



Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

**ESTUDO DA SENSIBILIDADE MICROFÍSICA DO
MODELO REGIONAL DE MESOESCALA BRAMS PARA
UM CASO DE TEMPO SEVERO ASSOCIADO A DANOS
NA REDE ELÉTRICA NO ESTADO DE RIO GRANDE DO
SUL**

VITOR VAZ HASSAN

Rio de Janeiro, RJ
Dezembro, 2019

ESTUDO DA SENSIBILIDADE MICROFÍSICA DO MODELO
REGIONAL DE MESOESCALA BRAMS PARA UM CASO DE TEMPO
SEVERO ASSOCIADO A DANOS NA REDE ELÉTRICA NO ESTADO
DE RIO GRANDE DO SUL

VITOR VAZ HASSAN

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de **Mestre em Ciências** (área: Meteorologia).

Orientadores:

Dr. José Ricardo de Almeida França

Dr. Wallace Figueiredo Menezes

VITOR VAZ HASSAN

**ESTUDO DA SENSIBILIDADE MICROFÍSICA DO MODELO REGIONAL DE
MESOESCALA BRAMS PARA UM CASO DE TEMPO SEVERO ASSOCIADO
A DANOS NA REDE ELÉTRICA NO ESTADO DE RIO GRANDE DO SUL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de **Mestre em Ciências** (área: Meteorologia).

Aprovado em 17 de Dezembro de 2019:

Prof. Doutor José Ricardo de Almeida França (Orientador)

Prof. Doutor Wallace Figueiredo Menezes (Co-Orientador)

Prof. Doutor Ernani de Lima Nascimento

Prof. Doutor Fabrício Polifke da Silva

Prof. Doutor Leonardo de Faria Peres

Rio de Janeiro, RJ
Dezembro, 2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Dr. José Ricardo de Almeida França por todo apoio, confiança e incentivo durante todo meu processo de formação acadêmica no departamento de meteorologia da UFRJ.

Agradeço ao meu coorientador, Dr. Wallace Figueiredo Menezes por toda colaboração e contribuição em diversas áreas desta pesquisa, principalmente em modelagem numérica.

Agradeço aos membros componentes da comissão examidora deste trabalho, Dr. Ernani de Lima Nascimento, Dr. Leonardo de Faria Peres e Dr. Fabrício Polifke da Silva pelas revisões e comentários que foram de grande importância para a conclusão deste trabalho.

Agradeço aos meus amigos do departamento de Geociências da UFRJ, Pedro Regoto de Souza, João Gilberto Dias Lima e Felipe Pereira pela parceria, amizade e troca de experiências durante minha vida acadêmica na universidade.

Agradeço a minha família, em especial aos meus pais por todo incentivo, carinho, amizade e apoio durante todo o meu processo de formação acadêmica. Por fim, aproveito para deixar um grande agradecimento para meus tios, Leila Teixeira Hassan e Antônio Carlos Mattar Villela por todo suporte, apoio e incentivo fornecidos durante grande parte da minha formação acadêmica.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro

ESTUDO DA SENSIBILIDADE MICROFÍSICA DO MODELO REGIONAL DE MESOESCALA BRAMS PARA UM CASO DE TEMPO SEVERO ASSOCIADO A DANOS NA REDE ELÉTRICA NO ESTADO DE RIO GRANDE DO SUL

AUTOR: VITOR VAZ HASSAN
ORIENTADOR: JOSÉ RICARDO DE ALMEIDA FRANÇA
COORIENTADOR: WALLACE FIGUEIREDO MENEZES

Durante a noite do dia 07/06/2017 até a manhã do dia 08/06/2017, a passagem de uma frente fria causou sérios danos na rede elétrica em diversas cidades de Rio Grande do Sul, para ser mais exato 19 municípios, principalmente, das regiões centro-norte do estado foram atingidos pelo tempo severo, resultando em mais de 4.500 clientes sem energia elétrica. De acordo com a literatura especializada a formação e passagens de sistemas frontais pela região sul do Brasil são típicos dessa época do ano, na qual, massas de ar mais frias proveniente do polo Sul alcançam latitudes mais baixas e interagem com massas de ar mais quente, favorecendo a formação de linhas de tempestades. Nesse contexto o trabalho tem como objetivo principal utilizar dados de sensoriamento remoto (diâmetro médio dos hidrometeoros, e aspectos/padrões da distribuição de tamanhos dos aerossóis) como parâmetros de entrada no modelo BRAMS, para testar a sensibilidade de melhoria na qualidade da simulação numérica para o caso em estudo. Os resultados estatísticos indicam uma pequena melhoria na simulação do modelo utilizando uma distribuição típica de aerossóis oceânicos, e pouca sensibilidade ao se utilizar dados observados do diâmetro médio dos hidrometeoros.

Palavras-Chave: BRAMS; Modelagem; Aerossol

ABSTRACT

Master Thesis
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal do Rio de Janeiro

STUDY OF THE MICROPHYSICAL SENSITIVITY OF THE REGIONAL MODEL OF MESOSCALE BRAMS FOR A STORM CASE ASSOCIATED WITH DAMAGE IN THE ELECTRICAL NETWORK IN THE STATE OF RIO GRANDE DO SUL

AUTHOR: VITOR VAZ HASSAN
ADVISOR: JOSÉ RICARDO DE ALMEIDA FRANÇA
CO-ADVISOR: WALLACE FIGUEIREDO MENEZES

During the night of 06/07/2017 until the morning of 06/08/2017, the passing of a cold front caused serious damage to the electricity grid in several cities in Rio Grande do Sul, to be more exact 19 municipalities, mainly , from the north-central regions of the state were hit by severe weather, resulting in more than 4,500 users without electricity. According to the literature, the formation and passage of frontal systems through the southern region of Brazil are typical of this time of year, which, cooler air masses from the South Pole reached lower latitudes and interact with more hot air, favoring the formation of storm lines. In this context, the main objective of the work is to use data from remote sensing (mean diameter of hydrometers, and aspects / patterns of aerosol size distribution), as input variables in the BRAMS model, to test the sensitivity of the improvement of numerical quality for the case under study. The statistical results indicate a small improvement in the simulation of the modelo when using a typical distribution of oceanic aerosols, and with little sensitivity when using data observed in the average diameter of hydrometeors.

Key words: BRAMS; Modeling; Aerosol

Sumário

LISTA DE FIGURAS	9
LISTA DE TABELAS	13
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS	9
1. Introdução	17
2. Objetivo	19
3. Revisão Bibliográfica	19
3.1 Microburst, Downburst e a Frente de Rajada	20
3.2 Linha de Instabilidade e Retroalimentação	24
3.3 Sensoriamento Remoto na Atmosfera	26
3.4 Índices de instabilidade e uma breve análise do Diagrama Skew T x Log P	29
3.5 Breve revisão de casos	36
4. Metodologia	40
4.1 CPFL Energia – Casos analisados	40
4.2 Métodos e Dados	41
4.2.1 Satélite Terra e o Sensor MODIS	42
4.2.2 Reanálise ERA INTERIM	47
4.2.3 BRAMS	48
4.2.4 Introdução de dados de satélite na parametrização do BRAMS – Teste de Sensibilidade do modelo	51
4.2.5 Validações entre dados observados e simulações utilizando índices estatísticos ...	53
5. Resultados	54
5.1 Análise da Formação e Desenvolvimento da Tempestade	54
5.2 Análise da Dinâmica Atmosférica Associada à tempestade	57
5.3 Análise das Condições Termodinâmicas Associadas à Tempestade	60
5.4 Distribuição de Aerossóis e sua relação com os produtos do BRAMS	64
5.5 Alteração na parametrização microfísica do BRAMS utilizando dados de satélite	69
5.6 Análise estatística do evento	83
6. Conclusões	89
7. Referências Bibliográficas	93

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Processo de formação da frente de rajada na interação da corrente descendente fria com o ar mais quente na dianteira da tempestade. Adaptado de Franco (2017)..... 22
- Figura 2 – Linhas de Instabilidade representadas por imagens de radar meteorológico. Fonte: Comunicação pessoal: Professor Dr. Wallace Menezes.....25
- Figura 3 – Mecanismo de retroalimentação. Adaptado de Weisman & Klemp (1986).....26
- Figura 4 – Princípio do sensoriamento remoto. Adaptado de Liou (2002).....27
- Figura 5 – (A)Varredura do sensor na direção transversal a trajetória do satélite. (B) Varredura do sensor ao longo da trajetória do satélite. Fonte: Comunicação pessoal: Professor Dr. Leonardo Peres.....29
- Figura 6 – Representação do perfil atmosférico idealizado em diagrama termodinâmico skew-T ilustrando o cálculo da CAPE e da CINE. As camadas atmosféricas com inibição convectiva são representadas por traços horizontais, sendo que a “área” da camada inferior é proporcional à magnitude da CINE para uma parcela de ar ascendendo desde a superfície. A camada atmosférica indicada com cruces possui “área” proporcional à magnitude da CAPE para esta mesma parcela de ar. O nível de condensação por levantamento (NCL), nível de convecção espontânea (NCE) e nível de equilíbrio (NEL) para esta parcela de ar também são indicados. Adaptado de Nascimento (2005).....33
- Figura 7 – Diagrama termodinâmico Skew-T para o Aeroporto de Porto Alegre no dia 07/06/2017 as 12z. Fonte: University of Wwyoming, edição feita pelo autor.....34
- Figura 8 – Análise feita pela CPFL referente aos clientes hora interrompidos para o evento em estudo. Fonte: CPFL Energia.....41

Figura 9 – Rastreamento das órbitas do sensor MODIS embarcado no satélite Terra, figura meramente ilustrativa. Fonte: NASA.....	46
Figuras 10 – Área aproximada de varredura do sensor MODIS embarcado no satélite Terra, figura meramente ilustrativa. Fonte: NASA.....	46
Figura 11 – Atuação da frente fria às 03 Z (A), 05 Z (B), 07 Z (C), 09 Z (D), 09:30 Z (D) e 10 Z (E) no dia 08/06/2017, dia do evento. Goes 13. Fonte: DSA – CPTEC.....	55
Figura 12 – Atuação da frente fria às 09 no dia 08/06/2017, dia do evento. Radar Meteorológico – Morro da Igreja, SC. Fonte: Redemet.....	56
Figura 13: Primeira Linha: Velocidade horizontal do vento (m/s) em 850 hPa as 06Z do dia 08/06/2017. Segunda Linha: Velocidade horizontal do vento (m/s) em 850 hPa as 12Z do dia 08/06/2017 – dados provenientes do ERA INTERIM.....	57
Figura 14 – Primeira linha: Linhas de corrente e velocidade horizontal do vento (m/s) em 500 hPa Segunda linha: Linhas de corrente e velocidade vertical do vento (m/s) em 200 hPa –06Z do dia 08/06/2017, dados provenientes do ERA INTERIM.....	58
Figura 15: Primeira linha: Corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude -29° as 06Z do dia 08/06/2017 - dados provenientes do ERA INTERIM. Segunda linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29°. As 06Z e 09Z do dia 08/06/2019- produto do BRAMS.....	61
Figura 16: (A) Diagrama Skew T x Log P para o dia 08/06 as 06Z. (B) Diagrama Skew T x Log P para o dia 08/06 as 09Z. Ambos fixados na latitude 29°S e longitude – 50°W.....	62
Figura 17: Primeira linha: produto de precipitação (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental. Segunda linha: produto de precipitação (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo oceânico. Produtos do BRAMS.....	64

Figura 18: Gráficos comparando a intensidade da chuva como produto do modelo (AEO), modelo (AEC) e observada pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.....	66
Figura 19: Gráficos comparando a intensidade do vento como produto do modelo (AEO), modelo (AEC) e observado pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.....	67
Figura 20: Bloxspots indicando a mediana e média de raio efetivo da partícula de nuvem para os dias 07 e 08 de junho de 2009, para área de estudo.....	69
Figura 21: Primeira linha: Vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.....	71
Figura 22: Primeira linha: velocidade vertical do vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: velocidade vertical do vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.....	72
Figura 23: Primeira linha: corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude 29°S variando longitudinalmente de 60 a 47W e verticalmente de 300 a 1000 hPa, utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude 29°S variando longitudinalmente de 60 a 47W e verticalmente de 300 a 1000 hPa, utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.....	74
Figura 24: Primeira linha: Chuva (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Chuva (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Experimento 3. Produtos do BRAMS.....	75

Figura 25: Primeira linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29° utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29°, utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Experimento 3. Produtos do BRAMS.....	76
Figura 26: Gráficos comparando a intensidade horária da chuva como produto do modelo (AEO DEF), (AEC DEF), (AEO EDIT), (AEC EDIT) e chuva observada pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.....	78
Figura 27: Gráficos comparando a intensidade horária do vento como produto do modelo (AEO DEF), (AEC DEF), (AEO EDIT), (AEC EDIT) e vento observado pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.....	81
Figura 28: Gráficos destacando a diferença do viés (EM) entre o experimento 3 (AE EDIT) e experimento 1 e 2 (AE DEF) para variável chuva (a) e para a variável vento (b).....	88

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Cidades escolhidas para análise pontual dos eventos. A Latitude, Longitude e Altitude são referentes as estações meteorológicas do INMET instaladas em cada uma das cidades.....	41
Tabela 2 – Especificações dos satélites Terra e Aqua.....	43
Tabela 3 – Especificações das grades utilizadas.....	51
Tabela 4 – Resumo dos experimentos em análise.....	52
Tabela 5: Erro entre o acumulado de 24 horas de chuva (mm) obtido pela estação do INMET e os produtos dos Experimentos 1,2 e 3 do BRAMS. Acumulado de chuva foi obtido entre as 14Z do dia 07/06/2017 e 14Z do dia 08/06/2017.....	79
Tabela 6 – Desvios estatísticos calculados para estimativa BRAMS (Experimentos 1 e 2) de chuva e vento para as quatro cidades em análise, onde os valores de REQM e EM estão apresentados em mm e km/h, para as variáveis chuva e vento, respectivamente.....	83
Tabela 7 – Desvios estatísticos calculados para estimativa BRAMS (Experimento 3) de chuva e vento para as quatro cidades em análise, onde os valores de REQM e EM estão apresentados em mm e km/h, para as variáveis chuva e vento, respectivamente.....	86

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AEC</i>	Aerossol Continental
<i>AEO</i>	Aerossol Oceânico
<i>ASAS</i>	Alta Subtropical do Atlântico Sul
<i>BRAMS</i>	<i>Brazilian Regional Atmospheric Modeling System</i>
<i>CAPE</i>	Energia Potencial Convectiva
<i>CATT</i>	<i>Coupled Aerosol and Tracer Transport</i>
<i>Cb</i>	Cumulunimbus
<i>CCN</i>	Núcleos de Condensação
<i>CI_s</i>	Clientes Interrompidos
<i>CLP</i>	Camada Limite Planetária
<i>CPTEC</i>	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
<i>DCAPE</i>	<i>Downdraft Convective Available Potential Energy</i>
<i>DCP</i>	<i>Derecho Composite Parameter</i>
<i>DP</i>	Desvio Padrão
<i>EM</i>	Erro Médio
<i>EM_s</i>	Estações Meteorológicas
<i>EMAs</i>	Estações meteorológicas de altitude
<i>EOS</i>	<i>Earth Observing System</i>
<i>FINEP</i>	Agência Brasileira de Estudos e Projetos
<i>GFS</i>	<i>Global Forecast System</i>
<i>GRADS</i>	<i>Grid Analysis and Display System</i>

<i>HDF</i>	<i>Hierarchical Data Format</i>
<i>IAG</i>	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
<i>IFOV</i>	Campo de Visão Instantânea
<i>IME</i>	Instituto de Matemática e Estatística
<i>INMET</i>	Instituto Nacional de Meteorologia
<i>JBN</i>	Jato de Baixo Nível
<i>LI</i>	Linha de Instabilidade
<i>MASTER</i>	Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais
<i>MATLAB</i>	<i>Matrix Laboratory</i>
<i>MODIS</i>	<i>Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
<i>NASA</i>	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
<i>NCE</i>	Nível de Convecção Espontânea
<i>NEL</i>	Nível de Equilíbrio
<i>R</i>	Coefficiente de Correlação
<i>RAMS</i>	<i>Regional Atmospheric Modelling System</i>
<i>REMP</i>	Raio Efetivo Médio das Partículas de Nuvens
<i>REQM</i>	Raiz do Erro Médio Quadrático
<i>SCMs</i>	Sistemas Convectivos de Mesoescala
<i>SL</i>	Diagrama Skew T – Log P
<i>T</i>	Temperatura do ar
<i>Td</i>	Temperatura do Ponto de Orvalho
<i>TEB-SPM</i>	<i>Town Energy Budget – Simple Photochemical Module</i>
<i>TIROS-1</i>	<i>Television and Infrared Observational Satellite</i>

TT *Total Totals*

USP *Universidade De São Paulo*

WRF *Weather Research and Forecasting*

1. Introdução

O setor subtropical, que inclui a região sul do Brasil, nordeste da Argentina, sul do Paraguai e Uruguai é a região com maior desenvolvimento e atuação de tempestades severas na América do Sul, Nascimento (2005). Dessa forma, o Estado do Rio Grande do Sul é uma região muito favorável à formação de células convectivas profundas, na qual, além de sofrer a influência dos sistemas baroclínicos migratórios possui alto teor de umidade durante praticamente todo o ano, Marcelino (2009). Devido a essas características climáticas, as empresas do setor de energia, situadas na região Sul do Brasil vem sofrendo ao longo dos anos um importante impacto em função das tempestades com ventanias em seu dia a dia operacional Calvetti *et al.* (2019). Constantes desligamentos forçados de torres de distribuição e dificuldade de planejamento operacional para a retomada de energia em casos de tempo severo são os principais motivos para o grande interesse em uma previsão com maior acurácia dos eventos de chuva e vento para o Sul do Brasil.

Dentre os principais sistemas meteorológicos, podemos citar os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) que geralmente estão associados ao escoamento de umidade proveniente da Amazônia em baixos níveis da atmosfera, transportando um ar mais quente e úmido da região norte do país para a região Sul. Esse escoamento de umidade quando encontra forçantes meteorológicas como exemplo convergência por orografia ou convecção, acaba por gerar uma grande instabilidade na atmosfera e consequentemente formação de grandes Sistemas Convectivos na região sul do Brasil, principalmente na primavera e verão, Oliveira (2015). Já durante os meses de inverno, com a expansão da alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS) em direção ao interior do Brasil, o escoamento de umidade inicia um transporte eficiente de umidade do oceano para as regiões mais ao Sul do Brasil, favorecendo formações de instabilidade e convecção profunda na região.

Destacam-se também os aerossóis como um dos ingredientes necessários para a formação de nuvens e muitas das vezes acarretando em grandes nuvens de tempestades chamadas de Cumulonimbus. Para que haja a formação desse tipo de nuvem o ambiente atmosférico precisa estar sob a influência de forçantes convectivas, que irão induzir o levantamento adiabático do ar úmido, resfriamento e umidade relativa próxima dos

100%. Se o levantamento de ar úmido continuar a supersaturação será atingida e a presença de aerossóis higroscópicos irá funcionar como agentes de criação de núcleos de condensação onde as gotículas de chuva ou até mesmo pedras de gelo serão formadas, Yau & Rogers (1996). Porém, alguns estudos relatam que as áreas urbanas reduzem as chuvas devido à microfísica das nuvens, (Ramanathan *et al.*, 2001; Kaufmann *et al.*, 2007; Kusaka *et al.*, 2014), enquanto outros estudos mostram que as áreas urbanas aumentam significativamente a intensidade das tempestades (Shepherd *et al.*, 2002; Van der Heever & Cotton 2007).

Ao fazer um paralelo da atuação dos sistemas meteorológicos no estado do Rio Grande do Sul, com as empresas de energia que atuam na região, observam-se potenciais impactos no dia a dia operacional dessas empresas. Para o caso da distribuição de energia elétrica, um dos fatores de grande preocupação é a ocorrência de rajadas de vento em superfície, caracterizadas por ventos muito intensos em um curto espaço de tempo, oriundas de células convectivas profundas. Uma frente de rajada ao atingir uma região próxima ou onde estão instaladas torres de transmissão e subestações de energia poderá causar queda de torres, ocasionando desligamento de uma linha inteira e, conseqüentemente, significar danos materiais em equipamentos e interrupções de energia aos consumidores. Esta frente de rajada trata-se do limiar entre o fluxo de ar descendente mais frio proveniente da nuvem e o ar mais quente adjacente à tempestade. Ao atingir uma região na superfície, as correntes descendentes se espalham horizontalmente, são freqüentemente acompanhadas por um rápido aumento na pressão, mudança na direção do vento e rápida queda da temperatura.

Nesse contexto, o modelo numérico de mesoescala *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* (BRAMS), é um modelo "versátil" que permite a alteração dos parâmetros de entrada em suas parametrizações físicas de forma relativamente simples, visando efetuar testes de sensibilidade com suas parametrizações, incluindo a de microfísica de nuvens. Entre esses parâmetros, temos os diâmetros médios das gotas, concentrações médias, e aspectos da distribuição de tamanhos dos hidrometeoros (distribuições gama). Por outro lado, a disponibilidade dos dados de sensoriamento remoto obtidos pelo satélite Terra/Aqua representam dados de grande valor para se promover testes em modelos numéricos e também como uma forma de validar simulações de sistemas convectivos como, por exemplo, tempestades em mesoescala que podem afetar o setor energético. Dessa forma espera-se que utilizar

dados de satélite aliados a um modelo numérico de fácil manipulação, possa promover uma melhora nas simulações numéricas em relação às opções de parametrizações com dados de microfísica prognosticados pelo próprio modelo.

2. Objetivo

Durante a noite do dia 07/06/2017 até a manhã do dia 08/06/2017, a passagem de uma frente fria causou sérios danos na rede elétrica em diversas cidades de Rio Grande do Sul, para ser mais exato 19 municípios, principalmente, das regiões centro-norte do estado foram atingidos pelo tempo severo, resultando em mais de 4.500 clientes sem energia elétrica. Sendo assim, este trabalho tem como objetivo principal utilizar dados observados de sensoriamento remoto (diâmetro médio dos hidrometeoros) como condições microfísicas para o modelo BRAMS, visando testar a sensibilidade do modelo e melhorar a qualidade da simulação numérica para o caso em estudo. Como objetivos específicos podem ser destacados: alterar aspectos/padrões da distribuição de tamanhos dos aerossóis e verificar o impacto nos resultados da simulação numérica; avaliar e entender os padrões termodinâmicos e dinâmicos em mesoescala associados à tempestade estudada, utilizando variáveis simuladas pelo modelo, parâmetros convectivos e índices de instabilidade calculados a partir dessas variáveis. Com o resultado deste trabalho espera-se contribuir para o desenvolvimento das pesquisas no âmbito de modelagem numérica para o Estado de Rio Grande do Sul.

3. Revisão Bibliográfica

As tempestades severas no Sul do Brasil muitas das vezes são causadas por Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), no qual, possuem uma dinâmica de formação muito particular. De forma geral, o ambiente em escala sinótica associado à ocorrência de SCMs na região Sudeste da América do Sul é associado ao escoamento quente e úmido de N-NW em baixos níveis da atmosfera, Nascimento (2005). Dessa forma, esse escoamento inúmeras vezes é caracterizado como um Jato de Baixo Nível (JBN), que de acordo com Bonner (1968) precisa seguir critérios teóricos para ser estabelecido. O processo de formação ocorre devido a interação com barreiras

orográficas ou quando o escoamento sofre algum outro tipo de mecanismo de convergência e acabam por formar grandes núcleos de nebulosidade convectiva em grande parte da região sul do Brasil. Por outro lado, climatologicamente, durante os meses de inverno a ASAS adentra o continente com maior intensidade e concentra o fluxo de umidade através do escoamento proveniente do oceano que por sua vez interage com o continente e contribui na formação de SCMs no sudeste da América do Sul.

Outro mecanismo responsável pela formação de tempo severo em altas latitudes é discutido por Dyer (1994), no qual, à formação de tempestades severas e maior frequência de tornados no Brasil ocorre, principalmente, devido as áreas de baroclinia típicas dessa região, responsáveis pelo choque de massas de ar de origem polar com as de origem tropical, originando vastas áreas de instabilidade. Diante desses aspectos, a análise e compreensão sinótica que antecede a formação de tempestades severas no sul do país são de extrema importância para classificar e compreender cada caso de forma isolada.

3.1 Microburst, Downburst e a Frente de Rajada

Para que haja a formação de grandes núcleos convectivos e conseqüentemente tempestades severas é preciso que haja o início de formação desse processo. Diante disso, é de amplo conhecimento que a convecção úmida e profunda ligada a liberação de energia devido a mudança de fase da água é um dos combustíveis principais para formação de tempo severo. A convecção é um processo bem aceito pela literatura especializada e se refere ao transporte de calor pelo componente vertical do fluxo associado à flutuabilidade. Seguindo esse princípio e de acordo com Doswell (2001), o calor liberado contribui para a flutuabilidade B , um aspecto essencial para as tempestades convectivas. A flutuabilidade (B) é dada por:

$$B = g (T - T' / T') \quad (1)$$

Onde g se refere à aceleração da gravidade, T a temperatura da parcela e T' a temperatura ambiente. Dessa forma, fica evidente que B positivo indica um movimento ascendente da parcela de ar, enquanto que um B negativo indica um movimento descendente da parcela de ar. É importante ressaltar que a flutuabilidade também está diretamente ligada a energia potencial convectiva (CAPE), basta integrar B do nível de convecção livre até o nível de equilíbrio. Sendo assim, observa-se que as correntes de ar ascendentes são responsáveis pela formação e conservação das tempestades, porém as correntes de ar impulsionadas pela flutuabilidade negativa, também derivadas de mudança de fase, diga-se evaporação, também são responsáveis por tempo severo e fortes ventanias em superfície.

Sendo assim, de acordo com Byers & Braham (1949), é durante o estágio maduro de uma nuvem cumulonimbus (cb) que surgem as correntes de ar descendente convectiva. Partindo de uma análise mais teórica, durante a transição da fase cumulus para a fase madura, o processo de formação de gotas de água e gelo fazem com que as correntes ascendentes não consigam mais suportá-las, gerando uma corrente descendente inicialmente quase saturada. Ao se deslocar para níveis mais baixos da atmosfera a corrente descendente irá se misturar com um ar mais seco, podendo levar a um forte resfriamento evaporativo, impulsionando uma intensa flutuabilidade negativa. Esse processo irá acelerar a corrente de ar descendente que ao chegar a superfície irá formar um centro localizado de alta pressão, denominado mesoalta. A mesoalta por sua vez, irá induzir um forte gradiente horizontal de pressão dando origem a uma onda fria de vento, ou seja, uma frente de rajada (Figura 1), conforme descrito por Weisman & Klemp (1986).

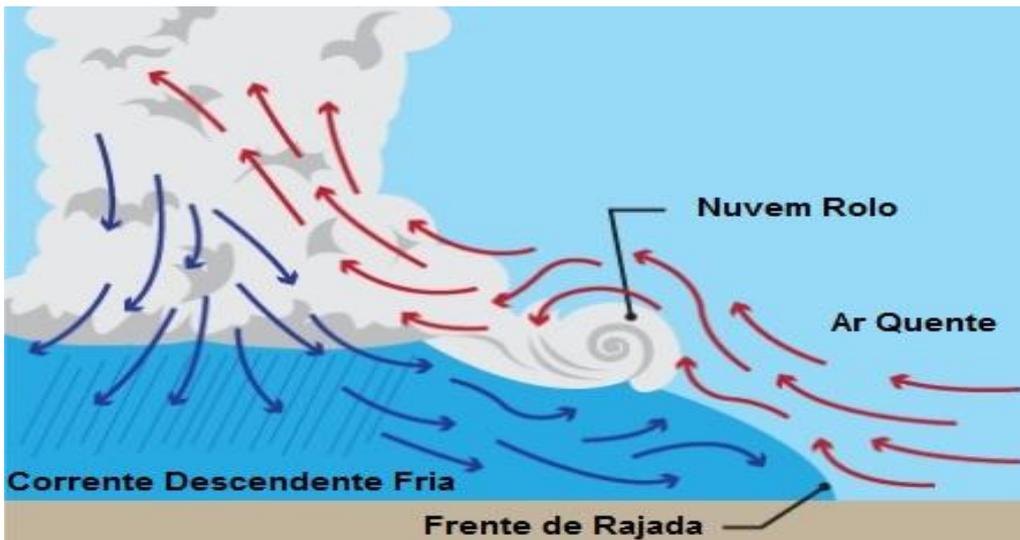


Figura 1: Processo de formação da frente de rajada na interação da corrente descendente fria com o ar mais quente na dianteira da tempestade. Adaptado de Franco (2017).

Partindo para uma análise mais física, muito bem discutida em Ferreira (2017), o desenvolvimento de correntes descendentes em tempestades pode ser interpretado pelo componente vertical da equação de conservação de momento, com a inclusão de hidrometeoros, (MARKOWSKI, 2010):

$$\frac{Dw}{dt} = \frac{-1}{\rho} \frac{dp'}{dz} + g \left(\frac{T'rv}{T_v} - \frac{C_v}{C_p \left(\frac{p'}{p} \right)} - w_l - w_i \right) \quad (2)$$

Onde w representa a velocidade vertical, p a pressão atmosférica, ρ a densidade do ar, g a aceleração da gravidade, T_v a temperatura virtual, C_v e C_p respectivamente os calores específicos do ar a volume e pressão constante, w_l a razão de mistura de água líquida, e w_i a razão de mistura da fase gelo. As variáveis indicadas com barra são referentes a um estado básico de referência em equilíbrio hidrostático. O termo $\frac{-1}{\rho} \frac{dp'}{dz}$ é a aceleração devido ao gradiente vertical de perturbação de pressão; o termo $g \left(\frac{T'rv}{T_v} \right)$ é a flutuabilidade térmica (B), o termo $\frac{C_v}{C_p \left(\frac{p'}{p} \right)}$ representa a contribuição das perturbações de pressão na flutuabilidade (desprezível para a maioria das aplicações); e o termo $-g (w_l - w_i)$ representa o efeito de arrasto pelos hidrometeoros na flutuabilidade. Sendo

assim, o termo inicial de aceleração devido ao gradiente vertical de pressão está diretamente ligado a transformação de energia potencial em energia cinética, o termo que representa o efeito dos hidrometeoros contribui de forma negativa para a corrente de ar (descendente) e os termos de flutuabilidade irão responder de acordo com o a interação da parcela com o ambiente, podendo gerar correntes ascendentes ou descendentes, intimamente relacionadas a mudança de fase da água.

Em adição partindo da primeira Lei da Termodinâmica e da equação dos gases ideais, chega-se na seguinte expressão (Markowski; Richardson, 2010):

$$\Delta\theta = \frac{\theta}{T} \frac{l}{c_p} \Delta Rh \quad (3)$$

onde θ é a temperatura potencial, T é a temperatura absoluta do ar, l é o calor latente de vaporização ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$ a 0°C), ou fusão ($0,3 \cdot 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$ a 0°C), ou sublimação ($2,8 \cdot 10^6 \text{ J Kg}^{-1}$) da água, c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante (1004 J Kg^{-1}) e ΔRh é a variação da razão de mistura do hidrometeoro durante a respectiva mudança de fase, fornecida em kg kg^{-1} , onde a cada 1 g Kg^{-1} de massa de hidrometeoro evaporada / derretida / sublimada no nível de 1000 hPa , a temperatura potencial da parcela de ar que contém os hidrometeoros diminui cerca da $2,5 \text{ K} / 0,3 \text{ K} / 2,8 \text{ K}$, respectivamente. Dessa forma, o resfriamento evaporativo faz com que a parcela de ar se torne mais densa que o ar a sua volta, gerando fortes correntes de ar descentes em direção a superfície. O processo de resfriamento evaporativo dará origem à chamada piscina de ar frio que se formará na camada sub-nuvem em níveis inferiores da tempestade, conforme discutido em Ferreira (2017).

Por outro lado, a persistência do entranhamento de ar ambiente mais seco em níveis médios pode ser prejudicial para a intensificação das correntes descendentes em níveis mais baixos, conforme discutido por Wakimoto (2001). Ainda assim, o trabalho de Proctor (1988) indica que o acoplamento entre o entranhamento de ar mais seco em níveis médios com alta umidade relativa em níveis baixos é responsável por fortes rajadas descendentes. Existe ainda, de acordo com Menezes (1998), um ingrediente que geralmente está associado a formação de tempestade severa com fortes ventanias em superfície, o cisalhamento vertical do vento. Na operação da meteorologia, o

cisalhamento vertical do vento costuma ser avaliado entre a superfície e 6 km de altura, podendo ser diagnosticado também em uma camada até 1 km de altura. Porém, esse mecanismo geralmente favorece as rajadas de vento severas em superfície, quando as condições termodinâmicas não estão favorecendo as descendentes mais intensas, Cohen *et al.* (2007).

Fujita & Byers (1977) ao analisar a causa da queda de uma aeronave nas proximidades do Aeroporto de Nova York, em 1975, descobriram a existência de fortes rajadas descendentes, ao qual, foram denominadas de *Dowburst*. A partir desse momento, diversos estudos foram feitos nesse segmento (Fujita 1985; Fujita & Wakimoto 1981; Fujita 1981), classificando os *Dowbursts* de acordo com sua extensão horizontal, duração e intensidade. Sendo assim, os *Macrobursts* são grandes *Downbursts* com diâmetro maior que 4 km em superfície e picos de velocidade do vento que duram de 5 a 20 minutos, com rajadas que chegam a 60 m/s ou 216 km/h. Por outro lado, os *Microbursts* são pequenos *Downbursts* com diâmetros inferiores a 4 km e picos de velocidade do vento que duram de 2 a 5 minutos, com rajadas que podem chegar a 75 m/s ou 270 km/h. Por fim, os *Burst Swath*, são pequenas faixas horizontais de ventos máximos altamente divergentes, observados dentro de um *Downburst* (principalmente *Microburst*).

3.2 Linha de Instabilidade e Retroalimentação

De acordo com Newton (1950) uma linha de instabilidade pode ser caracterizada como uma linha de atividade tempestuosa, encontrada algumas vezes a frente de algumas frentes frias e amplamente reconhecida por ventos fortes em superfície, chuva forte, raios, granizos e até mesmo tornados associados. São muitos os casos de Linha de Instabilidade (LI) atuando em diversas regiões do Brasil. Dois casos muito famosos ocorreram nos dias 25/01/2000 e 31/01/2000, quando todos os fatores responsáveis pela formação e manutenção de LIs estavam atuando em conjunto sob o Estado do Rio de Janeiro. Uma CAPE (definição na Página 28) relativamente alta em ambos os casos (acima de 1000 J/Kg), convergência de massa e umidade em níveis baixos, cisalhamento vertical do vento, condições favoráveis a retroalimentação e redesenvolvimento de células convectivas e por fim um vento de NW em níveis médios

responsáveis pelo deslocamento da LI. Nos dois casos a quantidade de chuva e ventos em superfície, proveniente da atuação da LI, foram responsáveis por alagamentos em diversos pontos do Rio de Janeiro, falta de energia no sistema ferroviário e o fechamento do Aeroporto Santos Dumont para pouso e decolagem. A figura 2 ilustra o padrão típico das Linhas de Instabilidade através das imagens de radares dos dois dias descritos.

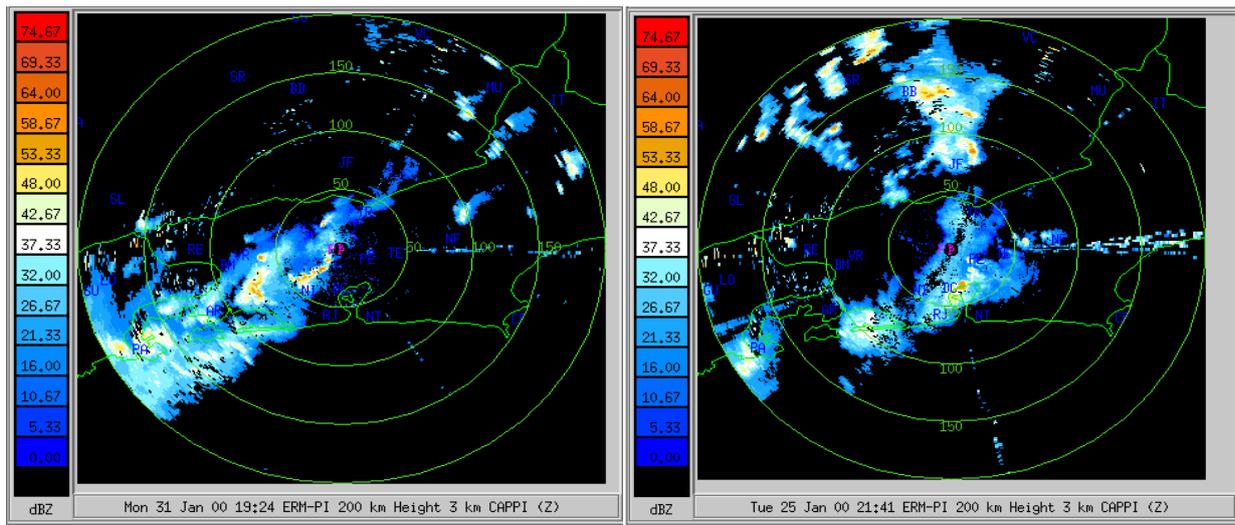


Figura 2 – Linhas de Instabilidade representadas por imagens de radar meteorológico. Comunicação pessoal: Professor Dr.Wallace Menezes.

Nesse contexto, após sua formação, o mecanismo mais importante para a manutenção e desenvolvimento do sistema é chamado de retroalimentação. Esse conceito foi muito bem discutido por Menezes (1998) e proposto por Newton (1950). Imagine a existência de ar quente e úmido em baixos níveis, responsáveis pelo suprimento e abastecimento da convecção junto a presença de uma camada seca em níveis médios da atmosfera. Essa camada seca irá favorecer a evaporação de água líquida e intensificar as correntes descendentes através do resfriamento evaporativo e conservação de massa. Ao chegar em superfície essa corrente com ar frio e seco irá divergir sob a base do sistema e se chocar com o ar quente e úmido, formando a frente de rajada e conseqüentemente induzindo um forte processo de convecção, promovendo a formação de novas células convectivas, induzindo o processo de manutenção e desenvolvimento do sistema, Figura 3.

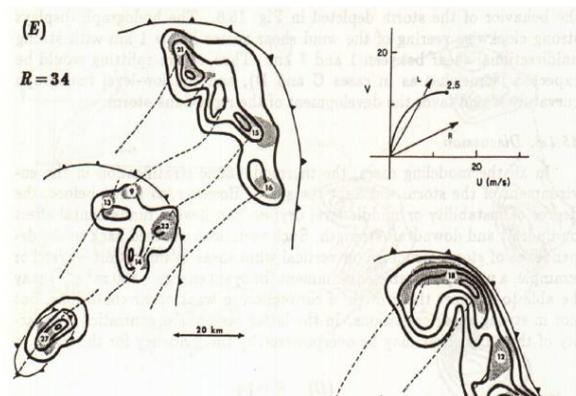


Figura 3 – Mecanismo de retroalimentação. Adaptado de Weisman e Klemp (1986).

3.3 Sensoriamento Remoto na Atmosfera

Uma das maiores demandas na evolução da meteorologia foi a necessidade de dados observados, seja na qualidade ou na quantidade. A dependência das informações medidas “*in situ*” para validação de pesquisas, para monitoramento em tempo real de fenômenos meteorológicos extremos ou até mesmo para a melhoria da modelagem numérica foi percebida com o passar do tempo. Nesse contexto, órgãos públicos e privados começaram a investir em sensores de medições locais, de forma a tentar criar uma vasta rede de estações por todo o Brasil, seja para divulgação pública ou para comercialização. Porém, uma rede de estações é algo muito custoso, não só pela obtenção e instalação do hardware em si, como também, para manutenção e calibração dos sensores. Em adição, o Brasil é um país de grande extensão territorial, dificultando ainda mais um projeto nesse sentido.

Sendo esse um empecilho que atinge a maior parte do mundo, a necessidade por uma medição de dados de alguma forma diferente era algo concreto e real. Dessa forma, a partir da década de 60, foram criados sensores capazes de obter informações em tempo real das propriedades de algum material sem que haja o contato físico direto entre eles. Esse processo recebe o nome de Sensoriamento remoto, e se aplica perfeitamente às necessidades da ciência atmosférica atuais, visto que o método resolve a falta de dados em regiões do Brasil com ausência de estações meteorológicas, resolve o monitoramento em tempo real de sistemas meteorológicos extremos e ainda, podem ser utilizados para calibração e melhora de modelos atmosféricos. Como exemplo de

hardwares utilizados no processo de sensoriamento remoto, temos diversos sensores embarcados em satélites espaciais, redes de radares meteorológicos, sensores como o Lidar e Sodar, entre outros mais. Neste contexto, o uso de radares meteorológicos começou a ser utilizados para este fim, após a Segunda Guerra Mundial, quando foi percebido ruídos de chuva e gelo na atmosfera durante o monitoramento de possíveis aeronaves inimigas. Somente a partir da década de 1960 surgiu o primeiro satélite meteorológico, lançado pelos Estados Unidos - TIROS-1 (*Television and Infrared Observational Satellite*).

Durante o final da década de 80 e início da década de 90 a ciência atmosférica conseguiu dar um enorme salto em paralelo com o desenvolvimento da computação junto à utilização das técnicas obtidas através do sensoriamento remoto. A figura 2.1 ilustra o princípio do sensoriamento remoto, onde o método consiste na captação dos valores de radiância eletromagnética e na interpretação e transformação dessas informações em produtos finais através de algoritmos relacionados aos diferentes intervalos de comprimentos de onda (canais ou bandas). Ou seja, a radiação emitida sobre um objeto pode ser sensível a diferentes aspectos físicos do material em questão, de forma que o sensor obtém respostas diferentes para cada comprimento de onda específico, Duarte (2009). Assim, pode-se escrever, que

$$S = F(A) \tag{4}$$

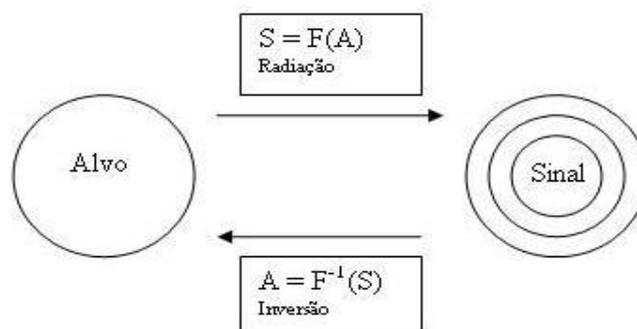


Figura 4 – Princípio do sensoriamento remoto. Adaptado de Liou (2002).

onde S e A representam, respectivamente, o sinal e o alvo, enquanto F é a função que governa os processos de transferência radiativa. O problema central está em encontrar a função inversa F^{-1} , o que não é possível fazer de modo direto devido a complexidade de F. Nesse caso, é preciso pesquisar os parâmetros do alvo que melhor se ajustam aos sinais medidos. Além disso, existem problemas matemáticos associados à estabilidade das soluções Liou (2002).

Em relação as órbitas dos satélites, as plataformas podem seguir duas órbitas principais, a órbita geoestacionária e a órbita polar. A inclinação é um dos aspectos principais para definição das órbitas dos satélites, sendo $i = 0^\circ$ para órbitas geoestacionárias e $i \sim 90^\circ$ para órbitas polares. O Satélite de órbita geoestacionária possui uma altura de 36.000 km e possui como principal vantagem a velocidade angular igual a da Terra, monitorando sempre o mesmo ponto durante todo o dia, garantindo uma alta cobertura temporal e conseqüente obtenção de dados com maior qualidade e quantidade para um determinado continente/local. Porém, como desvantagem cada ponto visualizado pelo sensor tem uma relação geométrica fixa, ou seja, é visto por somente um conjunto de ângulos zenital e azimutal, Liou (2002). Já os satélites de órbita polar possuem uma varredura completa do globo, passando por ambos os polos em cada uma de suas órbitas. O tempo aproximado de cada órbita é de 1 a 2 dias, passando duas vezes por dia pelo mesmo ponto. A altura em relação à Terra fica em torno de 800 Km, e possuem como principais vantagens a alta resolução espacial e a cobertura global, enquanto que sua resolução temporal se torna uma das principais desvantagens.

A imagem de um satélite é criada através de um processo de varredura feita pelo sensor abordo, no qual existem dois principais métodos, a varredura transversal à trajetória do satélite (CT) e a varredura a o longo da trajetória do satélite (AT). Na varredura CT as linhas são orientadas perpendicularmente a trajetória da plataforma, onde cada linha é varrida de um lado ao outro do sensor, utilizando um espelho rotor, Figura 5 (A). Já na varredura AT ao invés de um espelho rotativo é utilizado um vetor linear de detectores localizado no plano focal da imagem, onde cada detector individual mede a energia de uma única célula no terreno, ou seja, tem-se um detector para cada pixel em uma linha, Figura 5 (B). O pixel é a unidade de uma imagem, de modo que

cada um possui um único valor de cada parâmetro medido e um espaço/tempo associado. Neste trabalho será utilizado o sensor MODIS embarcado nos satélites TERRA e AQUA, atuando com uma varredura CT.

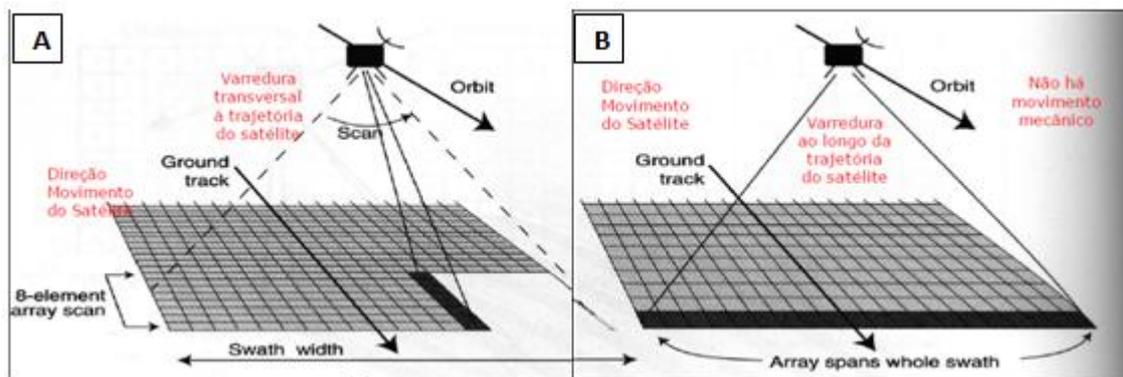


Figura 5 – (A) Varredura do sensor na direção transversal a trajetória do satélite. (B) Varredura do sensor ao longo da trajetória do satélite. Comunicação pessoal: Professor Dr. Leonardo Peres.

3.4 Índices de instabilidade e uma breve análise do Diagrama Skew T x Log P

De acordo com Nascimento (2005) o cálculo de parâmetros convectivos está tipicamente ligado a perfis atmosféricos termodinâmicos e cinemáticos que podem ser provenientes de sondagens de ar superior (radiossondagens, perfis provenientes de sensoriamento remoto através de sensores embarcados em satélites, etc...) ou simulações numéricas. Sendo assim, a análise direta destes parâmetros pode ser feita através de modelos numéricos e/ou rotinas de análise objetiva, onde diversos perfis regularmente espaçados são disponíveis, permitindo ao profissional em meteorologia identificar regiões mais favoráveis ou desfavoráveis ao desenvolvimento de convecção e tempo severo.

Para estudar tempestades severas é primordial entender as características do perfil vertical da atmosfera que deram origem a sua formação. Porém, para fazer essa análise é preciso levar em consideração a influência da variável temperatura nos processos que

podem favorecer os diversos cenários de formação de tempestades. Sendo assim, os índices de instabilidade se transformam em uma importante ferramenta para esse fim, onde a relação entre a temperatura do ar (T) e a temperatura do ponto de orvalho (Td), em diversos níveis da atmosfera, modula e indica situações favoráveis ou não ao desenvolvimento de tempestades com fortes ventanias.

Nesse contexto, os índices atmosféricos e suas variáveis precisam ser explicados com maiores detalhes para ficar claro a sua interação com a formação de tempestades e fortes ventanias em superfície. Primeiramente, é importante ressaltar a base de cálculo para a temperatura do ponto de orvalho (Td). De acordo com Yau et al. (1996):

$$Td = \frac{B}{\ln\left(\frac{A\epsilon}{rp}\right)} \quad (5)$$

Onde, B é uma constante com valor de 5420 K, A uma constante com valor de 2,53 x 10¹¹ Pa, ϵ uma constante sem unidade igual a 0,622, p é a pressão do ar seco e r é a razão de mistura do vapor dada por:

$$R = \frac{e\epsilon}{p} \quad (6)$$

Onde, “e” é a pressão de vapor dada em hPa, e obtida através de:

$$E = UR \times e_s \quad (7)$$

onde UR é a umidade relativa do ar e e_s é a pressão parcial do vapor máxima que a parcela de ar pode conter sem que ocorra mudança de fase.

A partir desta breve análise, se torna mais claro o entendimento dos índices atmosféricos analisados neste estudo, sendo índice K, *Total Totals* (TT) e a CAPE.

De acordo com Nascimento (2005), o índice K [°C] é definido por:

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} \quad (8)$$

Onde T, Td e Dep representam respectivamente temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e depressão do bulbo úmido para os níveis indicados em subscrito, sempre em graus Celsius (°C). Portanto, o índice K leva em conta a *lapse rate* de níveis médios (dois primeiros termos do lado direito da Equação 8), a umidade em 850 hPa (terceiro termo da Equação 8) e a diferença de temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho no nível atmosférico de 700 hPa (último termo).

Conforme discutido em Henry (1987), valores de K acima de 30°C são considerados altos (assinalando alto potencial para ocorrência de tempestades), e acima de 40°C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades). Todavia, é importante ressaltar a presença de ar seco no nível atmosférico de 700 hPa, no qual, acarretará em valores mais baixos (o termo relativo à depressão ao nível de 700 hPa, que é negativo, terá módulo maior). A presença de ar seco e a diminuição no valor do índice K é um cenário muito importante da formação de tempestades com ventanias em superfície e será explicado com maiores detalhes em paralelo com a observação do diagrama Skew T x Log P (Figura 8). Ainda assim, o ideal é analisar o índice K concomitantemente com outros índices, por exemplo, o TT, para caracterizar melhor a situação atmosférica.

O TT, conforme Miller (1972) é dado por:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (9)$$

Este índice correlaciona três informações básicas: a LR de níveis médios, a oferta de umidade do ambiente em 850 hPa, e a temperatura ambiente em 500 hPa. Diante desta análise, situações favoráveis a tempestades são encontradas quando valores de TT se mantêm acima de 40°C, e condições favoráveis a tempestades severa são encontradas quando valores de TT se mantêm acima de 50°C, Henry (1987). Entretanto, analisar somente o TT para a previsão convectiva não é suficiente, uma vez que uma *lapse rate* elevada entre níveis baixos e médios pode levar a um valor elevado mesmo sem o suporte de umidade em baixos níveis, observado na equação 9.

Por fim, o último parâmetro convectivo que será analisado e discutido neste trabalho será a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE). Este parâmetro é alto explicativo e se trata da energia disponível na atmosfera para elevar o ar

espontaneamente sem a atuação de forçantes adicionais, ou seja, está totalmente relacionado ao termo de fluabilidade (B), discutido no item 2.1 deste trabalho. Por definição, de acordo com Houton (1973), Houze (1993):

$$\frac{\omega^2}{2} = \int_{NCE}^{NEL} g \left(\frac{T_p - T_a}{T_a} \right) dz \stackrel{\text{def}}{=} B \quad (10)$$

onde NCE é o nível de convecção espontânea e NEL é o nível de equilíbrio ou nível de perda de empuxo para uma determinada parcela de ar ascendente. T_p é a temperatura da parcela de ar e T_a é a temperatura do ambiente. Note que por definição a CAPE está realmente associada ao termo de fluabilidade (B), porém, é importante ressaltar que CAPE é uma quantidade integral, enquanto que B é uma medida local acompanhando uma determinada parcela de ar.

Em adição a figura 6, adaptada de Nascimento (2005), representa um diagrama skew-T hipotético, ilustrando graficamente a “área” proporcional à magnitude da CAPE com cruces. Esta área está localizada na camada entre o NCE e o NEL para uma parcela de ar ascendendo desde a superfície. Nota-se que pela equação 10 e pela figura 6 quanto maior for a diferença de temperatura entre a parcela de ar ascendente e o ambiente, maior será a CAPE e a magnitude do termo de fluabilidade (B), indicando um ambiente favorável para gerar intensos movimentos verticais ascendentes caso convecção seja disparada.

Por outro lado, outra maneira de se obter elevados valores de CAPE é a ocorrência de uma camada de ar com baixo NCE e alto NEL. Dessa forma, apesar de haver um alto valor de CAPE a situação termodinâmica existente não necessariamente indica condição favorável a intensos movimentos verticais ascendentes, visto que mesmo um perfil de temperatura próximo ao da razão adiabática úmida irá induzir baixos valores de B e ainda assim pode levar a um alto valor de CAPE. Por este motivo, analisar apenas o valor da CAPE não é recomendado para se identificar condições termodinâmicas favoráveis à convecção severa. Outro ponto a ser ressaltado é que a convecção nem sempre é disparada por parcelas de superfície, Johnson & Mapes

(2001), tornando o cálculo da CAPE altamente sensível à escolha da parcela de ar ascendente. No exemplo da figura 6, a parcela amostrada é a de superfície.

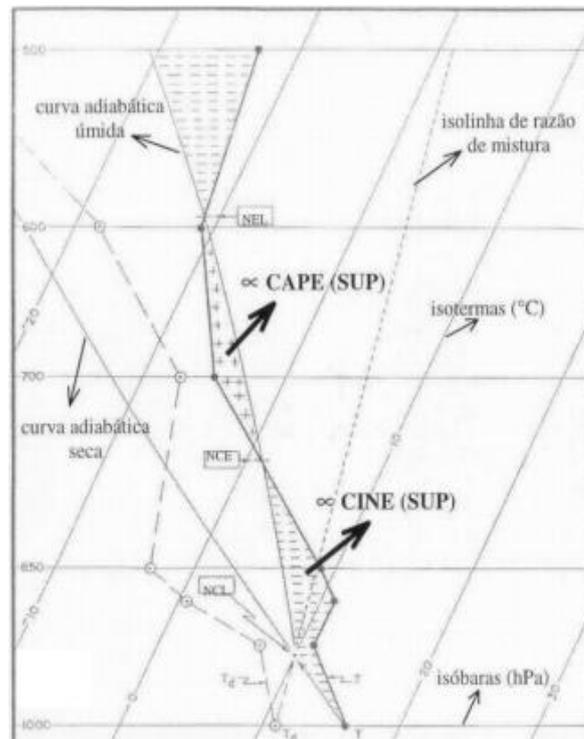


Figura 6 – Representação do perfil atmosférico idealizado em diagrama termodinâmico skew-T ilustrando o cálculo da CAPE e da CINE. As camadas atmosféricas com inibição convectiva são representadas por traços horizontais, sendo que a “área” da camada inferior é proporcional à magnitude da CINE para uma parcela de ar ascendente desde a superfície. A camada atmosférica indicada com cruzeiros possui “área” proporcional à magnitude da CAPE para esta mesma parcela de ar. O nível de condensação por levantamento (NCL), nível de convecção espontânea (NCE) e nível de equilíbrio (NEL) para esta parcela de ar também são indicados. Adaptado de Nascimento (2005).

Por outro lado, é importante ressaltar uma ferramenta fundamental para a análise e compreensão do perfil atmosférico da atmosfera: o Diagrama Skew T x Log P (SL). Este diagrama é amplamente utilizado para entender as características atmosféricas antecedentes a ocorrência de um evento severo, por exemplo, (Cardoso 2007; Fedorava 2010; De Alcantara 1989). Porém em outros casos pode ser usado como uma das ferramentas para prever uma possível formação de tempestade através de um perfil atmosférico favorável para tal. Neste estudo será utilizado o Diagrama SL para verificar o bom desempenho do modelo BRAMS em identificar uma atmosfera favorável à ocorrência de evento severo nos casos analisados.

A figura 7 mostra o diagrama Skew T – Log P com suas linhas e devidas definições: isotermas, isóbaras, razão de mistura, adiabática seca, adiabática saturada, temperatura do ponto de orvalho (Td) e temperatura do ar (T). Nesse contexto é importante analisar separadamente cada uma de suas variáveis e seus conceitos associados. De acordo com a literatura descrita no Manual de Análise do Diagrama Skew T – Log P (1969) as isotermas são linhas de igual temperatura, inclinadas, formando um ângulo de 45° com as isóbaras. Já as isóbaras são linhas de mesma pressão, horizontais, distribuídas logaritmicamente em intervalos de 10mb. As indicações dos valores de pressão são impressas em ambas as extremidades e no centro das isóbaras para cada 100mb de intervalo, de 1050 a 100mb.

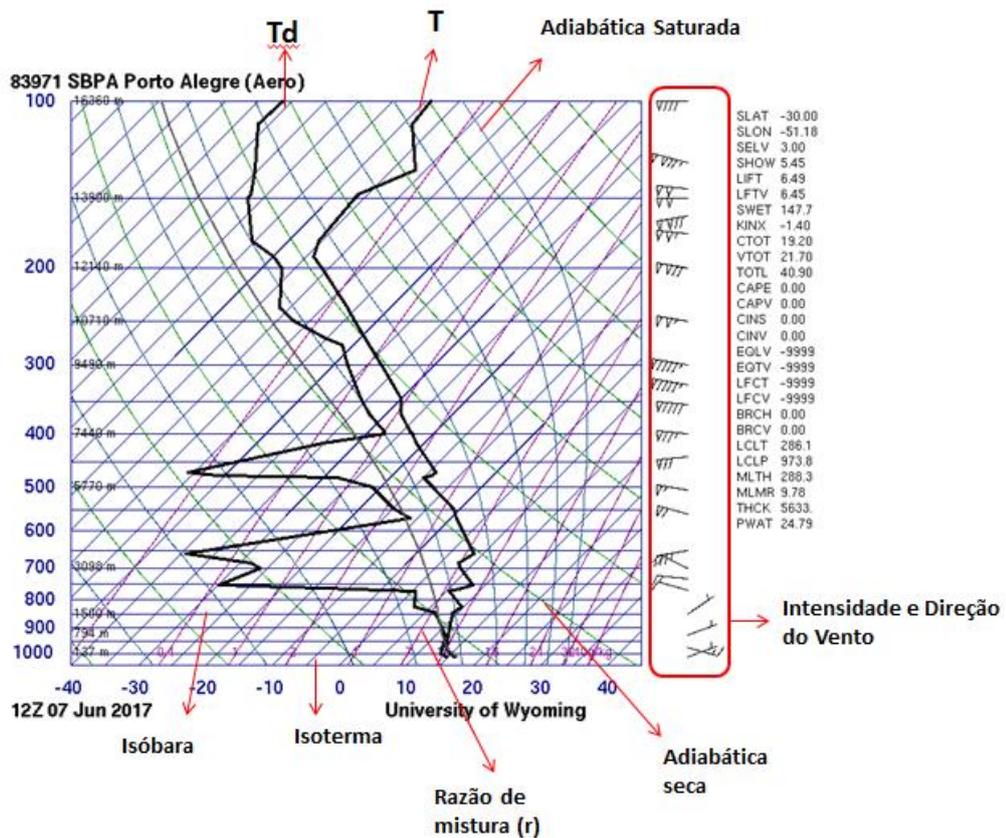


Figura 7 – Diagrama termodinâmico Skew-T para o Aeroporto de Porto Alegre no dia 07/06/2017 as 12z. Fonte: University of Wwyoming, edição feita pelo autor.

Partindo para a razão de mistura, observam-se linhas tracejadas, suavemente curvadas, inclinando-se da parte inferior esquerda para a parte superior direita. O espaçamento entre as linhas de razão de mistura decresce à medida que os seus valores numéricos aumentam. Nesse caso a razão de mistura é definida como a razão entre a massa do vapor e a massa do ar seco na qual o vapor está contido. Em adição destacam-se as adiabáticas secas que são linhas cheias (nesse caso verdes), suavemente curvadas, inclinando-se da parte inferior direita para a parte superior esquerda. Elas indicam a razão de variação de temperatura em uma parcela de ar seco ascendendo ou descendendo adiabaticamente, ou seja, sem a parcela ganhar ou perder calor, Cardoso (2007). Por fim a adiabática saturada é representada através das linhas cheias, suavemente curvadas, inclinando-se da parte inferior direita para a parte superior esquerda. Nesse caso assume-se uma variação de temperatura relacionada a parcela de ar saturado subindo na atmosfera de forma pseudo-adiabática onde todo o vapor condensado se torna precipitação.

A figura 7 foi escolhida estrategicamente por se tratar do diagrama SL representativo da atmosfera no caso 1, na qual, houve tempestade com fortes ventanias em superfície. Ao analisar o comportamento das linhas de temperatura do ar (T) e temperatura do ponto de orvalho (Td) observa-se um distanciamento entre ambas no nível de 700 hPa. Esse distanciamento representa um bolsão de ar seco que ao receber alguma quantidade de precipitação se torna responsável pelo resfriamento evaporativo e consequente rajada de vento descendente que ao tocar o solo cria um sistema de mesoalta/frente de rajada, causando fortes ventanias em superfície.

Este comportamento das linhas de T e Td estão diretamente relacionados com o índice atmosférico K, que por sua equação (8) nota-se o último termo $(T_{700}-T_{d700})$ alto e maior que os três primeiros termos, fazendo com que o índice K possua um valor baixo. Dessa forma, ao avaliar um Diagrama SL e notar as linhas de T e Td separadas no nível de 700 hPa a relação com o índice K baixo e a ocorrência de ventanias em superfície é direta.

3.5 Breve revisão de casos

Diversos trabalhos sobre modelagem numérica e sensoriamento remoto são encontrados na literatura, porém, geralmente são estudos separados entre si. Um estudo bem interessante que integra no mesmo manuscrito a utilização de dados de satélite para validação do modelo é observado em Islam (2016). O trabalho examinou a capacidade do modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) para simular com precisão as propriedades da nuvem em um evento ciclônico tropical sobre o Oceano Pacífico Noroeste. Foi realizado um total de 10 experimentos de simulação de alta resolução para investigar a sensibilidade de diferentes combinações de parametrizações físicas para tais simulações. As propriedades simuladas da nuvem foram comparadas com os produtos de nuvem do MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) nível 2 (MOD06_L2). Verificou-se que, em geral, o WRF é capaz de duplicar o realismo dos campos da nuvem sobre o Tufão. Além disso, as frequências de nuvem simuladas concordaram razoavelmente bem com os conjuntos de dados MODIS, no qual se observou que o uso de esquemas de parametrização Cumulus é essencial para uma boa simulação de nuvem. No entanto, o modelo não conseguiu simular com precisão a intensidade das informações da nuvem tomando as propriedades da nuvem do MODIS como referência.

O Nordeste do Brasil é um parque de geração de energia a partir da força do vento, em adição, possui uma vasta rede de anemômetros. Essas foram as razões para Pinto *et al.* (2014) escolherem o estado de Alagoas para testar a confiança do modelo BRAMS em representar o vento para microregiões. Para tal, foram utilizadas duas torres anemométricas para validar as previsões durante 30 dias consecutivos na estação seca (setembro e dezembro) e chuvosa (abril a julho). Optou-se por inicializar o BRAMS com a base de dados de análises para 00 e 12 UTC do modelo regional Eta, que é executado operacionalmente CPTEC/INPE com resolução de 20km. Inicialmente, as simulações foram realizadas utilizando três grades aninhadas com resoluções horizontais de 8 x 8 km, 2 x 2 km e 500 x 500 m. Como metodologia foram utilizados os seguintes índices estatísticos: Erro Médio (EM), Raiz do Erro Médio Quadrático (REQM) e o coeficiente de correlação (R) entre valores de velocidade de vento observadas nas torres e as estimativas do BRAMS. Como resultado observou-se uma subestimação do modelo BRAMS, no que diz respeito a intensidade do vento para as 2

estações e para todas as grades (1,2 e 3). Porém, O estudo demonstra que há um aumento da confiabilidade das estimativas da velocidade e direção do vento, com o refinamento da resolução horizontal na região agreste do estado.

Aires (2016) testou a sensibilidade do modelo BRAMS para o caso de tempestade ocorrido no Rio de Janeiro no período entre 05 a 07 de abril de 2010 (caso do Morro do Bumba). Para tal pesquisa foram realizados dois experimentos, utilizando “testes de sensibilidade” do modelo. O primeiro experimento foi realizado com os parâmetros padrões (“default”) de radiação e microfísica de nuvens do BRAMS. Porém, o modelo subestimou a variável precipitação referente à pluviosidade (taxa e acumulado). O segundo experimento foi realizado com alterações nas parametrizações de microfísica de nuvens e na radiação. O resultado mais significativo ocorreu com alterações na distribuição dos núcleos de condensação, considerando núcleos de condensação de tamanho maior, típicos de ambiente marinho. O teste de sensibilidade fez com que a precipitação total acumulada sobre a região de estudo aumentasse de um valor de, próximo a 30 mm (com as opções padrões) para valores superiores a 100 mm (com as opções modificadas). Tais resultados mostraram uma melhora substancial nos valores de precipitação simulados pelo BRAMS para a região de estudo.

Loftus (2014) investigou a sensibilidade do granizo às mudanças nas concentrações de núcleos de condensação (CCN) de baixo nível em simulações tridimensionais de uma tempestade supercelular, ocorrida em 29 de junho de 2000 no noroeste do Kansas. Foi empregado um novo esquema de microfísica de granizo de três momentos (3MHAIL), os resultados do modelo demonstraram que um aumento na concentração de CCNs levou a previsão de maiores tamanhos e quantidade de granizo, enquanto que a dinâmica e a evolução geral da tempestade são relativamente insensíveis às mudanças nos CCNs.

Pereira (2015) investigou características sinóticas e de mesoescala associadas a quatro casos de tempestades intensas ocorridas nas Regiões Sul e Sudestes do Brasil. Em três destes casos, houve ventanias de mais de 100 km/h (sendo um caso de linha de instabilidade, outro de supercélula com tornado e outro de supercélulas com possíveis tornados). As condições sinóticas observadas foram analisadas com o auxílio da reanálise CFSR, com resolução de 0,5°. Os aspectos de mesoescala foram estudados através de simulações com o modelo BRAMS, com três grades aninhadas, tendo a mais

refinada uma resolução de 3,1 km. Os resultados obtidos apontaram para a existência de ar seco entre níveis médios e médios-baixos, conjugada com intensos gradientes verticais de umidade e de energia total, como aspectos decisivos para a ocorrência de ventanias convectivas. Todos os índices analisados tiveram um bom desempenho na distinção dos casos de vento destrutivo do caso não acompanhado por ventanias.

Ferreira (2017) gerou uma pequena climatologia, entre 2005 e 2015, de rajadas de vento convectivas intensas na região sul do Brasil com base nos dados horários das Estações meteorológicas de altitude (EMAs) do INMET e imagens de satélites meteorológicos geostacionários. As séries temporais de temperatura do ar e precipitação acumulada foram analisadas para avaliar a capacidade das EMAs em registrar a ocorrência de piscinas de ar frio e mesoaltas de caráter convectivo. As condições atmosféricas locais antes ou durante os eventos de rajadas de vento intensas e moderadas foram analisadas utilizando-se sondagens de proximidade e dados de reanálise CFSR/CFSv2. Avaliou-se se as condições atmosféricas ressaltam ambientes que discriminem a ocorrência das rajadas convectivas mais intensas daquelas menos intensas. E ainda, foram comparados perfis atmosféricos extraídos da reanálise CFSR/CFSv2 com perfis obtidos de sondagens operacionais realizadas no sul do Brasil para o período entre 1996 e 2015. Os resultados mostraram que os parâmetros atmosféricos analisados conseguiram demonstrar alguma discriminação entre a classe de rajadas de vento maiores que 25 m s^{-1} das demais classes. A *Downdraft Convective Available Potential Energy* (DCAPE) e o *Derecho Composite Parameter* (DCP) foram os parâmetros que melhor discriminaram as rajadas de vento maiores que 25 m s^{-1} e as classes de rajadas entre si.

Através do radar meteorológico DWSR-88S, da Universidade Federal de Pelotas, Abdoulaev e Lenskaia (1998) estudaram a ocorrência de convecção profunda para o Rio Grande do Sul. Os resultados mostraram a importância do vento na troposfera média para a formação e deslocamento das linhas de instabilidade que atuam na região, causando grandes rajadas de ventos em superfície alguns momentos antes da chegada do sistema no local observado. Mostraram também a grande utilidade e importância do radar na pesquisa e monitoramento de tais sistemas.

Menezes (1998) utilizou o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) para simular um caso de linha de instabilidade que se deslocou sobre a cidade de Itu, no Estado de São Paulo, e alcançou um sistema frontal que já havia passado sobre a região. Aparentemente a “colisão” gerou uma repentina intensificação da convecção sobre o local, provocando a ocorrência de fortes tempestades. Ainda em Menezes (1998), foi simulado o caso de uma supercélula que atingiu a cidade de Ribeirão Preto, em São Paulo. Os prejuízos materiais neste episódio, que deixou 3 mortos e 130 feridos, foram calculados em cerca de 11 milhões de dólares. Evidenciou-se que a situação sinótica na data do evento, em termos termodinâmicos e dinâmicos, favorecia a amplificação da convecção no local.

Hassan (2017) utilizou dados de reanálise do ERA INTERIM, observações do produto de nuvem do sensor MODIS e o modelo de mesoescala BRAMS para caracterizar e entender os ambientes de escala sinótica e de mesoescala associados à formação da tempestade que originou o tornado de Xanxerê, em abril de 2015. Como resultado foi mostrado a existência de um cisalhamento vertical do vento suficiente para favorecer a formação de tornados e ainda observou-se a formação de uma camada seca no nível de 500 hPa, responsável por fortes rajadas de vento em superfície em momentos antecessores a formação do tornado.

Franco (2017) fez um estudo de caso de um *downburst* ocorrido na cidade do Rio de Janeiro, investigando os padrões sinóticos e de mesoescala da atmosfera na região de interesse para o dia do evento e para os dois dias anteriores. Como resultado, foi observado a ocorrência de um *downburst* com características intermediárias (híbrido), visto que todas as variáveis analisadas estavam de acordo com a literatura, onde a corrente descendente fria faz a temperatura cair significativamente em superfície (mais de 5°C), a pressão aumenta (em torno de 2,4 hPa) formando uma mesoalta e os ventos divergentes em superfície atingem uma média de 25 m/s.

Por fim, a interação de diferentes tipos de nuvens com a radiação solar possui um papel fundamental no balanço de energia global e nas condições climáticas locais. Sendo assim Duarte (2009) utilizou produtos do sensor MODIS, como raio efetivo da partícula, espessura óptica e temperatura do topo da nuvem, para classificar e entender essa relação nuvens/radiação em quatro locais diferentes na América do Sul, e dois

locais diferentes no oceano Atlântico Sul. Os resultados obtidos mostraram uma boa separação entre casos de ocorrências de nuvens nas seis regiões estudadas, garantindo uma metodologia adequada para fins de classificação e caracterização das nuvens.

4. Metodologia

4.1 CPFL Energia – Casos analisados

Para iniciar este trabalho, foram analisados diversos casos de tempestade severa que afetaram no bom desempenho e funcionamento da distribuição de energia no Estado de Rio Grande do Sul. Após essa análise, foi escolhido um caso, particularmente significativo, responsável por fortes danos à rede elétrica e conseqüentemente maior número de clientes atingidos pela falta de energia elétrica, chamados neste trabalho de Clientes Interrompidos (CIs). É importante ressaltar que o estudo dos casos mais intensos e dados de CIs foram fornecidos através de comunicação pessoal com a empresa CPFL Energia.

O caso analisado ocorreu durante a noite do dia 07/06/2017 e durou até a manhã do dia 08/06/2017, com maior número de chamados emergenciais durante a madrugada e manhã do dia 08/06/2017, conforme a figura 9. Durante este evento, foram constatados problemas na rede elétrica em diversas cidades de Rio Grande do Sul, para ser mais exato foram atingidos 19 municípios, principalmente, das regiões centro-norte do estado. Diante disto, foram escolhidos quatro (4) cidades, com posicionamento geográfico estratégico, afim de, analisar pontualmente o perfil termodinâmico vertical da tempestade, assim como, validar as previsões de vento e chuva para essas regiões. A Tabela 1 indica a localização e altitude das estações meteorológicas associadas as quatro (4) cidades em destaque.

Tabela 1 – Cidades escolhidas para análise pontual dos eventos. A Latitude, Longitude e Altitude são referentes as estações meteorológicas do INMET instaladas em cada uma das cidades.

Número de Cidades	Cidades	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
1	Bento Gonçalves	- 29.164581	- 51.534202	623
2	Cruz Alta	- 28.803440	- 53.673597	427
3	Erechim	- 27.657710	- 52.305805	777
4	Vacaria	- 28.513602	-50.882738	970

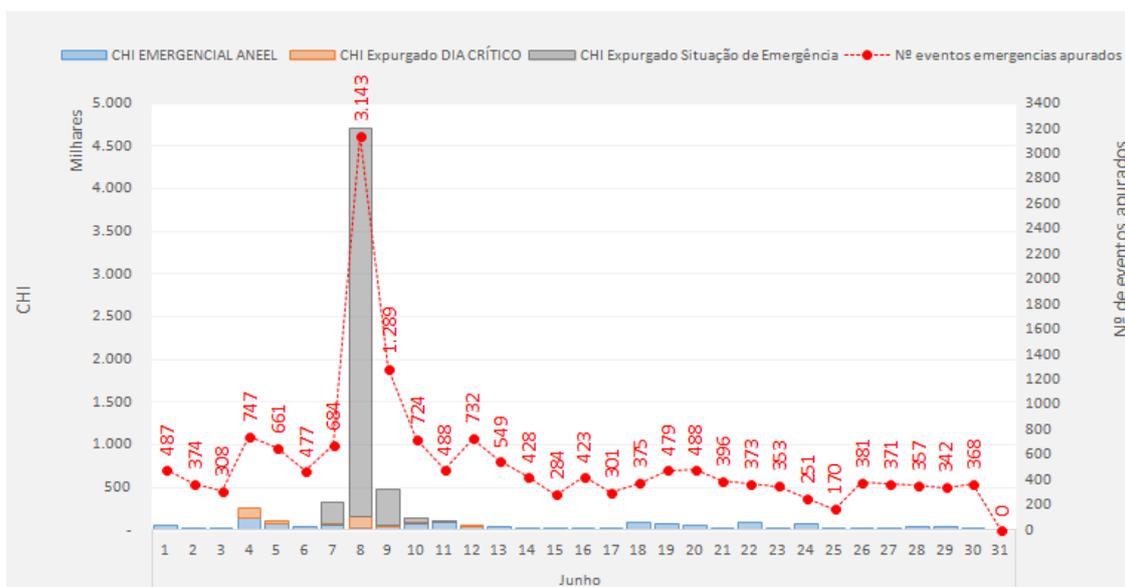


Figura 8 – Análise feita pela CPFL referente aos clientes hora interrompidos para o evento em estudo. Fonte: CPFL Energia.

4.2 Métodos e Dados

Inicialmente para caracterizar e entender fenômenos meteorológicos em mesoescala e escala convectiva, foi feita uma análise das condições sinóticas que antecederam o evento. Esta análise buscou compreender os três pilares principais para a formação de tempo severo, que de acordo com Menezes (1998) são, oferta de umidade

(termodinâmica), cisalhamento vertical do vento e sua interação com os movimentos verticais do ar (dinâmica), e por fim, as mecanismos forçantes, como convergência do ar em superfície. Para tal, foram analisadas imagens do satélite GOES 13, referente à temperatura realçada, disponíveis no acervo de imagens do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para as horas anteriores a ocorrência do evento. Posteriormente, foram utilizados dados/produtos do sensor MODIS, embarcado no satélite Terra e do modelo Brams, conforme serão descritos nesta seção. Foram utilizados também dados obtidos através da Reanálise do centro Europeu ERA INTERIM, dentre eles, as componentes horizontais do vento (u,v), nos níveis de 850 hPa e 250 hPa, e dados de umidade relativa, formando um perfil vertical de 1000 até 200 hPa, centrado na latitude de 29°S e variando longitudinalmente de 60° W até 48° W. Todas as variáveis utilizadas foram extraídas com uma resolução espacial de 40 km. Os dados estão disponíveis na página da web <<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>>.

Por fim, foram obtidos dados observados de precipitação horária (mm/h) e vento (m/s) nas horas antecessoras e atuais ao evento, em busca de uma validação para o produto de precipitação horária e intensidade do vento horária, obtidos através do modelo Brams. Estes dados foram fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), através do site oficial < <http://www.inmet.gov.br> >.

4.2.1 Satélite Terra e o Sensor MODIS

A obtenção de dados meteorológicos observados é de suma importância para a modelagem numérica global, onde a medição de dados em superfície e em altitude através de sensores remoto e *in situ* se complementam para criar uma grande massa global de dados. Por exemplo, para os modelos não hidrostáticos, no qual precisam resolver equações paramétricas na vertical, a inserção de dados via satélite através de uma assimilação de dados na rodada do modelo provavelmente acarretaria em uma melhora no seu desempenho. Sendo assim, a partir da Convenção de Estocolmo, foi criado o programa EOS (*Earth Observing System*), liderado pela NASA (*National Aeronautics and Space Administration*), e tendo início nos anos 1980. Nesse contexto o monitoramento da Terra começou a ser feito através da obtenção constante de dados ambientais de sensores instalados em diversas plataformas lançadas à órbita terrestre,

visando gerar informações que auxiliem na compreensão e avaliação destas mudanças no sistema climático (Rudorff et al., 2007). Sendo assim, os dois principais satélites a entrarem em órbita, armazenando o sensor MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*), foram as plataformas TERRA e AQUA, com suas especificações descritas na Tabela 1. Dessa forma, foram utilizadas as duas plataformas mencionadas acima para obtenção dos dados de interesse, fornecendo parte dos resultados dessa pesquisa.

Tabela 2. Especificações dos satélites Terra e Aqua.

	TERRA	AQUA
Lançamento	18/12/1999	4/5/2002
Órbita	Quase polar e heliossíncrona	Quase polar e heliossíncrona
Altitude	705 Km	705 Km
Inclinação	98,2°	98,2°
Tempo de duração da órbita	98,1 min	99 min
Período de revisita	1 a 2 dias	1 a 2 dias
Instrumentos Sensores	ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT	AIRS, AMSU-A, HSB, AMSR-E, MODIS e CERES

O sensor MODIS EOS é o principal sensor desenvolvido para o programa, trabalhando com 36 canais espectrais, com uma variação desde o visível até o infravermelho termal, gerando uma enorme diversidade de produtos em vários aspectos ambientais, que são divididos em três vertentes: MODLAND, MOCEAN e MODIS *Atmosphere* (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). Sendo assim, para melhor compreender e caracterizar os sistemas convectivos em estudo, foram utilizados os dados provenientes do MODIS *Atmosphere*, que oferece produtos relacionados à atmosfera, sendo feito o uso de produtos dos conjuntos 06 “*Cloud Product*”, 07 “*Atmospheric Profiles*” e 03 “*Geolocation Fields*” neste trabalho.

O “*Cloud Product*” está relacionado com a recuperação das propriedades físicas e radiativas das nuvens, oferecendo diversos produtos como, fase da nuvem-partícula,

raio efetivo e profundidade óptica, tais produtos são extraídos utilizando informações de radiância nos canais visível e infravermelho próximo do MODIS. Neste produto, encontram-se também dados de temperatura do topo da nuvem, emissividade efetiva, altura, fase e a fração de nuvens, todos com uma resolução espacial de 5 km (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod06.php>). Existem dois arquivos de produtos de dados MODIS *Cloud*, o MOD06_L2 e o MYD06_L2, contendo dados coletados da plataforma Terra e Aqua, respectivamente. Quando o dado é proveniente do satélite Terra (Aqua), o prefixo do produto é designado como MOD (MYD).

O produto “*Atmospheric Profiles*” consiste na recuperação de vários parâmetros relacionados com o perfil da atmosfera, são eles: carga total de ozônio, estabilidade atmosférica, perfil de temperatura e umidade e por fim, vapor d’água atmosférico, todos com uma resolução espacial de 5 km. O parâmetro que será utilizado nesse trabalho é o parâmetro de estabilidade atmosférica, no qual consiste em três índices diários de estabilidade atmosférica de nível 2 (MOD07_L2) ou (MYD06_L2). Os índices de estabilidade atmosférica Total Totals (TT), Índice de Levantamento (LI) e o índice K (K) são calculados usando os dados de perfil de temperatura e umidade infravermelho, também derivados como parte do MOD07. Os perfis de temperatura e umidade do MODIS são produzidos em 20 níveis verticais. Um algoritmo de recuperação de regressão sintética de céu claro é usado, onde os coeficientes de regressão são derivados usando um modelo de transferência rápida de radiação com características atmosféricas obtidas de um conjunto de dados de perfis globais (radiosonda e modelo).

O produto “*Geolocation Fields*” utiliza campos de geolocalização que são calculados diariamente para todas as órbitas e para cada campo de visão instantânea (IFOV) do MODIS. As localizações e informações auxiliares correspondem à intersecção dos centros de cada IFOV de 10 detectores em uma banda ideal de um quilômetro na superfície da Terra. Os campos de geolocalização incluem latitude geodésica, longitude, altura da superfície acima do geóide, ângulos do zênite solar e do azimute, ângulos do zênite e do azimute do satélite e uma máscara terra / mar para cada amostra de um quilômetro (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod03.php>). Da mesma forma que no “*Cloud Product*” o “*Geolocation Fields*” possui dois arquivos, o MOD03 e MYD03, referentes aos satélites Terra e Aqua, respectivamente.

Os produtos MOD06/MYD06 (nível 2) contêm todos os parâmetros das propriedades das nuvens que o MODIS dispõe. Os parâmetros escolhidos para serem analisados foram: *Cloud Optical Thickness* (espessura óptica da nuvem), *Cloud Top Temperature* (temperatura do topo da nuvem) e *Cloud Particle Effective Radius* (raio efetivo da partícula da nuvem). A especificação do arquivo *Cloud (06_L2)* está disponível em https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/MOD06_L2_CDL_fs.txt. Já os produtos MOD07/MYD07 (nível 2) contêm todos os parâmetros do perfil atmosférico que o MODIS dispõe. Os parâmetros escolhidos para serem analisados foram os índices de instabilidade atmosférica, *Total Totals* (TT) e *K Index* (índice K). A especificação do arquivo *Atmosphere Profile (07_L2)* está disponível em https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/ModAtmo/MYD07_L2.C6.CDL.fs.

Os dados estão disponíveis para o usuário dentro de um arquivo *Hierarchical Data Format* (HDF). Nota-se que as resoluções espaciais dos produtos de espessura óptica (1 km) e raio efetivo da partícula não correspondem com a resolução espacial dos dados de geolocalização do mesmo conjunto (5 km). Por este motivo, foi utilizado o parâmetro de geolocalização do conjunto MOD03/MYD03 (nível 1), que apresenta resolução espacial de 1 km, facilitando as comparações e o trabalho computacional. Por fim, para o produto de temperatura do topo da nuvem (5 km) não foi necessário utilizar o conjunto MOD03/MYD03 para correspondência, sendo utilizado os dados de geolocalização do mesmo conjunto (5 km). A última etapa consiste na aplicação de rotinas computacionais através do software *Matrix Laboratory* (MATLAB), fornecendo as figuras que serão apresentadas nos resultados deste estudo.

Primeiramente é necessário entrar nos domínios da NASA, através dos links para o satélite Terra <http://www.ssec.wisc.edu/datacenter/terra/> e para o satélite Aqua <http://www.ssec.wisc.edu/datacenter/aqua/>, com o objetivo de verificar quais as órbitas possuem dados para a região de interesse, de acordo com a Figura 9. As órbitas ascendentes e descendentes estão indicadas pelas setas. Os trechos das órbitas marcados em vermelho são exemplos da extensão dos “granules” (fragmentos), que representam a discretização da órbita para que esta seja dividida em arquivos diferentes. O horário que representa o granule será o horário de início de varredura do mesmo, como circulado na figura 9. A área varrida pelo sensor é um retângulo cujo eixo central é o rastro da órbita da figura 9. A figura 10 mostra aproximadamente esta área. A partir deste momento,

basta entrar em um novo domínio da NASA (<ftp://ladsweb.nascom.nasa.gov/>) e escolher os dados conforme os granules de interesse, selecionando a data como dia Juliano contido na imagem.



Figura 9 – Rastreamento das órbitas do sensor MODIS embarcado no satélite Terra, figura meramente ilustrativa. Fonte: NASA. Edição feita pelo autor.



Figura 10 – Área aproximada de varredura do sensor MODIS embarcado no satélite Terra, figura meramente ilustrativa. Fonte: NASA.

Para as análises deste trabalho foi escolhido o parâmetro *Cloud Particle Effective Radius*, presente no produto MOD06_L2, do satélite TERRA, referente a propriedade de nuvens. Foram analisadas passagens do satélite TERRA sobre a América do Sul nos dias 07/06/2017 e 08/06/2017 para identificar se foram registradas órbitas sobre o Rio Grande do Sul de forma a garantir a extração dos dados. Nesse caso, a varredura do dia 07/06/2017 sobre a região de interesse se trata de uma órbita ascendente com início as 2h10 UTC e fim as 02h15 UTC. Já a varredura no dia 08/06/2017 sobre a região de interesse se trata de uma órbita descendente com início as 13h50 UTC e fim as 13h55 UTC. A extração dos dados de raio efetivo das partículas das nuvens será feita com o objetivo de se chegar ao valor médio dessa variável para a região de interesse durante o período do evento. Maiores detalhes sobre o teste de sensibilidade do modelo BRAMS estão descritos no item 3.2.3 deste texto.

4.2.2 Reanálise ERA INTERIM

Uma reanálise atmosférica global fornece uma descrição numérica das condições atmosféricas, produzida pela combinação de produtos de modelos com dados observados. Contém estimativas de parâmetros atmosféricos como temperatura do ar, pressão e vento em altitudes diferentes, e parâmetros de superfície como precipitação, teor de umidade do solo e temperatura da superfície do mar. As estimativas são produzidas para todos os locais da terra, e eles abrangem um longo período de tempo que pode se estender para o passado por décadas ou mais. Vale ressaltar que a reanálise Era Interim foi escolhida para este estudo, somente por fornecer em seu banco de dados todas as variáveis necessárias para o dia e horas analisadas neste evento.

Portanto, foi utilizado neste trabalho a reanálise atmosférica global - *The Era-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*, Dee et al. (2011). O ERA-Interim representa um projeto do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (ECMWF) com o objetivo de produzir uma reanálise com um modelo atmosférico melhorado e um sistema de assimilação de dados que substitua os utilizados no ERA-40 (reanálise anterior utilizada pelo ECMWF). Os testes preliminares indicaram que várias das imprecisões exibidas pelo ERA-40 foram eliminadas ou significativamente reduzidas. Através de aumentos sistemáticos do poder de computação, a assimilação variacional 4-dimensional (4D-Var) tornou-se viável como parte das operações do ECMWF em 1997, pavimentando o caminho para basear o

ERA-Interim em 4D-Var (em vez de 3D-Var como no ERA-40). A expansão da potência de processamento também permitiu que a resolução horizontal fosse aumentada de T159 (N80, nominalmente 1.125 graus para ERA-40) para T255 (N128, nominalmente 0.703125 graus). O ERA-interim retém os mesmos 60 níveis de modelo usados para ERA-40 com o nível mais alto sendo em 0,1 hPa, por exemplo (Dee *et al.* 2011; Uppala *et al.* 2005).

4.2.3 BRAMS

A utilização de modelos numéricos tem sido valorizada e reconhecida pela comunidade científica à medida que a tecnologia no âmbito dos processos atmosféricos têm progredido ao longo das décadas. Estes modelos tendem a representar os fenômenos atmosféricos o mais próximo da realidade possível, gerando dados a partir das características destes fenômenos que são informadas ao software, levando em consideração a longo, médio e curto prazo, Hassan (2017).

O BRAMS simula principalmente circulações atmosféricas em áreas geográficas regionais. Tem sua origem no RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), modelo numérico altamente versátil desenvolvido por diversos grupos ao longo do tempo, incluindo os cientistas da Colorado State University e da ATMET, Fazenda *et al.* (2007). Sendo assim, o BRAMS possui parametrizações específicas para as condições atmosféricas tropicais estruturadas de forma a aumentar a acuracia e precisão das simulações dos fenômenos meteorológicos observados no Brasil.

Historicamente, na década de 90, foi feito um consórcio entre a empresa ATMET (Atmosférica, Meteorológica e Ambiental) dos Estados Unidos, o Instituto de Matemática e Estatística (IME), o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade De São Paulo (USP) e o CPTEC iniciaram o projeto BRAMS financiado pela Agência Brasileira de Estudos e Projetos (FINEP) Freitas *et al.* (2017).

Nesse contexto é importante ressaltar que o BRAMS divergiu do RAMS por diversas melhorias que foram incluídas no modelo, visando maior precisão na representação numérica dos processos físicos fundamentais nas regiões tropicais e subtropicais (Freitas *et al.*, 2005 e 2009). Com o passar dos anos o BRAMS evoluiu

baseado em versões do RAMS, onde foram incluídas diversas modificações. Durante a versão um (1), o foco de melhoria foi voltado para fenômenos físicos, como *cumulus* rasos e convecção profunda. Nesta mesma versão, a melhoria na vegetação com parâmetros para biomas também foram notadas. Durante a versão 2, o potencial de desenvolvimento foi direcionado para fatores como parametrizações de superfície, grades aninhadas e correções para as variáveis de saídas. Na versão 3.2 nota-se o direcionamento para a assimilação de dados e uma grande melhoria na previsão do tempo. Por fim, a versão 4 torna-se uma extensão da versão 3.2 com a opção de dois novos modelos acoplados: *Coupled Aerosol and Tracer Transport* (CATT) e *Town Energy Budget – Simple Photochemical Module* (TEB-SPM).

De acordo (Tripoli & Cotton 1980, 1982; Pielke 1984) o que permite descrever processos físicos levando em consideração velocidades verticais intensas é o fato de que as equações usadas no BRAMS são aquelas para uma atmosfera não hidrostática. Diversos fatores como radiação solar, a formação e interação de nuvens, difusão turbulenta, precipitação de hidrometeoros na fase líquida e gelo, convecção de cúmulos, transporte de calor no solo e troca de calor sensível e latente entre a superfície e atmosfera são simulados através de processos de superfície representados numericamente de forma bem detalhada. As equações governantes também são resolvidas numericamente, dentre elas: Conservação de Momentum (Segunda Lei de Newton), Conservação da Energia Térmica (Primeira Lei da Termodinâmica), Conservação de Umidade e Conservação de Massa (Equação da Continuidade), Vilhena (2010).

Para este trabalho foi utilizada a versão 5.1. Esse modelo é baseado em diferenças finitas e usa uma grade do tipo C de Arakawa, Mesinger & Arakawa (1976). Neste esquema de grade, as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade e suas componentes u , v , e w são resolvidas nos pontos $dx/2$, $dy/2$ e $dz/2$, respectivamente. A coordenada vertical usada pelo modelo é do tipo sigma- z , representando da melhor forma o terreno e os processos atmosféricos que atuam na camada limite. Além disto, o BRAMS permite o aninhamento múltiplo de grades, o que possibilita que as equações sejam resolvidas de forma mútua nas grades de diferentes resoluções, resultando em uma alta resolução espacial nas áreas selecionadas, Freire *et al.* (2015).

Para o desenvolvimento deste estudo, todas as simulações realizadas com o BRAMS utilizaram configurações empregadas com sucesso em outros trabalhos (Alonso & Saraiva 2007; Pereira 2015). Sendo assim, as opções de parametrizações são seguintes: o esquema de Chen & Cotton (1983) para os processos radiativos e o esquema de Grell & Devenyi (2002) para a convecção profunda. Já para o esquema de turbulência na Camada Limite Planetária (CLP) foi utilizado de Mellor & Yamada (1982) e a microfísica de nuvens segue o esquema descrito de Flatau *et al.* (1989).

A forma não-hidrostática do modelo foi utilizada, sendo ela fundamental para a simulação em mesoescala. O modelo de solo foi ativado com 9 níveis, utilizando umidade inicial de 15% no primeiro (-5 cm) e 30% no nível mais profundo (-2,0 m). A fronteira superior foi mantida com topo rígido e as fronteiras laterais foram mantidas radiacionais de acordo com Klemp & Wilhelmson (1978).

Optou-se por inicializar o BRAMS com a base de dados de análises para 00 UTC do modelo inicializado com as análises do *Global Forecast System* (GFS) sempre no dia do evento. Inicialmente, as simulações foram realizadas utilizando duas grades aninhadas com resoluções horizontais de 40 x 40 km e 10 x 10 km. As grades foram configuradas para permitir a interação em duplo sentido, permitindo que as simulações dos processos físicos da grade de maior resolução tenham influência nas simulações da grade de menor resolução e vice-versa, De Souza (2012). Para a grade na vertical foi utilizada a grade telescópica com espaçamento inicial de 70 m, crescendo em um fator de 1.2 até atingir o espaçamento máximo de 1.000 m. Por fim, é importante ressaltar que a utilização do modelo global como entrada e contorno buscou reproduzir aproximadamente uma situação rotineira de previsão do tempo.

Neste trabalho, foi utilizado o modelo de mesoescala BRAMS, inicialmente com o objetivo de representar aspectos preliminares em mesoescala associados ao tempo severo associado ao evento em análise. Nesta etapa foi utilizada a grade 2 (Tabela 3), para simular, entre muitas variáveis, o campo de vento (m/s), temperatura do ar (°C), temperatura do ponto de orvalho (°C), umidade relativa (%), gelo (g/kg), precipitação suspensa (g/kg) e a precipitação horária (taxa de precipitação convectiva da parametrização de microfísica) os utilizados neste trabalho. Através do software *Grid Analysis and Display System* (GRADS) foram geradas imagens de diversos campos,

como por exemplo, o diagrama Skew T – Log P, com o intuito de caracterizar e entender o perfil termodinâmico associado ao evento.

Tabela 3 – Especificações das grades utilizadas.

Grade	$\Delta x = \Delta y$ (km)	Δt (s)	Número de níveis na vertical	Latitude do centro da grade	Longitude do centro da grade
Grade 1	40	60	32	30° S	53,5° W
Grade 2	10	15	32	30° S	53,5° W

4.2.4 Introdução de dados de satélite na parametrização do BRAMS – Teste de Sensibilidade do modelo

Nesta etapa foram realizados os experimentos principais para suprir a proposta desta pesquisa. Sendo o Brasil um país muito extenso, com dimensões continentais, os fenômenos meteorológicos atuam de forma diferente nas diversas regiões do país. Nesse caso, se torna importante a calibração do modelo de previsão de acordo com dados que representem da melhor forma a atmosfera no local de interesse. Portanto, foram utilizados dados de satélites, mais especificamente, dados de microfísicas das nuvens para testar a sensibilidade de resposta do modelo para representar os produtos locais, como, a previsão de chuva e vento.

Para isso foi realizado um estudo de caso específico para três (3) experimentos utilizando a grades 2 do BRAMS, com alterações apenas nas opções de parametrização microfísica do modelo. O primeiro experimento foi realizado através de uma rodada controle priorizando uma distribuição de aerossóis de tamanho menor com características continentais e mantendo a parametrização das outras variáveis microfísicas prognosticadas direta pelo modelo “*prognostic concentration*”. De acordo com Vilhena (2010) a parametrização de microfísica no BRAMS, descrita por Walko et al. (1995), aplica-se a qualquer categoria de hidrometeoros, tais como: vapor, chuva,

gota de nuvem, granizo, neve, cristais de gelo, etc. São considerados os diferentes processos microfísicos, como: colisão, nucleação, sedimentação, coalescência e conversão de uma categoria para outra. Estes processos microfísicos são detalhados por Meyers & Cotton (1992).

Sendo assim, no experimento 2 a modificação ocorreu apenas na utilização de uma distribuição a fim de priorizar núcleos de condensação de tamanho maior (mais compatível com os núcleos de condensação típicos do ar sobre os oceanos). A tomada de decisão para rodada do experimento 2 foi baseada nos resultados de Aires (2016), na qual, encontrou uma melhora significativa na previsão da taxa e acumulado de precipitação fornecidos pelo BRAMS para um caso de tempestade sobre o Estado do Rio de Janeiro.

No entanto, é possível, por exemplo, que o diâmetro médio de uma das categorias de hidrometeoros seja determinado a partir de um valor padrão encontrado no código do modelo ou sugerido pelo usuário. Isso aplica-se a qualquer categoria de hidrometeoros, tais como: vapor, chuva, gota de nuvem, granizo, neve, cristais de gelo, etc (Vilhena, 2010). Sendo assim, para o experimento 3 foi inserido o raio médio das gotículas de nuvem obtidos por sensoriamento remoto (Item 3.2.1), através do sensor MODIS embarcado no satélite Terra.

O objetivo destes experimentos (Tabela 4) é testar a sensibilidade no índice de acerto do modelo em representar as taxas horárias de chuva e vento para o caso em estudo. E ainda, verificar a influência desta sensibilidade na representação dos processos dinâmicos e termodinâmicos em mesoescala.

Tabela 4 – Resumo dos experimentos em análise.

4.2.5 Validações entre dados observados e simulações utilizando índices estatísticos

Para validação estatística do modelo, serão utilizados diferentes cenários de previsão utilizando o mesmo modelo, os quais, precisam ser comparados ou validados com dados observados nas estações meteorológicas localizadas nas 4 cidades, vide Tabela 1. Para a validação foram utilizados índices estatísticos encontrados em Wilks (2011), são eles: Erro Médio (EM) e a Raiz do Erro Médio Quadrático (REQM).

As equações 11 e 12 apresentadas abaixo representam o cálculo dos índices apresentados, onde P_i e O_i representam, respectivamente, os valores previstos e observados do acumulado de chuva horário e da velocidade do vento horária. Conforme descrito por (Pinto *et al.* 2014; Pinto & Pereira 2012) o EM é também conhecido como BIAS ou Viés e representa a ocorrência de superestimativa (valores positivos de EM) ou subestimativa (valores negativos de EM) do acumulado de chuva e velocidade do vento observados nas estações meteorológicas in situ. Já o cálculo do REQM tem como objetivo avaliar a dispersão dos desvios apresentados pelas estimativas em relação aos valores observados.

$$EM = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (P_i - O_i) \quad (11)$$

Experimentos	Descrição
1	Controle (Brams) – AEC DEF
2	Utilização de distribuição de CCN's Marinhos – AEO DEF
3	Inserção de raio médio das gotas de nuvens obtidos por sensoriamento remoto – AEO EDIT e AEC EDIT

$$\text{REQM} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=0}^n (Pi - Oi)^2} \quad (12)$$

Entretanto, para analisar a integridade e perfeição das simulações foi utilizado o coeficiente de correlação R. Este coeficiente tem como objetivo correlacionar os valores simulados para intensidade do vento e chuva acumulada hora a hora com os valores observados nas estações meteorológicas. Sua variação (R) pode ocorrer entre valores de -1 a 1, e quanto mais próximo de 1 melhor será a previsão simulada pelo modelo BRAMS. É importante ressaltar que essa mesma metodologia foi utilizada nos trabalhos de (Pinto *et al.* 2014; Pinto *et al.* 2012) para validar simulações de intensidade do vento fornecidos pelo modelo BRAMS. Para esta pesquisa será feito algo bem parecido na validação das previsões, porém, introduzindo o acumulado de chuva na análise e diferentes cenários de simulações.

5. Resultados

5.1 Análise da Formação e Desenvolvimento da Tempestade

Durante a madrugada e manhã do dia 08 de junho de 2017 a passagem de uma frente fria sobre o Estado de Rio Grande do Sul organizou uma linha de tempestade entre o nordeste e o leste gaúcho, responsável por chuvas fortes e rajadas de ventos moderadas a fortes em diversos municípios destas regiões. Ao analisar as imagens de satélite do GOES 13, Figura 11, destaca-se a presença de nuvens de elevado desenvolvimento vertical atuando sobre o estado, com temperaturas de topo entre -60 e -70°C, geralmente associadas a ocorrência de fortes tempestades. Com o objetivo de refinar ainda mais o comportamento desta tempestade foram analisadas imagens do radar meteorológico do município de Morro da Igreja/SC, Figura 12. Estas imagens indicam áreas de forte refletividade se estendendo do nordeste gaúcho até a região metropolitana de Porto Alegre, avançando até o litoral norte. As imagens mostram com clareza a formação de uma linha de tempestade sobre a região com várias áreas de

refletividade em torno de 50dBZ. Valores de refletividade deste patamar estão associados a chuvas fortes e tempestades de maior severidade.

Ao analisar as Figura 11 e 12, nota-se que o sistema baroclínico atuou sobre o estado durante toda a madrugada, porém, somente a partir das 9Z o sistema se organizou em formato de uma linha de tempestade e foi responsável por fortes rajadas em superfície. Para associar a ocorrência da linha de tempestade com a intensidade do vento foram analisados os dados das estações do INMET localizadas nas cidades da Tabela 1, onde destaca-se o registro de ventos de até 70 km/h durante o deslocamento da linha de tempestade. Em Porto Alegre os ventos chegaram a 38KT (70,3 km/h) no aeroporto local e a 60,1 km/h na sede do INMET.

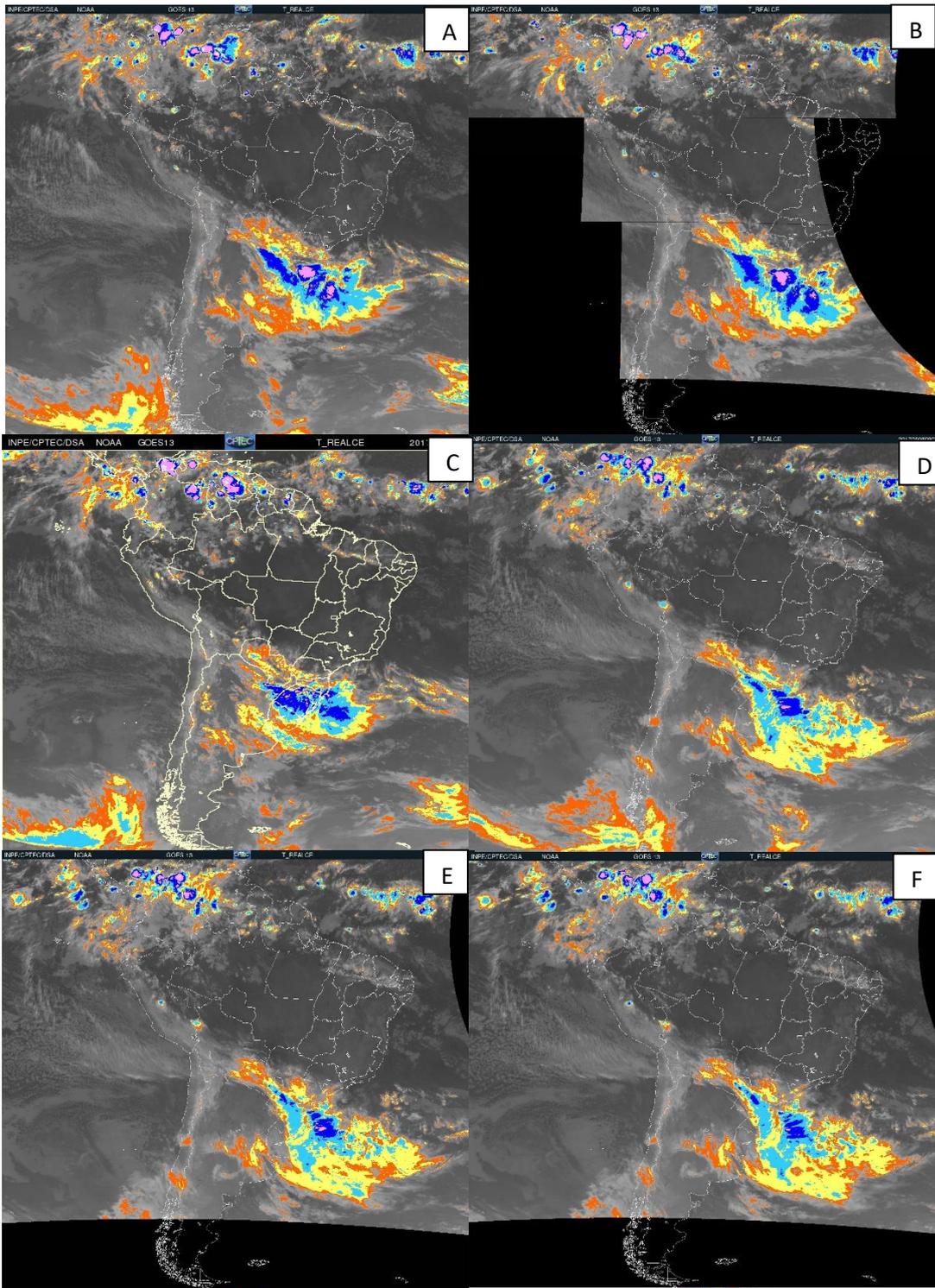


Figura 11: Atuação da frente fria às 03 Z (A), 05 Z (B), 07 Z (C), 09 Z (D), 09:30 Z (D) e 10 Z (E) no dia 08/06/2017, dia do evento. Goes 13. Fonte: DSA – CPTEC.

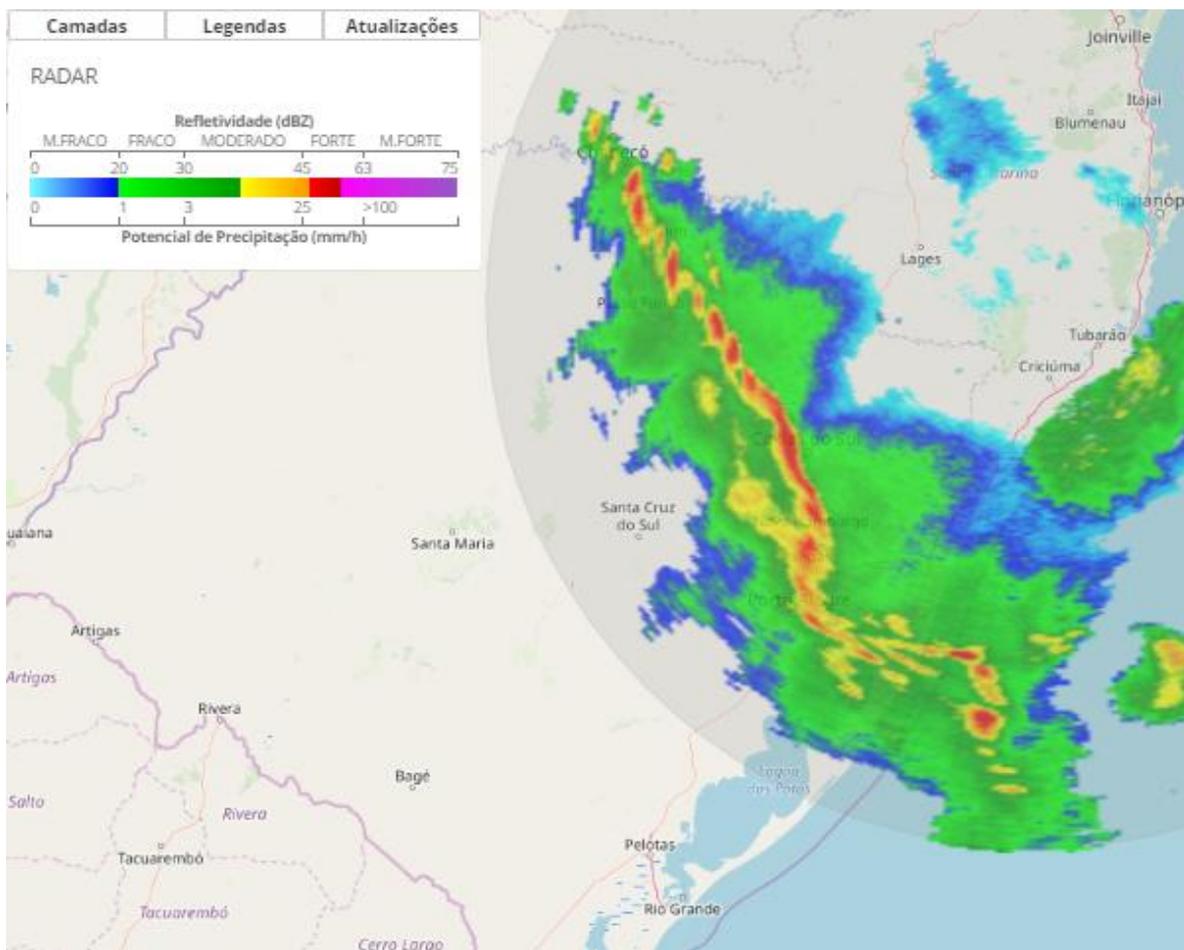


Figura 12: Atuação da frente fria às 09 Z no dia 08/06/2017, dia do evento. Radar Meteorológico – Morro da Igreja, SC. Fonte: Redemet.

5.2 Análise da Dinâmica Atmosférica Associada à tempestade

Toda a análise da dinâmica do sistema foi feita através de dados de reanálise ERA INTERIM e do modelo BRAMS (experimento 2). Durante a passagem do sistema frontal, mais especificamente entre as 6Z e 12Z do dia 08 de junho de 2017, a reanálise do ERA INTERIM indica um aprofundamento do sistema de baixa pressão em 850 hPa responsável não só por ajustar a tempestade em formato de linha, como também, por fornecer calor e umidade via convergência proveniente da superfície (Figura 13). Além disso, ao analisar o escoamento do vento em 500 e 200 hPa, nota-se um cavado se deslocando de oeste para leste, atuando desde o norte da Argentina até atingir o Estado de Rio Grande do Sul (Figura 14), garantindo convergência a leste do cavado. Nesse

caso, nota-se a existência de mecanismos forçantes responsáveis por manter o sistema em pleno desenvolvimento e ação. Ao analisar a Figura 13 novamente, nota-se que as 6Z o núcleo do ciclone encontrava-se sobre a fronteira oeste entre o Uruguai e o estado de Rio Grande do Sul.

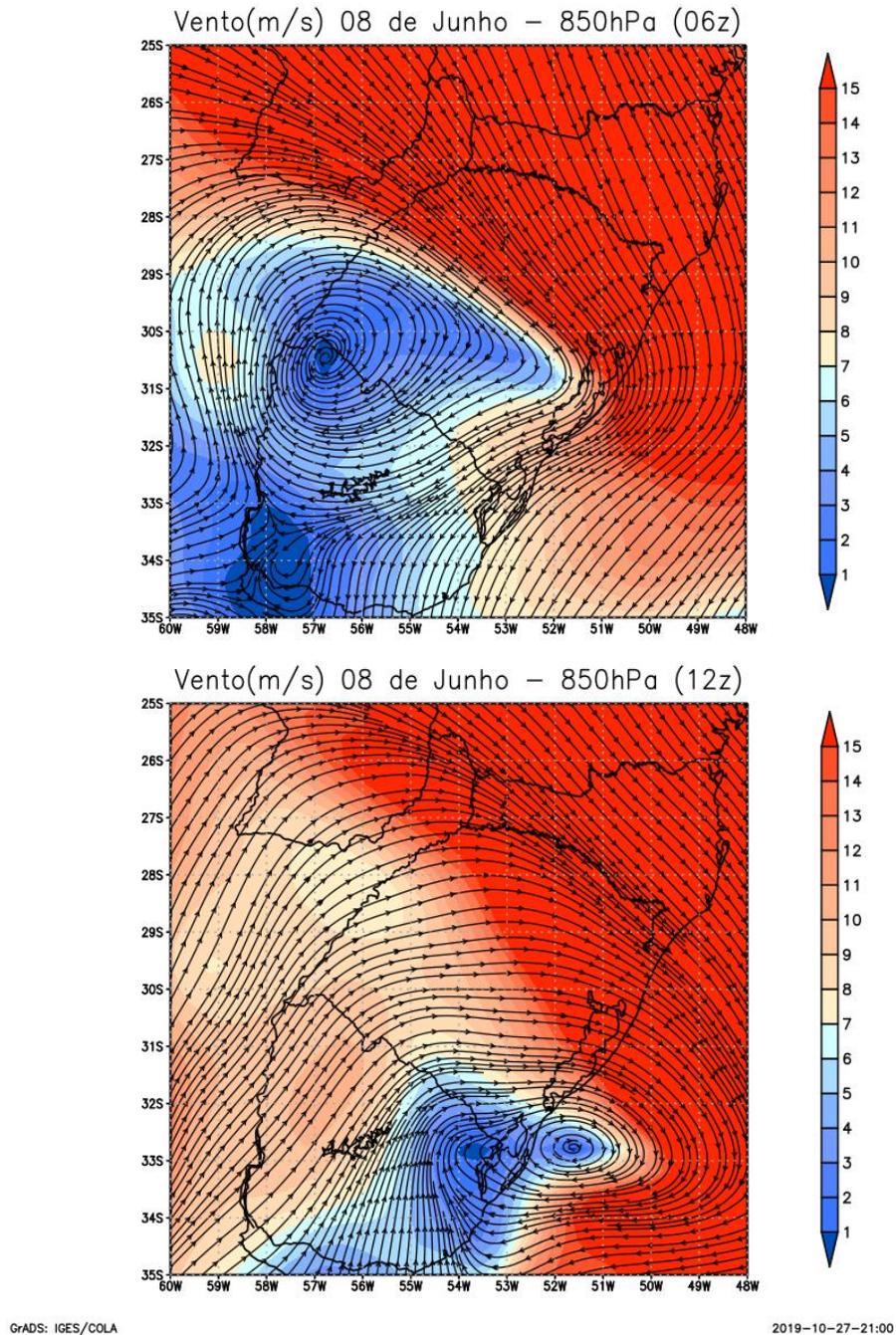
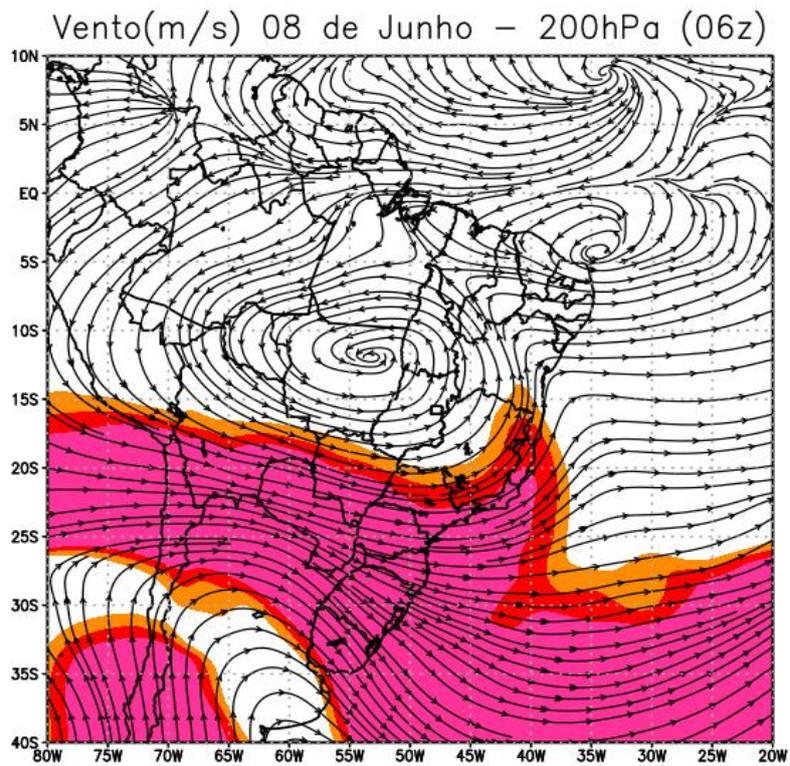
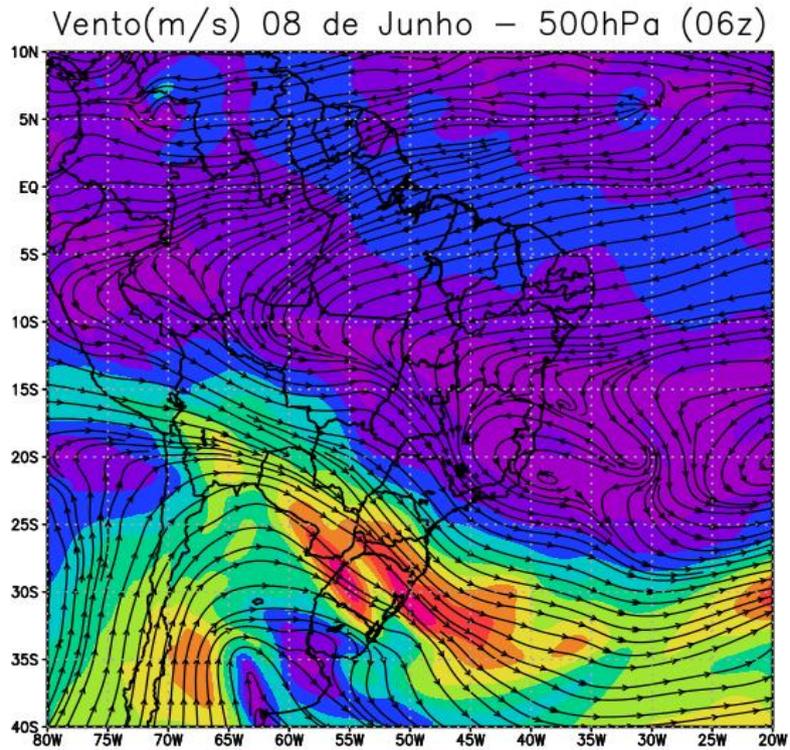


Figura 13: Primeira Linha: Velocidade horizontal do vento (m/s) em 850 hPa as 06Z do dia 08/06/2017. Segunda Linha: Velocidade horizontal do vento (m/s) em 850 hPa as 12Z do dia 08/06/2017 – dados provenientes do ERA INTERIM.



GrADS: IGES/COLA

2019-10-09-00:24

Figura 14 – Primeira linha: Linhas de corrente e velocidade horizontal do vento (m/s) em 500 hPa
 Segunda linha: Linhas de corrente e velocidade vertical do vento (m/s) em 200 hPa –06Z do dia
 08/06/2017, dados provenientes do ERA INTERIM.

Com o passar do tempo o núcleo do sistema se intensifica e se desloca em direção ao oceano Atlântico, até que as 12Z o ciclone atinge o litoral onde foram registrados os maiores volumes de chuva. Ainda assim, durante esse período, mais especificamente as 9Z a tempestade ganhou força sobre as cidades mais próximas a Bento Gonçalves, onde foram registrados rajadas de vento na ordem dos 70 km/h e chuva de 10 mm, indicados pelas estações do INMET. Ao comparar a Figura 13, com a dinâmica espacial da tempestade observada nas imagens do radar, Figura 12, nota-se como o modelo representou bem a linha de tempestade atuando sobre o estado do Rio Grande do Sul com valores positivos do movimento vertical do vento posicionados em formato de linha responsáveis pelo constante abastecimento da tempestade.

5.3 Análise das Condições Termodinâmicas Associadas à Tempestade

Toda a análise termodinâmica do sistema foi feita através de dados de reanálise ERA INTERIM e do modelo BRAMS utilizando o experimento 2 de acordo com a Tabela 4. As condições termodinâmicas presentes na atmosfera fazem parte de um conjunto de fatores extremamente importantes que irão controlar e regular a formação de tempestades severas. Uma condição termodinâmica que se destacou na análise deste caso foi o perfil vertical de umidade relativa (%) precedente as horas do registro de intensas rajadas de vento em superfície, com um bolsão de ar seco em níveis médios favorecendo o resfriamento evaporativo e conseqüentemente forte ventanias em superfície (Figura 15). A partir das 06 Z do dia 08 de junho de 2017 o vento registrado em superfície começa a ganhar força, atingindo o nível de rajadas fortes, ou seja, acima de 50 km/h. Durante o período entre 06 e 09 Z do dia 08 de Junho de 2017 foi diagnosticado as maiores intensidades de rajadas, atingindo a casa dos 70 km/h, com impacto direto na rede de energia e aumento de desligamentos.

A Figura 16 ilustra a explicação para rajadas fortes durante esse período. De acordo com o perfil vertical de umidade entre 06 Z e 12 Z observa-se uma camada de ar seco relativamente profunda em níveis médios da atmosfera (entre 400 e 750hPa) interagindo com partículas de gelo e água líquida nos mesmos níveis. Durante este período nota-se que o bolsão de ar seco ganha força com o passar das horas, resumindo todo o mecanismo teórico discutido na seção 3.1 e 3.2 deste texto. Tais mecanismos são

extremamente favoráveis para a formação de fortes rajadas descendentes de ar, formação da frente de rajada e possível influência no mecanismo de retroalimentação que contribuiu para a manutenção da tempestade em formato de linha. Ainda de acordo com a Figura 15 destaca-se que a atmosfera adjacente estava completamente carregada de gelo e gotas de chuva em processo de precipitação o que representa de forma didática e esquemática a Figura 1 deste texto e indica uma boa eficiência do modelo BRAMS para este caso, visto que na segunda linha da Figura 15 são utilizados propositalmente dados provenientes do modelo BRAMS.

Ainda para análise termodinâmica deste caso foi considerado a leitura do diagrama SkewT para as 06 e 09 Z do dia 08 de junho de 2017, fixado na Latitude 29°S e Longitude 50°W, local com maior favorabilidade termodinâmica para formação de fortes rajadas em superfície, vide Figura 16. De acordo com o tópico 3.4 deste texto, o diagrama SkewT serve como uma importante ferramenta para análise do perfil termodinâmico da atmosfera através do comportamento das linhas de T e Td e sua relação com os índices de instabilidade. Como já era de se esperar, ao analisar a Figura 16, o modelo indica um afastamento significativo da linha de T e Td nos níveis de 700 hPa para ambos os horários, 06 e 09z. Isso indica um bolsão de ar seco nessa região responsável por trazer o valor de K para baixo (29 e 26 °C, respectivamente) favorecendo o processo de resfriamento evaporativo e consequentemente a formação de fortes rajadas de vento em superfície, fenômeno discutido no item 3.1 deste texto com maiores detalhes em Fujita & Byers (1977).

Em paralelo ao índice K, nota-se o índice TT sendo representado por valores altos na casa dos 45 °C, o que mostra uma atmosfera instável devido à elevada *lapse rate* em níveis médios e a grande oferta de umidade em superfície. Esta característica é responsável por fornecer o combustível ou mecanismo forçante necessário para a formação e desenvolvimento de tempestades, Henry (1987). Sendo assim, entre as 06z e 09z do dia 08 de Junho os mecanismos termodinâmicos e dinâmicos estavam atuando em conjunto para fornecer o cenário ideal para fortes rajadas de vento em superfície, responsáveis por estragos em grande parte da rede elétrica do Centro Norte do Estado.

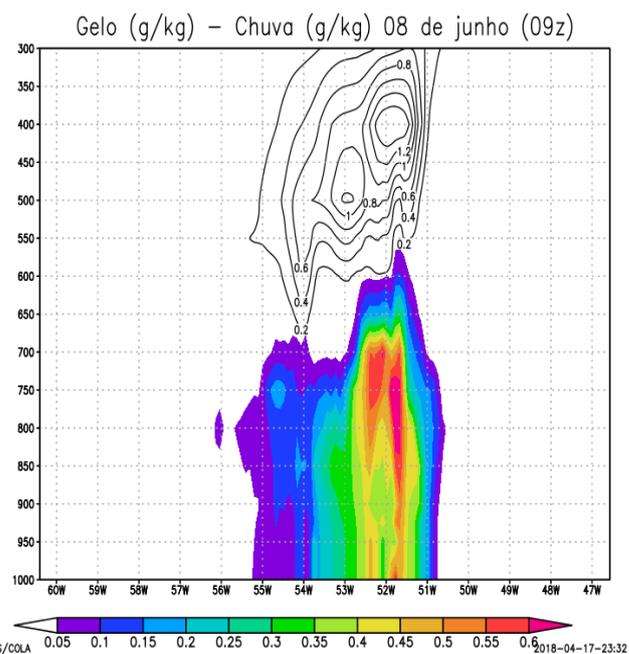
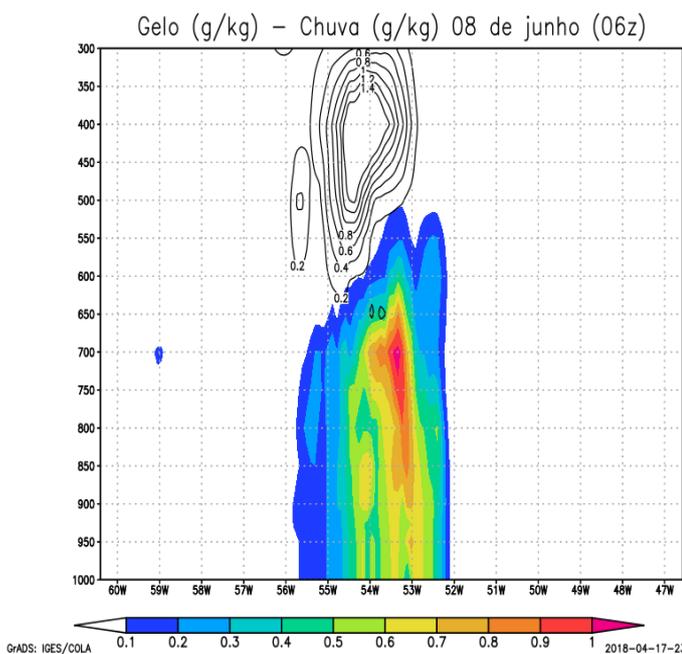
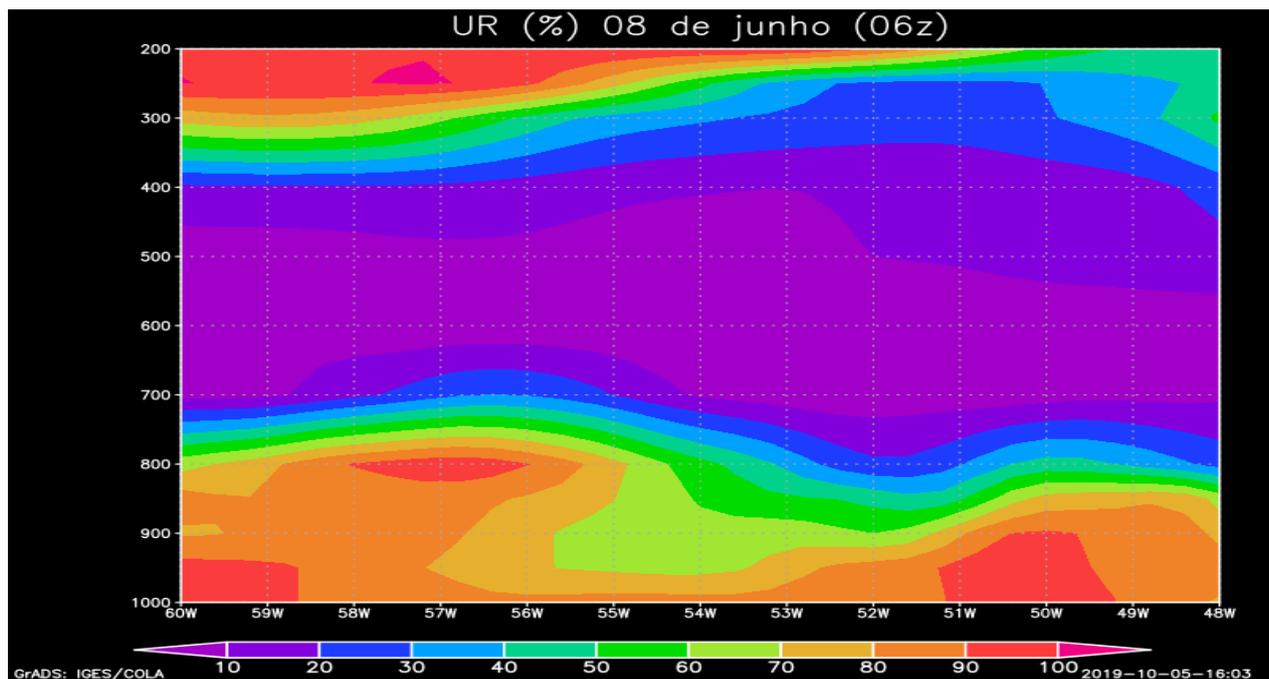


Figura 15: Primeira linha: Corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude -29° as 06Z do dia 08/06/2017 - dados provenientes do ERA INTERIM. Segunda linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29° . As 06Z e 09Z do dia 08/06/2019- produto do BRAMS.

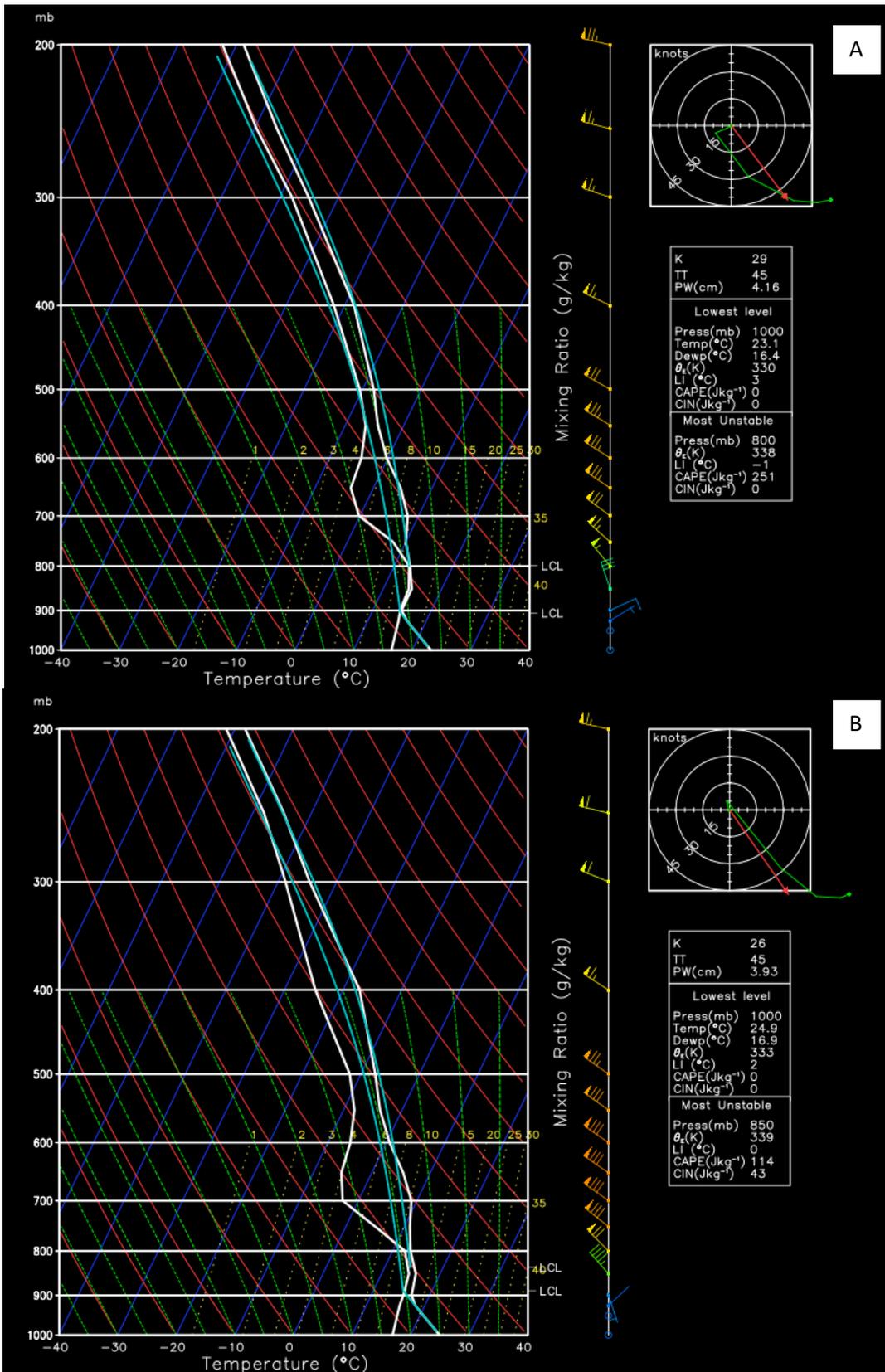


Figura 16: (A) Diagrama Skew T x Log P para o dia 08/06 as 06Z. (B) Diagrama Skew T x Log P para o dia 08/06 as 09Z. Ambos fixados na latitude -29° e longitude -50° .

5.4 Distribuição de Aerossóis e sua relação com os produtos do BRAMS

Levando em consideração que os mecanismos atmosféricos de troca de calor e balanço de massa se comportam de forma diferente de acordo com sua posição geográfica, principalmente posição latitudinal, fica evidente a necessidade do ajuste fino do modelo para representar a atmosfera local. Sendo assim, o modelo BRAMS possui um tópico destinado a parametrização microfísica das nuvens onde é possível parametrizar e ajustar as variáveis de acordo com o comportamento da atmosfera local. Para esta pesquisa foram utilizados inicialmente dois casos com parametrizações microfísicas diferentes conforme descrito no item 4.2.3. Neste momento é importante ressaltar que a região de interesse, por mais que faça parte da região continental, sofre com grande influência de aerossóis marinhos transportados pelo escoamento de umidade proveniente do oceano adjacente. No entanto ao analisar o processo de formação de gotículas de nuvem, a relação entre os núcleos de condensação (tamanho, formato) podem influenciar diretamente na concentração/distribuição das nuvens e posteriormente na concentração de gotas e gelo nas nuvens, Yau & Rogers (1996). O que por sua vez, pode impactar na intensidade das correntes de ventos descendentes conforme discutido no item 3.1 e analisado com maiores detalhes em Weisman & Klemp (1986). Sendo assim, uma pequena alteração na parametrização microfísica do modelo utilizando uma distribuição aerossóis com características típicas continentais podem gerar resultados diferentes dos produtos utilizando como parametrização uma distribuição típica dos aerossóis oceânicos.

Para tal, foram gerados produtos (Figura 17) para analisar o comportamento da distribuição espacial e intensidade da chuva ao utilizar distribuições de aerossóis diferentes como parametrização no modelo. Em seguida foram criados gráficos, para ambos os casos, com a distribuição contínua da intensidade da chuva durante as horas do evento para as quatro cidades em análise (Tabela 1). Ao analisar a Figura 17 nota-se que independente da distribuição de aerossóis, o modelo representou muito bem a distribuição espacial da chuva quando comparada com as imagens de radar (Figura 12). Porém, quando se trata da intensidade da chuva, destaca-se um acumulado maior de chuva cobrindo uma área maior na distribuição de aerossóis com características do tipo oceânico enquanto que para a distribuição de aerossóis com características continentais a maior intensidade de chuva fica restrita a uma área menor. Ainda assim, o viés nessa

intensidade de chuva entre ambas as distribuições é muito baixo quando comparado com os resultados obtidos na pesquisa de Aires (2016), onde o viés se aproximava de 85 mm. Provavelmente a alteração na parametrização de radiação teve um papel importante nos resultados encontrados por Aires (2016).

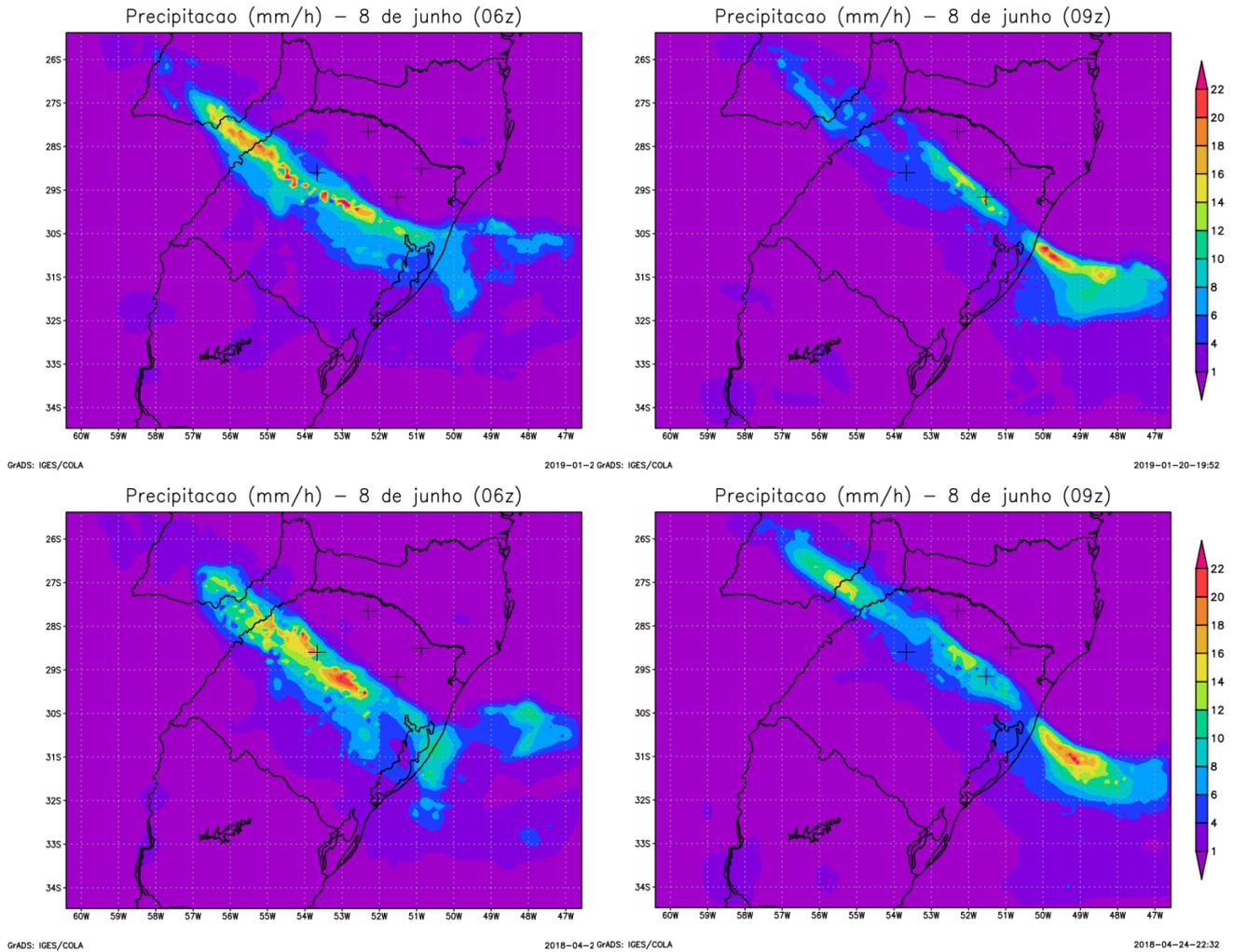


Figura 17: Primeira linha: produto de precipitação (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental. Segunda linha: produto de precipitação (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo oceânico. Produtos do BRAMS.

Em seguida, para deixar a análise espacial e partir para uma análise discreta (pontual), foram utilizadas as estações meteorológicas (EMs) do INMET representativas das quatro cidades destacadas na Tabela 1. Os dados observados de chuva (mm) e vento (Km/h) obtidos nas EMs para as horas do evento foram plotados junto aos produtos do

BRAMS, utilizando como parametrização do modelo a distribuição de aerossóis continentais (AEC) e a distribuição de aerossóis oceânicos (AEO). Dessa forma, ao analisar a figura 18, nota-se que para as quatro cidades em análise os produtos do BRAMS foram eficientes para representar a tendência de aumento e diminuição na distribuição de chuva durante as horas do evento, com destaque para o comportamento do modelo ao representar a ocorrência ou não ocorrência de chuva para ambas as parametrizações de aerossóis. Nota-se ainda que o produto do BRAMS utilizando uma distribuição AEO tende a superestimar o volume de chuva para a maior parte das horas do evento quando comparado com uma distribuição do tipo AEC, porém, ainda assim, para realizar um diagnóstico de qual parametrização teve melhor desempenho em relação aos dados observados, foi feita uma discussão estatística mais detalhada no próximo tópico.

Em relação ao comportamento do vento, é importante destacar que o modelo tem maior facilidade para representar fenômenos em escala sinótica, como por exemplo, a mudança na intensidade e direção do vento devido a entrada de um sistema frontal, porém, após a entrada da frente fria os fenômenos físicos responsáveis pela retroalimentação do sistema ocorrem em escala convectiva. Como esse processo físico ocorre em escala convectiva o modelo numérico encontra dificuldade de representar esse fenômeno e conseqüentemente seu produto final tende a não possuir uma acurácia satisfatória para representar a intensidade do vento em superfície. Isso ocorre não apenas por problemas de resolução espacial (grade do modelo) como também pela topografia acentuada. Ainda assim, ao analisar a Figura 19, nota-se que o modelo representou bem a tendência do comportamento da intensidade do vento registrado nas estações. Ao analisar o comportamento do vento para a cidade de Bento Gonçalves, destaca-se o constante crescimento no aumento da intensidade durante as horas do evento, onde o modelo conseguiu acompanhar muito bem esta tendência, além disso os picos na intensidade do vento as 09Z e as 12Z foram representados por ambas as distribuições, porém com uma defasagem temporal de aproximadamente 1 hora. Para Erechim nota-se um padrão bem parecido com Bento Gonçalves, ou seja, ambas as

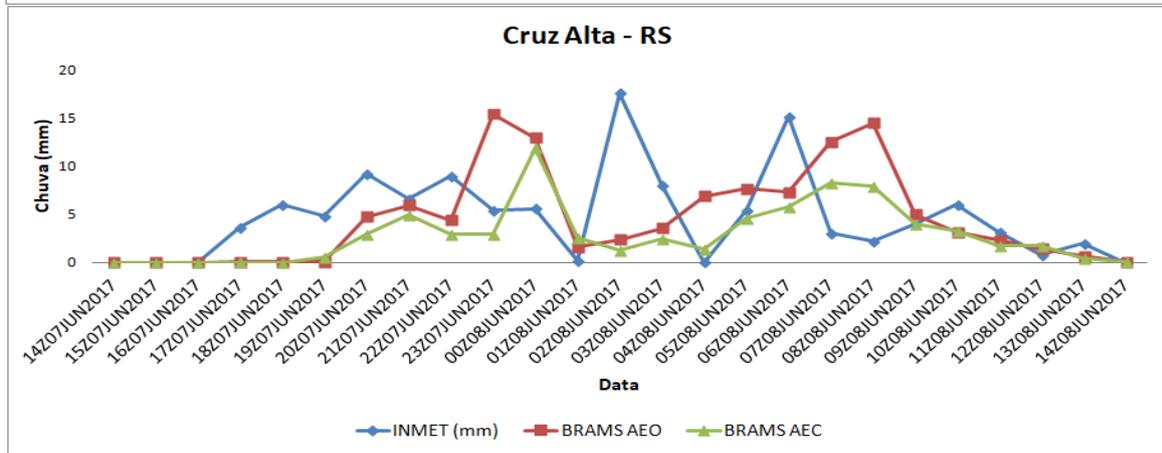
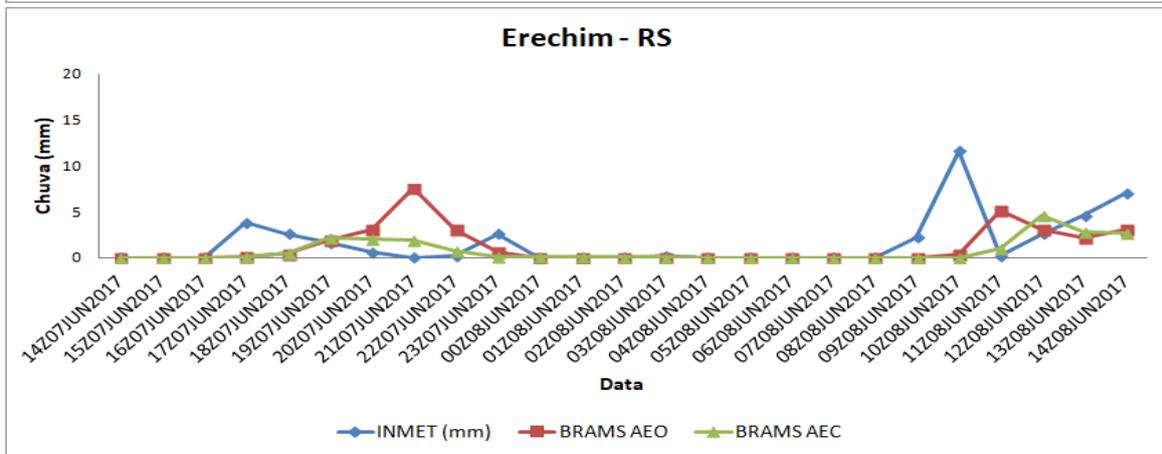
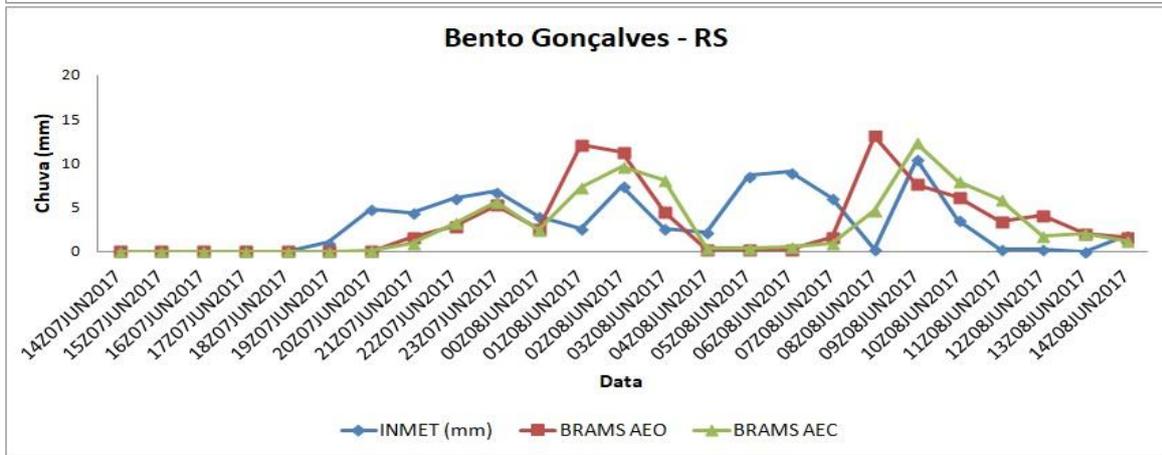
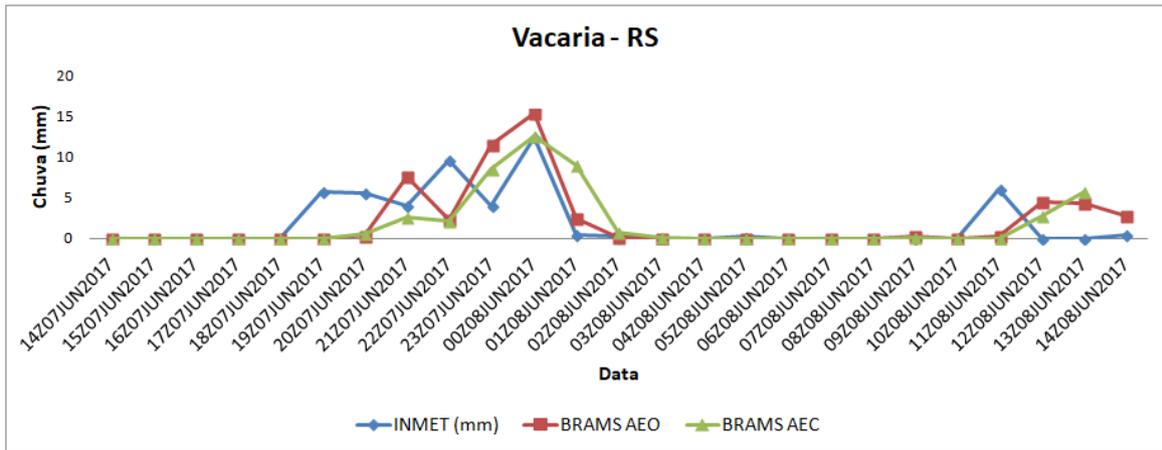


Figura 18: Gráficos comparando a intensidade da chuva como produto do modelo (AEO), modelo (AEC) e observada pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.

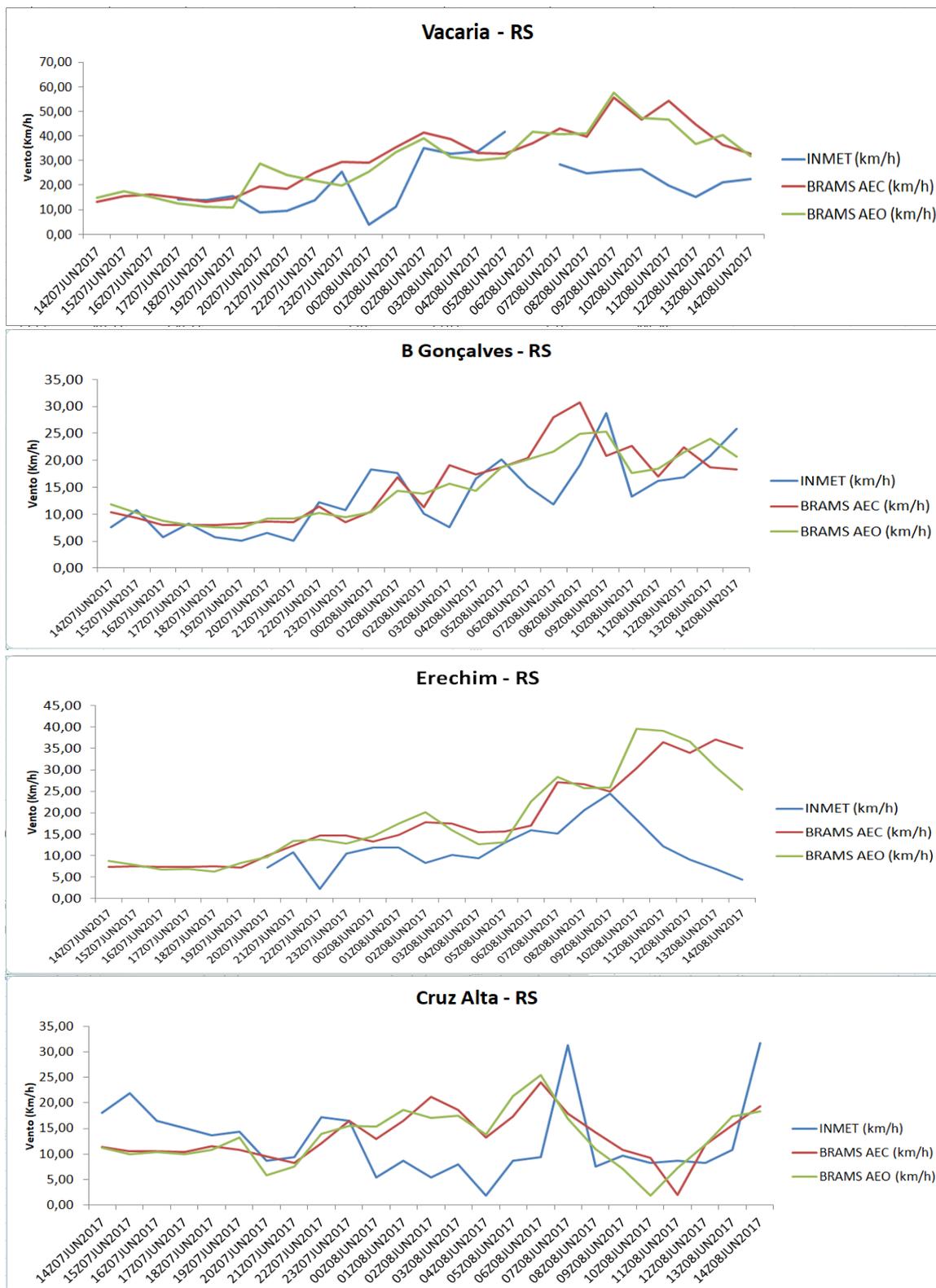


Figura 19: Gráficos comparando a intensidade do vento como produto do modelo (AEO), modelo (AEC) e observado pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.

distribuições conseguiram representar a tendência de aumento constante na intensidade do vento entre as 19Z do dia 07 de junho até as 9Z do dia 08 de junho, porém a partir das 09Z a intensidade do vento entrou em queda e ambas as distribuições não conseguiram prognosticar este comportamento. Além disso, nota-se que para as cidades de Erechim e Vacaria ambas as distribuições tendem a superestimar a intensidade do vento durante todo o período de análise. Essa superestimação provavelmente está relacionada ao relevo e as altitudes em que as estações (EMs) se encontravam, vide tabela 1. Ao analisar a Tabela 1, nota-se que ambas as cidades são as mais altas comparadas com as demais e o modelo pode ter perdido a influência do relevo nessa altitude indicando o comportamento do vento para a mesma altitude, porém, em uma atmosfera livre.

5.5 Alteração na parametrização microfísica do BRAMS utilizando dados de satélite

De maneira a obter a melhor representação da atmosfera local e consequentemente os melhores produtos do BRAMS, foram utilizados dados do raio efetivo médio das partículas de nuvens (REMP), durante o evento, estimados pelo sensor MODIS embarcado no satélite Terra. Para contribuir com esta análise é importante ressaltar os resultados obtidos por Duarte (2009), na qual analisou casos diferentes de nuvens e os raios efetivos de suas partículas para regiões distintas da América do Sul e do oceano Atlântico Sul, utilizando o mesmo sensor MODIS. Para um dos casos analisados, relacionado com sistemas frontais, os maiores valores de raio efetivo das partículas ficaram concentrados para a região do Atlântico Subtropical, área próxima a região de estudo desta pesquisa. Para tal região foram encontrados valores de raio efetivo variando de 25 a 30 microns. Por outro lado, ao extrair os dados de REMP para os dias 07 e 08 de junho de 2017 o resultado encontrado foi de 26,04 e 26,33 microns, respectivamente, corroborando com os resultados encontrados por Duarte (2009). A figura 20 ilustra um gráfico *boxplot* contendo a análise do REMP para os dois dias que fazem parte do evento em análise.

Para iniciar o experimento 3 foram geradas imagens com o objetivo de comparar a distribuição das variáveis dinâmicas e termodinâmicas encontradas pelo experimento 1 e 2 com o experimento 3, vide Tabela 4. Posteriormente foi necessária a mesma comparação, porém de forma pontual das variáveis chuva e vento para as 4 cidades em análise, vide Tabela 1. A validação das variáveis dinâmicas e termodinâmicas em escala sinótica e até mesmo em mesoescala são importantes pois o comportamento dessas variáveis em escalas maiores irão refletir na acurácia e validação do sistema pontualmente.

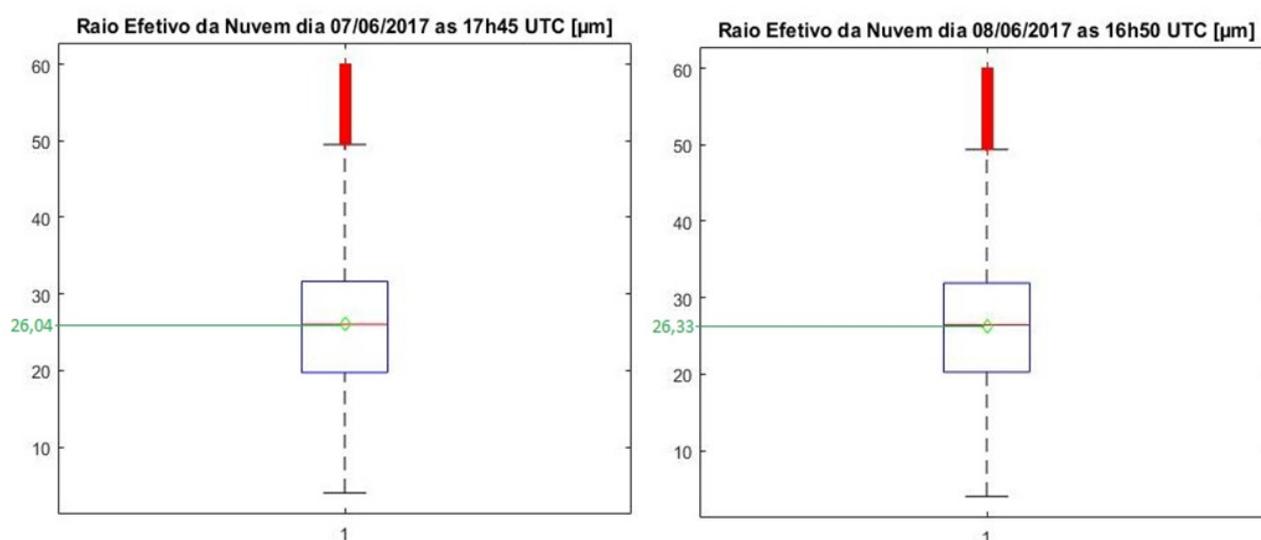


Figura 20: Bloxspots indicando a mediana e média de raio efetivo da partícula de nuvem para os dias 07 e 08 de junho de 2009, para área de estudo.

Para continuar a análise dinâmica do sistema foi gerado através do BRAMS o campo de vento horizontal em 850 hPa, destacando a intensidade (m/s) e linhas de corrente. Ao tomar como referência a reanálise ERA INTERIM a partir da figura 13 nota-se que o centro de baixa pressão estava localizado praticamente na tríplice fronteira entre Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul, enquanto que a convergência máxima estava localizada na porção central do estado do Rio Grande do Sul. Por outro lado, a partir da análise da primeira linha da Figura 21, o produto do BRAMS com aerossóis continentais e oceânicos (Exp. 1 e 2) indica o posicionamento do centro de baixa pressão na região centro-leste do Estado do Rio Grande do Sul, mantendo a convergência máxima na porção central do Estado. Em contrapartida, ao analisar a

segunda linha da Figura 21, nota-se que a distribuição AEC (exp. 3) indica o centro de baixa pressão do sistema na região central do Estado, enquanto que a distribuição AEO (exp. 3) indica o posicionamento do centro de baixa pressão na posição centro oeste do Estado, garantindo maior aproximação do sistema detectado pela reanálise ERA INTERIM. Ainda que a reanálise ERA INTERIM possua uma resolução espacial de 40 km e os produtos do modelo uma resolução espacial de 10 km, a comparação entre ambas se justifica visto que é feito a análise em mesoescala. É importante destacar que tanto o experimento 1 e 2 quanto o experimento 3 prognosticaram o posicionamento da convergência máxima na região central do Estado, o que justifica o posicionamento da linha de tempestade nesta mesma região de acordo com a figura 17.

Ainda para uma análise dinâmica do evento, a Figura 22 ressalta o comportamento da velocidade vertical (W) durante o mesmo momento de análise da Figura 21. Nota-se que para ambos os experimentos a velocidade vertical é positiva formando uma linha de corrente ascendente no mesmo local onde a Figura 21 indica uma zona forte de convergência em 850 hPa. Isso indica que as 06Z o sistema em formato de linha estava em constante desenvolvimento e retroalimentação. O mecanismo de desenvolvimento do sistema está totalmente atrelado ao mecanismo de frente de rajada ilustrado na Figura 1 deste texto. Nota-se através da Figura 22 que a linha de corrente ascendente está logo a frente de uma região de correntes descendentes responsáveis por enviar ar frio para a superfície que ao encontrar o solo como obstáculo irá varrer o ar quente a sua frente em um processo constante de levantamento de ar úmido e quente na atmosfera. Este ar quente e úmido irá se elevar na atmosfera até que a temperatura seja fria o suficiente para que a supersaturação estimule os núcleos de condensação atingirem o raio crítico. Após atingir o raio crítico as gotículas de chuva e até mesmo o gelo serão formados, ao ganhar massa e conseguir vencer a força de empuxo da atmosfera, irão entrar em decaimento e interagir com regiões da atmosfera mais secas, gerando fortes correntes descendentes através do processo de resfriamento evaporativo. Assim o ciclo de retroalimentação irá se manter até que o combustível de umidade e gradiente de temperatura em superfície se encerre.

Comparando a primeira linha da Figura 22 com a segunda linha da mesma figura, nota-se que os experimentos 1 e 2 com o raio médio das gotas Controle (primeira linha) possui a mesma posição da linha de velocidade vertical observada para o experimento com a inserção do raio médio das gotas observado (segunda linha).

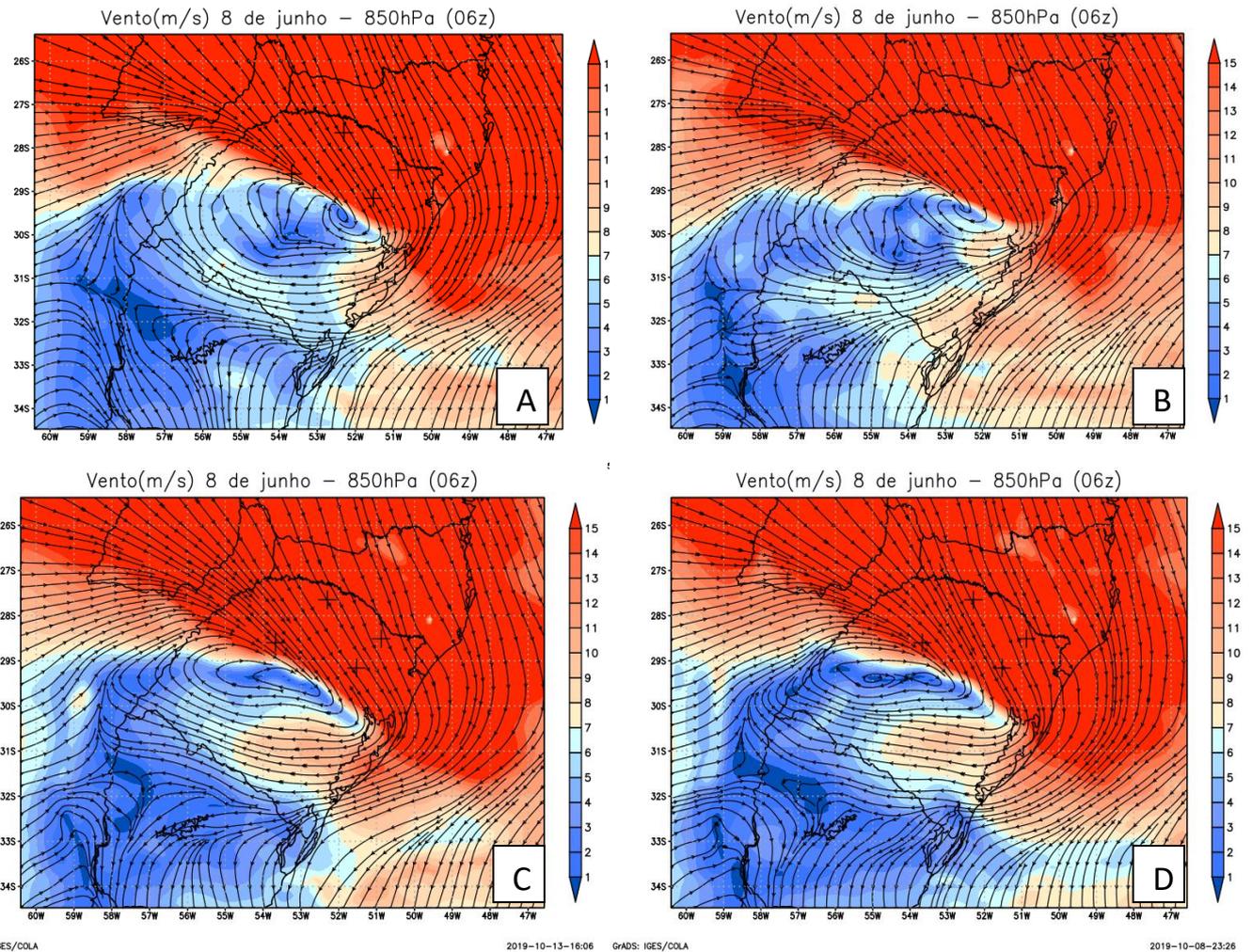


Figura 21: Primeira linha: Vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.

Porém, é importante destacar que na distribuição AE DEF (Experimentos 1 e 2) as correntes ascendentes estão em um formato de linha mais comprido no sentido zonal enquanto que para a distribuição AE EDIT (Experimento 3) as correntes ascendentes estão em formato de linha porém mais irregular. Nota-se também que no experimento 3 a corrente ascendente se mantém desde o interior do continente até o oceano adjacente enquanto que para os experimentos 1 e 2 as correntes ascendentes se mantém apenas no interior do Estado.

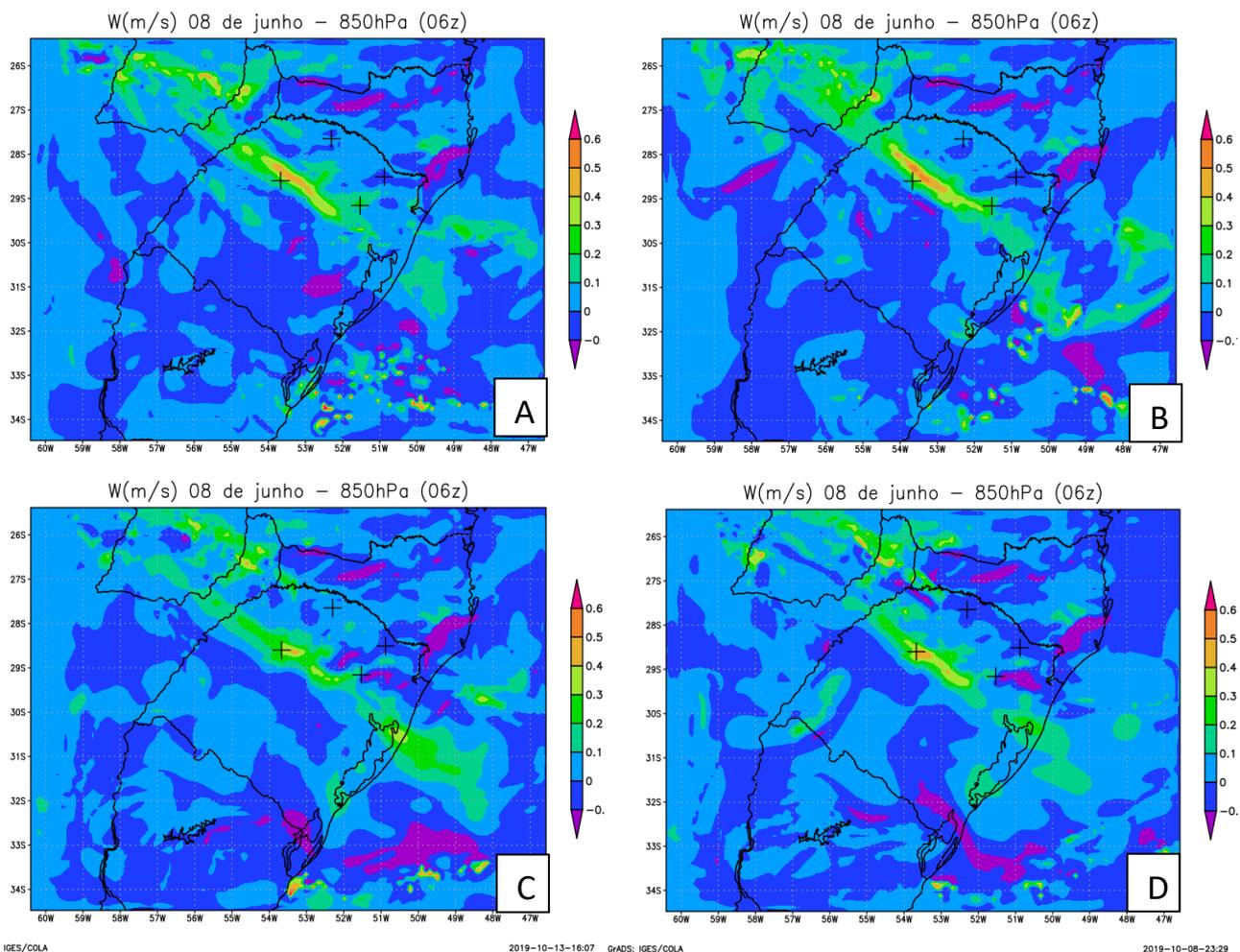


Figura 22: Primeira linha: velocidade vertical do vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Velocidade vertical do vento (m/s) em 850 hPa utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.

Por outro lado, para contribuir com uma análise termodinâmica do fenômeno foi realizado a comparação do perfil vertical de umidade, fixado na latitude 29°S variando longitudinalmente de 60 a 47W e verticalmente de 300 a 1000 hPa, de acordo com a Figura 23. Nota-se que para todos os experimentos o modelo prognosticou um nível mais seco entre 600 e 750 hPa localizado aproximadamente entre 52 e 47W. Nesse caso especificamente o nível seco adentra uma camada mais úmida, que nesse mesmo momento já é representada por gotas de chuva e gelo (Figura 15). Ou seja, todos os experimentos conseguiram ilustrar bem o processo de resfriamento evaporativo sugerido inicialmente na discussão da Figura 15 e posteriormente na análise da Figura 23. Ao comparar a primeira linha (AE DEF) com a segunda linha (AE EDIT), nota-se que o experimento AE DEF resulta em um nível seco adentrando ainda mais o perfil úmido na direção oeste, enquanto que o experimento AE EDIT retrai o nível seco para longitudes mais a leste. Como as rajadas de vento descendentes provenientes do resfriamento evaporativo acontecem em escala convectiva, provavelmente essa análise vertical não irá impactar na previsão de vento em superfície para uma grade de 10 km de resolução espacial, porém, ainda assim, ilustra como a previsão de índices de instabilidade pode ajudar na detecção de tempestades com potencial para fortes rajadas de vento em superfície, muito bem discutido em Ferreira (2017).

Para a análise da distribuição espacial da chuva, nota-se através da Figura 24, que todos os experimentos prognosticaram o posicionamento da chuva baseado no posicionamento da convergência máxima de acordo com as Figuras 21 e 22. Porém a diferença encontrada foi na distribuição da concentração de intensidade da chuva, ou seja, enquanto para os experimentos 1 e 2 o BRAMS definiu as maiores intensidades de chuva em formato de linha na porção central do Estado, o experimento 3 distribuiu a intensidade da chuva para uma área maior, resultando em acumulados menores para zona de máxima convergência quando comparado com os experimentos 1 e 2. Nota-se que o modelo suavizou a distribuição de chuva e perdeu o refinamento de grandes intensidades para áreas isoladas, o que por sua vez mostra-se como uma limitação ao introduzir o raio médio das gotas observado por satélite. Isso não quer dizer que o experimento 3 possui acurácia menor para previsão de chuva comparado aos outros experimentos, no próximo tópico foi feita uma análise estatística detalhada para garantir maior segurança nessa comparação.

Por outro lado, para analisar o perfil vertical de chuva e gelo, foi feito um corte vertical centrado na Latitude 29°S, variando longitudinalmente de 60°W a 47°W as 06Z do dia 08 de junho. Nesse caso, a partir da primeira linha da Figura 25 (Exps. 1 e 2), nota-se que o modelo indica maiores concentrações de gelo variando de 300 a 650 hPa e pouca concentração de chuva, com máximo de 1,5 (g/kg), enquanto que para o experimento 3 (segunda linha da Figura 25) o padrão se inverte.

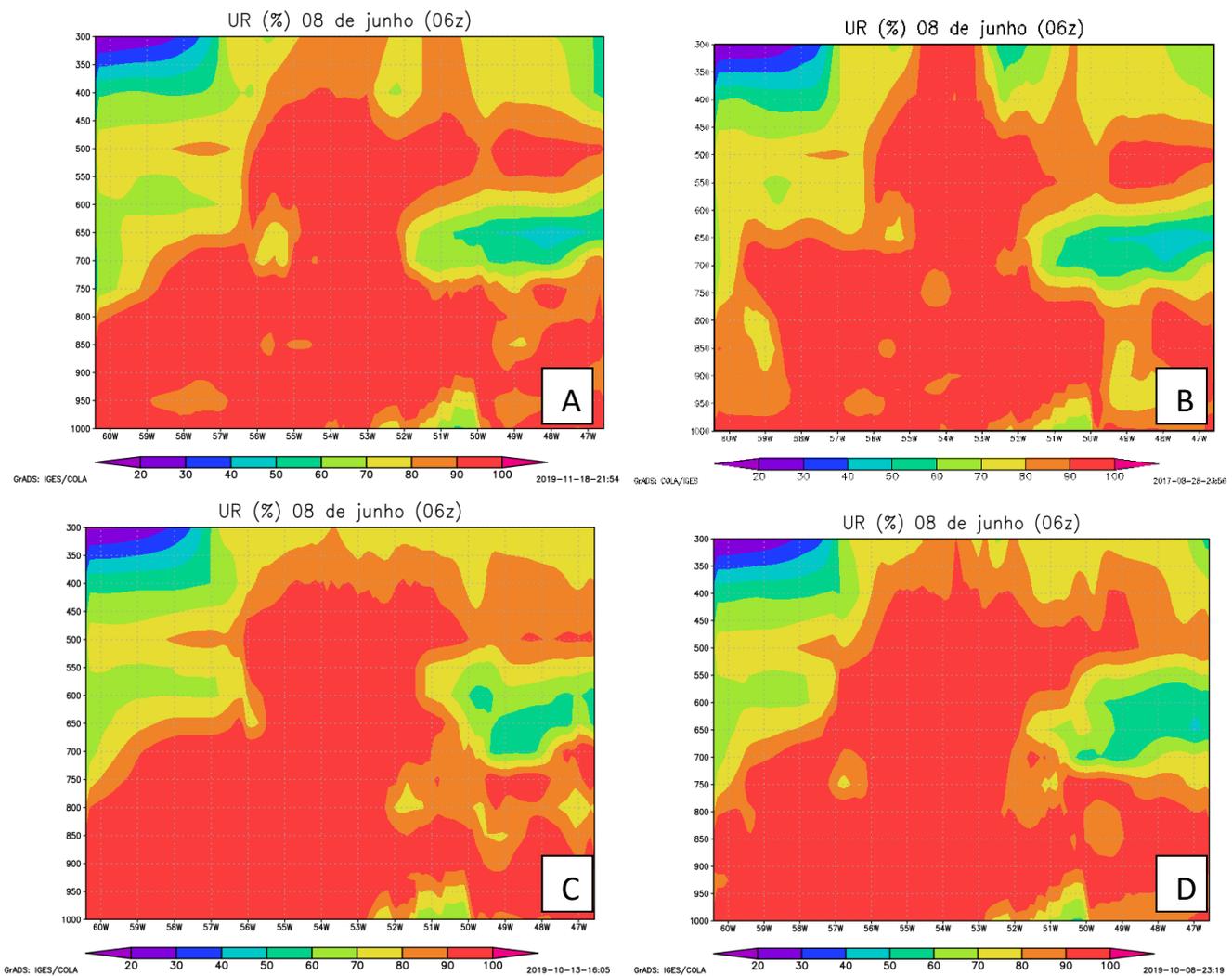


Figura 23: Primeira linha: corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude 29°S variando longitudinalmente de 60 a 47W e verticalmente de 300 a 1000 hPa, utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude 29°S variando longitudinalmente de 60 a 47W e verticalmente de 300 a 1000 hPa, utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Exp. 3. Produtos do BRAMS.

Para o experimento 3 o modelo indica baixa concentração de gelo restrita entre 300 e 500 hPa e alta concentração de chuva, chegando a 4 (g/kg). Para este caso a introdução do raio médio das gotas observado destaca um impacto direto nos produtos de concentração de chuva e gelo do modelo BRAMS, ou seja, evidencia a forte relação entre o diâmetro médio das partículas e a produção de variáveis com tamanhos diferentes como gotas de chuva em decaimento e pedras de gelo em suspensão na atmosfera.

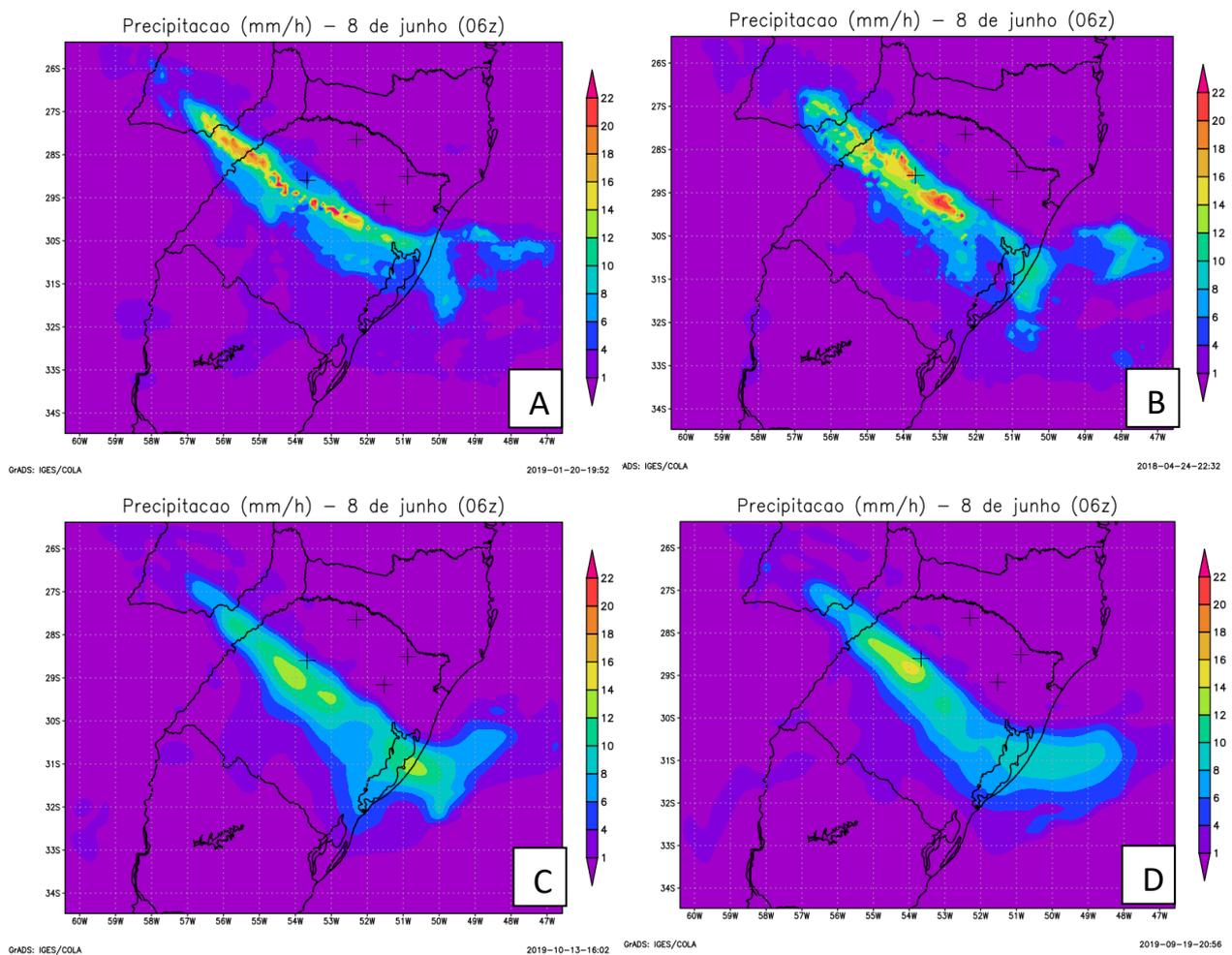


Figura 24: Primeira linha: Chuva (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Chuva (mm/h) utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Experimento 3. Produtos do BRAMS.

Para identificar o comportamento discreto da série temporal do BRAMS ao inserir o raio médio das gotas (Experimento 3), foram gerados gráficos para validação pontual das variáveis chuva e vento, de acordo com as Figuras 26 e 27. Ao analisar a Figura 26 nota-se que de forma geral o experimento 3 acompanhou a tendência temporal de aumento e diminuição da chuva durante o período em análise, porém, na maior parte dos casos subestimou a chuva observado pela INMET e também pelos experimentos 1 e 2. Por exemplo, para a cidade de Cruz Alta destaca-se o pico de chuva (17,6 mm) observado na estação do INMET as 02Z do dia 08 de junho, onde ambos os experimentos prognosticaram o pico de chuva com defasagem de 02 horas de antecedência (00Z).

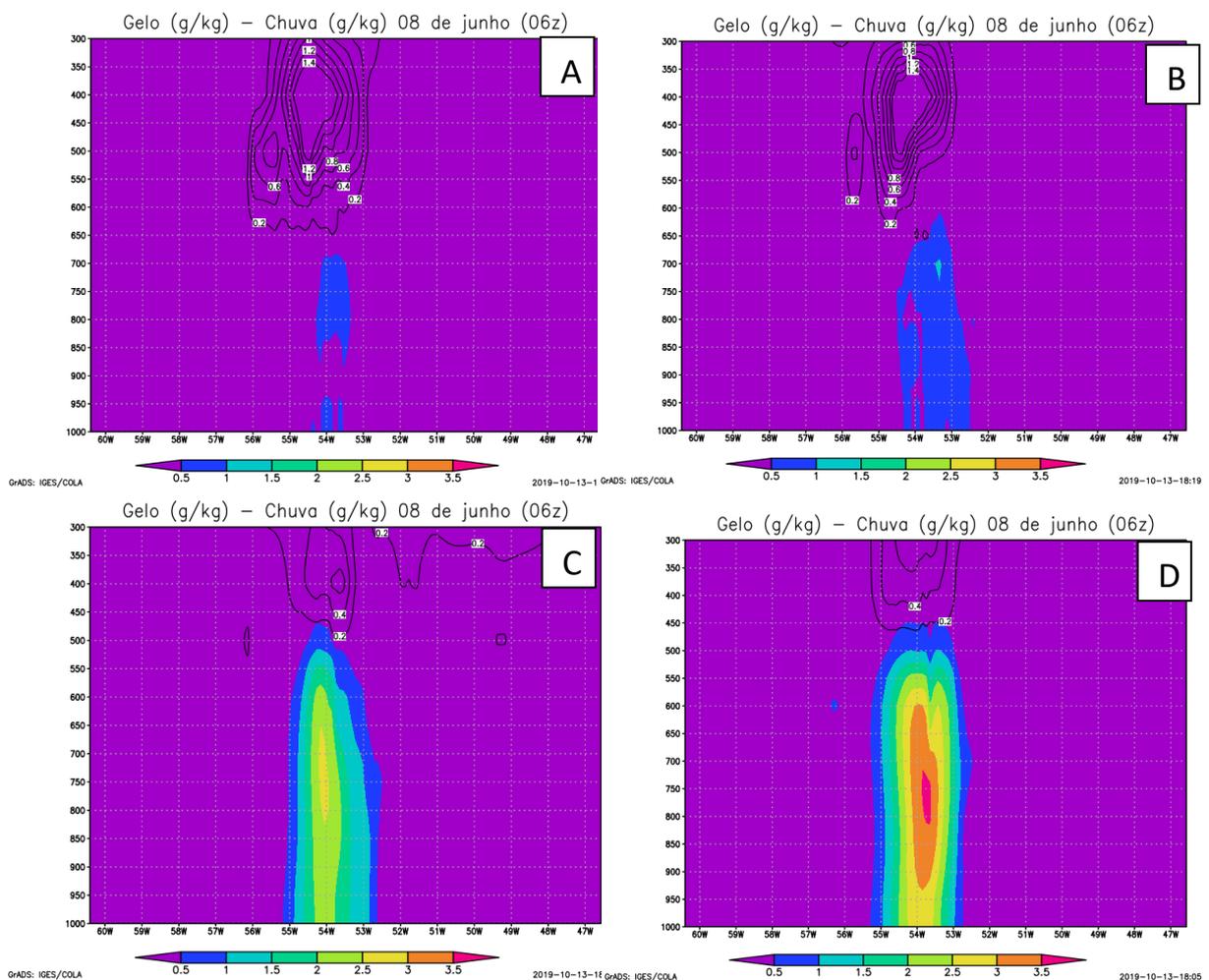


Figura 25: Primeira linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29° utilizando distribuição de aerossóis do tipo continental (a) e oceânica (b) sem a inserção do raio médio das gotas (Exps. 1 e 2). Segunda linha: Corte vertical de chuva (g/kg) e gelo (g/kg) fixado na latitude -29° ,

utilizando distribuição de aerossóis do tipo continentais (c) e oceânicos (d) – Experimento 3. Produtos do BRAMS.

Neste caso é importante destacar que o experimento 3 indica o aumento da chuva para as 00Z porém de forma muito suavizada quando comparado com os experimentos 2 e 3. A mesma coisa acontece para as 06Z do dia 08 de junho, porém, desta vez os experimentos indicam o pico de chuva com 2 horas de atraso (08Z).

Outro destaque importante é para a cidade de Vacaria, mais especificamente entre 18Z do dia 07 de junho e 01Z do dia 08 de junho. Nesse caso o experimento 2 conseguiu representar o primeiro pico de chuva medido pela estação do INMET as 22Z do dia 07 de junho, ainda que com uma defasagem de 1 hora (21Z). Os experimentos 1 e 3 tiveram um sinal de aumento, porém, muito baixo fornecendo a impressão de que apenas uma garoa poderia acontecer naquele momento. Os outros experimentos conseguiram prognosticar apenas o segundo pico as 00Z, onde o experimento 1 conseguiu acertar o acumulado exato de chuva visto para estação do INMET. Durante este mesmo período o experimento 3 mais uma vez subestimou os dados observados e também os experimentos 1 e 2, destacando uma distribuição temporal muito suavizada com acumulados de chuva entre 0 e 7,5 mm.

Por outro lado, a Tabela 5 foi criada para avaliar a acurácia dos experimentos em representar os acumulados diários de chuva para as 4 cidades em análise. De acordo com a Tabela 5 nota-se que para a cidade de Vacaria o experimento 1 foi o que melhor representou o acumulado diário observado, com um erro de apenas 0,58 mm, enquanto que o experimento 2 foi o segundo melhor com um erro de apenas 3,29 mm. O experimento 3 não obteve resultados satisfatórios, atingindo um erro maior que 10 mm para ambas as distribuições de aerossóis. Já para a cidade de Bento Gonçalves o experimento 2 foi o que melhor representou o acumulado observado, com um erro de apenas 1,34 mm. O experimento 1 foi o segundo melhor, com um erro de 6,65 mm e o experimento 3 mais uma vez não foi satisfatório com erros acima de 15 mm.

Para as cidades de Erechim e Cruz Alta, o experimento que conseguiu garantir maior acurácia foi o experimento 2, com erros de no máximo 9,16 mm enquanto que os outros experimentos ultrapassaram o viés de 10 mm, chegando no caso mais extremo ao erro de 45,98 mm.

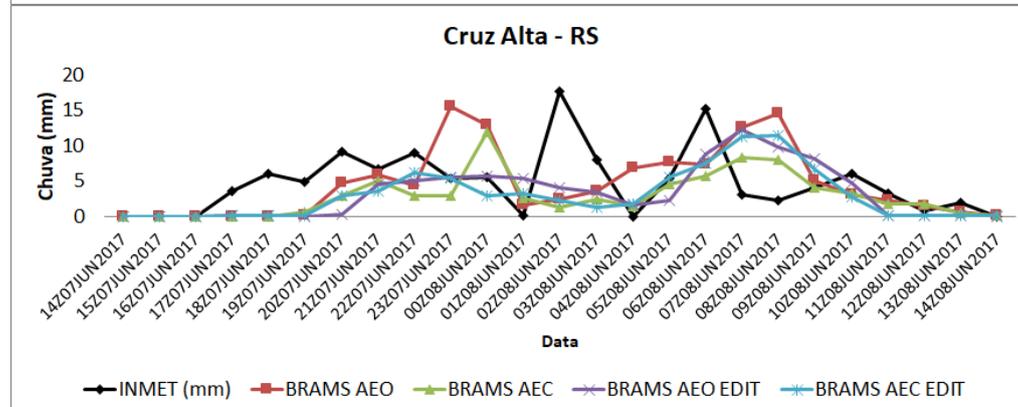
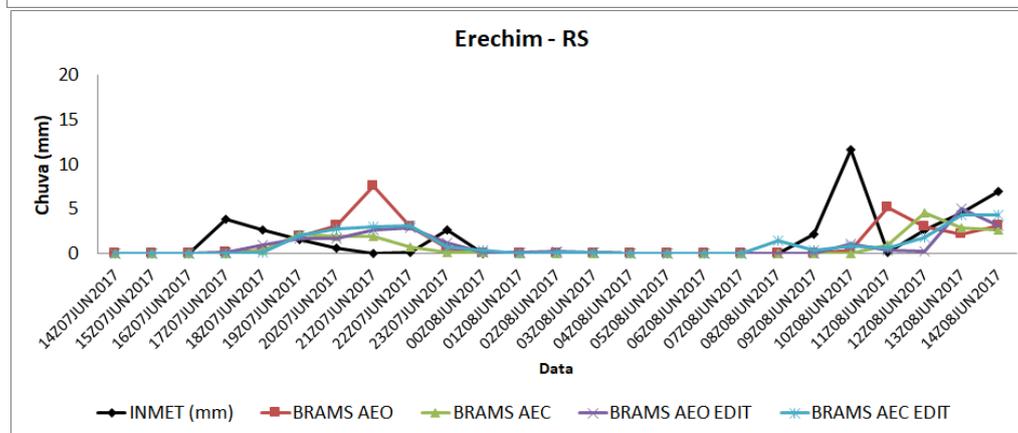
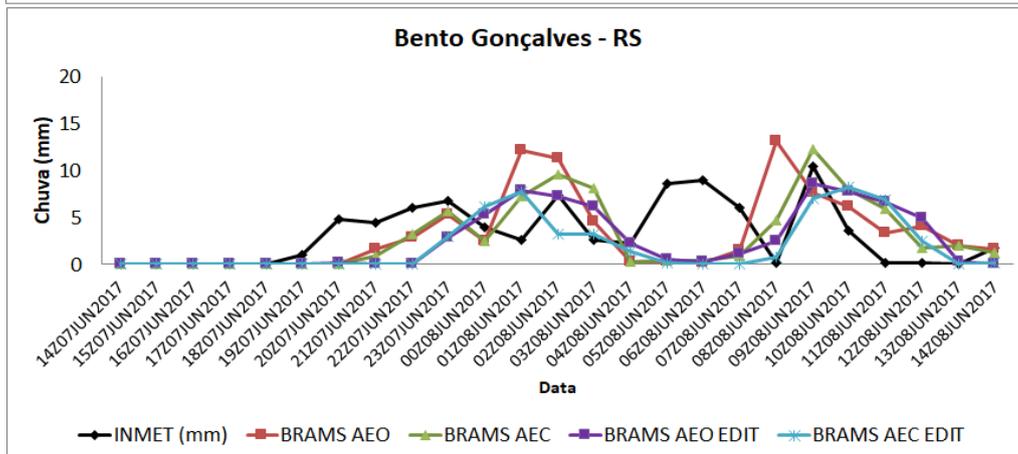
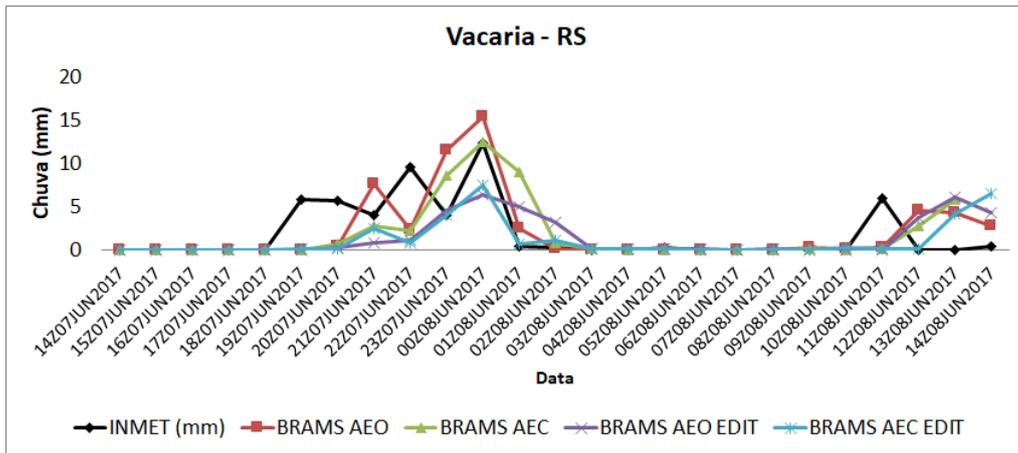


Figura 26: Gráficos comparando a intensidade horária da chuva como produto do modelo (AEO DEF), (AEC DEF), (AEO EDIT), (AEC EDIT) e chuva observada pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.

Tabela 5: Erro entre o acumulado de chuva (mm) obtido pela estação do INMET e os produtos dos Experimentos 1,2 e 3 do BRAMS. Acumulado de chuva foi obtido entre as 14Z do dia 07/06/2017 e 14Z do dia 08/06/2017 .

	AEO DEF (mm)	AEC DEF (mm)	AEO EDIT (mm)	AEC EDIT (mm)
B Gonçalves	1,34	6,65	17,05	30,98
Cruz Alta	5,03	45,98	35,53	42,56
Erechim	9,16	20,95	17,71	13,23
Vacaria	-3,29	0,58	13,02	20,68

De forma geral o modelo subestimou o acumulado diário observado para todos os experimentos, exceto para o experimento 2 (AEO DEF) na cidade de Vacaria, onde houve uma superestimação de apenas 3,29 mm. É importante destacar que o experimento 2 foi o que garantiu maior acurácia para representar o acumulado diário de chuva, o que neste caso garantiria o melhor planejamento operacional das empresas de energia no decorrer da semana, indicando qual dia teria maior possibilidade de clientes interrompidos de forma a subsidiar o planejamento de equipes de manutenção por cidades de interesse. Por outro lado, para uma análise da previsão horária todos os experimentos conseguiram indicar bem o aumento ou diminuição da chuva observada, conforme Figura 26, porém, com uma defasagem de algumas horas o que por sua vez pode comprometer o plano de ação diário nas operações de manutenção na rede elétrica.

Ao analisar o comportamento da série temporal para o vento, nota-se através da Figura 27 que para todos os experimentos o modelo teve uma convergência nos resultados, ou seja, as linhas seguiram a mesma tendência de aumento ou diminuição no decorrer do período analisado. Quanto ao comportamento do vento observado, destaca-se que o modelo conseguiu acompanhar muito bem a tendência para um vento com pouca variação, enquanto que para picos de aumento ou diminuição do vento o modelo não conseguiu representar. A partir das 00Z do dia 08 de junho o modelo tende a indicar para as cidades de Vacaria, B Gonçalves e Erechim o aumento da intensidade do vento

durante toda a madrugada, atingindo um pico na manhã do dia 08 de Junho entre 08 e 10 Z e posterior diminuição. Esse aumento do vento e posterior diminuição está relacionado a passagem da frente fria, na qual, o modelo conseguiu representar bem a tendência de aumento e diminuição do vento observado, porém, não conseguiu indicar a diminuição do vento a partir das 09Z do dia 08 de Junho para a cidade de Erechim.

Além disso, é importante destacar que o modelo conseguiu uma boa representação para ventos provenientes de forçantes em escala sinótica (Frente Fria), enquanto que para rajadas de vento isoladas provenientes do resfriamento evaporativo e retroalimentação da Linha de Instabilidade o modelo não conseguiu identificar. Um exemplo está entre 07 e 09Z do dia 08 de junho na cidade de Cruz Alta, onde o vento sai de 9,36 km/h até um pico de 30 km/h em uma leitura de 1 hora. Nesse caso o modelo não consegue acompanhar este pico de vento, visto que provavelmente está relacionado a processos de rajadas descendentes da nuvem em escala convectiva. Ou seja, ainda que seja utilizado grades de 1 km ou menos, existe a limitação do modelo em representar fortes rajadas descendente geralmente responsáveis por causar grandes danos locais e isolados a rede elétrica.

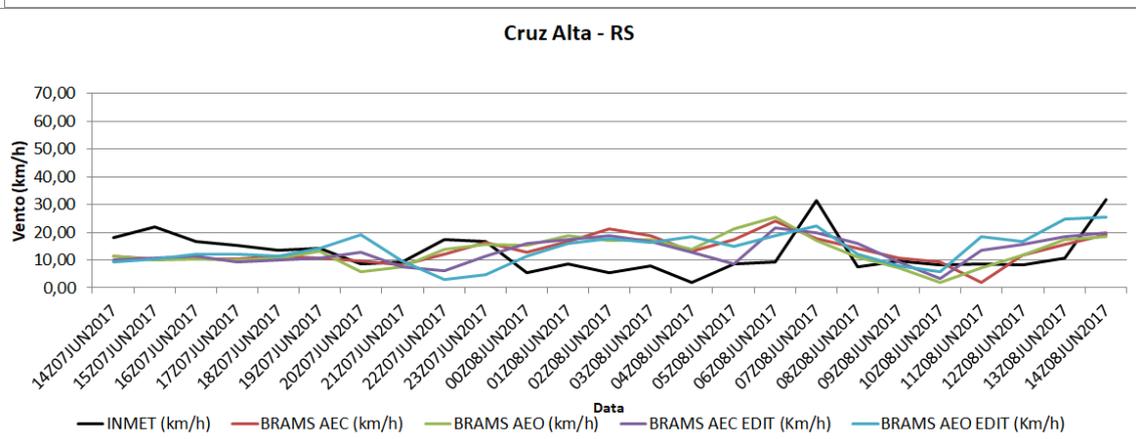
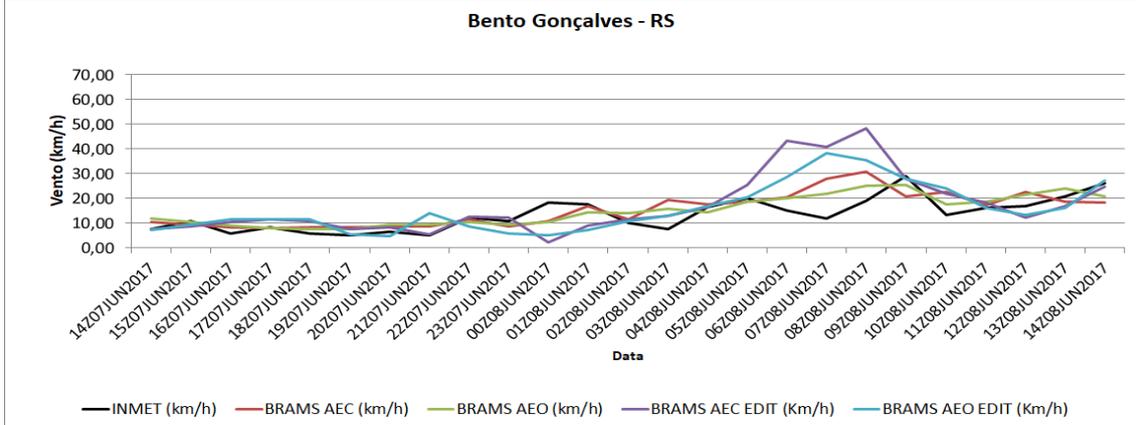
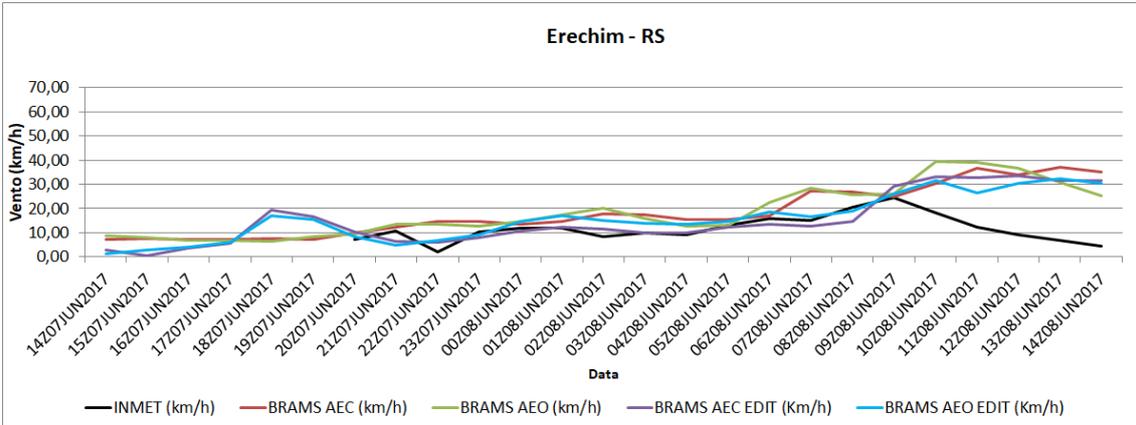
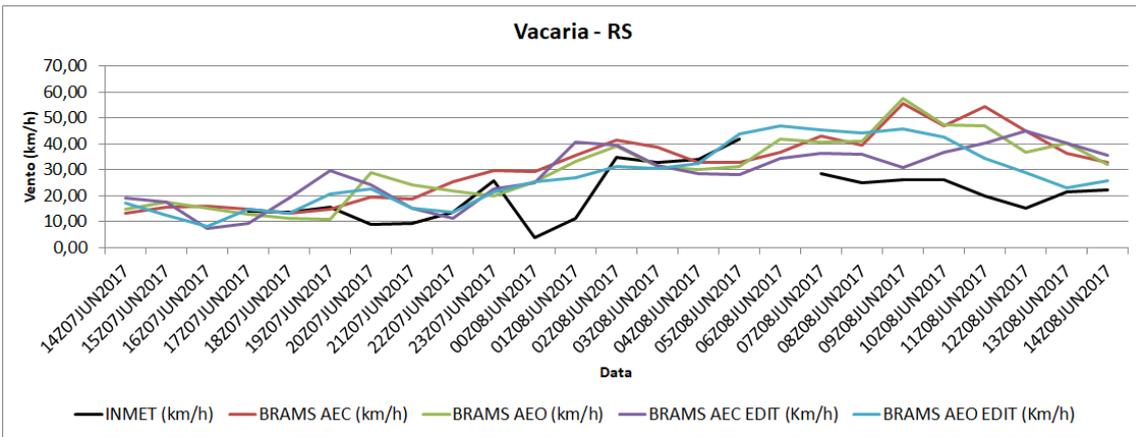


Figura 27: Gráficos comparando a intensidade horária do vento como produto do modelo (AEO DEF), (AEC DEF), (AEO EDIT), (AEC EDIT) e vento observado pela estação do INMET. Cada gráfico corresponde a uma cidade, vide Tabela 1.

5.6 Análise estatística do evento

Para identificar com maior precisão quantitativa a influência de distribuições de aerossóis diferentes (Experimento 1 e 2) no resultado final do modelo, foi feita uma análise estatística de acordo com a Tabela 6.

A partir da análise da variável EM, nota-se que de forma geral o modelo subestimou a chuva durante o evento, visto que para todas as cidades e ambas as distribuições de aerossóis foi obtido valores negativos de EM, exceto para a distribuição AEO na cidade de Vacaria onde houve uma pequena superestimação (0,13 mm), provavelmente relacionado a influência do relevo acentuado na parametrização do modelo. Vale destacar que mesmo com um padrão de subestimação, a distribuição AEO se comportou melhor nas cidades de Bento Gonçalves, Erechim e Cruz Alta, indicando uma redução no EM de 81%, 57% e 89%, respectivamente, em relação aos desvios observados para a distribuição AEC (essa melhor somente para Vacaria).

O REQM da chuva se manteve menor que o desvio padrão (DP) da série observada somente para as cidades de Vacaria (DP = 4,05) e Erechim AEC (DP = 3,21) enquanto que para as cidades de Bento Gonçalves (DP = 3,14) e Cruz Alta (DP = 4,36) a dispersão dos desvios apresentados pelas estimativas (AEO e AEC) superaram o desvio padrão da série observada. Nota-se que para a cidade de Vacaria houve uma diminuição na dispersão dos desvios (REQM) na distribuição AEO de somente 3% em relação à distribuição AEC, enquanto que para a cidade de Erechim houve um aumento de 18% na dispersão dos desvios (REQM) utilizando a distribuição AEO em relação à distribuição AEC. A maior discrepância foi encontrada para a cidade de Cruz Alta, utilizando a distribuição AEO, chegando a um valor máximo de 5,96mm.

Em seguida, ao analisar o grau de correlação linear (R) para a variável chuva, a partir da Tabela 6, nota-se que Vacaria é a cidade que possui a maior correlação com os dados observados da série, independente da distribuição de aerossóis adotada. Ainda assim, a distribuição AEO se mostrou melhor que a distribuição AEC para tal cidade.

Para as demais cidades a distribuição AEC se comportou melhor em relação a distribuição AEO, apresentando R mais próximos de 1. Por outro lado, Erechim foi a cidade que apresentou a pior correlação da série com o R em 0,03 para a distribuição AEO, onde destaca-se uma grande diferença para a mesma série com a distribuição AEC atingindo um R de 0,25.

Tabela 6 – Desvios estatísticos calculados para estimativa BRAMS (Experimentos 1 e 2) de chuva e vento para as quatro cidades em análise, onde os valores de REQM e EM estão apresentados em mm e km/h, para as variáveis chuva e vento, respectivamente

VAR	Distr. AE DEF	Vacaria			B. Gonçalves			Erechim			Cruz Alta		
		REQM	EM	R	REQM	EM	R	REQM	EM	R	REQM	EM	R
Chuva	AEO	3,32	0,13	0,59	4,62	-0,05	0,18	3,29	-0,36	0,03	5,96	-0,20	0,17
	AEC	3,42	-0,02	0,48	3,77	-0,26	0,39	2,80	-0,83	0,25	5,13	-1,83	0,22
Vento	AEO	15,96	10,39	0,34	4,36	1,49	0,78	13,44	10,08	0,60	8,43	0,56	0,11
	AEC	16,69	12,16	0,69	6,06	1,82	0,60	13,83	9,98	0,67	8,11	0,84	0,12

Em relação ao vento, nota-se a partir da Tabela 6 um padrão persistente de superestimativa para as quatro cidades em examinadas, sendo que o modelo exibiu um EM menor para a distribuição AEO em todos os municípios, com exceção de Erechim. A superestimação do vento pode ser explicada pelo relevo acentuado, visto que todas as cidades estão em altitudes consideráveis acima do nível do mar (Tabela 1), o que pode causar erros provenientes da parametrização inadequada dos processos físicos da atmosfera, desconsiderando a interação com o relevo. Por outro lado as cidades de Bento Gonçalves e Cruz Alta se destacam com EM abaixo de 2 km/h e uma redução de 18% e 33% no EM utilizando uma distribuição AEO, respectivamente.

Os resultados para o REQM não foram diferentes, a distribuição AEO garantiu menor dispersão dos desvios para praticamente todas as cidades em análise, com exceção da cidade de Cruz Alta, onde houve uma redução no REQM de 4% utilizando a distribuição AEC. Para as demais cidades a distribuição AEO apresentou uma redução na dispersão dos desvios de 4% (Vacaria), 28% (Bento Gonçalves) e 2% (Erechim). Ao comparar os resultados obtidos neste estudo com os resultados gerados por Pinto *et al.* (2012 e 2014), identifica-se um padrão contrário no sinal do EM da série, ou seja, para a pesquisa de Pinto *et al.* (2012 e 2014) ocorre uma subestimação do modelo enquanto que para este trabalho o vento é superestimado em toda sua análise. Provavelmente isto ocorre devido ao posicionamento geográfico das estações meteorológicas em Estados no Sul do Brasil e no Nordeste do Brasil o que implica em diferença no relevo, na convecção e na parametrização microfísica do modelo BRAMS.

Por fim, ao analisar o coeficiente de correlação R para a variável vento, encontra-se uma variação pequena entre cada cidade e cada distribuição de aerossóis, melhor ilustrado na Tabela 6. Isto corrobora com os resultados de Pinto (2014), onde o R mostrou uma variação pequena para diferentes grades utilizadas. Entretanto os valores de R para a distribuição AEC se mantém mais alto para praticamente todas as cidades exceto Bento Gonçalves, onde a distribuição AEO gera um R de 0,78, garantindo o maior R da Tabela 6. Observa-se que de forma geral, para a variável vento, a cidade que melhor representou a série observada foi a cidade de Bento Gonçalves, ou seja, apresentou um viés (EM) menor que 2 km/h, uma dispersão nos desvios (REQM) menor que o desvio padrão da série observada ($DP = 6,55$) e o maior coeficiente de correlação R. É importante destacar que além da cidade de Bento Gonçalves ter sido a que melhor representou a série observada, os dados provenientes da distribuição AEO tiveram melhor desempenho quando comparados ao EM, REQM e R da distribuição AEC.

Para identificar com maior precisão a influência da inserção do raio médio observado das gotas de nuvem (Experimento 3) no resultado final do modelo, foi feita uma análise estatística de acordo com a Tabela 7. A partir da análise da variável EM, nota-se que de uma forma geral o modelo subestimou a chuva durante o evento, visto que para todas as cidades e ambas as distribuições de aerossóis foram obtidos valores negativos de EM. Ao comparar os resultados obtidos pela Tabela 7 com a Tabela 6, identifica-se que independente da distribuição de aerossóis escolhida e até mesmo da

inserção do raio médio observado das gotas de nuvens, o modelo BRAMS tende a subestimar a chuva para este evento. Mesmo com um padrão de subestimação, a distribuição AEO se comportou melhor nas cidades de Vacaria, Bento Gonçalves e Cruz Alta, indicando uma redução no EM de 36%, 44% e 16%, respectivamente, em relação aos desvios observados para a distribuição AEC. Além disso, é importante destacar que foram encontrados viés (EM) menores para o experimento 1 e 2 (AE DEF) em relação ao experimento 3 (AE EDIT). A Figura 28 (a) ilustra esse comportamento, indicando que para a cidade de Vacaria e Bento Gonçalves o resultado do EM proposto pelo AE EDIT (Exps. 3) teve um erro maior quando comparado com o resultado do EM proposto pelo AE DEF, chegando a uma diferença máxima de até 0,97 mm para Bento Gonçalves. Para as cidades de Erechim e Cruz Alta o erro do AE EDIT também foi maior, chegando a uma diferença máxima de 1,22 mm para Cruz Alta, enquanto que para o experimento 1 o erro do AE DEF foi maior, com uma diferença máxima de 0,31 mm em Erechim.

Ainda utilizando a Tabela 7 como referência, observa-se que o REQM se manteve menor que o desvio padrão (DP) da série observada somente para as cidades de Vacaria (DP = 4,05) e Erechim (DP = 3,21) enquanto que para as cidades de Bento Gonçalves (DP = 3,14) e Cruz Alta (DP = 4,36) a dispersão dos desvios apresentados pelas estimativas (AEO e AEC) superaram o desvio padrão da série observada. Ou seja, mesmo trabalhando com o experimento 3, a dispersão dos desvios seguiu o mesmo padrão de comportamento encontrado como resultado do experimento 1 e 2 (Tabela 6). Nota-se que para a cidade de Vacaria houve um aumento na dispersão dos desvios (REQM) na distribuição AEO de 10% em relação a distribuição AEC, enquanto que para a cidade de Erechim houve uma diminuição na dispersão dos desvios (REQM) na distribuição AEO de 1,5% em relação a distribuição AEC. Novamente a maior discrepância foi encontrada para a cidade de Cruz Alta, utilizando a distribuição AEC, chegando a um valor máximo de 5,18 mm. Ao comparar os REQM do experimento 1 e 2 com o experimento 3, nota-se que para a cidade de Vacaria ocorre um aumento de 6% na dispersão dos erros utilizando a distribuição AEO EDIT enquanto que para a distribuição AEC EDIT ocorre uma diminuição de 7% na dispersão dos erros. Para a cidade de Erechim ocorre uma diminuição de 21% na dispersão dos erros utilizando a distribuição AEO EDIT enquanto que para a distribuição AEC EDIT ocorre uma diminuição de apenas de 6% na dispersão dos erros.

Em seguida, ao analisar o grau de correlação linear (R) para a variável chuva, a partir da Tabela 7, nota-se que Vacaria é a cidade que possui a melhor correlação com os dados observados da série, proveniente da distribuição AEC. Para as demais cidades a distribuição AEO se comportou melhor em relação a distribuição AEC, apresentando R mais próximos de 1. Por outro lado, Bento Gonçalves foi a cidade que apresentou a pior correlação da série com o R de 0,18 para a distribuição AEC.

Tabela 7 – Desvios estatísticos calculados para estimativa BRAMS (Experimento 3) de chuva e vento para as quatro cidades em análise, onde os valores de REQM e EM estão apresentados em mm e km/h, para as variáveis chuva e vento, respectivamente.

VAR	Distr. AE EDIT	Vacaria			B. Gonçalves			Erechim			Cruz Alta		
		REQM	EM	R	REQM	EM	R	REQM	EM	R	REQM	EM	R
Chuva	AEO	3,53	-0,52	0,26	3,95	-0,68	0,23	2,60	-0,70	0,38	5,01	-1,42	0,29
	AEC	3,19	-0,82	0,43	4,07	-1,23	0,18	2,64	-0,52	0,33	5,18	-1,70	0,25
Vento	AEO	11,42	7,54	0,64	8,51	2,06	0,51	10,88	6,54	0,24	8,80	1,55	0,11
	AEC	14,16	8,64	0,33	11,08	3,54	0,46	9,17	7,15	0,18	18,72	0,54	0,10

Em relação ao vento, nota-se a partir da Tabela 7 um padrão semelhante ao encontrado no experimento AE DEF (Tabela 6), onde para as quatro cidades em análise, o modelo superestimou a série observada e garantiu um EM menor para a distribuição AEO. Por outro lado as cidades de Bento Gonçalves e Cruz Alta se destacam com EM igual ou menor que 2 km/h e uma diminuição no EM de 72% utilizando a distribuição AEO para Bento Gonçalves, e um aumento de mais de 100% utilizando a distribuição AEO para a cidade de Cruz Alta. Ao comparar a Tabela 6 com a Tabela 7 observa-se para as mesmas 2 cidades um aumento de 39% (B Gonçalves) e 180% (Cruz Alta) no EM utilizando uma distribuição AEO EDIT. Para a distribuição AEC EDIT houve um aumento de 94% (B Gonçalves) e uma diminuição de 30% (Cruz Alta) no EM em relação a distribuição AEC DEF. A Figura 28 (b) indica essa diferença entre o erro médio das séries AE EDIT e AE DEF, onde destaca-se menores diferenças para as

idades de Bento Gonçalves e Cruz Alta com erros maiores associados a distribuição AE EDIT. Em contrapartida, as maiores diferenças estão nas cidades de Erechim e Vacaria chegando a valores de até 3,54 km/h, porém, são as cidades que indicam erros menores na distribuição AE EDIT quando comparado com a distribuição AE DEF.

Os resultados para o REQM não foram diferentes, a distribuição AEO garantiu menor dispersão dos desvios para praticamente todas as cidades em análise, apenas na cidade de Erechim houve uma redução no REQM de 16% utilizando a distribuição AEC, para as demais cidades a distribuição AEO garantiu uma redução na dispersão dos desvios de 19% (Vacaria), 23% (B. Gonçalves) e 53% (Cruz Alta). Por outro lado, ao comparar o REQM da tabela 7 com a Tabela 6, observa-se que para a cidade de Vacaria houve uma diminuição de 28% utilizando a distribuição AEO EDIT e uma diminuição de 15% utilizando a distribuição AEC EDIT, porém, para a cidade de B Gonçalves nota-se o aumento de 49% da dispersão dos desvios utilizando a distribuição AEO EDIT e um aumento de 45% utilizando a distribuição AEC EDIT. Para as cidade de Erechim e Cruz Alta as distribuições AE EDIT em sua maioria tiveram melhor desempenho quando comparadas com as distribuições AE DEF.

Por fim, ao analisar o coeficiente de correlação R para a variável vento, encontra-se o melhor desempenho na cidade de Vacaria ao utilizar a Distribuição AEO, atingindo um desempenho 100% maior que o encontrado pela distribuição AEC EDIT., de acordo com a Tabela 7. Por outro lado a pior correlação ficou para a cidade de Cruz Alta com o menor desempenho de $R = 0,10$ para a distribuição AEC EDIT e $R = 0,11$ para a distribuição AEO EDIT.

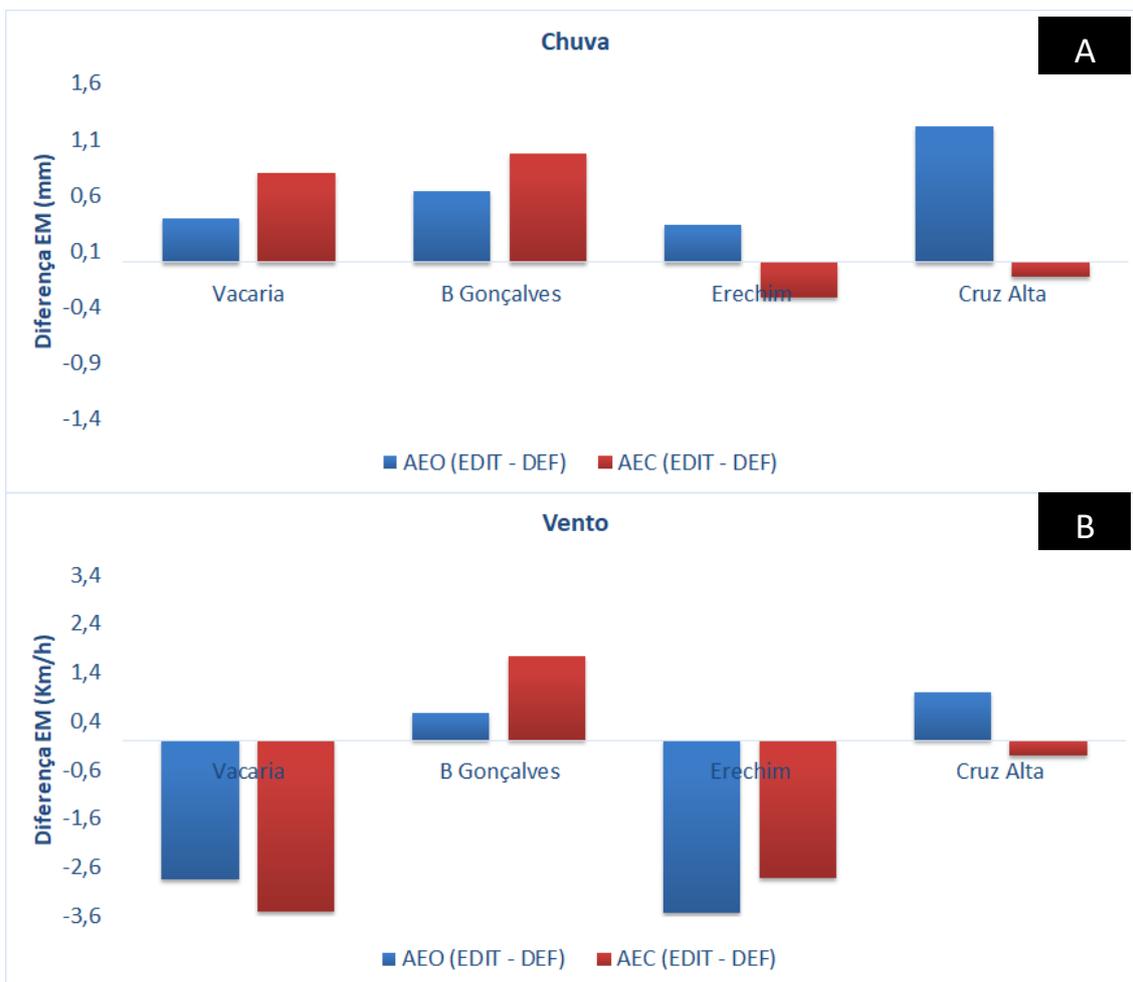


Figura 28: Gráficos destacando a diferença do viés (EM) entre o experimento 3 (AE EDIT) e experimento 1 e 2 (AE DEF) para variável chuva (a) e para a variável vento (b).

6. Conclusões

Vale lembrar que o objetivo deste trabalho foi testar a sensibilidade microfísica do modelo BRAMS para o caso em estudo, ao utilizar dados de sensoriamento remoto, e ainda, caracterizar e entender os fenômenos em mesoescala responsáveis por causar fortes ventos em superfície durante o evento de tempo severo sobre parte centro-norte do Estado de Rio Grande do Sul. Para uma análise em mesoescala o modelo BRAMS se mostrou calibrado e garantiu boa performance para os três experimentos em análise (Tabela 4). Ao comparar a distribuição espacial e posicionamento da chuva (Figura 24) com o posicionamento do sistema meteorológico, para o mesmo

horário, visto por imagem de radar (Figura 12), nota-se que o modelo gerou com precisão as forçantes dinâmicas e termodinâmicas que contribuíram para a convergência nas previsões para cada um dos experimentos em análise. Ainda que com pequenas diferenças, a distribuição AEO EDIT conseguiu representar melhor o posicionamento do centro de baixa pressão responsável pelo deslocamento do sistema (Figura 21), enquanto que para as outras variáveis em análise não houve constatação de melhor desempenho a partir de uma análise visual, tornando-se necessário uma análise pontual e estatística do evento.

Para uma validação pontual o modelo BRAMS conseguiu acertar a tendência de aumento e diminuição da chuva, porém, com certa defasagem temporal (Figura 18), o que por sua vez pode causar problemas no planejamento de contenção de equipes de manutenção das redes de energia. Apesar da modelagem numérica de previsão do tempo apresentar limitações para resolver os processos dinâmicos e termodinâmicos em escala convectiva, o modelo BRAMS conseguiu alcançar um EM geral menor que 0,4 mm para a chuva e valores mínimos de até 0,56 km/h para o vento.

A partir da análise pontual, porém agora do acumulado diário de chuva (Tabela 5), nota-se que o experimento 2 (AEO DEF) foi o que melhor representou o acumulado observado pela estação do INMET para todas as cidades, exceto para a cidade de Vacaria que garantiu melhor representação com o experimento 1. Porém, através de uma análise estatística observa-se que independente do experimento adotado o modelo subestimou a intensidade horária da chuva para este evento, e ainda, destaca-se que a distribuição AEO foi melhor que a distribuição AEC tanto para o EM quanto para o REQM. Para comparação do EM entre ambas as distribuições o modelo indicou uma diminuição no erro médio de até 36% utilizando a distribuição AEO para a cidade de Vacaria. Em relação ao REQM, a maior

dispersão dos desvios foi encontrada para a distribuição AEC enquanto que a menor dispersão dos desvios foi gerado a partir da distribuição AEO. Por outro lado, ao analisar o erro encontrado nos resultados gerados pelos experimentos 1 e 2 (AE DEF) e experimento 3 (AE EDIT) destaca-se a partir da Figura 28 (a) que o experimento AE DEF foi predominantemente o que apresentou em média menor erro em relação a série observada. Ou seja, para representar a variável chuva nesse caso a distribuição mais adequada foi a utilização de aerossóis oceânicos com a opção microfísica AEO DEF.

Em relação a validação pontual e estatística do vento observa-se que mais uma vez a distribuição AEO foi a que obteve menor erro comparada com a série observada. Ou seja, os resultados mostram que após introduzir no modelo a distribuição AEO houve uma redução no EM de até 33% para o vento, e ainda, garantiu uma boa redução na dispersão dos desvios, de até 28%, levando em consideração somente os casos em que a dispersão dos desvios foi menor que o desvio padrão da série ($REQM < DP$). Além disso, a partir da análise da Figura 28 (b) constata-se que mais uma vez a distribuição AE DEF garantiu menores erros em comparação com a distribuição AE EDIT, ou seja, para representar a variável vento nesse caso a distribuição mais adequada foi a utilização de aerossóis oceânicos com a opção microfísica AEO DEF (Experimento 2).

Sendo assim, este trabalho revela que para este caso, a distribuição de aerossóis oceânicos representou melhor os fenômenos meteorológicos sob o Estado do Rio Grande do Sul que os próprios aerossóis continentais, e ainda indica que a inserção do raio médio das gotas de nuvens observados por satélite para os dias do evento não foram suficientes para obter melhora para a previsão do BRAMS neste caso.

Por fim, é de suma importância destacar que o resfriamento evaporativo é um ingrediente importante para formação de rajadas de vento forte em superfície, quando as condições termodinâmicas estão favoráveis no perfil vertical da nuvem. Por outro lado, é importante que para próximos trabalhos a modelagem de índices de instabilidade, levando em consideração não só as forçantes termodinâmicas, como também o cisalhamento vertical do vento, sejam explorados mais a fundo para o melhor desenvolvimento na previsão de tempo severo no sul do Brasil.

7. Referências Bibliográficas

ABDOULAEV, S.; STAROSTIN, A.; LENSKAIA, O. Sistemas de Mesoescala de Precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 2: Tempestades em Sistemas não lineares de convecção severa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, n. 1, 2001.

AIRES, M. Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro: Estudo de Caso do Escorregamento do Morro do Bumba, Niterói, RJ, Utilizando o Modelo BRAMS. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 120 p. 2016.

ALCÂNTARA, F. de; CAMARGO, A. B. Manual de Análise do Diagrama Skew-T, Log P. Ministério da Aeronáutica. Diretoria de rotas aéreas, 1969.

ALONSO, Marcelo Félix; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Estudo numérico do papel dos esquemas de convecção na simulação de um evento severo nos extratropicais do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, n. 3, p. 237-255, 2007.

BONNER, William D. Climatology of the low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. *The Thunderstorm*. Washington. DC, US Government Printing Office, 1949.

CALVETTI, L., COELHO, W. F., BENETI, C., INOUE, R. T., GONÇALVES, J. E., MASKE, B., & NEUNDORF, R. L. Estudo de Caso de Tombamento de Torre de Transmissão de Energia Elétrica no Sudoeste do Paraná Durante Evento de Microexplosão. *Anuário do Instituto de Geociências*, 40(3), 139-146. 2019.

CARDOSO, Nélia Kainara Rodrigues. Relations between instability rates and precipitations occurred in Porto Alegre-RS from 1990 to 2005. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Pelotas, Pelotas. 94 f. 2007.

CHEN, Chaing; COTTON, William R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 25, n. 3, p. 289-321, 1983.

CPFL Energia. <https://www.cpfl.com.br>. Acesso em 09/04/2018.

COHEN, A. E. et al. Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations. *Weather and Forecasting*, v. 22, n. 5, p. 1045–1062, 2007.

DE ALCANTARA, Fabio; WASHINGTON, Dulce Cardoso. An Analytical Synoptic-Dynamic Study About the Severe Weather Event Over the City of Rio De Janeiro on January 2, 1987. In: *Coastlines of Brazil*. ASCE, 1989. p. 195-208.

DE SOUZA, D. O. Influência da ilha de calor urbana das cidades de Manaus e Belém sobre o microclima local. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos/SP. 232 p. 2012.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DOSWELL, Charles A. Severe convective storms—An overview. In: *Severe convective storms*. American Meteorological Society, Boston, MA. p. 1-26. 2001.

DUARTE, B. M. Caracterização da Estrutura Microfísica das Nuvens Sobre Diferentes Ecossistemas na América do Sul Usando Dados do Modis. (Monografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 57 p. 2009.

DYER, R. A. A review of tornado activity in Brazil. *Proceedings, Int. Soc. Photogramm. Remote Sens*, p. 203-213, 1994.

FAZENDA, Alvaro Luiz et al. First Time User's Guide (BRAMS Version 4.0). CPTEC, v. 5, 2007.

FEDOROVA, NATALIA; LEVIT, V.; CARVALHO, M. H. Estrutura Vertical da Troposfera Associada com Nuvens Cumulonimbus e Nimbostratus em Pelotas, RS. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 25, n. 4, p. 487-500, 2010.

FERREIRA, V. Um Estudo Observacional de Rajadas de Vento Geradas por Tempestades Severas no Sul do Brasil. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós Graduação em Meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria, Rio Grande do Sul. 122 p. 2017.

FLATAU, Piotr J. et al. The CSU-RAMS cloud microphysics module: General theory and code documentation. *Atmospheric science paper*; no. 451, 1989.

FRANCO, R. M. Análise das Características Atmosféricas Associadas a eventos de “Downburst”: Um Estudo de Caso para o Rio de Janeiro. (Monografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 57 p. 2017.

FREITAS, Saulo R. et al. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environmental Fluid Mechanics*, v. 5, n. 1-2, p. 135-167, 2005.

FREITAS, S. R. et al. The coupled aerosol and tracer transport model to the Brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (CATT-BRAMS)–Part 1: Model description and evaluation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, v. 9, n. 8, p. 2843-2861, 2009.

FREITAS, Saulo R. et al. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. *Geoscientific Model Development*, 2017.

FUJITA, T. Theodore. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.

FUJITA, T. T. The downburst, report of Projects NIMROD and JAWS. University of Chicago, 1985.

FUJITA, T. Theodore; BYERS, Horace R. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner. *Monthly Weather Review*, v. 105, n. 2, p. 129-146, 1977.

FUJITA, T. Theodore; WAKIMOTO, Roger M. Five scales of airflow associated with a series of downbursts on 16 July 1980. *Monthly weather review*, v. 109, n. 7, p. 1438-1456, 1981.

GRELL, Georg A.; DÉVÉNYI, Dezső. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, v. 29, n. 14, p. 38-1-38-4, 2002.

HASSAN, V. V. Características Meteorológicas do Ambiente Sinótico e de Mesoescala Associadas ao Evento de Tornado na Cidade de Xanxerê – SC, em Abril de 2015. 2017. (Monografia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 49 p. 2017.

HENRY, W. The Skew-T, Log P Diagram. National Weather Service Training Center, EUA, p. 68, 1987.

HOLTON, James R. An introduction to dynamic meteorology. *American Journal of Physics*, v. 41, n. 5, p. 752-754, 1973.

HOUZE JR, Robert A. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox?. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 10, p. 2179-2196, 1997.

ISLAM, Tanvir; SRIVASTAVA, Prashant K.; DAI, Qiang. High-resolution WRF simulation of cloud properties over the super typhoon Haiyan: physics parameterizations and comparison against MODIS. *Theoretical and applied climatology*, v. 126, n. 3-4, p. 427-435, 2016.

JOHNSON, Richard H.; MAPES, Brian E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: Severe Convective Storms. American Meteorological Society, Boston, MA, 2001. p. 71-122.

KAUFMANN, Robert K., et al. Climate response to rapid urban growth: evidence of a human-induced precipitation deficit. *Journal of Climate*, 2007, 20.10: 2299-2306.

KLEMP, Joseph B.; WILHELMSON, Robert B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 35, n. 6, p. 1070-1096, 1978.

KUSAKA, Hiroyuki, et al. Mechanism of precipitation increase with urbanization in Tokyo as revealed by ensemble climate simulations. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2014, 53.4: 824-839.

LIU, Kuo-Nan. An introduction to atmospheric radiation. Elsevier, 2002.

LOFTUS, A. M.; COTTON, W. R. Examination of CCN impacts on hail in a simulated supercell storm with triple-moment hail bulk microphysics. *Atmospheric research*, v. 147, p. 183-204, 2014.

MARCELINO, I.P.V.O.; HERRMANN, M.L.P. & FERREIRA, N.J. The Occurrence of Tornadoes in Santa Catarina State, Brazil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, 33(1): 27-38. 2009.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. Mesoscale meteorology in midlatitudes. [S.l.]: Wiley-Blackwell. (Advancing Weather and Climate Science). ISBN 9780470742136. 407 p. 2010.

MELLOR, George L.; YAMADA, Tetsuji. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, v. 20, n. 4, p. 851-875, 1982.

MENEZES, W. F. Tempestades severas: Um modelo para latitudes subtropicais. Tese de Doutorado em Meteorologia, Programa de Pós-Graduação em Ciências Atmosféricas - IAG/USP. São Paulo. 174 p. 1998.

MESINGER, Fedor; ARAKAWA, Akio. Numerical methods used in atmospheric models. 1976. MENEZES, W. F.; SILVA DIAS, P. L. Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do “Ciclone Catarina”. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza-CE. 2004.

MEYERS, Michael P.; COTTON, William R. Evaluation of the potential for wintertime quantitative precipitation forecasting over mountainous terrain with an explicit cloud model. Part I: Two-dimensional sensitivity experiments. *Journal of Applied Meteorology*, v. 31, n. 1, p. 26-50, 1992.

MILLER, Robert C. Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central. AIR WEATHER SERVICE SCOTT AFB IL, 1972.

NASA. <http://modis.gsfc.nasa.gov/>. Acesso em 09/04/2018.

NASCIMENTO, Ernani de Lima. 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.

NEDEL, Anderson Spohr; SAUSEN, Tania Maria; SAITO, Silvia Midori. Zoneamento dos desastres naturais ocorridos no estado do Rio Grande do Sul no período 2003–2009- Parte II: Granizo e Vendaval. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 27, n. 2, 2012.

NEWTON, Chester W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. *Journal of meteorology*, v. 7, n. 3, p. 210-222, 1950.

PEREIRA, R. F. Um Estudo de Características Físicas Associadas a Ventos Convectivos Intensos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Modelagem Numérica. 2015. 96 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2015.

PIELKE, R. E. A Mesoscale meteorological modeling. Orlando: Academic Press, 612 p., 1984.

PINTO, Lucía Chipponelli et al. Avaliação comparativa de simulações numéricas de vento utilizando o modelo de mesoescala BRAMS. Revista Brasileira de Energia Solar, v. 3, n. 2, p. 117, 2012.

PINTO, Lucía Iracema Chipponelli et al. Confiabilidade nas estimativas do regime do vento fornecidas pelo BRAMS no estado de alagoas: influência do aninhamento e da resolução horizontal de grades. Revista Brasileira de Meteorologia, 2014.

PROCTOR, F. H. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. Journal of the atmospheric sciences, v. 45, n. 21, p. 3137–3160, 1988.

RAMANATHAN, V., P. J. CRUTZEN, J. T. KIEHL, AND D. ROSENFELD. Aerosols, climate, and the hydrological cycle, Science, 294, 2119 – 2124. 2001.

YAU, Man Kong; ROGERS, Roddy Rhodes. A short course in cloud physics. Elsevier, 1996.

RUDORFF, BERNARDO FT RUDORFF. Sensor Modis e Suas Aplicações Ambientas no Brasil. Editora Parêntese, 2007.

SALIO, Paola; NICOLINI, Matilde; ZIPSER, Edward J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. Monthly Weather Review, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.

SHEPHERD, J. M., H. PIERCE, AND A. J. NEGRI. Rainfall modification by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the TRMM satellite, J. Appl. Meteorol., 41, 689 – 701. 2002.

TRIPOLI, G. J. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model-1982 Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, v. 16, p. 185-219, 1982.

UPPALA, Sakari M. et al. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the royal meteorological society*, v. 131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.

VAN DEN HEEVER, Susan C.; COTTON, William R. Urban aerosol impacts on downwind convective storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2007, 46.6: 828-850.

VILHENA, J. E. S. Influências de Friagens na Estrutura Vertical da Atmosfera da Região Amazônica: Um Estudo Numérico e Observacional. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Campina Grande, Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico. 2010.

WAKIMOTO, R. M. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 8, p. 1060–1082, 1982.

WALKO, Robert L. et al. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research*, v. 38, n. 1-4, p. 29-62, 1995.

WEISMAN, Morris L.; KLEMP, Joseph B. Characteristics of isolated convective storms. In: *Mesoscale meteorology and forecasting*. American Meteorological Society, Boston, MA, p. 331-358. 1986.

WILKS, D.S. *Statistical Methods In The Atmospheric Sciences*. Academic Press, 676 p. 2011.