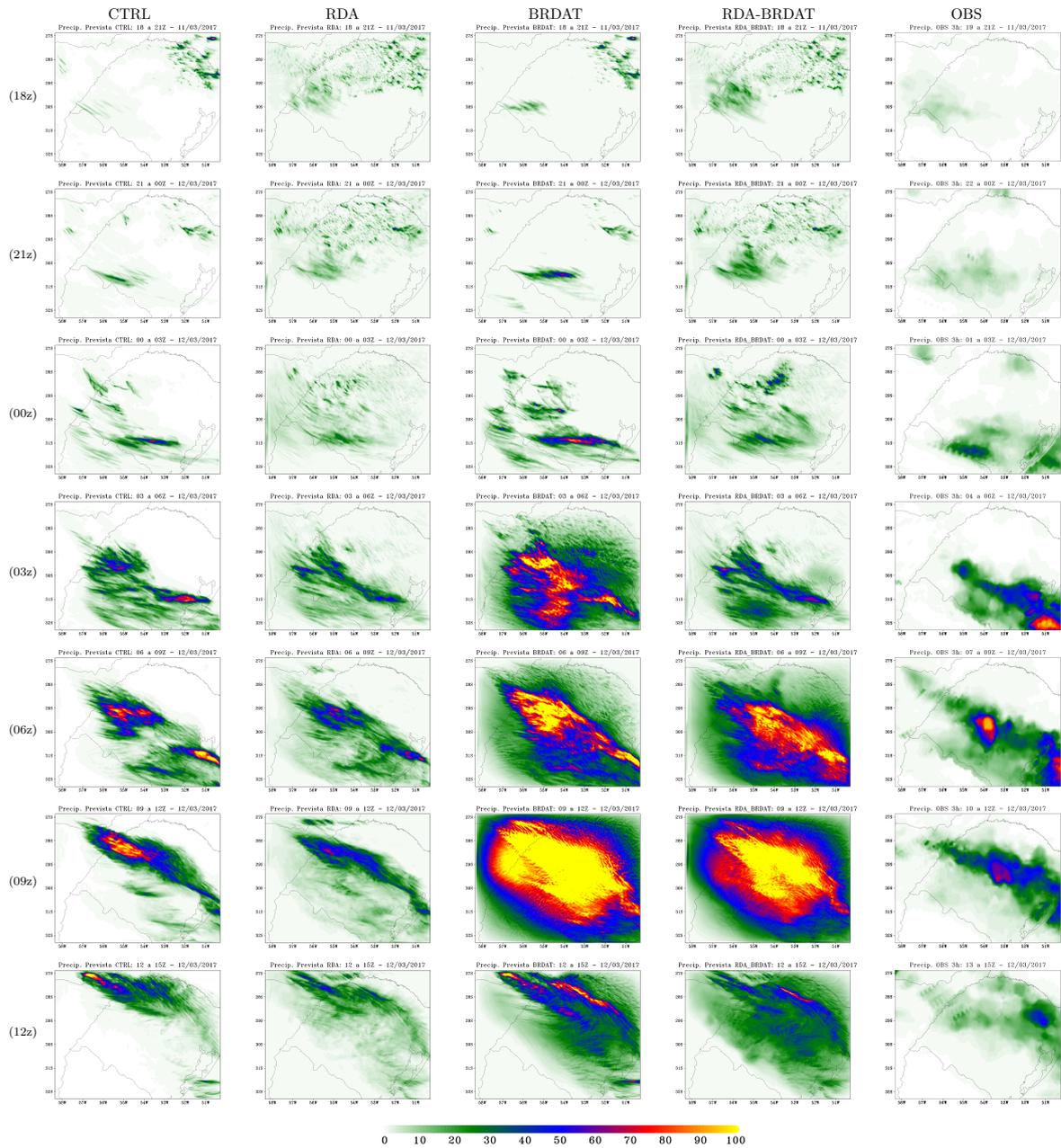
Na terceira linha da Figura 7.2, com a previsão das 00 às 03Z, as três primeiras horas dos experimentos apresentaram convecção espúria advinda do experimento CTRL na região centro-oeste do estado. O BRDAT indicou os melhores valores nos índices avaliados e resultados relativamente mais próximos do observado, embora nenhum dos experimentos tenha obtido um bom desempenho. É interessante observar que os dados que foram assimilados em BRDAT (em verde claro 00Z, Figura 5.5), e os combinados com os dados do radar (RDA_BRDAT), chegaram a criar um sistema na região norte do RS, porém com superestimativa e posicionamento divergente do que foi observado. Além disso, a BRDAT conseguiu intensificar o padrão espacial do *background* da banda de chuvas na parte Sul do estado, porém apenas incrementando gelo e nuvem pelo GSI, não foi o suficiente para corrigir o posicionamento incorreto desta faixa de chuvas observadas (indicando mais a norte do que foi observado). Os experimentos com radar mostraram uma ligeira melhoria no posicionamento visual de núcleos mais intensos, porém ainda com a intensificação de vários pequenos núcleos de baixa precipitação.

Avançando para as previsões iniciadas às 03Z (na quarta linha da Figura 7.2), nas três horas seguintes, chuvas mais intensas já eram registradas na região central e sudeste da área de estudo, com altas taxas de precipitação, como mostrado na Tabela 4.1, que pontualmente atingiram até 60 mm em algumas localidades durante o período previsto. No experimento BRDAT já foi possível observar uma área central bastante superestimada. Isso indica que o experimento representou a atuação do sistema bem mais intenso do que realmente foi observado em superfície. Em contrapartida, na Figura 7.3 o índice CSI apresentou maiores valores do que os demais experimentos para limares mais intensos de chuvas, e maior POD devido a grande área de chuvas indicada. Já o experimento RDA_BRDAT, embora tenha apresentado estatísticas semelhantes e ligeiramente inferiores ao BRDAT, o campo espacial de chuva prevista possui o padrão mais semelhante ao observado, associado à entrada da frente fria no estado, porém ainda indicando um núcleo de chuvas provavelmente formado na primeira hora de previsão na região central da fronteira do RS e Uruguai, pelo posicionamento compatível com os dados assimilados nesta rodada, mostrados na Figura 5.5.

Ainda em relação às rodadas das 03Z, grande parte das superestimativas do experimento BRDAT podem ser explicadas comparando o *background* no qual foram assimilados os dados, com os demais horários anteriores, com perfis de graupel, neve, gelo e demais hidrometeoros em grande crescimento no domínio na rodada controle, conforme foi mostrado e discutido mais detalhadamente na Figura 6.6b).

Tendo em vista que operador observação de LFR no GSI foi responsável pelo cálculo em função fluxo de graupel e integração vertical de gelo, conforme descrito pela Equação 3.4, os experimentos possuem assimilação de dados da BrasilDAT iniciados das 03 às 12Z tiveram desempenho inferior as demais rodadas associados a condição inicial dos hidrometeoros apresentar um perfil úmido, consistente com as possíveis limitações associadas ao operador descritas nos experimentos de observação sintética (Seção 5.1). Mais comentários sobre essa limitação serão descritos nas demais rodadas que apresentaram desempenho semelhante.

Figura 7.2 - Precipitação prevista e observada acumulada em 3 horas Caso 2017.



As colunas representam o previsto pelos experimentos a) CTRL; b) RDA; c) BRDAT; d) RDA+BRDAT e e) OBS MERGE. Linhas representam o horário de início da previsão: 18, 21 de 11/03 e 00, 03, 06, 09, 12Z de 12/03/2017.

Fonte: Produção do autor.

A precipitação prevista nas rodadas iniciadas às 06 e 09Z corroboram para a inviabilidade da assimilação de densidade de raios na forma cíclica, que também foi

testada. Isso foi devido a conversão das espécies de gelo especialmente em graupel e neve que ocorrem já na primeira hora de previsão, conforme foi mostrado e discutido nos perfis verticais nas Figuras 6.8 e 6.9, e incrementos mostrados na Seção 5.2.1 para os horários das 03 e 09Z.

Analisando as rodadas iniciadas às 06Z na Figura 7.2, juntamente com as estatísticas da Figura 7.3, notou-se que a rodada CTRL visualmente apresentou semelhanças com o observado, porém com o núcleo principal de chuvas deslocado a oeste. O experimento RDA apresentou chuvas mais espalhadas e núcleos convectivos menos intensos, mas também representou o padrão semelhante ao observado: de chuvas mais intensas não contínuas no sentido diagonal do domínio, o que pode ter relação com a boa representação do CTRL para a circulação, indicando um sistema com maior potencial convectivo na região central do estado e próximo a parte norte da Lagoa dos Patos. Os experimentos com a BrasilDAT indicaram novamente superestimativa, porém com as rodadas RDA_BRDAT agora apresentando um desempenho estatístico ligeiramente superior aos demais experimentos, com maiores CSI, FSS, e POD, e menores FAR para todos os limiares, e também com erros maiores.

Quando comparados aos experimentos iniciados às 09Z - penúltima linha na Figura 7.2 - muito se tem a discutir, pois fica ainda mais evidente a superestimativa em todo o domínio pelos experimentos com assimilação da BrasilDAT. Diversos pontos contribuíram para o baixo desempenho da previsão neste horário, dentre eles:

- Esta foi a rodada que apresentou os maiores valores de graupel pelo perfil vertical médio do domínio com entre todos os demais horários (Figura 6.6), inclusive quando comparadas ao controle de 2018 (Figura 6.7);
- Foi o horário que apresentou o maior número de dados assimilados das rodadas de 2017 - e a BrasilDAT indicou mais detecções no Caso 2017 em relação ao de 2018 - conforme a Tabela 5.1, mas também maior número de dados rejeitados (62);
- Foi o horário com maiores valores máximos e mínimos de incrementos gerais pelo GSI, conforme as Figuras 5.6 e 5.7, porém quando analisado incremento vertical nas Figuras 5.9, ele apareceu na média bastante alto e com dispersão entre cada ponto, sugerindo a concentração do gelo em uma camada.

Conforme já mostrado na primeira previsão de uma hora (Figura 7.1), o experi-

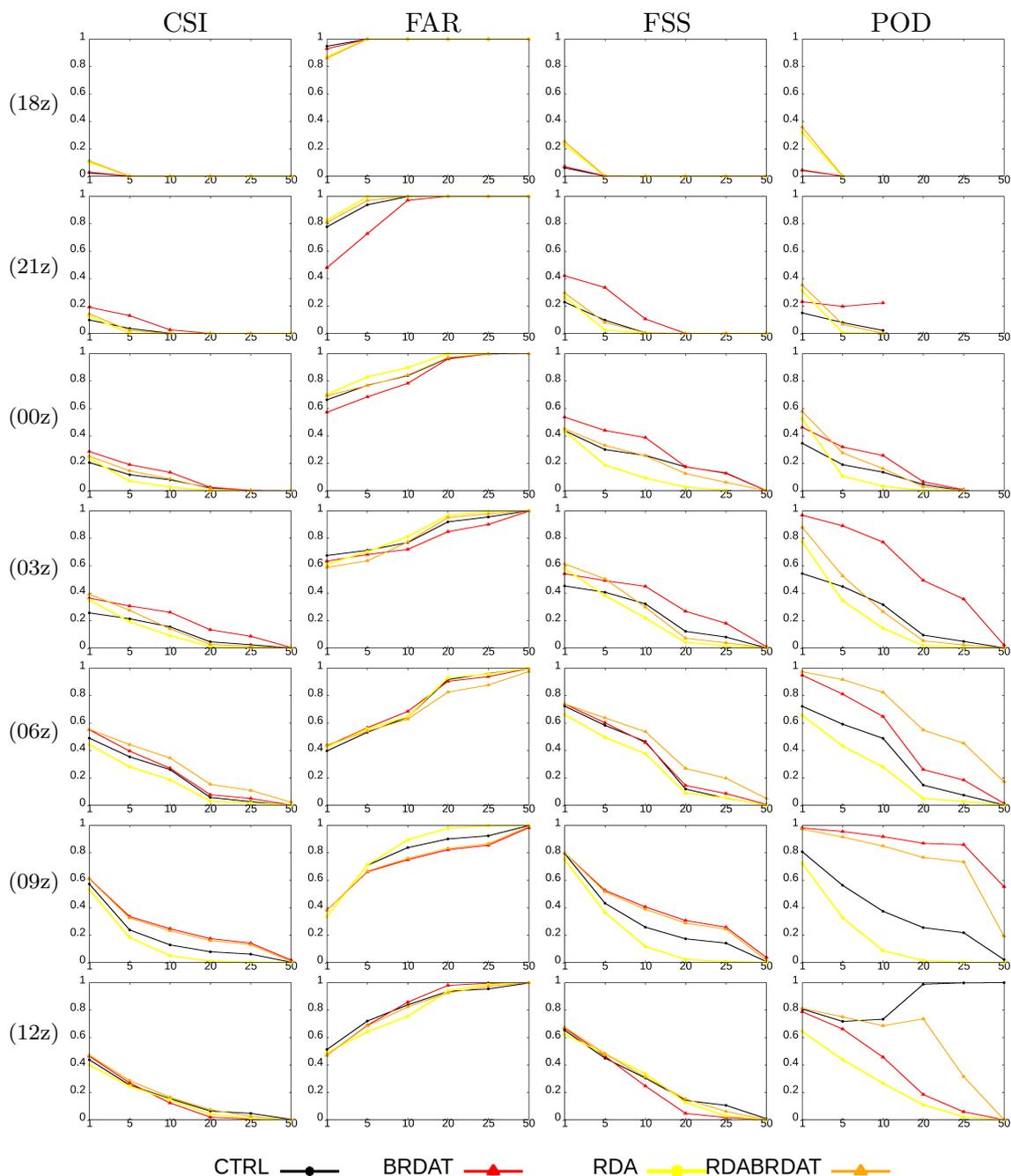
mento BRDAT e combinação do radar tenderam a grandes superestimativas, porém tal comportamento só foi observado em casos de onde a rodada controle tem altas concentrações de hidrometeoros, especialmente de graupel, devido ao operador de assimilação dos dados de LFR ser muito sensível ao termo de fluxo vertical de graupel, conforme já mencionado. Esta pode ser uma das grandes limitações, sugerindo que seja corretamente avaliado qual o período necessário de integração do modelo para proporcionar um controle mais seco, ou seja, sem grandes concentrações de hidrometeoros.

Ainda sobre o desempenho dos modelos para a rodada iniciada às 09Z, visualmente o experimento RDA aparenta ter maior correspondência com a localização precipitação associada à frente fria. Entretanto, os índices indicaram baixo desempenho (Figura 7.3), pois representaram as chuvas mais intensas apenas na área do radar, e a precipitação mais alta foi observada mais na parte central e leste do estado do RS. Diversos estudos indicaram que a microfísica utilizada no trabalho não possui elevado desempenho nas rodadas de assimilação de dados de radar quando comparadas às parametrizações de momento duplo, como Thompson, Morisson (VENDRASCO et al., 2020; FERREIRA et al., 2020).

Entretanto, tais microfísicas foram testadas inicialmente com o GSI e o operador de LFR, e apresentaram um desempenho ainda pior. O esquema de parametrização de microfísica e resolução do domínio foram alterados após a publicação de atualizações e testes na parte de previsão de relâmpagos e parâmetros associados ao desempenho do algoritmo de previsão de relâmpagos (LFA, (MCCAUL et al., 2009)), realizada recentemente por McCaul et al. (2020), e descritos na revisão bibliográfica e nas considerações finais do Capítulo 3.

Na última previsão realizada, às 12Z (Figura 7.2, última linha) de 12/03, os modelos tiveram um baixo desempenho ao indicar ainda a intensa atuação de chuva associada ao sistema frontal, com destaque para o experimento RDA que apresentou menor FAR e menores volumes de chuvas previstos no geral.

Figura 7.3 - Estatísticas para 3h previsão para o estudo de Caso 2017.



As colunas indicam os índices a) CSI, b) FAR, c) FSS, d) POD; Linhas representam o horário de início da previsão: 18, 21 de 11/03 e 00, 03, 06, 09, 12Z de 12/03/2017. O Eixo X representa os diferentes limiares de precipitação - 1, 5, 10, 20, 25 e 50 e o Eixo Y representa o valor obtido em cada estatística calculada, com valores de 0 a 1.

Fonte: Produção do autor.

7.1.3 Previsões de 6 horas

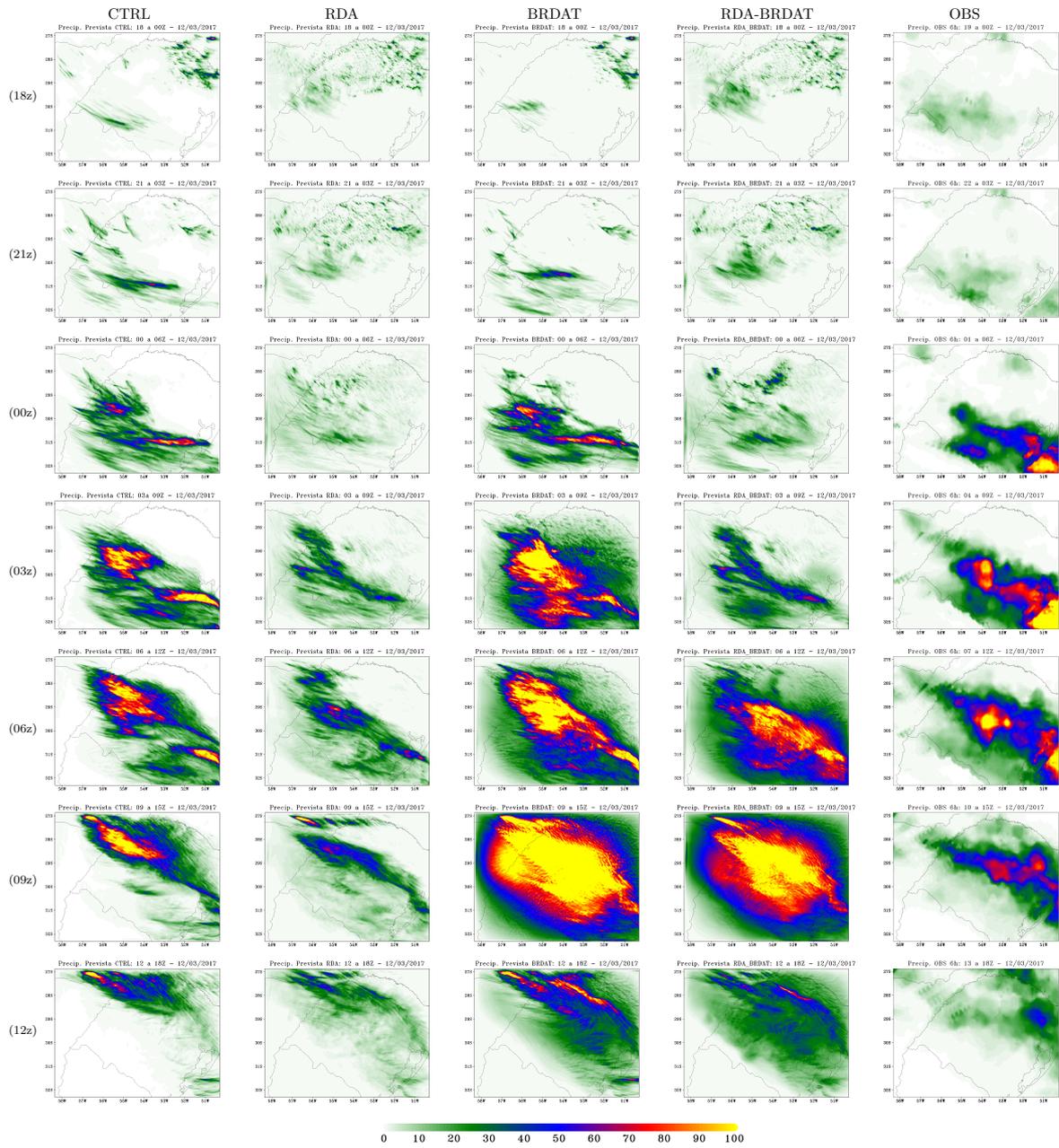
Tendo em vista o que já foi citado nas previsões de 3 horas, esta subseção visa contemplar as diferenças e melhorias observadas quando comparado um período de 6 horas de previsão.

De forma geral, os experimentos de RDA apresentaram o pior desempenho para todas as rodadas (Figura 7.5 - linhas amarelas), indicando subestimativas na previsão de áreas de alta precipitação observada, e também convecção espúria, conforme pode ser observado na Figura 7.4.

As rodadas do experimento BRDAT indicaram que as chuvas entre a 3^a e 6^a hora de previsão seguiram baixas, principalmente relacionada a diferença do perfil vertical mais seco que foi mostrado após a 3^a hora de previsão na Figura 6.11.

Já os experimentos CTRL e RDA_BRDAT indicaram melhor correspondência a área de chuva observada, com destaque para a previsão do experimento RDA_BRDAT iniciado às 06Z, que conseguiu combinar da melhor maneira possível os diferentes dados assimilados, conseguindo desempenho superior aos demais experimentos em todos os índices (Figura 7.5, 4^a linha, em laranja).

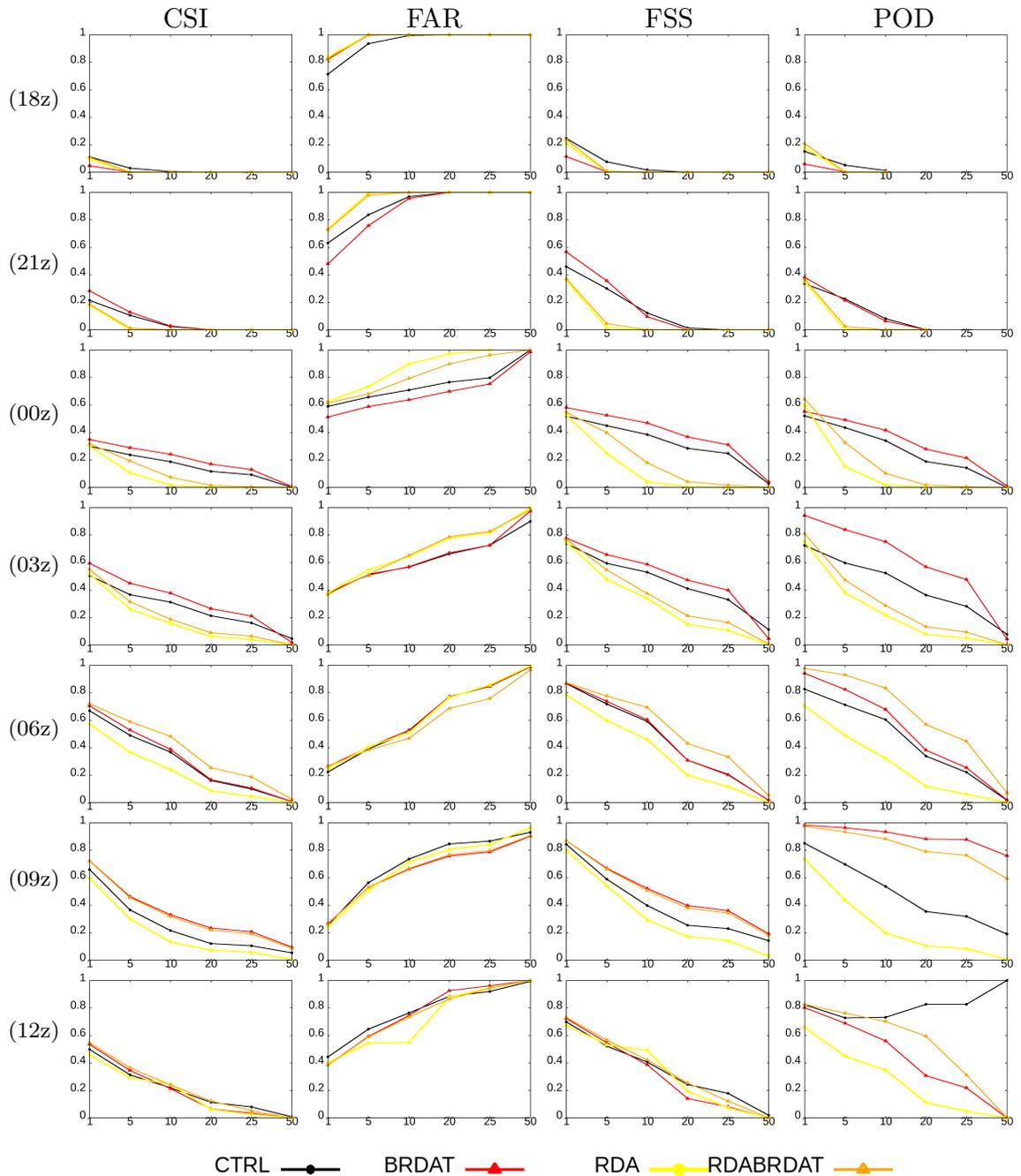
Figura 7.4 - Precipitação acumulada em 6 horas para cada rodada.



As colunas representam o previsto pelos experimentos a) CTRL; b) RDA; c) BRDAT; d) RDA+BRDAT e e) OBS MERGE. Linhas representam o horário de início da previsão: 18, 21 de 11/03 e 00, 03, 06, 09, 12Z de 12/03/2017.

Fonte: Produção do autor.

Figura 7.5 - Estatísticas para 6h previsão.



Colunas indicam os índices a) CSI, b) FAR, c) FSS, d) POD; Linhas representam o horário de início da previsão: 18, 21 de 11/03 e 00, 03, 06, 09, 12Z de 12/03/2017. O Eixo X representa os diferentes limiares de precipitação - 1, 5, 10, 20, 25 e 50 e o Eixo Y representa o valor obtido em cada estatística calculada, com valores de 0 a 1.

Fonte: Produção do autor.

7.2 Previsão de precipitação: instabilidade termodinâmica em 2018

Assim como foi realizado para o Caso 2017, aqui são indicadas as previsões de 1h hora para às 12Z de 23/01, além de previsões e estatísticas para as previsões de 3 e 6 horas.

7.2.1 Previsões de uma hora

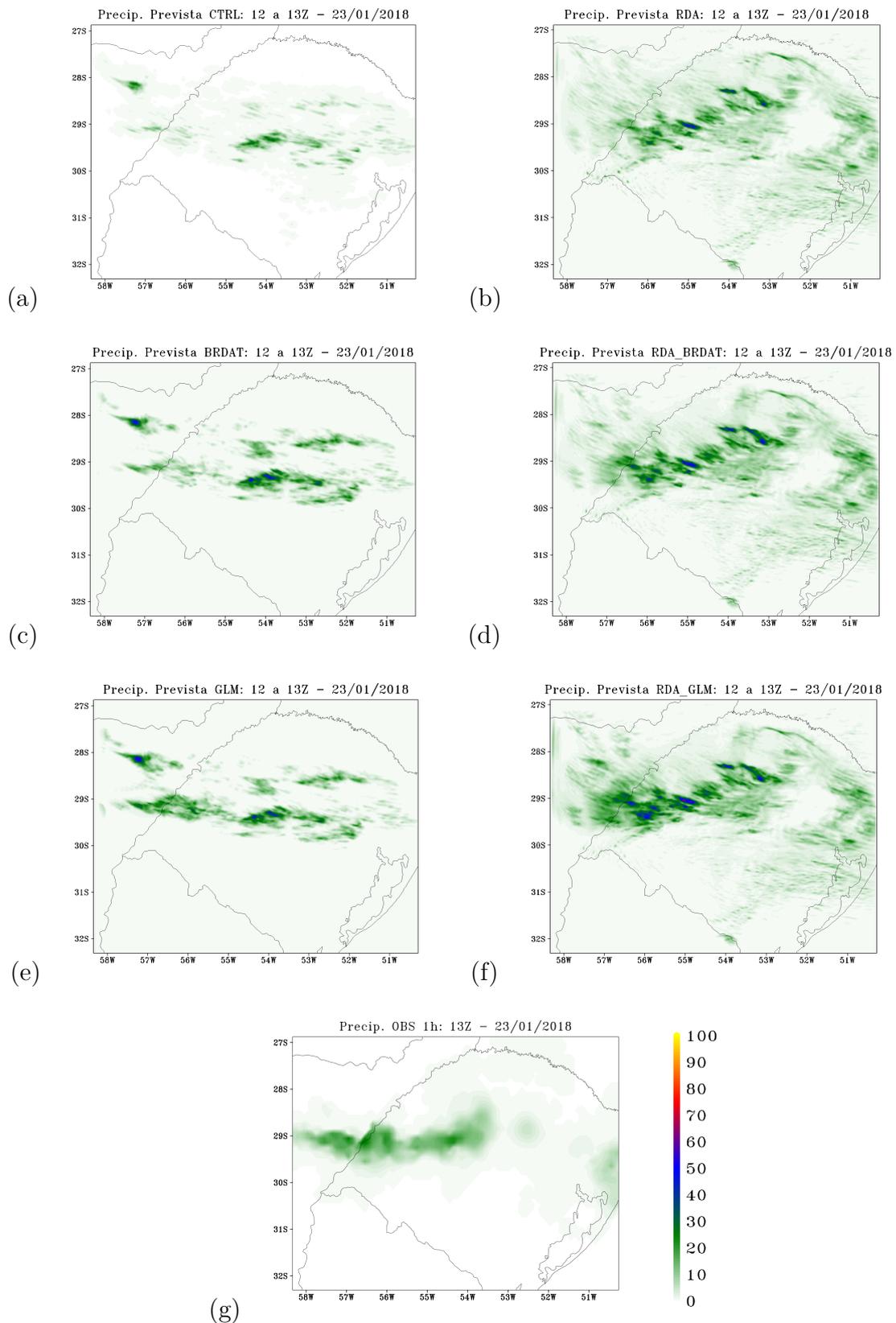
A Figura 7.6 mostra o comparativo do campo de chuva prevista pela primeira hora nos experimentos. Embora o campo observado não indique altos volumes acumulados, algumas informações podem ser analisadas.

A previsão do CTRL estava indicando pouca chuva, e apenas na região central do estado do RS. Os experimentos com RDA, mostraram convecção espúria em grande parte do domínio já na primeira hora de previsão, com pequenas diferenças entre o posicionamento de núcleos de precipitação.

Já as rodadas com assimilação de dados de DEA (GLM e BRDAT) indicaram duas bandas principais de precipitação, e foi observado que apenas uma era visível na imagem de radar, e também com dados assimilados pelo operador de LFR (na Figura 5.10) compatíveis com a região de precipitação observada. Entretanto, a rodada controle indicou duas bandas, quando integrada a chuva por um período maior.

Em contrapartida, as rodadas combinando RDA e GLM, e RDA e BRDAT mostraram correções no posicionamento da banda de chuvas em relação às rodadas apenas com operador de LFR no GSI, porém mantiveram a convecção espúria no domínio.

Figura 7.6 - Precipitação acumulada na primeira hora experimentos iniciados às 12Z do dia 23/01/2018.



Experimentos: a) CTRL; b) RDA; c) BRDAT; d) RDA+BRDAT; e) GLM; f) RDA+GLM; g) Precipitação observada pelo MERGE no mesmo período previsto.

7.2.2 Previsões de 3 horas

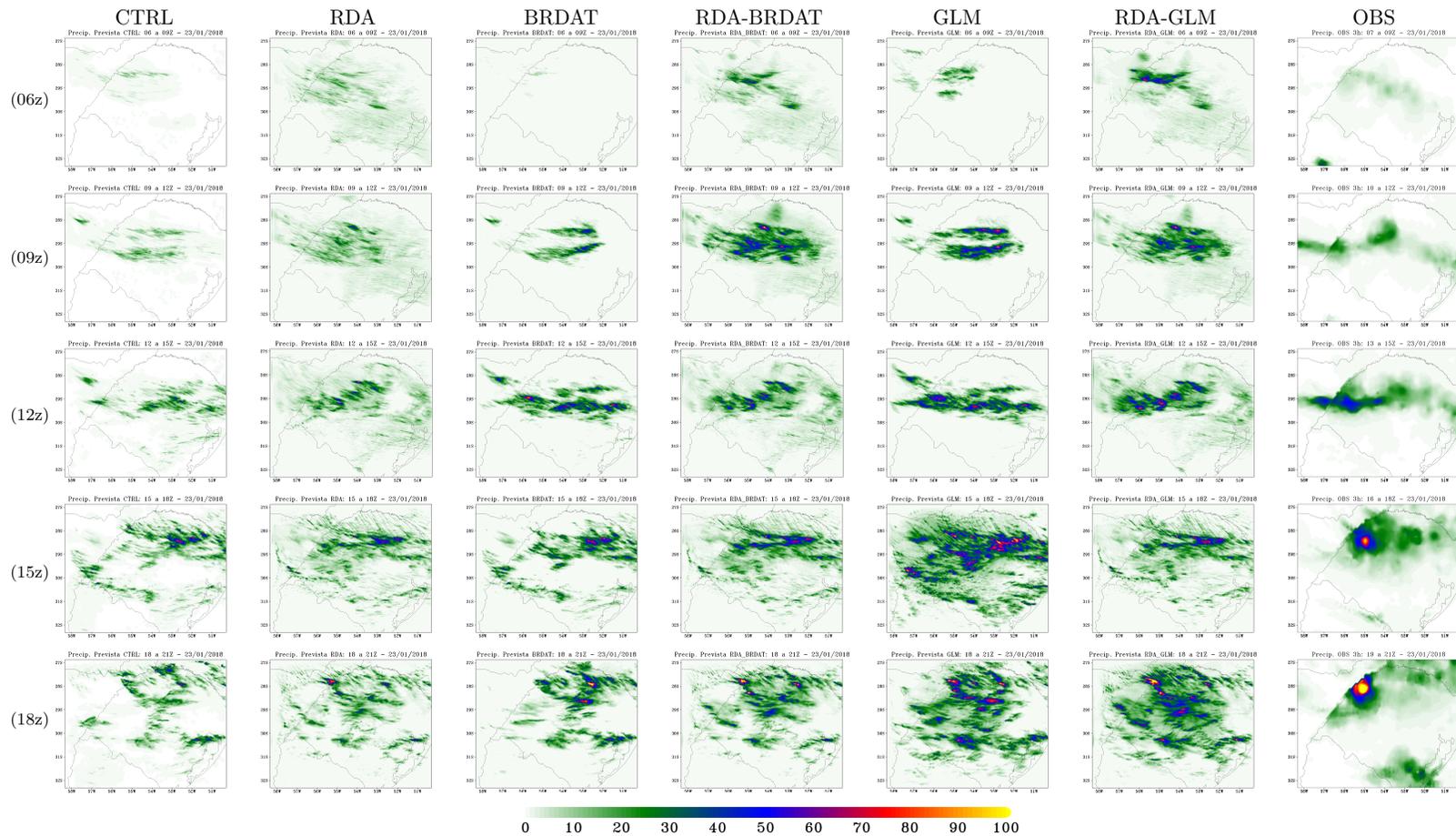
As previsões das três primeiras horas para todos os experimentos foram mostradas na Figura 7.7 e foram discutidas em conjunto com a estatística.

A primeira rodada, iniciada às 06Z do dia 23/01, indicou baixos volumes de chuvas observadas (Figura 7.7, inferiores a 15 mm no período e as previsões todas indicavam chuvas pelo menos na área do radar e na região de dados do GLM e BRDAT assimilados (Figura 5.10), o que resultou em um desempenho ruim para todos os experimentos, mostrado na primeira linha da Figura 7.8.

Na rodada iniciada às 09Z, notou-se o mesmo padrão espacial de chuvas do CTRL, porém com maiores volumes de precipitação nos experimentos GLM e BRDAT, indicando a ocorrência de duas bandas principais de chuvas (Figura 7.7) que não foram observadas. Para esse horário, as rodadas com RDA tiveram um melhor desempenho, com exceção do FSS para limiares mais altos de precipitação, e FAR para limiares baixos (Figura 7.8 - linhas amarelas: RDA; Verdes: RDA e GLM; Laranjas: RDA e BRDAT). Tal comportamento indica uma melhoria nos experimentos combinados (RDA + BRDAT ou GLM), obtendo as melhores estatísticas e campos de chuva que conseguiram corrigir o padrão do CTRL, porém resultaram em superestimativas.

Já na rodada iniciada às 12Z, as rodadas combinadas entre radar e DEA mostraram novamente desempenho superior ao RDA (Figura 7.8), e capazes de suprimir parte da chuva que os experimentos GLM e BRDAT indicavam no leste do estado do RS e não ocorreu com muita intensidade, e mantendo os núcleos de precipitação mais altos bem alinhados com o que foi observado - Figura 7.7, linha do meio. Além disso, os experimentos com radar mostraram reduções no volume de chuvas para o noroeste do domínio em relação a rodada CTRL e demais rodadas, sendo mais condizente com o campo de precipitação observada em tal área.

Figura 7.7 - Precipitação prevista e observada acumulada em 3 horas Caso 2018.



Colunas representam os experimentos e obs.; linhas representam o horário de início da previsão: 06, 09, 12, 15, 18Z do dia 23.

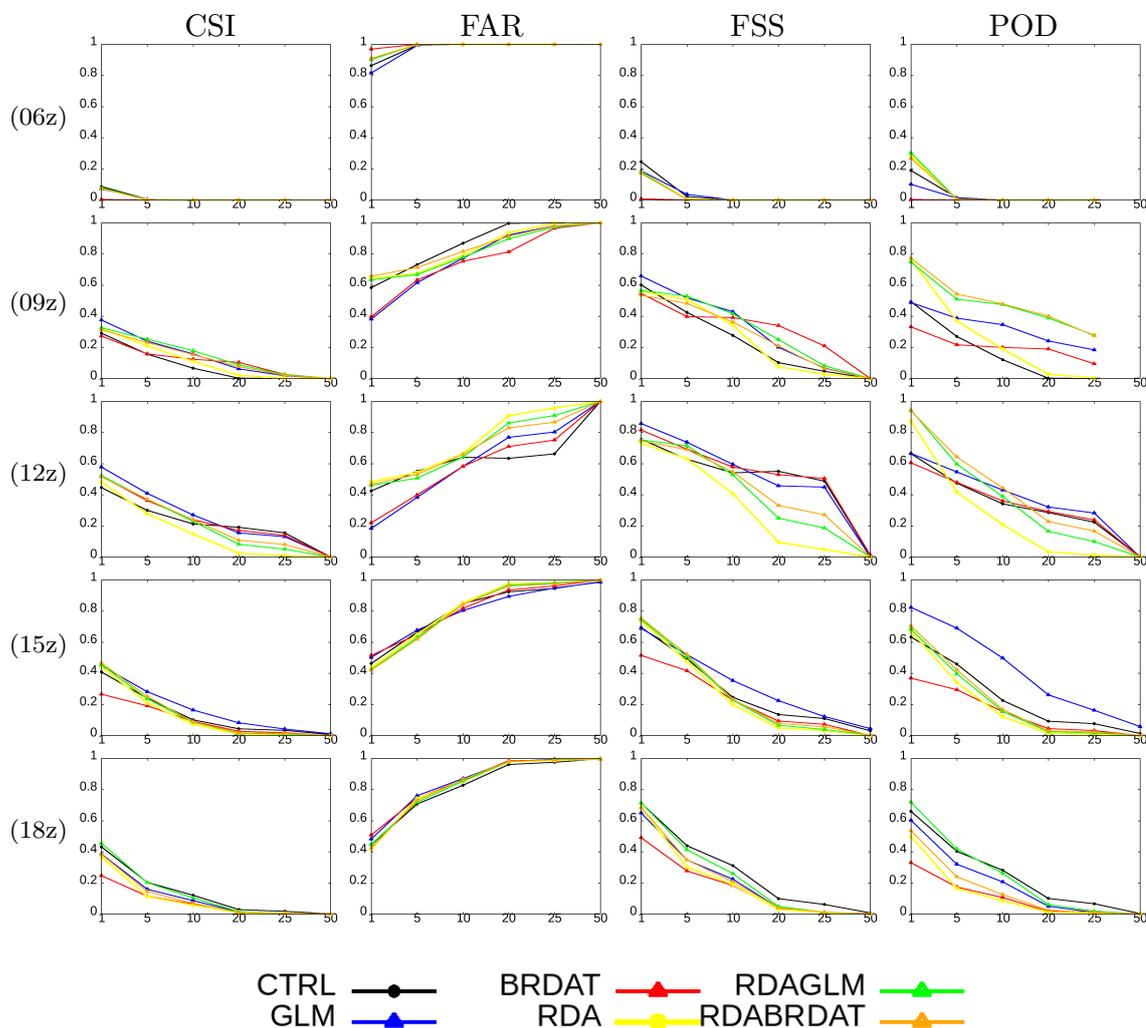
Fonte: Produção do autor.

As previsões iniciadas às 15Z, tiveram algumas diferenças significativas. Quando comparado o dado de entrada do GSI para assimilação (Figura 5.10) foi possível notar que a região de maior detecção de DEA, tanto pela BRDAT quanto pelo GLM tem grande correspondência espacial com o alto volume registrado pontualmente em superfície, mas também indicou detecções esparsas em outras partes do domínio, que levou a criação de convecção espúria além daquela advinda do CTRL, mostrados na penúltima linha da 7.7. Apesar de todos os dados assimilados, nenhum experimento de assimilação conseguiu efetivamente corrigir o posicionamento principal do núcleo mais intenso representado pelo CTRL. Mesmo com algumas detecções para a região onde os modelos colocam mais chuva, não foram registrados altos acumulados de precipitação. Os índices na 4ª linha da Figura 7.8 indicaram desempenho ligeiramente superior para o GLM, e apesar da superestimativa, a previsão foi capaz de criar um núcleo próximo ao que foi realmente observado.

As últimas previsões de 3 horas para este caso foram iniciadas às 18Z do dia 23/01, e também contaram com precipitação espúria proveniente do CTRL, já que os dados da BrasilDAT e GLM indicavam poucos raios na região central do estado, e mais raios nas regiões próximas às divisas Sul e Norte do estado (em vermelho na Figura 5.10).

As rodadas utilizando os dados de radar mostraram uma correspondência espacial visualmente boa, que indica um núcleo de chuvas mais intensas exatamente onde foi observado na divisa do RS. Note que na precipitação deste horário fica ainda mais evidente a máscara utilizada no MERGE para retirar a influência de estações além do território brasileiro. Neste horário em especial, o experimento RDA_GLM conseguiu corrigir um pouco os núcleos intensos na região do estado que foram previstos pelo GLM, e ainda amplificar o núcleo de precipitação na divisa do estado, dando um melhor indício de chuvas intensas que foram registradas, ficando entre os melhores valores do índice para o horário (Figura 7.8, linhas verdes).

Figura 7.8 - Estatísticas para 3h previsão, para estudo de caso 2018.



Colunas indicam os índices (a) CSI, (b) FAR, (c) FSS, (d) POD; Linhas representam o horário de início da previsão: 06, 09, 12, 15, 18Z de 23/01/2018. O Eixo X representa os diferentes limiares de precipitação - 1, 5, 10, 20, 25 e 50 e o Eixo Y representa o valor obtido em cada estatística calculada, com valores de 0 a 1.

Fonte: Produção do autor.

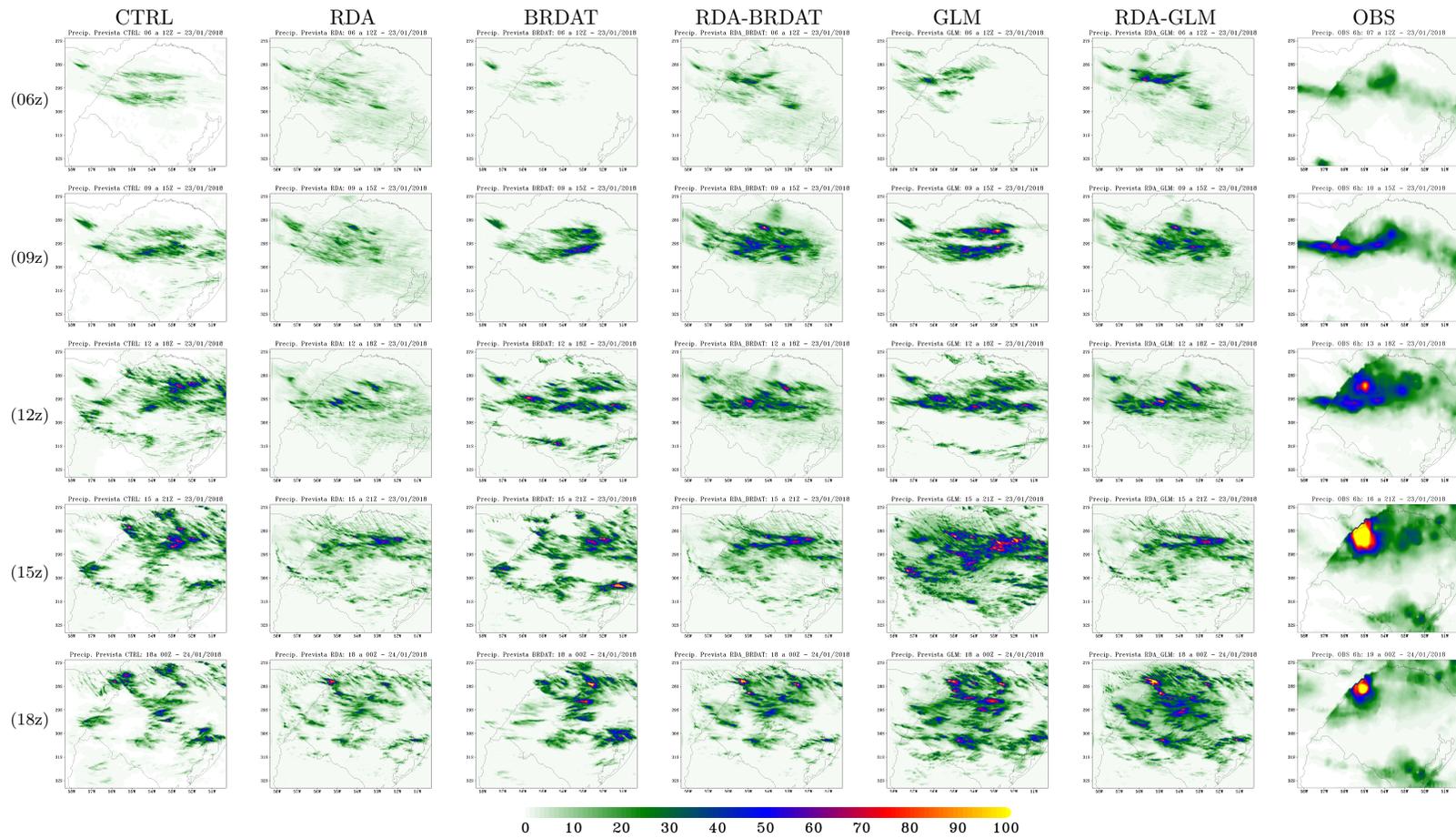
7.2.3 Previsões de 6 horas

Para as previsões de 6 horas mostradas na Figura 7.9, um padrão bastante semelhante ao das 3 horas foi observado.

Na rodada iniciada às 06Z do dia 23/01, para a previsão de seis horas, os experimentos RDA_BRDAT e RDA_GLM indicaram uma melhor distribuição espacial da chuva, se assemelhando mais ao padrão que foi observado, embora com valores superiores aos registrados pelo MERGE. Tais experimentos mostraram maior POD em relação ao CTRL, FSS bastante semelhante a rodada CTRL, e menores valores de FAR acima de 5 mm em relação os experimentos isoladamente (GLM, BRDAT, RDA), mostrados na Figura 7.10(1^a linha).

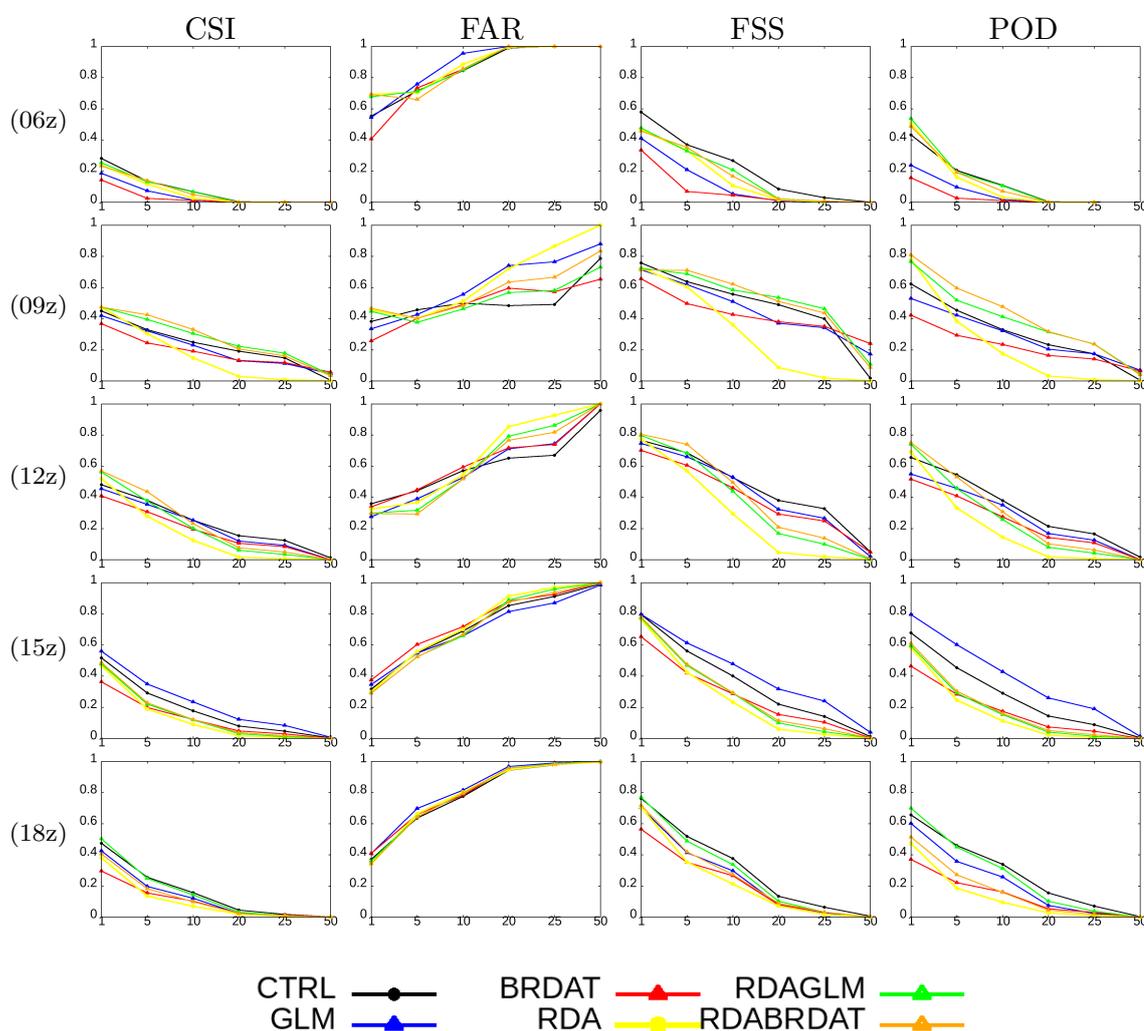
As previsões de 6 horas iniciadas às 09Z mostraram que os experimentos combinados com RDA tiveram um desempenho superior aos demais isoladamente, pois conseguiram indicar maior magnitude das chuvas em relação ao RDA e melhor distribuição espacial por indicarem a formação de duas bandas de precipitação, que não foram observadas (Figura 7.10). Tais experimentos também indicaram os maiores valores de CSI, FSS e POD para a maioria dos limares testados, conforme a Figura 7.10 (2^a linha).

Figura 7.9 - Precipitação prevista e observada acumulada em 6 horas Caso 2018.



Colunas representam os experimentos e obs.; linhas representam o horário de início da previsão: 06, 09, 12, 15, 18Z do dia 23.
 Fonte: Produção do autor.

Figura 7.10 - Estatísticas para 6h previsão.



Colunas indicam os índices (a) CSI, (b) FAR, (c) FSS, (d) POD; Linhas representam o horário de início da previsão: 06, 09, 12, 15, 18Z de 23/01/2018. O Eixo X representa os diferentes limiares de precipitação - 1, 5, 10, 20, 25 e 50 mm e o Eixo Y representa o valor obtido em cada estatística calculada, com valores de 0 a 1.

Fonte: Produção do autor.

De forma geral e comparando com as estatísticas (Figura 7.10), os experimentos RDA e BRDAT isolados obtiveram os piores desempenhos em relação aos demais experimentos. Isso se deve principalmente ao RDA subestimar as chuvas intensas e superestimar as chuvas fracas, o que pode estar ligado à microfísica utilizada na previsão, discutida ao longo do trabalho. Os experimentos combinados tiveram um

desempenho melhor do que o do RDA, e no geral, superior as demais, com exceção da rodada iniciada às 15Z.

7.3 Considerações finais

Os dados do radar de Santiago não possuem cobertura para toda a área de estudo, porém também foi avaliada a opção de utilizar os dados do radar do DECEA de Canguçu inicialmente. Porém, a qualidade e intermitência destes dados fizeram com que eles fossem descartados para o presente estudo. Com apenas um radar no domínio, não se tornou viável avaliar o desempenho dos experimentos a partir destes dados, tendo em vista que os maiores acumulados de precipitação relacionada ao sistema frontal (caso 2017) ocorreram fora da área de cobertura do radar.

Diante disto, este Capítulo apresentou as previsões de precipitação e as estatísticas realizadas para os dois estudos de caso. Ressalta-se que o produto relativo a observação utilizado foi o MERGE, que combina estações de superfície e estimativa de precipitação por satélite. Foram analisados os dados de estações que constavam no MERGE, compreendendo a maioria das estações e registros citados no Capítulo 4. Entretanto, a precipitação é uma variável discreta e o MERGE a representa de forma contínua, com resolução de 0.1° . As tempestades isoladas podem não ser representadas com a intensidade que seria observada em superfície, caso a rede de estações fosse maior.

Os resultados obtidos a partir da simulação do sistema Frontal de 2017 indicaram superestimativa da precipitação nas rodadas do experimento BRDAT, notada principalmente na primeira hora de previsão. Tal comportamento foi resultado de grandes incrementos de razão de mistura de gelo e água líquida de nuvem gerados pelo GSI e rápida alteração de classe microfísica, conforme discutido na Seção 6.2. O experimento RDA_BRDAT apresentou melhor desempenho em relação ao BRDAT, conseguindo reduzir os impactos negativos do aumento de hidrometeoros em diversas rodadas.

Os resultados das rodadas do caso de instabilidade termodinâmica e sistema convectivo de meso escala ocorrido em 2018 indicaram maior assertividade nos experimentos combinados RDA_BRDAT e RDA_GLM, com melhor distribuição espacial da chuva associada as instabilidades. Já os experimentos GLM e BRDAT obtiveram mais sucesso ao indicar o posicionamento de núcleos de precipitação mais intensa em relação aos demais, porém mantendo ainda o padrão de precipitação semelhante ao CTRL em diversas rodadas.

Em ambos os casos, as estatísticas dos experimentos com assimilação, em geral foram melhores que o controle, alternando entre os casos e limiares de chuvas qual experimento obteve melhores resultados. De modo geral, os experimentos combinando radar e DEA (BrasilDAT ou GLM) obtiveram resultados superiores ao experimento controle e também as assimilações de cada um dos dados isoladamente. Ressalta-se que não foi realizada a assimilação de dados da BrasilDAT e GLM ao mesmo tempo, apenas isoladamente e assimilando cada um deles com o radar.

8 CONCLUSÕES

O presente trabalho apresentou simulações de dois casos base ocorridos no estado do Rio Grande do Sul, partes de Santa Catarina e no Uruguai. O primeiro caso (Caso 2017) foi uma Convecção Pré-frontal e passagem de Frente Fria ocorrida no dia 12 de março de 2017. O segundo caso (Caso 2018), por sua vez, abordou um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM) ocorrido no dia 23 de janeiro de 2018. Estes casos foram escolhidos por possuírem grande atividade elétrica, permitindo a avaliação do impacto do uso conjunto da assimilação de dados de radar e assimilação de dados de descargas atmosféricas (DEA) na melhoria da previsão de curto prazo.

Ao longo dos experimentos de assimilação foram utilizados dados do radar de Santiago (RS) e os dados de descargas elétricas atmosféricas da Rede BrasilDAT e do GLM. Os dados de DEA foram assimilados utilizando o sistema GSI, devido à colaboração firmada durante o período deste trabalho para realização de pesquisas em conjunto com o Cooperative Institute for Research in the Atmosphere (CIRA), que utiliza este sistema. Os dados de radar, por sua vez, foram assimilados utilizando WRFDA justamente pela complexidade de assimilação destes utilizando o sistema GSI.

Para viabilizar a assimilação dos dados de DEA pelo sistema GSI foram realizadas alterações em sua versão 3.7 visando permitir a correta leitura dos dados de hidrometeoros provenientes do WRF-ARW e correta leitura dos dados de entrada. Foram alteradas rotinas para cálculo de *Lightning Flash Rate* (LFR) usando dos dados do modelo, para o cálculo de O-B. Além disso, esta versão do GSI sempre retornava incrementos zerados para DEA, o que também foi corrigido. Estas correções viabilizaram a implementação da metodologia proposta neste trabalho, sendo este pioneiro na assimilação de dados GLM com este operador no GSI e também na assimilação de radar em conjunto. Em trabalhos similares, como o [Apodaca e Zupanski \(2018\)](#), este operador já havia sido aplicado apenas para dados de redes de superfície.

Dessa forma, o principal desafio deste trabalho foi realizar assimilação de dados de densidade de descargas elétricas atmosféricas, com foco no sensor GLM a partir do sistema GSI usando assimilação variacional. Foram realizados diversos testes de resoluções, microfísica, visando melhorar o operador previamente desenvolvido, porém ainda em testes no GSI.

Para avaliação dos resultados foram realizadas diversas simulações sendo elas: a rodada CTRL, onde não houve assimilação de dados; a rodada RDA de assimilação

dos dados de radar; a rodada BRDAT com assimilação de dados da BrasilDAT; a rodada RDA_BRDAT de assimilação de dados de radar com uso subsequente dos dados da BrasilDAT; a rodada GLM de assimilação de dados do GLM; e, por fim, a rodada RDA_GLM de assimilação de dados de radar e subsequente uso dos dados GLM. As duas últimas foram realizadas apenas para o Caso 2018. Além disso, as rodadas RDA_BRDAT e RDA_GLM atendem os objetivos principais deste trabalho.

Para os casos estudados, destacam-se algumas conclusões relativas à validação das hipóteses inicialmente levantadas:

- A assimilação de dados de radar e descargas elétricas combinados para a previsão de curtíssimo prazo impactou as variáveis de escala de nuvem, e obteve melhor desempenho em ambientes relacionados a forçantes de meso escala e instabilidade termodinâmica.
- A assimilação de dados de descargas atmosféricas foi capaz de alterar o perfil de hidrometeoros em toda a troposfera, com possível aplicação para reduzir o tempo de *spinup* do modelo, uma vez que pode alterar campos do modelo que possuem relações com a eletrificação atmosférica. Todavia, o modelo ainda necessita de ser inicializado algumas horas antes, com o intuito de receber apenas o ambiente de iniciação convectiva do modelo global.

Como primeira etapa de resultados que deram suporte às conclusões supracitadas, foram detalhadas e analisadas as condições atmosféricas em diversas escalas temporais e espaciais para o Sistema Frontal (2017) e Instabilidade Termodinâmica (2018). Adicionalmente, os dados de satélite, radar e das detecções pela BrasilDAT e GLM foram usados em conjunto para descrever a evolução de ambos os casos.

Em seguida, foram realizadas análises dos resultados da assimilação de dados do DEA a partir de observações sintéticas e dos experimentos realizados para os dois casos. Em algumas rodadas, elevados incrementos de gelo e água de nuvem foram gerados pelo GSI e mostraram-se especialmente dependentes do *background* e microfísica utilizada, resolução horizontal do modelo, entre outros testes realizados ao longo dos últimos anos da atual pesquisa.

Tendo em vista os resultados das análises das assimilações, foram comparados os campos previstos de escoamento e umidade, e também a evolução dos perfis dos hi-

drometeoros no domínio gerados pelos experimentos de cada caso. Nos experimentos com assimilação de DEA, alterações de classe entre os hidrometeoros representados pela parametrização microfísica foi notada principalmente na primeira hora de previsão. Tais processos foram responsáveis pela redistribuição das classes de gelo e água líquida de nuvem para graupel, neve e chuva em toda a troposfera. Mesmo nos casos com grandes valores de razão de mistura de gelo e água líquida de nuvem na nova análise gerada, logo que iniciada a previsão notou-se conversões entre as espécies microfísicas, impactando também na temperatura, o que é típico dos sistemas precipitantes de rápida formação e dissipação na escala convectiva.

Por fim, foram analisadas as previsões de precipitação, que mostraram relação direta entre os incrementos na microfísica as chuvas previstas em cada experimento. Apesar dos altos incrementos e superestimativas de chuvas para o caso ocorrido em 2017, o principal sistema atuante e responsável pela precipitação intensa foi a atuação de um sistema frontal - e que mesmo modelos globais possuem destreza aceitável para indicar o posicionamento e avanço do sistema. Por outro lado, destaca-se os resultados para áreas com atuação de sistemas de meso escala que indicaram as principais melhorias encontradas na previsão, principalmente no posicionamento de sistemas que geram altas taxas de precipitação em superfície.

Entretanto, após analisar criteriosamente todos os resultados, entendeu-se que o presente operador de LFR ainda possui algumas limitações, especialmente relacionados ao *background* no qual ele é utilizado, e em alguns casos, tais o impacto das limitações foi minimizado a partir da assimilação de radar em conjunto. Mais estudos sobre o operador observação devem ser realizados a fim de aprimorar os demais campos previstos para tempestades com diferentes abrangências e densidades de DEA, e alguns deles seguem na seção a seguir.

8.1 Sugestão de trabalhos futuros

Como trabalhos futuros são sugeridas as seguinte análises:

- Realizar testes alterando as parametrizações microfísicas e de camada limite planetária, lembrando do cuidado e alerta do artigo da [McCaul et al. \(2020\)](#) em relação as que possuem momento duplo;
- Realizar testes apenas assimilando apenas a variável de Velocidade Radial do radar no WRFDA e LFR no GSI, buscando melhorias na dinâmica e posicionamento do hidrometeoros;

- Inserir uma constraint no operador, a fim de conseguir limitar os máximos na incrementos na assimilação;
- Análise com radares de dupla polarização e fazendo uso da classificação de hidrometeoros para comparar com as espécies simuladas pelo modelo;
- Verificar possíveis impactos em outros campos, como o de temperatura em superfície em relação a observada, verificando se o viés de resfriamento em relação a rodada controle também pode ser aprimorado com assimilação de dados de superfície de redes estaduais.

Além do uso no presente trabalho, os dados de DEA têm como grande vantagem a baixa latência, ampla cobertura espacial e sem interferência do relevo, além de ser um dado mais leve e de simples leitura. No caso dos dados do GLM, estes são disponibilizados de maneira gratuita em quase tempo real, e com grande potencial para ser explorado para melhorias na modelagem com convecção explícita, e subsequente emissão de alertas por centros privados e regionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. Where are the lightning hotspots on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, 2016. 10

ALEXANDER, G. D.; WEINMAN, J. A.; KARYAMPUDI, V. M.; OLSON, W. S.; LEE, A. The effect of assimilating rain rates derived from satellites and lightning on forecasts of the 1993 superstorm. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 7, p. 1433–1457, 1999. 31

ALVES JÚNIOR, M. P. **Impacto das parametrizações de microfísica na previsão de precipitação utilizando assimilação de dados de radar**. 2017. 146 p. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.24.17.54-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3PB9P3L>>. Acesso em: 2020. 21, 30

APODACA, K.; ZUPANSKI, M. New era of lightning data assimilation using observations from space: Variational and hybrid (envar) methodologies to add the capability to assimilate goes-16/glm observations into gdas. **JCSDA Quarterly**, v. 1, n. 58, p. 12–20, 2018. 35, 51, 57, 87, 151

APODACA, K.; ZUPANSKI, M.; DEMARIA, M.; KNAFF, J. A.; GRASSO, L. D. Development of a hybrid variational-ensemble data assimilation technique for observed lightning tested in a mesoscale model. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 21, n. 5, 2014. 33, 34, 50, 51, 87

ARAVÉQUIA, J. A.; SZUNYOGH, I.; FERTIG, E. J.; KALNAY, E.; KUHL, D.; KOSTELICH, E. J. Evaluation of a strategy for the assimilation of satellite radiance observations with the local ensemble transform kalman filter. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 6, p. 1932–1951, 2011. 28

BAE, S.; HONG, S.-Y.; TAO, W.-K. Development of a single-moment cloud microphysics scheme with prognostic hail for the weather research and forecasting (wrf) model. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 55, 10 2018. 24

BAKER, M. Electricity in the atmosphere | lightning. In: NORTH, G. R.; PYLE, J.; ZHANG, F. (Ed.). **Encyclopedia of atmospheric sciences**. 2. ed. Oxford:

Academic Press, 2015. p. 14 – 19. ISBN 978-0-12-382225-3. Disponível em: <<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780123822253004771>>. 11, 12

BAKER, M. B.; BLYTH, A.; CHRISTIAN, H.; LATHAM, J.; MILLER, K.; ; GADIAN, A. Relationships between lightning activity and various thunderclouds parameters: satellite and modelling studies. **Atmospheric Research**, v. 51, n. 3-4, p. 221–236, 1999. 11

BARKER, D. et al. The weather research and forecasting model's community variational/ensemble data assimilation system: WRFDA. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 6, p. 831–843, 2012. 48

BARTHE, C.; DEIERLING, W.; BARTH, M. C. Estimation of total lightning from various storm parameters: a cloud-resolving model study. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D24, 2010. 14, 15, 32, 33

BENETI, C. A. A. **Caracterização hidrodinâmica e elétrica de sistemas convectivos de mesoescala**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. Disponível em: <<https://teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-18122012-190417/pt-br.php>>. 19

BOURSCHEIDT, V.; JÚNIOR, O. P.; NACCARATO, K.; PINTO, I. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in south Brazil. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2-4, p. 508–513, 2009. 13

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 73–94, 2003. 5

BUREAU OF METEOROLOGY - BOM. **Tropical severe thunderstorms**. 2020. Disponível em: <<http://www.bom.gov.au/weather-services/severe-weather-knowledge-centre/tropicalsevere.shtml>>. Acesso em: 08 set. 2020. 7

CALHEIROS, A. J. P.; ENORÉ, D. P.; MATTOS, E. V.; COSTA, I. C. da; MACHADO, L. A. T. **Sistema de previsão imediata: descrição dos produtos**. Cachoeira Paulista: INPE, 2016. 7, 8

CALVETTI, L.; BENETI, C.; ZANDONÁ, C. Sistema integrado de análise e visualização de dados de radar meteorológico doppler. In: **CONGRESSO**

BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2002. Foz do Iguaçu: Anais..., 2002. 16

CARLOMUSTO, M. **Product definition and user's guide.** 2017. Disponível em: <<https://www.goes-r.gov/products/docs/PUG-L2+-vol15.pdf>>. Acesso em: 12 ago. 2020. 45, 46

CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS (CPTEC/INPE). **Cartas sinóticas.** 2018. Disponível em: <<http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/>>. Acesso em: 28 nov. 2019. 65, 76

CENTRO NACIONAL DE MONITORAMENTO E ALERTAS DE DESASTRES NATURAIS - CEMADEN. **Previsão de risco geo-hidrológico.** 2017. Disponível em: <<http://www.cemaden.gov.br/11032017-previsao-de-risco-geo-hidrologico/>>. Acesso em: 28 nov. 2019. 62

CERÓN, W. L.; KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; AVILA-DIAZ, A.; RIVERA, I. A.; FREITAS, E. D.; MARTINS, J. A.; SOUZA, R. A. Recent intensification of extreme precipitation events in the la Plata basin in southern South America (1981–2018). **Atmospheric Research**, p. 105299, 2020. 2

CHEN, Y.; YU, Z.; HAN, W.; HE, J.; CHEN, M. Case study of a retrieval method of 3d proxy reflectivity from fy-4a lightning data and its impact on the assimilation and forecasting for severe rainfall storms. **Remote Sensing**, v. 12, n. 7, p. 1165, 2020. 38

CHEN, Z.; QIE, X.; LIU, D.; XIONG, Y. Lightning data assimilation with comprehensively nudging water contents at cloud-resolving scale using wrf model. **Atmospheric Research**, v. 221, p. 72–87, 2019. 37

CLIMATE PREDICTION CENTER - CPC. **Madden-Julian Oscillation: recent evolution, current status and predictions.** 2018. Disponível em: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/MJO/ARCHIVE/PDF/mjo_evol-status-fcsts-20180129.pdf>. Acesso em: 15 ago. 2020. 71

CROSIER, J.; CHOULARTON, T.; WESTBROOK, C.; BLYTH, A.; BOWER, K.; CONNOLLY, P.; DEARDEN, C.; GALLAGHER, M.; CUI, Z.; NICOL, J. Microphysical properties of cold frontal rainbands. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 140, n. 681, p. 1257–1268, 2014. 114

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. [S.l.]: Cambridge University Press, 1993. 26

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A.; LATHAM, J.; ELLIS, S.; CHRISTIAN, H. J. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D15, 2008. 14, 15

DOSWELL, C. A. Severe convective storms - an overview. In: DOSWELL, C. (Ed.). **Severe convective storms**. [S.l.]: Springer, 2001. p. 1–26. 6

DUDHIA, J.; HONG, S.-Y.; LIM, K.-S. A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 86, p. 33–44, 2008. 115

FERREIRA, R. C.; HERDIES, D. L.; VENDRASCO, É. P.; BENETI, C. A. A.; BISCARO, T. S. Impacto da assimilação de dados de radar em sistemas convectivos de mesoescala: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 447–458, 2017. 30

FERREIRA, R. C. et al. Impacto das parametrizações de microfísica na previsão de precipitação utilizando assimilação de dados de radar. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. 1, p. 123–134, 2020. 21, 135

FIERRO, A. O.; CLARK, A. J.; MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D. R.; DEMBEK, S. R.; ZIEGLER, C. L. Impact of storm-scale lightning data assimilation on wrf-arw precipitation forecasts during the 2013 warm season over the contiguous united states. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 3, p. 757–777, 2015. 36

FIERRO, A. O.; GAO, J.; ZIEGLER, C. L.; MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D. R.; DEMBEK, S. R. Evaluation of a cloud-scale lightning data assimilation technique and a 3dvar method for the analysis and short-term forecast of the 29 june 2012 derecho event. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 1, p. 183–202, 2014. 36

FIERRO, A. O.; MANSELL, E. R.; ZIEGLER, C. L.; MACGORMAN, D. R. Application of a lightning data assimilation technique in the wrf-arw model at cloud-resolving scales for the tornado outbreak of 24 may 2011. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 8, p. 2609–2627, 2012. 36, 37, 57

G1. **Temporal causa estragos e morte em São Francisco de Paula, no RS.** 2017. Disponível em:

<<http://g1.globo.com/rs/rio-grande-do-sul/noticia/2017/03/temporal-caoa-estragos-e-mortes-em-sao-francisco-de-paula-no-rs.html>>. Acesso em: 12 ago. 2020. 59

_____. **Vendaval destelha casas, UPA e pousada na Grande Florianópolis**. 2017. Disponível em: <<http://g1.globo.com/sc/santa-catarina/noticia/2017/03/temporal-provoca-estragos-e-deixa-mais-de-140-mil-sem-energia-em-sc.html>>. Acesso em: 12 ago. 2020. 59

GALLIGANI, V. S.; WANG, D.; IMAZ, M. A.; SALIO, P.; PRIGENT, C. Analysis and evaluation of wrf microphysical schemes for deep moist convection over South-Eastern South America (SESA) using microwave satellite observations and radiative transfer simulations. **Atmospheric Measurement Techniques**, v. 10, n. 10, p. 3627–3649, 2017. 23

GAMACHE, J. F.; HOUZE JR, R. A. Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 40, n. 7, p. 1835–1850, 1983. 7

GOODMAN, S. J. et al. The goes-r geostationary lightning mapper (glm). **Atmospheric research**, v. 125, p. 34–49, 2013. 12, 45

GRUPO DE ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA - ELAT. **Nova rede BrasilDAT já detecta descargas em todo o país**. 2012. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/noticias/informativo/index.php?informativo=95>>. Acesso em: 18 set. 2017. 45

_____. **Impactos no sistema elétrico e ranking de raios**. 2018. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/relampagos.efeitos/sistema.eletrico.php>>. Acesso em: 04 set. 2018. 12

_____. **Informações da rede BrasilDAT**. 2019. Disponível em: <<http://www.ccst.inpe.br/projetos/brasildat>>. Acesso em: 07 ago. 2019. 12

_____. **Mapa do biênio 2018/2019**. 2020. Disponível em: <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/infor/incidencia.de.descargas.no.pais.php>>. Acesso em: 28 set. 2020. 13

HEISTERMANN, M. et al. The emergence of open-source software for the weather radar community. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 1, p. 117–128, 2015. 44

HERDIES, D. L.; SILVA, A. da; DIAS, M. A. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA-42, 2002. 5

HONG, S.-Y.; DUDHIA, J.; CHEN, S.-H. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 1, p. 103–120, 2004. 21

HONG, S.-Y.; LIM, J.-O. J. The wrf single-moment 6-class microphysics scheme (wsm6). **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 2, p. 129–151, 2006. 23, 24, 36, 47

HU, J.; ROSENFELD, D.; ZRNIC, D.; WILLIAMS, E.; ZHANG, P.; SNYDER, J. C.; RYZHKOV, A.; HASHIMSHONI, E.; ZHANG, R.; WEITZ, R. Tracking and characterization of convective cells through their maturation into stratiform storm elements using polarimetric radar and lightning detection. **Atmospheric Research**, v. 226, p. 192–207, 2019. 9

HU, M.; ZHOU; STARK, D.; SHAO, H.; NEWMAN, K.; BECK, J.; ZHANG, X. Grid-point statistical interpolation (gsi) user's guide version 3.7. **Developmental Testbed Center**, 2018. User's Guide Version 3.7. Disponível em: <<https://dtcenter.org/community-code/gridpoint-statistical-interpolation-gsi/documentation>>. Acesso em: 01 dez. 2018. 49

HUANG, Y.; WANG, Y.; XUE, L.; WEI, X.; ZHANG, L.; LI, H. Comparison of three microphysics parameterization schemes in the wrf model for an extreme rainfall event in the coastal metropolitan city of Guangzhou, China. **Atmospheric Research**, p. 104939, 2020. 22, 23, 114

IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the aer radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. 47

INOUYE, R. T. **Impacto da assimilação de dados observacionais no prognóstico de tempo com o modelo WRF**. 2014. Dissertação (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2014. 29

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS - INPE. **Rede de detecção de raios e tempestades severas do INPE é inaugurada no Rio Grande do Sul**. 2012. Disponível em:

<http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=3042>. Acesso em: 18 set. 2017. 45

JANJIC, Z.; GALL, R.; PYLE, E. **Scientific documentation for the NMM solver**. Boulder: NCAR, 2010. 34

JANJIĆ, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. 47

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: DOSWELL, C. (Ed.). **Severe convective storms**. [S.l.]: Springer, 2001. p. 71–122. 6

KAIN, J. S. The kain–fritsch convective parameterization: an update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004. 21

KLEIST, D. T.; PARRISH, D. F.; DERBER, J. C.; TREADON, R.; WU, W.-S.; LORD, S. Introduction of the GSI into the ncep global data assimilation system. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 6, p. 1691–1705, 2009. 49

LAGOUVARDOS, K.; KOTRONI, V.; DEFER, E.; BOUSQUET, O. Study of a heavy precipitation event over southern france, in the frame of hymex project: observational analysis and model results using assimilation of lightning. **Atmospheric Research**, v. 134, p. 45–55, 2013. 36

LOPEZ, P. A lightning parameterization for the ecmwf integrated forecasting system. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 9, p. 3057–3075, 2016. 25

MACEDO, L. R. **O impacto do uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR nos prognósticos do modelo WRF**. 2014. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2014. 29

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 3, p. 714–725, 2004. 9

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374–1387, 1980. 7

MARTINEZ, M. The relationship between radar reflectivity and lightning activity at initial stages of convective storms. In: **AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY ANNUAL MEETING, 82. 2002.** [S.l.]: Proceedings..., 2002. 15

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. Cloud-to-ground lightning and mesoscale convective systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3-4, p. 377–390, 2011. 9

MCCAUL, E. W.; GOODMAN, S. J.; LACASSE, K. M.; CECIL, D. J. Forecasting lightning threat using cloud-resolving model simulations. **Weather and Forecasting**, v. 24, n. 3, p. 709–729, 2009. 24, 25, 26, 35, 51, 52, 86, 135

MCCAUL, E. W.; PRIFTIS, G.; CASE, J. L.; CHRONIS, T.; GATLIN, P. N.; GOODMAN, S. J.; KONG, F. Sensitivities of the WRF lightning forecasting algorithm to parameterized microphysics and boundary layer schemes. **Weather and Forecasting**, v. 35, n. 4, p. 1545–1560, 2020. 22, 26, 47, 51, 58, 135, 153

MORRISON, H.; THOMPSON, G.; TATARSKII, V. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall line: comparison of one-and two-moment schemes. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 3, p. 991–1007, 2009. 21

NACCARATO, K.; PINTO JÚNIOR, O. Improvements in the detection efficiency model for the brazilian lightning detection network (brasildat). **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2-4, p. 546–563, 2009. 77

NACCARATO, K. P.; PINTO, O.; SLOOP, C. D.; HECKMAN, S.; LIU, C. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on lis observations and a numeric model. In: **INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION, 2014.** [S.l.]: Proceedings... IEEE, 2014. 45

NASCIMENTO, E. d. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern brazil: analysis of severe weather parameters. In: **CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, 22. 2004.** [S.l.]: Preprints..., 2004. 5

_____. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005. 73

NATIONAL CENTER FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION. **NCEP GFS 0.25 degree global forecast grids historical archive.** Boulder CO: Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational

and Information Systems Laboratory, 2015. Disponível em:
<<https://doi.org/10.5065/D65D8PWK>>. 44

NATIONAL WEATHER SERVICE - NWS. **How does the NWS define a severe thunderstorm?** 2020. Disponível em:
<<https://www.spc.noaa.gov/faq/#4.2>>. Acesso em: 08 set. 2020. 7

NH. **Vendaval destrói casas em São Francisco de Paula e deixa pelo menos um morto.** 2017. Disponível em:
<<https://www.jornalnh.com.br/2017/03/noticias/regiao/2083495-vendaval-destroi-casas-em-sao-francisco-de-paula-e-deixa-pelo-menos-um-morto.html>>. Acesso em: 13 ago. 2020. 59

PAPADOPOULOS, A.; CHRONIS, T. G.; ANAGNOSTOU, E. N. Improving convective precipitation forecasting through assimilation of regional lightning measurements in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 7, p. 1961–1977, 2005. 32

PETERSEN, W. A.; CHRISTIAN, H. J.; RUTLEDGE, S. A. Trmm observations of the global relationship between ice water content and lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, 2005. 14, 24

PETERSON, M. J. et al. New world meteorological organization certified megaflash lightning extremes for flash distance (709 km) and duration (16.73 s) recorded from space. **Geophysical Research Letters**, v. 47, n. 16, p. e2020GL088888, 2020. 10

POWERS, J. G.; KLEMP, J. B.; SKAMAROCK, W. C.; DAVIS, C. A.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; COEN, J. L.; GOCHIS, D. J.; AHMADOV, R.; PECKHAM, S. E.; GRELL, G. A.; MICHALAKES, J.; TRAHAN, S.; BENJAMIN, S. G.; ALEXANDER, C. R.; DIMEGO, G. J.; WANG, W.; SCHWARTZ, C. S.; ROMINE, G. S.; LIU, Z.; SNYDER, C.; CHEN, F.; BARLAGE, M. J.; YU, W.; DUDA, M. G. The Weather Research and Forecasting Model: overview, system efforts, and future directions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 8, p. 1717–1737, 09 2017. ISSN 0003-0007. Disponível em:
<<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1>>. 46

PRICE, C.; RIND, D. A simple lightning parameterization for calculating global lightning distributions. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 97, n. D9, p. 9919–9933, 1992. 34

PU, Z.; KALNAY, E. Numerical weather prediction basics: models, numerical methods, and data assimilation. In: DUAN Q.; PAPPENBERGER, F. W. A. C. H. L. S. J. C. E. (Ed.). **Handbook of hydro meteorological ensemble forecasting**. [S.l.]: Springer, 2019. p. 1–31. 20

PU, Z.; LIN, C.; DONG, X.; KRUEGER, S. K. Sensitivity of numerical simulations of a mesoscale convective system to ice hydrometeors in bulk microphysical parameterization. **Pure and Applied Geophysics**, v. 176, n. 5, p. 2097–2120, 2019. 22

PYTHAROULIS, I.; KOTSOPOULOS, S.; TEGOULIAS, I.; KARTSIOS, S.; BAMPZELIS, D.; KARACOSTAS, T. Numerical modeling of an intense precipitation event and its associated lightning activity over northern greece. **Atmospheric Research**, v. 169, p. 523–538, 2016. 25

QIE, X.; ZHU, R.; YUAN, T.; WU, X.; LI, W.; LIU, D. Application of total-lightning data assimilation in a mesoscale convective system based on the wrf model. **Atmospheric Research**, v. 145, p. 255–266, 2014. 36, 37

RAJEEVAN, M.; KESARKAR, A.; THAMPI, S.; RAO, T.; RADHAKRISHNA, B.; RAJASEKHAR, M. Sensitivity of WRF cloud microphysics to simulations of a severe thunderstorm event over southeast india. **Annales Geophysicae**, v. 28, n. 2, p. 603–619, 2010. 23, 114

RIBEIRO, B. Z.; SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic climatology of warm fronts in southeastern South America. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 2, p. 644–655, 2016. 6, 64

RINEHART, R. E. **Radar for meteorologists**. [S.l.]: University of North Dakota, Office of the President, 1991. 19

ROBERTS, N. M.; LEAN, H. W. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 1, p. 78–97, 2008. 57

ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over south america. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 2010. 44, 127

RUDLOSKY, S. D.; GOODMAN, S. J.; VIRTS, K. S.; BRUNING, E. C. Initial geostationary lightning mapper observations. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 2, p. 1097–1104, 2019. [45](#)

SIKDER, M. S.; HOSSAIN, F. Sensitivity of initial-condition and cloud microphysics to the forecasting of monsoon rainfall in south Asia. **Meteorological Applications**, v. 25, n. 4, p. 493–509, 2018. [19](#)

SKAMAROCK, W. et al. **A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4 (no. ncar/tn-556+ str)**. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2019. [47](#)

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.-Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the Advanced Research WRF version 3**. Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2008. [46](#)

SONG, H.-J.; SOHN, B.-J. An evaluation of wrf microphysics schemes for simulating the warm-type heavy rain over the korean peninsula. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 1–12, 01 2018. [23](#), [114](#)

STEFANESCU, R.; NAVON, I. M.; FUELBERG, H.; MARCHAND, M. 1d+4d-var data assimilation of lightning with wrfda system using nonlinear observation operators. **arXiv preprint arXiv:1306.1884**, 2013. [32](#), [33](#), [34](#)

SUN, J.; CROOK, N. A. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: model development and simulated data experiments. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 12, p. 1642–1661, 1997. [29](#), [49](#)

SUN, J.; FLICKER, D. W.; LILLY, D. K. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from simulated single-doppler radar data. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 6, p. 876–890, 1991. [28](#)

SUN, J.; XUE, M.; WILSON, J. W.; ZAWADZKI, I.; BALLARD, S. P.; ONVLEE-HOOIMEYER, J.; JOE, P.; BARKER, D. M.; LI, P.-W.; GOLDING, B. et al. 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. [28](#)

SUN, J.; ZHANG, Y.; BAN, J.; HONG, J.-S.; LIN, C.-Y. Impact of combined assimilation of radar and rainfall data on short-term heavy rainfall prediction: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 148, n. 5, p. 2211–2232, 2020. 30

TAKAYABU, Y. N. Rain-yield per flash calculated from trmm pr and lis data and its relationship to the contribution of tall convective rain. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 18, 2006. 14

TAN, E. Microphysics parameterization sensitivity of the wrf model version 3.1.7 to extreme precipitation: evaluation of the 1997 new year's flood of california. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 2016, p. 1–29, 2016. Disponível em: <<https://gmd.copernicus.org/preprints/gmd-2016-94/>>. 23

TEWARI, M. et al. Implementation and verification of the unified noah land surface model in the wrf model. In: **CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING, 20., 2004**. [S.l.]: Proceedings., 2004. 47

THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; RASMUSSEN, R. M.; HALL, W. D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part ii: implementation of a new snow parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 5095–5115, 2008. 21

UNIVERSITY OF WYOMING. **Atmospheric soundings**. 2018. Disponível em: <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. Acesso em: 28 nov. 2019. 67, 78

VARGAS JÚNIOR, V. R. **Assessing the impact of lightning data assimilation in the WRF model**. 115 p. Tese (Doutorado em Geofísica Espacial e Ciências Atmosféricas) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2020. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34R/3UAML3H>>. 39

VENDRASCO, E.; MACHADO, L.; RIBEIRO, B.; FREITAS, E.; FERREIRA, R.; NEGRI, R. Cloud resolving model applied to nowcasting: an evaluation of radar data assimilation and microphysics parameterization. **Weather and Forecasting**, v. 35, 09 2020. 135

VENDRASCO, É. P. **Impacto da assimilação de dados de radar na previsão de curto prazo**. 208 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>>. 29

VENDRASCO, E. P.; MACHADO, L. A.; ARAUJO, C. S.; RIBAUD, J.-F.; FERREIRA, R. C. Potential use of the glm for nowcasting and data assimilation. **Atmospheric Research**, p. 105019, 2020. 30, 39

VENDRASCO, E. P.; SAPUCCI, L. F.; KHAMIS, E. G.; MATTOS, J. G. Z. d.; AVANÇO, L. A.; BANÕS, I. H.; CAMPOS, T. L. d. O. B.; GONÇALVES, L. G. G. d. **Sistema de Modelagem Regional (SMR) Versão 2.0 (Olímpica)**. São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2016. 75 p. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3MC4LHH>>. Acesso em: 25 jun. 2020. 48

WANG, H.; LIU, Y.; ZHAO, T.; XU, M.; LIU, Y.; GUO, F.; CHENG, W. Y.; FENG, S.; MANSELL, E. R.; FIERRO, A. O. Incorporating geostationary lightning data into a radar reflectivity based hydrometeor retrieval method: an observing system simulation experiment. **Atmospheric Research**, v. 209, p. 1–13, 2018. 39

WANG, H.; SUN, J.; ZHANG, X.; HUANG, X.-Y.; AULIGNÉ, T. Radar data assimilation with wrf 4d-var. Part I: system development and preliminary testing. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 7, p. 2224–2244, 2013. 29, 30, 49

WANG, Y.; YANG, Y.; LIU, D.; ZHANG, D.; YAO, W.; WANG, C. A case study of assimilating lightning-proxy relative humidity with WRF-3DVAR. **Atmosphere**, v. 8, n. 3, p. 55, 2017. 31, 37

WANG, Y.; YANG, Y.; WANG, C. Improving forecasting of strong convection by assimilating cloud-to-ground lightning data using the physical initialization method. **Atmospheric Research**, v. 150, p. 31–41, 2014. 35

WARNER, T. T. **Numerical weather and climate prediction**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. 112

WILLIAMS, J. **The AMS weather book: the ultimate guide to America's weather**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2013. 8

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION - WMO. **Guidelines for nowcasting techniques**. Chairperson, Publications Board, 2017. Disponível em: <https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3795>. 1

WREGGE, M.; RADIN, B.; MATZENAUER, R.; ALMEIDA, I.; STEINMETZ, S.; REISSER JUNIOR, C.; MALUF, J.; CUNHA, G.; PRESTES, S. **Atlas climático do Rio Grande do Sul**. [S.l.: s.n.], 2011. 62

WU, T.-C.; ZUPANSKI, M.; GRASSO, L. D.; BROWN, P. J.; KUMMEROW, C. D.; KNAFF, J. A. The GSI capability to assimilate trmm and gpm hydrometeor retrievals in hwrf. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 142, n. 700, p. 2768–2787, 2016. 28

XIAO, Q.; SUN, J. Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during ihop_2002. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 10, p. 3381–3404, 2007. 29

XIAO, X.; SUN, J.; QIE, X.; YING, Z.; JI, L.; CHEN, M.; ZHANG, L. Lightning data assimilation scheme in a 4dvar system and its impact on very-short-term convective forecasting. **Monthly Weather Review**, 2020. 39

ZEPKA, G.; PINTO JÚNIOR, O. A method to identify the better wrf parameterizations set to describe lightning occurrence. In: **METEOROLOGICAL LIGHTNING CONFERENCE, 3., 2010**. [S.l.]: Proceedings..., 2010. p. 21–22. 21

ZHANG, R.; ZHANG, Y.; XU, L.; ZHENG, D.; YAO, W. Assimilation of total lightning data using the three-dimensional variational method at convection-allowing resolution. **Journal of Meteorological Research**, v. 31, n. 4, p. 731–746, 2017. 37

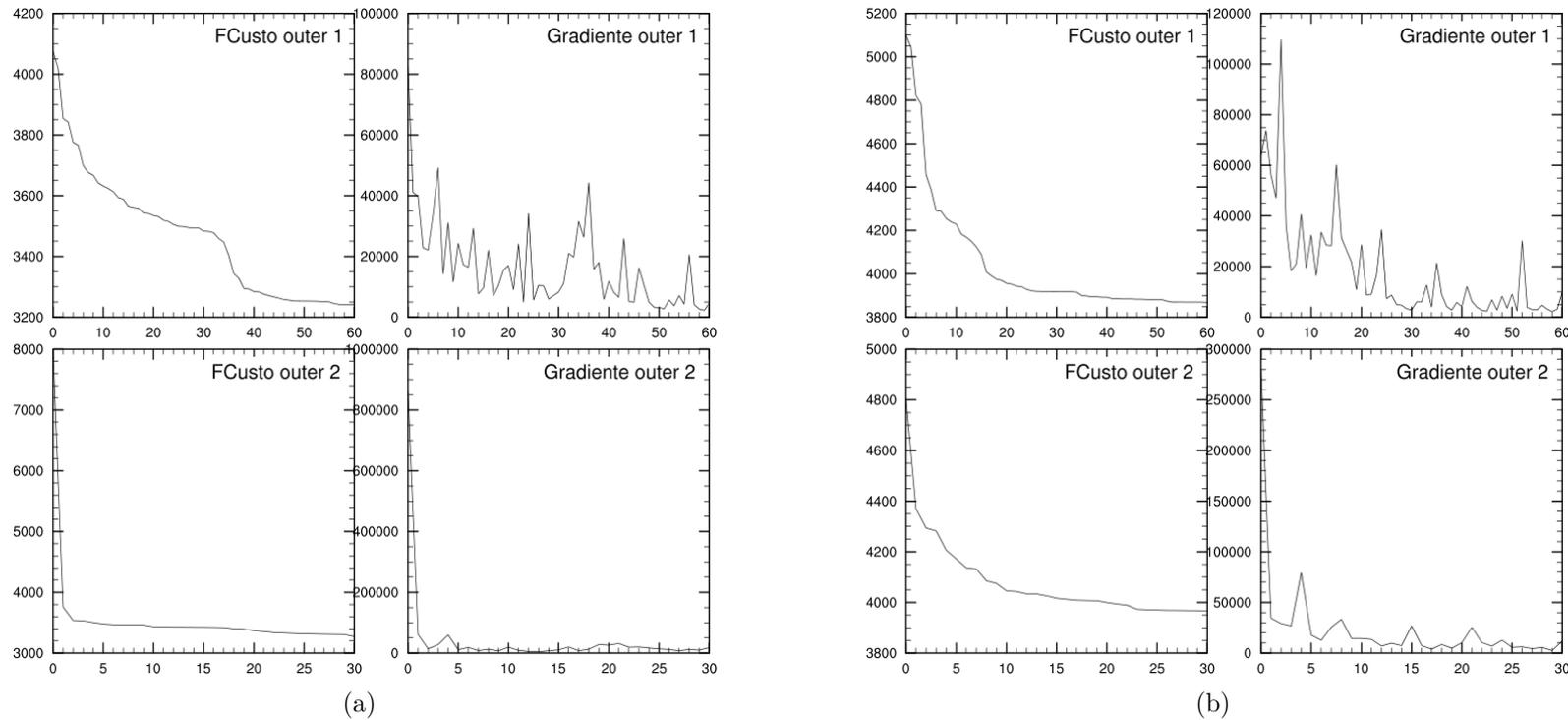
ZHANG, S. Q.; ZUPANSKI, M.; HOU, A. Y.; LIN, X.; CHEUNG, S. H. Assimilation of precipitation-affected radiances in a cloud-resolving wrf ensemble data assimilation system. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 2, p. 754–772, 2013. 28

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, 2006. 9, 10

APÊNDICE A - ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE DEA: COMPLEMENTAR

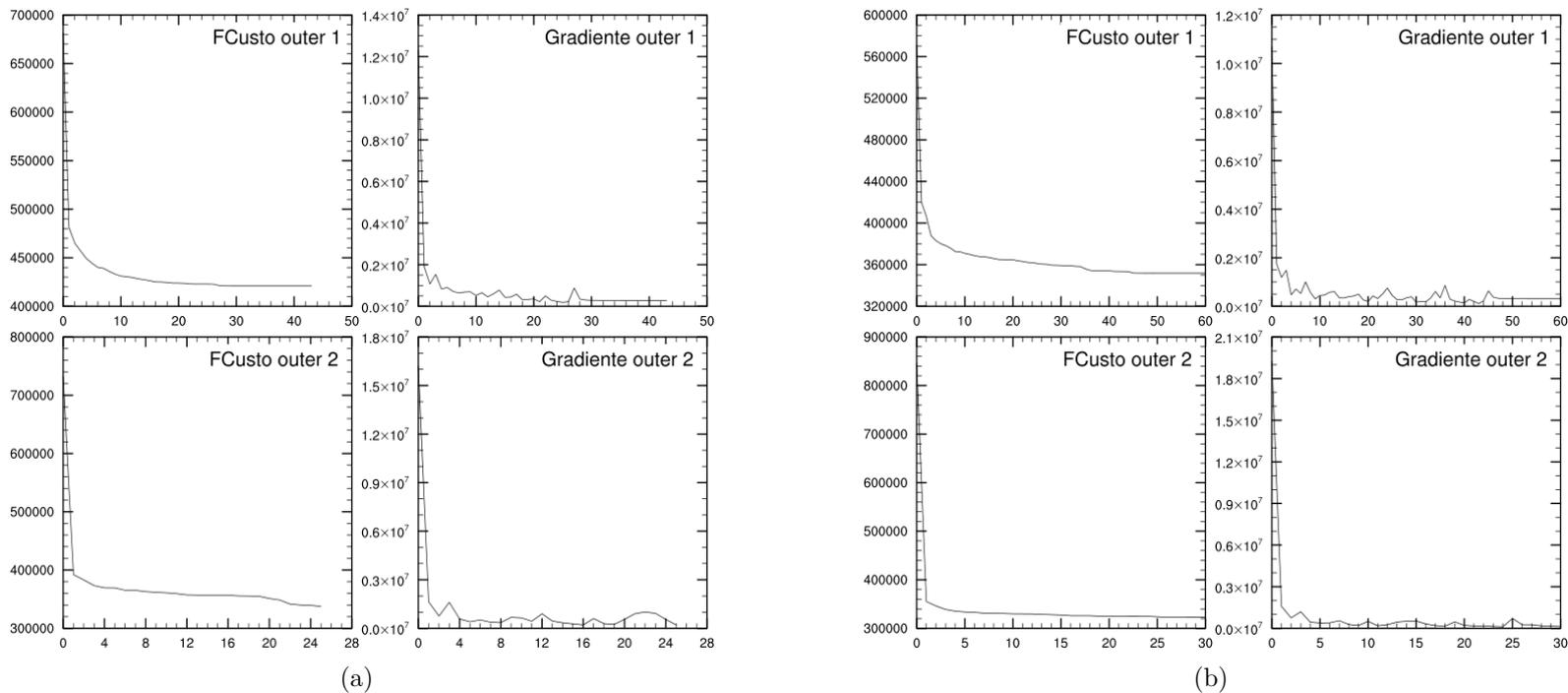
Este Apêndice apresenta os resultados da minimização da função custo para a rede BrasiDAT e para a assimilação de radar em conjunto com a BRDAT. A Figura A.1 apresenta os resultados para as rodadas das 03Z do dia 12/03/2017. Já a Figura A.2 apresenta os resultados para a rodada 09Z do dia 12/03/2017.

Figura A.1 - Minimização da Função Custo para a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.



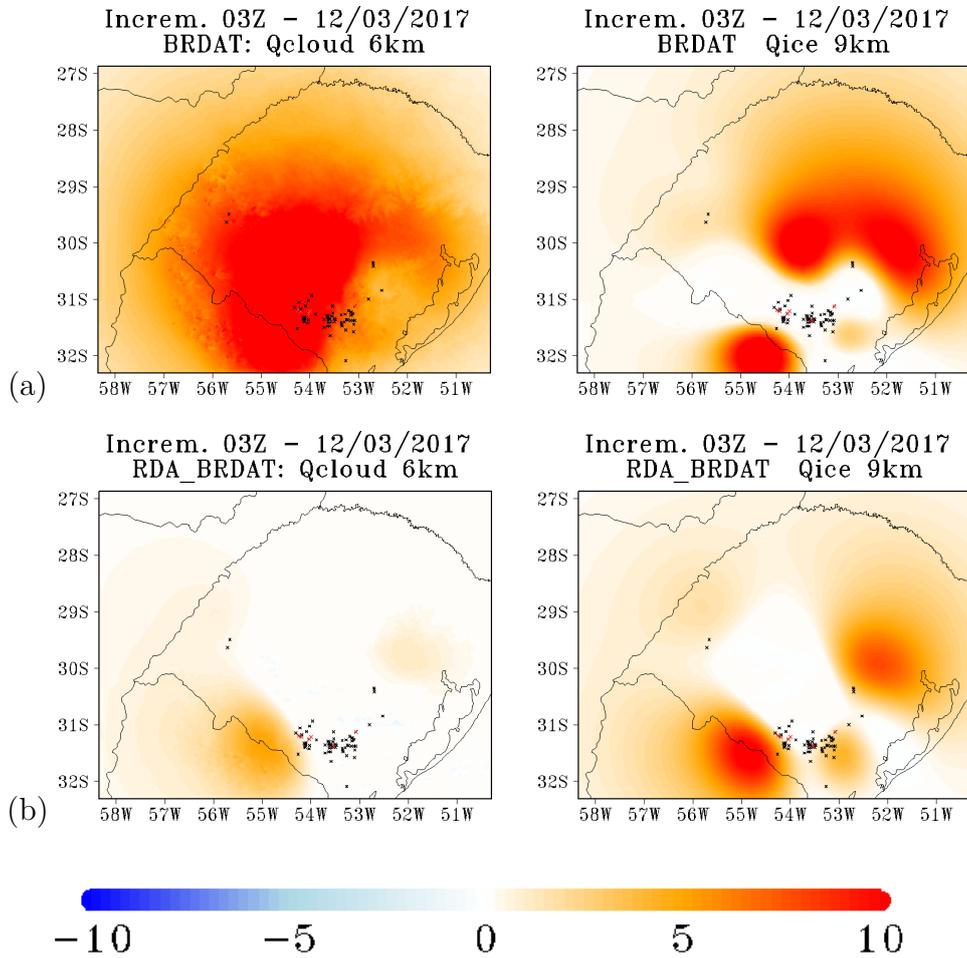
Fonte: Produção do autor.

Figura A.2 - Minimização da Função Custo para a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.



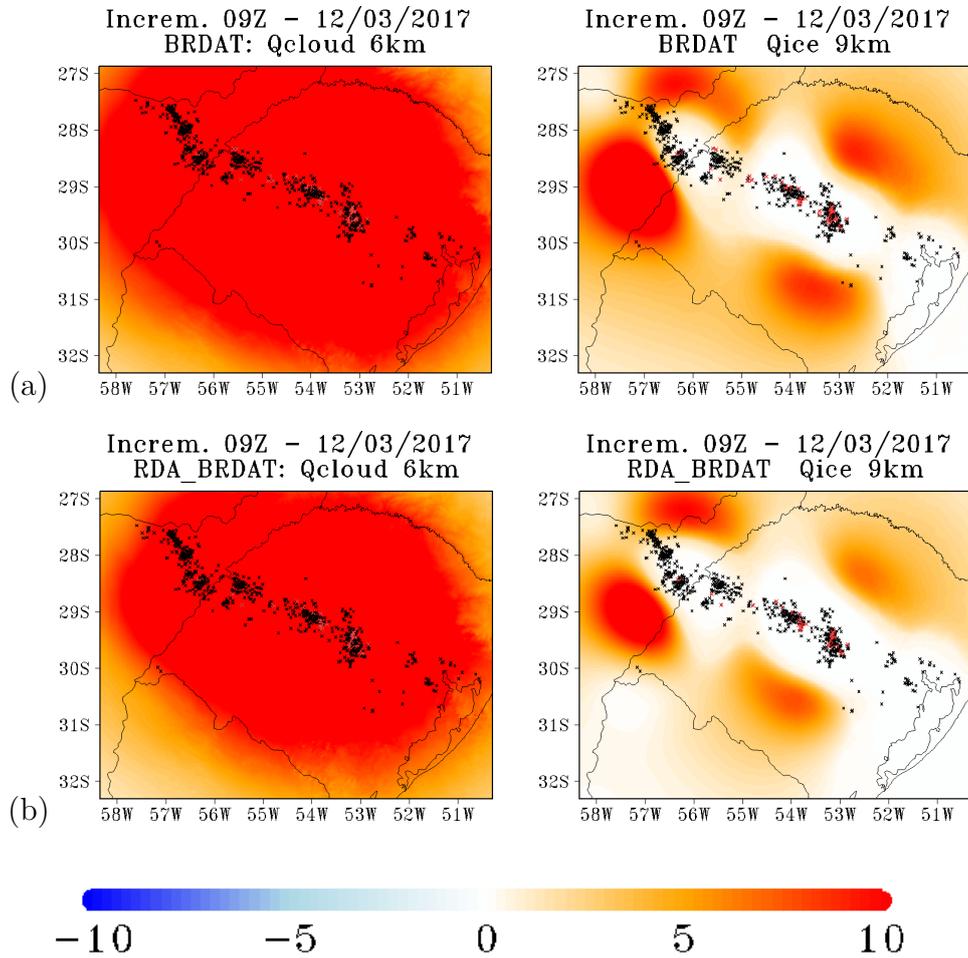
Fonte: Produção do autor.

Figura A.3 - Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 03Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.



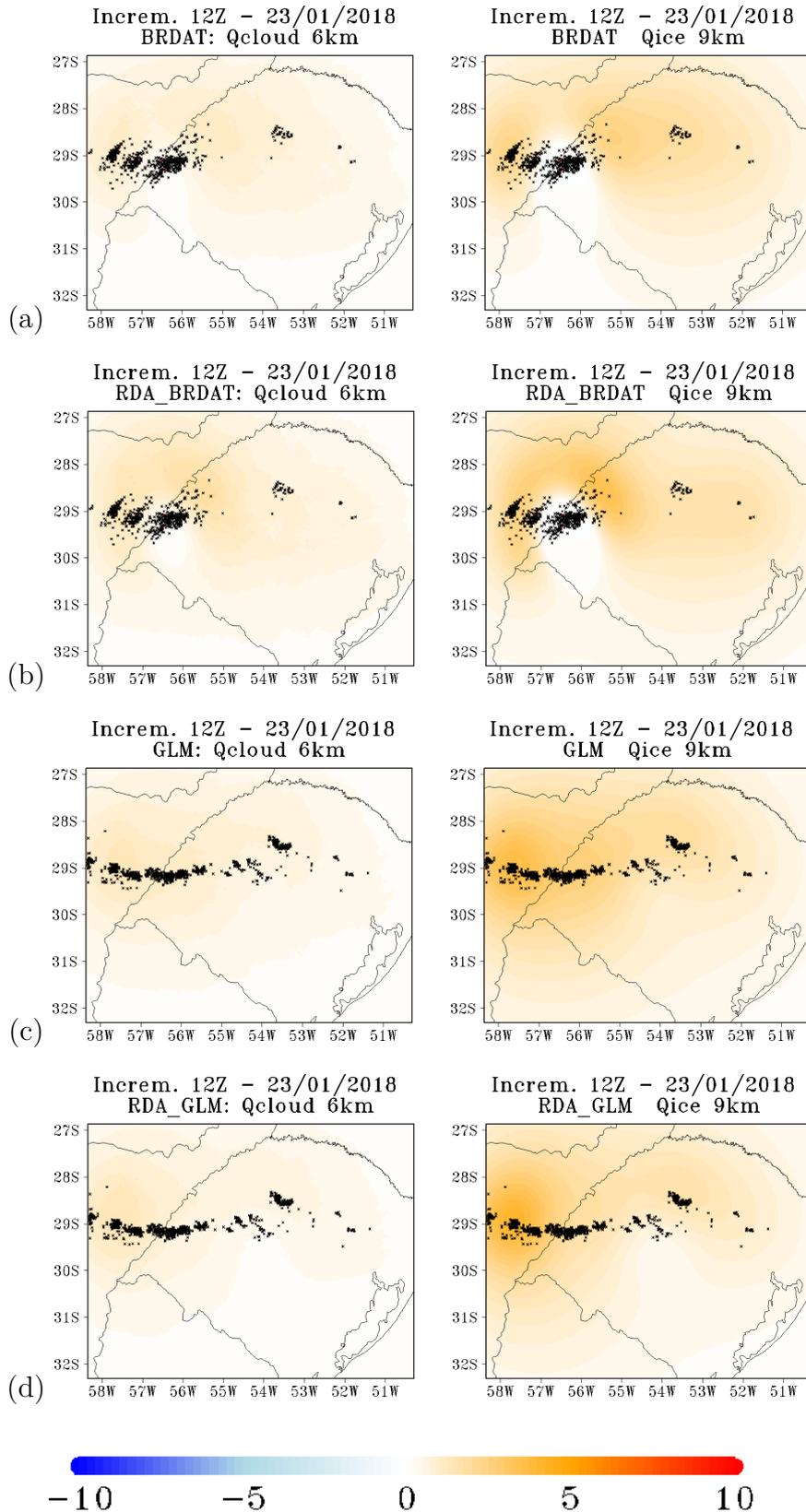
Fonte: Produção do autor.

Figura A.4 - Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 09Z do dia 12/03/2017 para (a) BRDAT e (b) assimilação de Radar e BrasilDAT.



Fonte: Produção do autor.

Figura A.5 - Visualização espacial dos incrementos em alturas fixas de Qcloud (6Km) e Qice (9km) a rodada das 12Z do dia 23/01/2018 para (a) BRDAT, (b) RDA_BRDAT, (c) GLM e (d) RDA_GLM, conforme Seção 5.3.1.



Fonte: Produção do autor.

