



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/06.24.19.56-TDI

**ANÁLISE DO AMBIENTE PRÉ-CONVECTIVO E DA
PREVISIBILIDADE DO MODELO WRF PARA CASOS
DE TEMPO SEVERO OBSERVADOS DURANTE O
EXPERIMENTO RELÂMPAGO EM SÃO BORJA/RS**

Lorena Martina Trindade de Lima

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Éder Paulo Vendrasco, aprovada
em 27 de maio de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/44TTK4P>>

INPE
São José dos Campos
2021

PUBLICADO POR:

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

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

Presidente:

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

Membros:

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



MINISTÉRIO DA
CIÊNCIA, TECNOLOGIA
E INOVAÇÕES



sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/06.24.19.56-TDI

**ANÁLISE DO AMBIENTE PRÉ-CONVECTIVO E DA
PREVISIBILIDADE DO MODELO WRF PARA CASOS
DE TEMPO SEVERO OBSERVADOS DURANTE O
EXPERIMENTO RELÂMPAGO EM SÃO BORJA/RS**

Lorena Martina Trindade de Lima

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Éder Paulo Vendrasco, aprovada
em 27 de maio de 2021.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/44TTK4P>>

INPE
São José dos Campos
2021

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lima, Lorena Martina Trindade de.

L628a Análise do ambiente pré-convectivo e da previsibilidade do modelo WRF para casos de tempo severo observados durante o experimento relâmpago em São Borja/RS / Lorena Martina Trindade de Lima. – São José dos Campos : INPE, 2021.
xxx + 132 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2021/06.24.19.56-TDI)

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

Orientador : Dr. Éder Paulo Vendrasco.

1. Fase pré-convectiva. 2. Instabilidade. 3. Convecção. 4. WRF.
I.Título.

CDU 551.509.313(816.5)



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

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



INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

Pós Graduação
Meteorologia

ATA DE REUNIÃO

DEFESA FINAL DE DISSERTAÇÃO: LORENA MARTINA TRINDADE DE LIMA - REGISTRO 8054444/2019

BANCA: 162/2021

No dia 27 de maio de 2021, às 14h00 por videoconferência, a aluna mencionada acima defendeu seu trabalho final, intitulado: **Análise do ambiente pré-convectivo e da previsibilidade do modelo WRF para casos de tempo severo observados durante o experimento RELAMPAGO em São Borja/RS**, (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. A aluna foi **APROVADA** pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Mestre em Meteorologia.

A banca sugere incorporar as observações dos membros na dissertação, o texto final deverá ser conferido pelos orientadores e ser entregue no prazo estipulado pelo regimento do curso.

Eu, Luiz Fernando Sapucci como Presidente da Banca Examinadora, assino esta ATA em nome de todos os membros.

Membros da Banca

Dr. Luiz Fernando Sapucci - **Presidente** (CPTEC/INPE)

Dr. Éder Paulo Vendrasco - **Orientador** (CPTEC/INPE)

Dr. José Antonio Aravéquia - **Membro da banca** (CPTEC/INPE)

Dr. Claudio Moises Santos e Silva - **Membro da banca** (UFRN)



Documento assinado eletronicamente por **Luiz Fernando Sapucci, Pesquisador**, em 31/05/2021, às 11:17 (horário oficial de Brasília), com fundamento no art. 6º do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <http://sei.mctic.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **7497705** e o código CRC **7D2708E3**.

“Toute réussite déguise une abdication”.

SIMONE DE BEAUVOIR
em “*Mémoires d’une jeune fille rangée*”, 1958

*À minha avó **Laurita** (in memoriam) e tia **Judite** (in memoriam)*

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Maria Edna e Luis Eduardo, ao meu irmão Luis Gustavo, e aos meus avós, Juraci Pinheiro e Martins Lima, que se fizeram presentes em toda a minha caminhada, inclusive nos momentos mais desafiadores, pois mesmo distantes seguiram dando suporte e torcendo para o meu crescimento pessoal e acadêmico.

Ao meu orientador, Éder Vendrasco, por toda a paciência, suporte e dedicação ao longo das dificuldades que enfrentamos.

Ao Conselho Nacional de Pesquisas (CNPq) pela concessão de bolsa de estudo e auxílio financeiro durante a realização do curso.

Aos membros da banca pela disponibilidade e contribuições.

Aos meus primos Adson Pinheiro, Marina Amanda e Vinícius Pinheiro, por todos os momentos de desabafo, alegria e descontração.

Aos meus tios por me apoiarem e me incentivaram a seguir sempre em frente nessa jornada acadêmica.

Aos meus amigos, Beatriz Rabelo, Lillian Damasceno, Lucas Batista, Raissa Monteiro, Thaynar Guerra, Virgínia Jordana, William Volmer pelas conversas acolhedoras e divertidas me ajudaram tanto a aguentar a saudade e a distância.

Aos meus amigos de graduação Alcidia Henriques, Amanda Teotonio, Daniel Felipe, Eduardo Cho-Luck, Gilvani Gomes, Ivonaldo Souza, Jessica Cristina e Tarsila Ramos por serem pessoas incríveis e grandes exemplos de superação e reinvenção.

Ao meu querido amigo, Jaime Fernando, que com toda a paciência do mundo passou horas me ajudando com o Python.

Aos amigos que conquistei ao longo do mestrado Bruno Costa, Caio Átila, Dayanes Montero, Eliseu Afonso, Erykson Marconny, Giovana Galetti, Isabella Machado, Isabella Talamoni, João Barros, João Nobre, Laurízio Alves, Lenin Suca, Lívia Gava, Nicole Laureanti, Sara Egli, Tiago Mandú e Yan Pedroni pelos momentos únicos de carinho e companheirismo que dividimos ao longo desses anos.

Ao João Pedro por ser um companheiro maravilhoso e amoroso, que me incentiva a crescer e ser o melhor de mim sempre.

A Simone Sievert que sempre esteve disposta a me ouvir, ajudar e incentivar a não desistir nos momentos mais difíceis.

RESUMO

O Sudeste da América do Sul é conhecido como a região de maior ocorrência de tempestades severas do globo, isso motivou a realização do experimento *Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations* (RELAMPAGO) em São Borja/Rio Grande do Sul, com o intuito de coletar informações de satélites, radares meteorológicos, estações de superfície e radiossondagens para melhor avaliar as diferentes fases da evolução da convecção profunda. Então, este estudo tem como objetivos avaliar o comportamento das condições Pré-convectivas (PC) de cinco eventos severos que ocorreram durante a campanha do RELAMPAGO e a previsibilidade do modelo regional WRF (*Weather Research and Forecasting*) operacional no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC-INPE) no prognóstico das condições PC, da precipitação e do perfil vertical de temperatura, vento e umidade. Para analisar o desempenho do WRF em prever a fase PC e o perfil vertical foram utilizados, respectivamente, os dados do ERA-5 e os obtidos no lançamento de radiossondagens. Enquanto que a precipitação simulada pelo WRF foi confrontada com as estações de superfícies por meio do *Root Mean Square Error* (RMSE), BIAS e Índice Concordância de Willmont. Avaliou-se também a refletividade prevista pelo WRF através de comparações com dados do radar meteorológico calculando o índice estatístico *Fractional Skill Score* (FSS). Mostrou-se que os parâmetros PC que melhor apontaram indicativo de instabilidade na região de origem dos sistemas foram o *Convective Available Potential Energy* (CAPE), o *Convective Inhibition Energy* (CINE) e o Cisalhamento do vento (CVV), podendo ser previstos com até 48h de antecedência em alguns casos. Também constatou-se que o WRF teve dificuldades em representar a chuva observada nas estações meteorológicas, indicando a limitação do modelo em simular essa variável de maneira localizada, enquanto isso, o desempenho do WRF foi satisfatório em simular os campos de refletividade do radar. Ainda, o perfil vertical do vento foi bem representado pelo modelo, confirmando o seu potencial em reproduzir o comportamento da circulação atmosférica em diferentes níveis verticais.

Palavras-chave: Fase Pré-convectiva. Instabilidade. Convecção. WRF.

ANALYSIS OF THE PRE-CONVECTIVE ENVIRONMENT AND THE PREDICTABILITY OF THE WRF MODEL FOR SEVERE WEATHER CASES OBSERVED DURING THE RELAMPAGO EXPERIMENT IN SÃO BORJA/RS

ABSTRACT

The southeast of South America is known as the region of most severe storm occurrences in the world, which has motivated the Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/ microscale Processes with Adaptive Ground Observations (RELAMPAGO) experiment in São Borja/Rio Grande do Sul, with the goal of collecting information from satellites, meteorological radars, surface stations and radiosonde to evaluate the different phases of the evolution of the deep convection. Therefore, this study has the objectives of evaluating the behavior of the Pre-convective (PC) conditions of five severe events that occurred during the RELAMPAGO campaign and the previsibility of the operational regional model Weather Research and Forecasting (WRF) from Weather Forecast and Climate Studies Center do National Institute for Space Research (CPTEC-INPE) on the prognostic of the PC conditions, precipitation and vertical profiles of temperature, wind and moisture. To analyze the WRF performance in predicting the PC phase and the vertical profile, data from ERA-5 and those obtained from radiosonde were used, respectively. While the precipitation simulated by the WRF was compared to surface stations data through the Root Mean Square Error (RMSE), BIAS and the Willmont agreement index. The forecasted radar reflectivity data from WRF were compared against meteorological radar observation by calculating the Fractional Skill Score (FSS) statistical index. It was shown that the PC parameters that best indicate instability in the origin region in the systems were the Convective Available Potential Energy (CAPE), the Convective Inhibition Energy (CINE) and the Wind Shear (CVV), which could be predicted with 48h in advance in some cases. It was also noted that the WRF had difficulties in representing the rain observed at the meteorological stations, indicating the limitation of the model when simulating this variable in a localized manner. On the other hand, the WRF performance was adequate when simulating the reflectivity fields of the radar. Furthermore, the vertical profile of wind was well represented by the model, confirming its potential in reproducing the atmospheric circulation behavior in different vertical levels.

Keywords: Pre-convective phase. Instability. Convection. WRF.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Representação dos sistemas atmosféricos que atuam na América do Sul. . .	5
2.2 Modelo conceitual da Teoria da Frente Fria.	7
2.3 Modelo conceitual do Jato de Baixo Nível na América do Sul a leste dos Andes.	9
2.4 Modelo conceitual da iniciação convectiva na região subtropical da América do Sul.	10
2.5 Imagem de satélite do canal Infravermelho, onde é identificado um Sistema Convectivo de Mesoescala sobre o estado de Missouri - Estados Unidos da América.	13
2.6 Descrição idealizada dos formatos de LI observadas nas planícies do centro dos Estados Unidos.	14
2.7 Modelo esquemático de uma Linha de Instabilidade mostrando uma seção transversal.	16
2.8 Modelo esquemático de supercélula mostrando: a) o contorno de refletividade do radar em baixos níveis (cores sólidas) e o eco de médios níveis (tracejado); b) seção transversal de AB apontando os posicionamentos do overhang em relação a Região de Eco Fraco (REF) e a Região de Eco Fraco Limitado (REFL).	18
2.9 Modelo conceitual de uma supercélula de pouca precipitação: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.	19
2.10 Modelo conceitual de uma supercélula de precipitação intensa: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.	20
2.11 Modelo conceitual de uma supercélula clássica: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.	21
2.12 Ilustração de uma tempestade convectiva hipotética se desenvolvendo no hemisfério sul em um ambiente com cisalhamento vertical profundo e com alta helicidade em baixos níveis: (a) O escoamento atmosférico em níveis médios e altos é dado pelo \vec{V} e $V_{bn}^{\vec{}}$ ao escoamento helicoidal em níveis baixos; (b) Interação entre o escoamento helicoidal em baixos níveis com a corrente ascendente da tempestade.	26

3.1	Representação geográfica da localização da cidade de São Borja no Rio Grande do Sul.	30
3.2	Componentes do sistema WRF.	34
3.3	Representação geográfica das estações meteorológicas durante a campanha do RELAMPAGO na cidade de São Borja no Rio Grande do Sul. . .	39
4.1	Campos sinóticos para o caso 1: (a) altitude (Campo de circulação do vento e jatos), (b) 500 hPa [Omega (Contorno em azul), advecção de vorticidade (cores em escala de laranja), temperatura (linha tracejada em vermelho e alt. geopotencial (linha contínua preta) e direção e velocidade do vento (barbelas)], (c) superfície [alt. geopotencial (linha contínua amarela) e sistemas atuantes] e (d) 850 hPa (temperatura potencial equivalente (cores), alt. geopotencial (linha contínua preta) e velocidade e direção do vento (barbelas)].	44
4.2	Idem à figura 4.1, porém para o caso 2.	45
4.3	Idem à figura 4.1, porém para o caso 3.	47
4.4	Idem à figura 4.1, porém para o caso 4.	48
4.5	Idem à figura 4.1, porém para o caso 5.	50
4.6	Produto <i>final</i> de precipitação do IMERG para o dia 03/11/2018 (Imagens de 30-30min).	51
4.7	Idem à figura 4.6, porém para o dia 13/11/2018.	53
4.8	Produto <i>final</i> de precipitação do IMERG para o dia 17/11/2018 (Imagens de 60-60min).	54
4.9	Idem à figura 4.8, porém para o dia 27/11/2018.	55
4.10	Idem à figura 4.6, porém para o dia 14/12/2018.	56
4.11	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+5h. . .	58
4.12	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+11h. . .	60
4.13	Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+5h.	62

4.14	Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+11h.	63
4.15	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+5h. . .	66
4.16	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h. . .	67
4.17	Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h.	69
4.18	Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times kgm^{-2}s^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+5h. . .	71
4.19	Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times kgm^{-2}s^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h. . .	72
4.20	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 48h antes do evento entre: (a) ERA-5 15/11/2018 (03 UTC), (b) Rodada 14/11/2018 (00 UTC)+27h, (c) Rodada 14/11/2018 (12 UTC)+15h e (d) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+3h.	75
4.21	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento entre: (a) ERA-5 16/11/2018 (21 UTC), (b) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+45h, (c) Rodada 15/11/2018 (12 UTC)+33h, (d) Rodada 16/11/2018 (00 UTC)+21h e (e) Rodada 16/11/2018 (12 UTC)+9h. . .	76
4.22	Comparação dos campos CFUVI ($10e^{-2} \times kgm^{-2}s^{-1}$) 48h antes do evento entre: (a) ERA-5 15/11/2018 (03 UTC), (b) Rodada 14/11/2018 (00 UTC)+27h, (c) Rodada 14/11/2018 (12 UTC)+15h e (d) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+3h.	77

4.23	Comparação dos campos CFUVI ($10e^{-2}$ x $kgm^{-2}s^{-1}$) 6h antes do evento entre: (a) ERA-5 16/11/2018 (21 UTC), (b) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+45h, (c) Rodada 15/11/2018 (12 UTC)+33h, (d) Rodada 16/11/2018 (00 UTC)+21h e (e) Rodada 16/11/2018 (12 UTC)+9h.	78
4.24	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 26/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 25/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 25/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 26/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 26/11/2018 (12 UTC)+11h.	80
4.25	Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 26/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 25/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 25/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 26/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 26/11/2018 (12 UTC)+11h.	81
4.26	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 24h antes do evento entre: (a) ERA-5 13/12/2018 (13 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (00 UTC)+37h, (c) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+25h, (d) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+13h e (e) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+1h.	84
4.27	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 18h antes do evento: (a) ERA-5 13/12/2018 (19h), (b) 12/12/2018 (00 UTC) + 43h, (c) 12/12/2018 (12 UTC) + 31h, (d) 13/12/2018 (00 UTC)+ 19h e (e) 13/12/2018 (12 UTC) + 7h.	85
4.28	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (01 UTC), (b) 12/12/2018 (12 UTC) + 37h, (c) 13/12/2018 (00 UTC) + 25h, (d) 13/12/2018 (12 UTC) + 13h e (e) 14/12/2018 (00 UTC) + 1h.	86
4.29	Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (07 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+43h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+31h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+9h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+7h.	87
4.30	Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2}$ x $kgm^{-2}s^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (01 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+37h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+25h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+13h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+1h.	89
4.31	Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2}$ x $kgm^{-2}s^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (07 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+43h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+31h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+9h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+7h.	90
4.32	Representação gráfica do RMSE e BIAS dos nove pontos mais próximos das estações meteorológicas disponíveis para o Caso 1.	92

4.33	Representação gráfica do (a) RMSE e (b) BIAS dos nove pontos mais próximos das estações meteorológicas disponíveis para o Caso 2.	93
4.34	Idem figura 4.33, porém para o Caso 3.	95
4.35	Idem figura 4.33, porém para o Caso 4.	96
4.36	Idem figura 4.32, porém para o Caso 5.	97
4.37	Avaliação do desempenho do FSS para às 09 UTC para o Caso 1.	98
4.38	Avaliação do desempenho do FSS para às 16 UTC para o Caso 2.	99
4.39	Avaliação do desempenho do FSS para às 12 UTC para o Caso 3.	100
4.40	Avaliação do desempenho do FSS para às 19 UTC para o Caso 3.	100
4.41	Avaliação do desempenho do FSS para às 14 UTC para o Caso 5.	102
4.42	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 12 UTC para 03/11/2018 e as rodadas (b)01/11/2018 (12 UTC), (c)02/11/2018 (00 UTC) e (d)02/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	103
4.43	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 00 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 11/11/2018 (00 UTC) , (c) 11/11/2018 (12 UTC), (d) 12/11/2018 (00 UTC) e (e) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	105
4.44	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 13 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 12/11/2018 (00 UTC) e (c) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	107

4.45	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 15 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 12/11/2018 (00 UTC) e (c) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	108
4.46	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 11 UTC para 17/11/2018 e as rodadas (b) 15/11/2018 (12 UTC) e (c) 16/11/2018 (00 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	110
4.47	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 18 UTC para 17/11/2018 e as rodadas (b) 16/11/2018 (00 UTC) e (c) 16/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	111
4.48	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 00 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 25/11/2018 (00 UTC), (c) 25/11/2018 (12 UTC), (d) 26/11/2018 (00 UTC) e (e) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	113
4.49	Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 12 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 25/11/2018 (12 UTC), (c) 26/11/2018 (00 UTC) e (d) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.	114

4.50 Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 18 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 26/11/2018 (00UTC) e (c) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiabática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul. 116

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Sumário das principais características da precipitação na Bacia do Prata.	11
2.2 Tipo de tempestade em função de valores de CAPE e Cisalhamento vertical do vento.	25
3.1 Eventos selecionados para o estudo.	31
3.2 Lista das variáveis do ERA-5 e suas respectivas unidades.	32
3.3 Conjunto de parametrizações utilizadas pelo WRF operacional do CPTEC.	35
3.4 Horários de lançamento de radiossondagens durante o RELAMPAGO. Para o caso 5 não havia disponível nenhuma radiossondagem.	38
4.1 Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 1.	64
4.2 Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 2.	73
4.3 Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 2.	82
4.4 Horários de maior precipitação (<i>mm/h</i>) no dia 03/11/2018, onde o modelo WRF não captou a precipitação registradas pela estações meteorológica.	92
4.5 Horários de maior precipitação (<i>mm/h</i>) no dia 13/11/2018, onde o modelo WRF não captou a precipitação registradas pela estações meteorológica.	94

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	–	Alta da Bolívia
AFWA	–	Departamento de Defesa Agência Meteorológica da Força Aérea
AS	–	América do Sul
ARW	–	Advanced Research WRF
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	–	Alta Subtropical do Pacífico Sul
B	–	Baixa pressão
BC	–	Baixa do Chaco (baixa térmica)
BL	–	Bloqueios atmosféricos
BNE	–	Baixa Orográfica no Noroeste da Argentina
CAPE	–	Convective Available Potential Energy
CAPS	–	Center for Analysis and Prediction of Storms
Cb	–	Cumulonimbus
CCM	–	Complexo Convectivo de Mesoescala
CFUVI	–	Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado
CINE	–	Convective INhibition Energy
CLP	–	Camada Limite Planetária
CNPq	–	Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
CVV	–	Cisalhamento do Vertical do Vento
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERA-5	–	Quinta geração da reanálise europeia
FAA	–	Administração Federal de Aviação
FAPESP	–	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
FF	–	Frente Fria
FQ	–	Frente Quente
FSS	–	Fractional Skill Score
FSL	–	Forecast System Laboratory
HRT	–	Helicidade Relativa à Tempestade
IFFar	–	Instituto Federal Farroupilha Campus São Borja
IMERG	–	Rainfall estimates combining data from all passive-microwave instruments in the GPM Constellation
INPE	–	Instituto de Pesquisas Espaciais
JAN	–	Jato de Altos Níveis
JBN	–	Jato de Baixos Níveis
JBNAS	–	Jato de Baixo Nível da América do Sul
JP	–	Jato Polar
JPN	–	Jato Polar Norte
JS	–	Jato Subtropical
JSS	–	Jato Subtropical Sul
LI	–	Linha de Instabilidade Tropical
LIP	–	Linha de Instabilidade Pré-frontal
MINCyT	–	Ministry of Science and Technology of Argentina
NASA	–	National Aeronautics and Space Administration

NCAR	– National Center for Atmospheric Research
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
NMM	– Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	– Laboratório de Pesquisa Naval
NSF	– US National Science Foundation
OMM	– Organização Meteorológica Mundial
PRF	– Frequência de Repetição de Pulso
RC	– Regiões ciclogênicas
REF	– Região de Eco Fraco
REFL	– Região de Eco Fraco Limitada
RELAMPAGO	– Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations
RHI	– Range Height Indicator
RMSE	– Raiz do Erro Médio Quadrado (do inglês Root Mean Square Error)
RS	– Rio Grande do Sul
SCM	– Sistemas Convectivos de Mesoescala
SMAS	– Sistema de Monção da América do Sul
SMN	– Servicio Meteorologico Nacional
UERGS	– Universidade Estadual do Rio Grande do Sul
VCAN	– Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VCAN SUB	– Vórtice Ciclônico de Altos Níveis Subtropicais
VCAN TROP	– Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropicais
WRF	– Weather Research and Forecasting
WRFDA	– Sistema de assimilação de dados do WRF
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE SÍMBOLOS

Δp	– Representa a camada da atmosfera
η	– Coordenada vertical de pressão hidrostática
σ	– Coordenada vertical Sigma
λ	– Comprimento de onda
A_T	– Advecção de espessura ou de temperatura entre 1000 e 500 hPa
f	– Vorticidade planetária
g	– Aceleração da gravidade
h_0	– Limite inferior da camada
h	– Limite superior da camada
H	– Taxa de aquecimento médio na camada 1000 - 500 hPa
\hat{K}	– Vetor unitário na direção vertical
n ou N	– Indica o tamanho da amostras
NCE	– Nível de Convecção Espontânea
NE	– Nível de Equilíbrio da parcela de ar
p_1	– Corresponde a primeira camada da atmosfera
p_2	– Corresponde a segunda camada da atmosfera
p_d	– Componente hidrostática da pressão
p_s	– Valores de pressão na superfície
p_t	– Valores de pressão no limite superior do modelo
T	– Temperatura do ar
T_a	– Temperatura em relação ao ambiente
T_p	– Temperatura da parcela de ar
T_{va}	– Temperatura virtual em relação ao ambiente
\vec{c}	– Deslocamento esperado da tempestade
\vec{V}	– Vetor de velocidade tridimensional
T_{vp}	– Temperatura virtual da parcela de ar
r	– Coeficiente de correlação
S	– Estabilidade da coluna de ar
SUP	– Superfície
$P_M(k)$	– Fração prevista
$P_o(k)$	– Frações observada
q	– Umidade específica
Q_0	– Vorticidade absoluta em 1000 hPa
Q	– Vorticidade absoluta
u	– Componente zonal do vento
v	– Componente meridional do vento
V	– Vetor do vento horizontal
Y_{est}	– Dado simulado
\bar{Y}_{est}	– Valor médio do dado previsto
Y_{obs}	– Dado observado
\bar{Y}_{obs}	– Valor médio do dado observado

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo	3
1.1.1 Objetivos específicos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 Convecção na região da Bacia do Prata	5
2.2 Complexos Convectivos de Mesoescala	11
2.3 Linhas de Instabilidade	14
2.4 Supercélulas	16
2.5 Frente de Rajada	21
2.6 Condições pré-convectivas	22
2.6.1 Energia potencial convectiva disponível (CAPE)	23
2.6.2 Inibição convectiva (CINE)	23
2.6.3 Medidas de cisalhamento vertical do vento	24
2.6.4 Helicidade relativa	25
2.6.5 Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado (CFUVI)	26
2.6.6 Advecção de vorticidade e umidade	27
3 METODOLOGIA	29
3.1 Área de estudo	29
3.2 Eventos convectivos	31
3.3 Dados utilizados	31
3.3.1 ERA-5	31
3.3.2 Dados observado	32
3.3.2.1 <i>Rainfall estimates combining data from all passive-microwave instruments in the GPM Constellation (IMERG)</i>	33
3.3.3 Configurações do WRF	33
3.4 Métodos utilizados	36
3.4.1 Identificação dos padrões sinóticos e pré-convectivos	36
3.4.2 Determinação do início do sistema	36
3.4.3 Avaliação da previsão	37
3.4.3.1 Raiz do Erro Médio Quadrado	40
3.4.3.2 BIAS	40

3.4.3.3	Índice de Concordância de Willmott	40
3.4.3.4	Fractional Skill Score	41
4	RESULTADOS	43
4.1	Condições sinóticas dos casos selecionados	43
4.1.1	Caso 1: 03 de novembro de 2018	43
4.1.2	Caso 2: 13 de novembro de 2018	44
4.1.3	Caso 3: 17 de novembro de 2018	46
4.1.4	Caso 4: 27 de novembro de 2018	47
4.1.5	Caso 5: 14 de dezembro de 2018	48
4.2	Determinação do início dos sistemas	50
4.3	Comportamento de previsibilidade dos Índices Pré-convectivos	56
4.3.1	Caso 1: 03 de novembro de 2018	57
4.3.2	Caso 2: 13 de novembro de 2018	65
4.3.3	Caso 3: 17 de novembro de 2018	74
4.3.4	Caso 4: 27 de novembro de 2018	79
4.3.5	Caso 5: 14 de dezembro de 2018	82
4.4	Avaliação da previsão do WRF para a precipitação	91
4.4.1	Estação de superfície	91
4.4.2	Avaliação espacial da refletividade	97
4.5	Radiossondagem	102
4.5.1	Caso 1: 03 de novembro de 2018	102
4.5.2	Caso 2: 13 de novembro de 2018	104
4.5.3	Caso 3: 17 de novembro de 2018	109
4.5.4	Caso 4: 27 de novembro de 2018	112
5	CONCLUSÕES	117
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	119

1 INTRODUÇÃO

A segunda maior bacia hidrográfica na América do Sul (AS) é a bacia do Prata, ficando atrás somente da bacia Amazônica. Com uma área aproximada de 3,1 milhões de km², a bacia do Prata é compartilhada por 5 países, sendo eles: Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai. A bacia é composta principalmente pelas sub-bacias dos rios Paraná, Paraguai e Uruguai (TUCCI; CLARKE, 1998; CUYA et al., 2013). Devido a sua extensão e características, a bacia do Prata é importante para a produção agrícola e de energia elétrica na AS e América Central (CUYA et al., 2013).

O Sudeste da AS destaca-se como uma das regiões com a maior frequência de tempestades severas no globo (ZIPSER et al., 2006). Como a bacia do Prata está inserida nesta área, estudos meteorológicos voltados à compreensão dos mecanismos de formação e desenvolvimento dessas tempestades são importantes. Reboita et al. (2010) apontam que atividades convectivas nesta região estão relacionadas principalmente à atuação de Ciclones Extratropicais, Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), Frentes Frias (FF) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN). Esta região também é aquela com a maior frequência de tempestades severas no globo e motivou a realização do experimento *Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations*, denominado como RELAMPAGO. Esse experimento teve como objetivos aprimorar os conhecimentos sobre as fases pré-convectivas, iniciação, crescimento e maturação dos sistemas convectivos intensos. Os sistemas formados nessa região são sistematicamente associados às tempestades profundas, granizo e intensa ocorrência de raios no Centro-Oeste da Argentina e na região de São Borja - Rio Grande do Sul (RS), ambas localizadas na Bacia do Prata (VIDAL et al., 2019).

Segundo a Organização Meteorológica Mundial (OMM), as tempestades severas não possuem uma classificação formal global, permitindo assim que os serviços meteorológicos possam adotar suas próprias definições. A literatura apresenta diversos estudos acerca das tempestades severas (BYERS; BRAHAM, 1949; JOHNS; DOSWELL, 1992; NASCIMENTO, 2006; HAMADA et al., 2015). O serviço meteorológico dos Estados Unidos da América (*National Weather Service*) que faz uso da definição de Johns e Doswell (1992), considera tempestade severa aquela que pode ser capaz de gerar pelo menos 1 desses fenômenos: tornado, ventos intensos em superfície com magnitude 94 km h^{-1} e/ou granizo com 1,9 cm de diâmetro. Outro exemplo é o serviço nacional de meteorologia da Austrália (*Australian Bureau of Meteorology*) que, utilizando o descrito por Mills e Colquhoun (1998), define tempestade severa

como aquela que produz pelo menos 1 desses fenômenos: tornado, ventos intensos em superfície 90 km h^{-1} , granizo com 2 cm de diâmetro ou taxas de precipitação que cheguem a causar alagamento. Esse processo é consequência da urbanização acelerada e mal planejamento das cidades, portanto a taxa de chuva varia dependendo da localidade.

Para que haja a iniciação de tempestades que possam evoluir para uma tempestade severa o seu ambiente de desenvolvimento deve apresentar características como a instabilidade termodinâmica, mudança no perfil vertical do vento, e a presença de forçantes de mesoescala (WEISMAN; KLEMP, 1984; WEISMAN; KLEMP,). Além desses fatores, no Sudeste da AS o desenvolvimento da convecção severa é fortemente influenciado pela Cordilheira dos Andes, uma vez que ela auxilia no transporte de calor e umidade realizado pelos Jatos de Baixos Níveis (JBN) (VERA et al., 2006; RASMUSSEN et al., 2016), que é outro condicionante desta região na formação de convecção profunda. Em geral, antes da fase de iniciação das tempestades é possível determinar regiões propícias para ocorrência de eventos severos por meio de técnicas que fornecem a distribuição espacial de alguns parâmetros meteorológicos que são fortemente associados com a forçante dinâmica e termodinâmica, tais como: índices de instabilidade, cisalhamento do vento, convergência de vapor d'água em baixos níveis, aumento significativo da água precipitável, dentre outros. Esse conjunto de parâmetros são classificados como preditores da fase Pré-Conectiva (PC) dos sistemas (Seção 2.6). A análise destes parâmetros pode ser considerada como a etapa inicial para a realização da previsão de eventos severos (CALHEIROS et al., 2016).

A correta representação dessas condições ambientais propícias ao desenvolvimento da convecção profunda em modelos numéricos é crucial na previsibilidade de um modelo de previsão numérica de tempo (GRELL et al., 2005; BYUN et al., 2011; DAFIS et al., 2017). Por essa razão, a ampliação na infraestrutura de observação e modelagem dos serviços regionais meteorológicos torna-se de grande valia para o aumento do potencial de predição de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005; OTSUKA et al., 2019).

Baseado nas condições previstas pelos modelos numéricos de tempo, os meteorologistas conseguem calcular as condições PC. Este cálculo é bem relevante quando se pretende fazer previsões de curto prazo, até 6 horas, na qual o conhecimento das áreas susceptíveis para a ocorrência de tempestades severas é importante para a realização do monitoramento. Por isso, a avaliação do desempenho do modelo ao representar essas condições é muito relevante. Além dos dados previstos por mode-

los, as informações obtidas por meio de imagens de satélites, radares meteorológicos, estações de superfície ou radiossondagens também são fundamentais para avaliar as condições PC. Tendo em vista a enorme necessidade de uma base de dados mais completa, com o intuito de avaliar as diferentes fases da evolução da convecção profunda, foi realizado o experimento RELAMPAGO. O conjunto de instrumentos disponíveis neste experimento permitiu avaliar as condições PC, a iniciação da convecção, seu crescimento para mesoescala e a maturação como tempestade severa com granizos com diâmetros da ordem de centímetros. Este trabalho se concentra exclusivamente nas questões PC e a previsibilidade por modelo numérico em alta resolução (ordem de quilômetros).

1.1 Objetivo

O objetivo deste trabalho é avaliar as condições PC de cinco tempestades severas que ocorreram durante o RELAMPAGO na campanha de São Borja/RS e avaliar a previsibilidade do modelo Weather Research and Forecasting (WRF) operacional do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC/INPE na previsão desses eventos.

1.1.1 Objetivos específicos

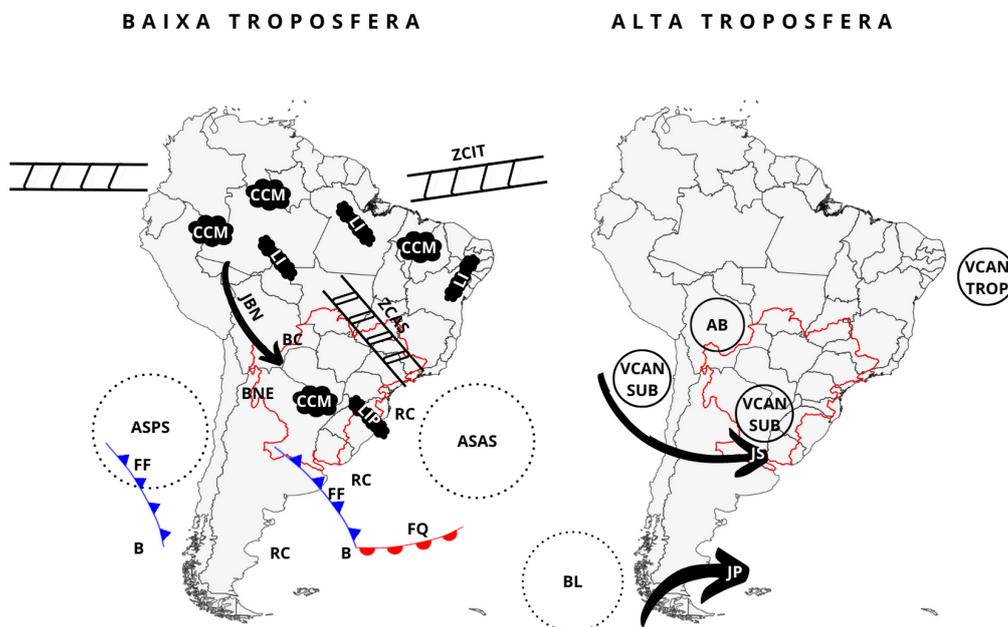
- Descrever os ambientes sinóticos dos 5 casos de tempo severo que ocorreram durante a campanha do RELAMPAGO em São Borja/RS para entender os mecanismos de formação de cada evento;
- Caracterizar o comportamento dos parâmetros PC para cada caso estudado com o intuito de entender qual deles é mais relevante em cada situação;
- Investigar a previsibilidade do modelo WRF operacional do CPTEC/INPE para os parâmetros PC para avaliar a capacidade do modelo em prever estes parâmetros e com quanta antecedência, além verificar a qualidade das previsões de precipitação e dos perfis verticais de temperatura, vento e umidade.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Convecção na região da Bacia do Prata

A circulação atmosférica na Bacia do Prata apresenta uma sazonalidade notória que influi no ciclo anual dos elementos climáticos e hidrológicos (BARROS et al., 2006). A (Figura 2.1) descreve os fenômenos atmosféricos que afetam a Bacia do Prata ao longo do ano.

Figura 2.1 - Representação dos sistemas atmosféricos que atuam na América do Sul.



Destaque para a região da Bacia do Prata (delimitação em vermelho no mapa), baixa e alta troposfera. Sendo representado em baixa troposfera, ASAS- Alta Subtropical do Atlântico Sul, ASPS- Alta Subtropical do Pacífico Sul, B- baixa pressão, BC- Baixa do Chaco (baixa térmica), BNE- Baixa Orográfica no Noroeste da Argentina, CCM- Complexo Convectivo de Mesoescala, FF- Frente Fria, FQ- Frente Quente, JBN- Jato de Baixos Níveis, LI- Linha de Instabilidade Tropical, LIP- Linha de Instabilidade Pré-frontal, RC- Regiões ciclogênicas, ZCAS- Zona de Convergência do Atlântico Sul e ZCIT- Zona de Convergência Intertropical. Já em alta troposfera tem-se: AB- Alta da Bolívia, BL- região de bloqueios atmosféricos, JP- Jato Polar, JS- Jato Subtropical, VCAN SUB- Vórtice Ciclônico de Altos Níveis Subtropicais e VCAN TROP- Vórtice Ciclônico de Altos Níveis tropicais.

Fonte: Adaptada de Reboita et al. (2010).

Durante o verão austral é notória uma área de baixa pressão a leste dos Andes, que pode ser dividida em dois núcleos: o primeiro localiza-se em torno de 30°S e é denominado como Baixa do Noroeste Argentino (BNE), já o segundo encontra-se na região do Chaco e é conhecido como BC (SELUCHI; SAULO, 2012). Além disso, ainda é possível destacar a atuação da ZCAS (KODAMA, 1992), uma região convectiva que possui seu núcleo de convecção principal no centro da Amazônia e que se estende em direção ao sudeste, mas que durante o verão devido a intensificação da BNE pode ser deslocada para a oeste da sua posição normal (NOGUÉS-PAEGLE et al., 2002). Em altos níveis a Alta da Bolívia (AB) destaca-se como um padrão de circulação anticiclônica de núcleo quente e sua ocorrência está ligada com a temporada de maior aquecimento da região. Sendo o seu desenvolvimento relacionado ao calor sensível liberado pelo Altiplano Boliviano e ao calor latente relacionado a convecção (GUTMAN; SCHWERDTFEGGER, 1965).

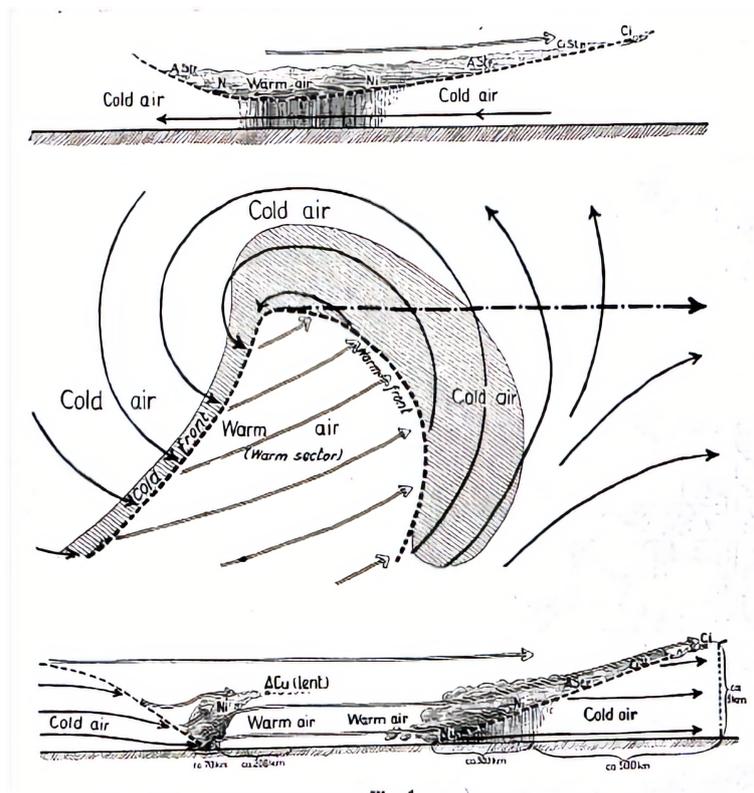
Ainda, a partir das características do escoamento em altos e baixos níveis, consegue-se definir o padrão de organização do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS), são elas (ZHOU; LAU, 1998; GAN et al., 2009):

- I. Transporte de umidade da Amazônia em baixos níveis;
- II. Redução da pressão da BC;
- III. Influência da Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre o escoamento continental;
- IV. Configuração das ZCAS;
- V. Formação da AB e o Jato de Altos Níveis (JAN).

Vera et al. (2002) constataram que a precipitação gerada devido a atuação de ciclones na AS consegue explicar mais de 60% da precipitação acumulada que ocorre no inverno na região central e nordeste da Argentina. Esse resultado consegue mostrar a implicação dos sistemas sinóticos na precipitação no Sudeste da AS, principalmente das ondas baroclínicas que estão relacionadas a sistemas frontais e pré-frontais. Dos sistemas transientes que atuam na AS, os eventos que ocorrem com maior frequência no continente são as frentes frias (SATYAMURTY et al., 1998). Os sistemas frontais são tidos como a zona de encontro de massas de ar com característica térmicas distintas (Figura 2.2) (BJERKNES, 1919; BARROS et al., 2006; GARREAUD et al., 2009; REBOITA et al.,). Logo, durante a passagem da frente fria sobre uma área, a massa de ar frio força a massa de ar mais aquecida a subir (Figura 2.2), o que favorece a formação de nuvens e chuva (REBOITA et al.,). E logo após a passagem da superfície frontal da frente fria nota-se a intrusão de ar frio e seco, acarretando na diminuição da temperatura (BARROS et al., 2006; GARREAUD et al., 2009). Ademais, é importante

citar que na dianteira de um sistema frontal pode se formar um conjunto de nuvens distribuídos de forma linear, esse sistema é chamado de Linhas de Instabilidade Pré-frontal (LIP) (REBOITA et al.,).

Figura 2.2 - Modelo conceitual da Teoria da Frente Fria.



Fonte: Bjerknes e Solberg (1922).

Laing e Fritsch (1997) observaram que as áreas que concentram as tempestades convectivas mais intensas, nas Américas, estão no sudeste da AS e na região central dos Estados Unidos. Na AS a região da Bacia do Prata é uma das áreas que apresentam a maior frequência de CCM no mundo (LAING; FRITSCH, 1997; BROOKS et al., 2003; NESBITT; ZIPSER, 2003). A ocorrência de CCM nessa região está ligada à sua localização a jusante de uma grande cadeia de montanha (a Cordilheira dos Andes) e da disponibilidade de umidade (LAING; FRITSCH, 1997; BROOKS et al., 2003).

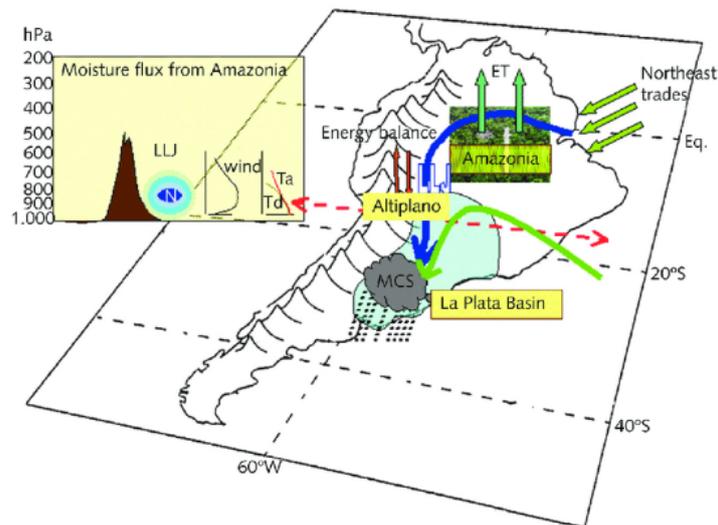
A Cordilheira dos Andes é conhecida por ser uma das maiores (em média possui ~4 km de altitude) e mais longas cadeia de montanhas do planeta, além de afetar

significativamente a climatologia da AS Tropical e Subtropical (VERA et al., 2006; RASMUSSEN et al., 2016). Pois, além de influir na geração de ciclogênese dos distúrbios que os cruzam (MIKY FUNATSU et al., 2004), os Andes também proporcionam a condução de um fluxo de norte ao longo de sua encosta oriental (VIRJI, 1981; MARENGO et al., 2004). Este é considerado o responsável pelo transporte de umidade e calor oriundo da Amazônia, favorecendo o desenvolvimento dos CCM no sudeste da AS. O fluxo em questão apresenta um perfil de JBN e devido a sua localidade foi denominado de Jato de Baixo Nível da América do Sul (JBNAS) (VERA et al., 2006; MATSUDO; SALIO, 2011).

Para que seja possível a formação dos CCM que atuam na região da Bacia do Prata são necessárias algumas condições que impulsionam a convecção: forte cisalhamento do vento em baixos níveis, a presença do JBN transportando ar úmido e a taxa de *Lapse Rate* mais acentuada em média troposfera (DOSWELL et al., 1996; BROOKS et al., 2003; ZIPSER et al., 2006). Os distúrbios que cruzam os Andes também contribuem para a elevação do ar que se encontra em baixos níveis e a intensificação da instabilidade convectiva (ZIPSER et al., 2006; RASMUSSEN; HOUZE, 2016; MULHOLLAND et al., 2019).

O JBN pode ser definido como uma zona estreita onde a velocidade do vento é elevada nos primeiros quilômetros da atmosfera (BONNER, 1968; WHITEMAN et al., 1997; MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). Na Figura 2.3 é apresentado um modelo conceitual dos JBNAS, ilustrando os principais padrões de circulação durante o verão na AS. A penetração dos ventos alísios no continente proporciona o transporte de umidade e calor proveniente da Bacia Amazônica. Contudo, devido à alta topografia dos Andes, os ventos em superfície se intensificam e são defletidos, mudando seu sentido de nordeste para sudeste. Então, a convergência desse fluxo de sudeste, com o de noroeste oriundo da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), torna a região propícia ao desenvolvimento de atividade convectiva e formação de CCM na região de saída do jato, ou seja, no Sudeste da AS sobre a Bacia do Prata (VIRJI, 1981; MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006).

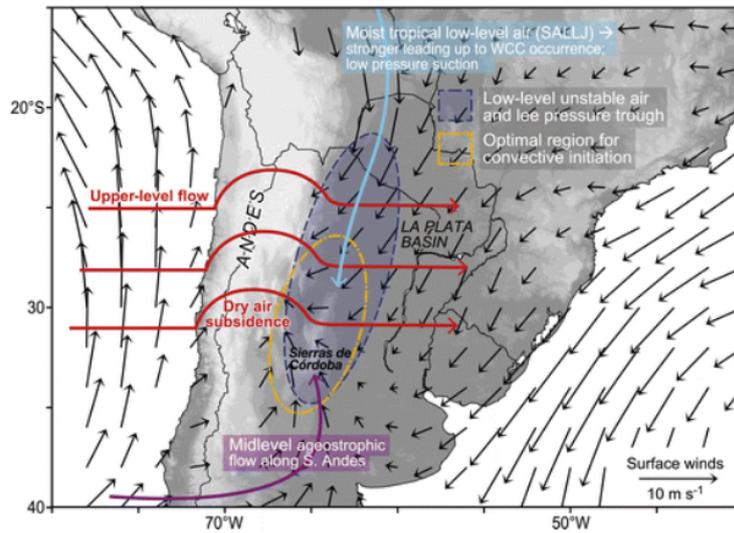
Figura 2.3 - Modelo conceitual do Jato de Baixo Nível na América do Sul a leste dos Andes.



Fonte: Marengo et al. (2004).

De modo geral, a iniciação convectiva na região subtropical da América do Sul pode ser definida pelo modelo conceitual apresentado na Figura 2.4. Nela pode-se observar que o JBNAS realiza o transporte do ar quente e úmido em baixos níveis, proporcionada pela evapotranspiração da Bacia Amazônica. Porém, devido à subsidência de ar seco em médio e altos níveis, causada pelo fluxo que atravessa a Cordilheira dos Andes, esse transporte torna-se limitado. Antes que haja a ocorrência de tempestades convectivas severas a leste da Cordilheira, nota-se o aumento na intensidade dos JBNAS, a intensificação do ciclone formado pela perturbação proporcionada pelos Andes no fluxo de oeste e o aumento no transporte de umidade, isso tudo ocorre em resposta às ondas baroclínicas que adentram pelo sul dos Andes. Um gradiente de pressão norte-sul é induzido pela ciclogênese a leste da Cordilheira, isso contribui para que os JBNAS sejam conduzidos para mais próximo da encosta dos Andes, ou seja, os JBNAS acabam convergindo com o fluxo de baixo a médios níveis nas Serras de Córdoba, tornando essa a região mais propícia para a iniciação de tempestades convectivas (RASMUSSEN; HOUZE, 2016).

Figura 2.4 - Modelo conceitual da iniciação convectiva na região subtropical da América do Sul.



Fonte: Rasmussen e Houze (2016).

De forma geral, as características principais da região da Bacia do Prata podem ser definidas pela Tabela 2.1:

Tabela 2.1 - Sumário das principais características da precipitação na Bacia do Prata.

Região	Possível causa do regime de precipitação	Característica da precipitação
(I) Pantanal (II) Alto Paraná	(I) Monção, Alta da Bolívia (II) Monção, ZCAS	Máxima no verão e mínima no inverno
Chaco	Monção, JBNAS, CCM, posição da Baixa do Noroeste Argentino e dos Jatos.	Máxima no verão e muitas vezes nulas no inverno
Leste do Paraguai e áreas próximas	JBNAS, CCM, ZCAS, sistemas frontais	Máxima no verão e mínima no inverno
Planalto meridional e Rio Grande	ZCAS, CCM, sistemas frontais	Chuvvas abundantes durante todo o ano
Litoral Argentino e áreas próximas	JBNAS, CCM, sistemas frontais, posição da Baixa do Noroeste Argentino, ZCAS (indiretamente)	Máxima em estações intermediárias, com a mínima ocorrendo no inverno
Oriente Uruguaio e sul do Rio Grande do Sul	Sistemas frontais, CCM, ZCAS (indiretamente) e JBNAS (indiretamente)	Máxima em estações intermediárias, abundante no verão exceto no extremo sul
Fronteira ocidental e sul da Bacia do Prata (I) A norte de 32°S (II) A sul de 32°S	(I) Posição das corrente de jato, da Baixa do Chaco e da Baixa do Noroeste Argentino (II) Sistemas frontais, Posição das corrente de jato e da Baixa do Noroeste Argentino	(I) Escasso, maior no verão (II) Menos escasso, mais distribuído por todo o ano, mínima no inverno

Fonte: Adaptado de Barros et al. (2006).

2.2 Complexos Convectivos de Mesoescala

Segundo Ligda (1951) os fenômenos pertencentes a mesoescala são aqueles que não são englobados nos estudos de micro e da escala sinótica. Sendo assim, os distúrbios que ocorrem em mesoescala não são representados adequadamente por dados de escala sinótica, uma vez que esses fenômenos apresentam duração e dimensão espacial menores. Por isso, estudos relacionados a sistemas de mesoescala demandam melhor distribuição e densidade da rede de monitoramento (FUJITA, 1963; ORLANSKI, 1975). Assim, ferramentas como satélite e radares meteorológicos são primordiais para a observação em mesoescala (LIGDA, 1951; FUJITA, 1963; MITROPOULOS; FELDAS, ; DAFIS et al., 2017). Após revisar as definições de escalas atmosféricas definidas

em estudos anteriores, Orlanski (1975) propôs uma nova subdivisão dentro da mesoescala levando em consideração os diferentes processos atmosféricos baseados nas escalas espacial e temporal do sistema.

A mesoescala ainda pode ser subdividida em 3 níveis, levando em consideração a dimensão temporal e espacial dos fenômenos atuantes: meso- α , meso- β e meso- γ (FUJITA; BROWN, 1960; FUJITA, 1963; ORLANSKI, 1975). Os fenômenos relacionados com nuvens cumulus, convecção profunda, efeitos orográficos e tornados podem ser classificados como meso- γ , ocorrendo entre 2-20 km. Já na escala meso- β os fenômenos se estendem de 20-200 km, sendo eles: jatos de baixos níveis, brisa marítima e tempestades com ocorrência de neve. Por fim, a escala meso- α os sistemas apresentam de 200-2000 km de extensão espacial, pode-se citar LI, CCM, pequenos furacões e algumas frentes (FUJITA; BROWN, 1960; FUJITA, 1963; ORLANSKI, 1975).

A identificação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) de latitudes médias é feita por meio de uma assinatura física característica vista pelo canal infravermelho realçado (Figura 2.5). Os SCM são distinguidos dos demais sistemas atuantes na atmosfera por sua organização, característica física e local de atuação. Maddox (1980) definiu que os SCM possuem o ciclo de vida dividido em 4 fases:

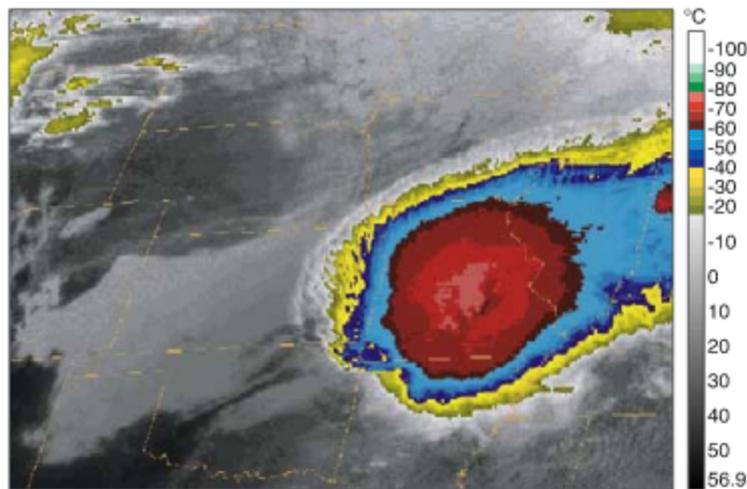
a) Gênese: Nesta fase são observadas tempestades individuais se desenvolvendo em uma zona de corrente ascendente fraca em baixa troposfera e taxa de *lapse rate* condicionalmente instável. Aqui a topografia e fontes isoladas de calor desempenham um papel fundamental para o desenvolvimento do sistema. Durante essa fase o potencial para episódios de tempo severo é desenvolvido;

b) Desenvolvimento: Nota-se uma resposta no ambiente de larga escala ao aquecimento anômalo de algumas regiões, já na média troposfera inicia o desenvolvimento de correntes ascendentes. Em superfície, tempestades isoladas e frentes de rajada juntam-se e produzem uma área de alta pressão, isso é consequência da piscina de ar frio gerada pelas correntes descendentes. A entrada de ar úmido e instável em baixos níveis funciona como combustível para o crescimento acelerado do sistema. Em resposta ao aquecimento produzido pela tempestade obtém-se convergência do ar em média troposfera. Esse ar convergente é incorporado à região central do sistema, onde futuramente atingirá a saturação e exibirá uma estrutura adiabática úmida, além de um núcleo quente quando comparado ao ambiente circundante;

c) **Maduro:** Nessa fase continua-se observando elementos convectivos se intensificando, principalmente em regiões onde o fluxo de baixos níveis funciona como combustível para a convecção. As regiões ideais para se encontrar elementos convectivos são ambientes úmidos e com baixo cisalhamento do vento. A característica mais forte desse estágio é a grande área coberta pela precipitação;

d) **Dissipação:** Nesse estágio as características dos SCM mudam drasticamente, isso ocorre quando os elementos convectivos do sistema não estão mais disponíveis, ou são modificados. Sendo assim, os SCM perdem sua organização característica e tornam-se mais caóticos quando observados pelas imagens do canal Infravermelho realçado.

Figura 2.5 - Imagem de satélite do canal Infravermelho, onde é identificado um Sistema Convectivo de Mesoescala sobre o estado de Missouri - Estados Unidos da América.



Fonte: Houze (2004).

Quando se trata dos CCM, Laing e Fritsch (1997) constatou que a distribuição geográfica dos eventos é predominantemente continental, e que tem fortes tendências de ocorrer em áreas a sotavento de terrenos elevados e zonas de gradiente de máxima e mínima de onda longa. Ademais, sabe-se que os CCM majoritariamente apresentam ciclo de vida noturno, onde o crescimento do sistema inicia no meio da tarde, atinge o máximo de desenvolvimento após a meia noite e dissipa após amanhecer (LAING;

FRITSCH, 1997).

2.3 Linhas de Instabilidade

As LI são sistemas meteorológico observados principalmente em regiões Tropicais e Extratropicais, e seu desenvolvimento pode ocorrer tanto em áreas continentais, como em áreas costeiras (WEISMAN; KLEMP,), no Brasil pode-se observar esse sistema na costa Norte-Nordeste e em regiões de passagem de frentes frias (LIP). Porém, as estruturas das LI tropicais podem diferir das LI extratropicais (COTTON; ANTHES, 2013), pois assim como apresentado por Bluestein e Jain (1985) as LI podem ter quatro tipos de formações (Figura 2.6). Contudo, ambos os sistemas apresentam uma banda de nebulosidade (contínua ou descontínua) composta por tempestades organizadas em forma de linha, esse fenômeno pode provocar ventos e chuvas intensas, relâmpagos e até granizo (NEWTON, 1950; WEISMAN; KLEMP, ; COTTON; ANTHES, 2013).

Figura 2.6 - Descrição idealizada dos formatos de LI observadas nas planícies do centro dos Estados Unidos.

Linha quebrada (14 casos)			
Desenvolvimento posterior (13 casos)			
Área quebrada (8 casos)			
Área embebida (5 casos)			
	$t=0$	$t=\Delta t$	$t=2\Delta t$

Fonte: Adaptado de Bluestein e Jain (1985).

O ambiente ideal para o desenvolvimento das LI é semelhante ao necessário para tempestades severas, porém, devido às características espaciais das LI, o seu desenvolvimento difere das tempestades isoladas (HANE, 1986). A região propícia para a

gênese das LI deve apresentar uma massa de ar quente e úmida em baixos níveis, a camada em médios níveis deve-se encontrar seca e o perfil da temperatura no ambiente deve apontar uma inversão elevada, pois isso iria desfavorecer a formação de convecção na região a frente da LI (NEWTON, 1950; HANE, 1986; ALCÂNTARA, 2011). O perfil ideal do vento deve apresentar o jato de baixos níveis com intensidade moderada, o jato em altos níveis intenso e baixo cisalhamento do vento em baixo e médios níveis (ALCÂNTARA, 2011). As LI ocorrem preferencialmente durante a tarde ou início da noite, isso é devido ao ciclo diurno da temperatura, pois o aquecimento diurno proporciona a intensificação da convecção e da instabilidade condicional (NEWTON, 1950), e nas regiões costeiras há a brisa marítima auxiliando na convecção (KOUSKY, 1980).

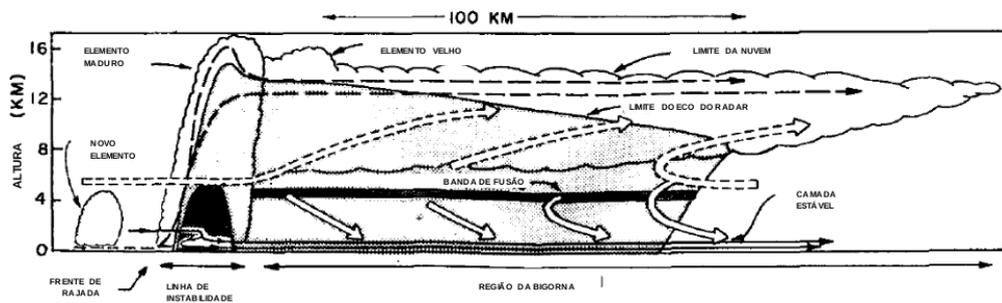
Por meio do modelo de nuvens Klemp-Wilhelmson, Rotunno et al. (1988) definiram dois tipos de LI que apresentam longa duração. LI formadas por células ordinárias distribuídas linearmente, consequência do forte cisalhamento em baixos níveis e fraco cisalhamento acima. Já o segundo tipo está relacionado às linhas com comportamento de supercélula quase estável, elas estão relacionadas ao cisalhamento forte e profundo do ar. Sua atuação está associada à quantidade elevada de precipitação em diversas regiões do globo (COHEN et al., 1995). Segundo Cohen (1989) as LI em seu estágio inicial, na Amazônia, são classificadas como um SCM. Contudo, após iniciar seu deslocamento as LI podem atingir a escala sinótica.

A composição básica de uma LI são Cumulonimbus (Cb), nuvens de alto potencial convectivo, que apresentam intensos movimentos ascendentes no interior da nuvem e movimentos descendentes na retaguarda do sistema, e possuem configuração semelhante a uma bigorna (KOUSKY, 1980). Sendo assim, mesmo que as LI sejam conhecidas por serem sistemas multicelulares, a dinâmica individual das células convectivas é de extrema importância, principalmente no processo de retroalimentação dos sistemas (ALCÂNTARA, 2010).

Individualmente, as células convectivas possuem correntes ascendentes intensas, que proporcionam o transporte de água líquida e gelo para regiões mais elevadas da troposfera (Figura 2.7). No interior da nuvem as gotas de chuva e o gelo passam por processos de crescimento até que fiquem pesados demais para serem suportados pelas correntes ascendentes, então esses hidrometeoros começam a cair, dando origem a uma corrente descendente. A corrente descendente passa por compressão adiabática, proporcionando uma sub-saturação e o resfriamento evaporativo. Este último é o processo físico no qual a evaporação da água retira calor do ambiente, le-

vando a aceleração da corrente descendente devido ao empuxo negativo, favorecendo assim, a formação de uma zona de ar frio convergente na região frontal do sistema, essa zona incita a formação de novas células (ALCÂNTARA, 2010). A quantidade de novas células convectivas criadas vai depender da intensidade dessa região de ar frio (ALCÂNTARA et al., 2014).

Figura 2.7 - Modelo esquemático de uma Linha de Instabilidade mostrando uma seção transversal.



As linhas de corrente tracejadas mostram corrente ascendente de escala convectiva, a circulação de fluxo descendente é representada pela linha contínua sólida. Na região da bigorna, as setas largas e sólidas mostram a circulação de corrente descendente, e as setas tracejadas largas mostram a circulação ascendente de mesoescala. O sombreamento escuro mostra forte eco de radar na faixa de fusão. As linhas recortadas indicam o limite visível da nuvem.

Fonte: Adaptado de Gamache e Houze (1982).

De maneira geral, a formação das LI não está ligada à ocorrência de sistemas frontais, contudo, é possível observar regiões ao longo de frentes frias ou estacionárias que onde se tem condições de cisalhamento favoráveis para o desenvolvimento de tempestade. Faz-se importante salientar que o comportamento das LI é semelhante ao das LIP (NEWTON, 1950).

2.4 Supercélulas

Supercélulas são conhecidas por serem tempestades convectivas potencialmente perigosas, pois produzem ventos intensos, granizos grandes e tornados de longa duração (BLUESTEIN; PARKS, 1983; WEISMAN; KLEMP, ; HOUZE, 2014). As supercélulas podem ser definidas como sistemas convectivos compostos por um mesociclone pro-

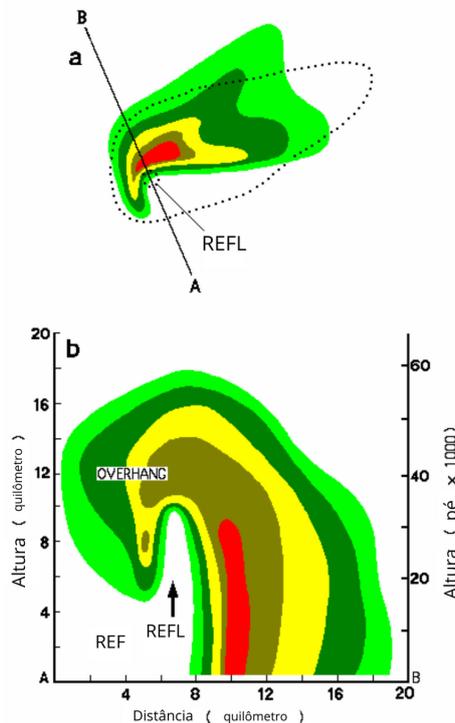
fundo e persistente (DOSWELL; BURGESS, 1993; DAHL, 2006), e é devido a circulação desse mesociclone que é notória a presença da estrutura de gancho da supercélula (DOSWELL; BURGESS, 1993; MARKOWSKI, 2002). Além disso, esse sistema recebeu a nomenclatura de “Supercélula” levando em consideração o fato dele possuir o mesmo tamanho de tempestades multicelulares (HOUZE, 2014). Por mais que esse sistema se apresente bem intenso, o ambiente onde há sua gênese não precisa necessariamente estar fortemente instável (DOSWELL; BURGESS, 1993).

As supercélulas são comumente compostas por uma corrente ascendente única, quase estável e rotativa, que possuem deslocamento para a direita no sentido médio do vento (BROWNING; LUDLAM, 1960; MARWITZ, 1972b; WEISMAN; KLEMP,). Deste modo, quando uma única célula de convecção persistente apresenta as características anteriormente citadas na assinatura do radar, ela é comumente associada às supercélulas. Porém, a identificação desses sistemas pode ser prejudicada devido a outros sistemas multicelulares que possam mascará-lo (CHISHOLM, 1973). Então, considerando a presença de um mesociclone contínuo no tempo e no espaço, os dados do radar Doppler seriam a melhor ferramenta para caracterizar uma tempestade deste tipo, pois a maneira mais eficiente de se identificar as supercélulas é combinando as informações de velocidade e refletividade com o conhecimento estrutural do sistema (LEMON; DOSWELL, 1979; DOSWELL; BURGESS, 1993).

As assinaturas mais marcantes das supercélulas são a propagação contínua à direita do vento médio e o eco de radar apresenta um eco de gancho próximo a altura da base da nuvem (CHISHOLM, 1973). Porém, antes de apresentar esses traços, as supercélulas começam como sistemas multicelulares, não severos, que se deslocam mais lentamente que o fluxo de médios níveis ($\sim 700-500$ hPa), mas na mesma direção. Durante a fase inicial da supercélula, nota-se o desenvolvimento de uma corrente ascendente forte e persistente, responsável pelo transporte de partículas de precipitação para médios níveis. Com isso, pelo radar pode-se detectar uma região de alta refletividade em médios níveis (*Overhang*) e uma Região de Eco Fraco (REF) logo abaixo (Figura 2.8 a) (CHISHOLM, 1973; LEMON; DOSWELL, 1979; AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2020). É ainda nessa fase que a supercélula começa a se deslocar à direita do fluxo (LEMON; DOSWELL, 1979). A segunda fase do seu ciclo de vida é definida a partir da detecção da Região de Eco Fraco Limitada (REFL) (Figura 2.8 b), ela é consequência do transporte de hidrometeoros recém-formados para regiões mais altas da nuvem, pelas correntes ascendentes, implicando no aumento no conteúdo de vapor d’água e gelo (LEMON; DOSWELL, 1979; AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, 2020). O terceiro e último estágio é o de colapso do

sistema, nele as correntes descendentes apresentam magnitude maior que as ascendentes, colapsando assim a tempestade (LEMON; DOSWELL, 1979).

Figura 2.8 - Modelo esquemático de supercélula mostrando: a) o contorno de refletividade do radar em baixos níveis (cores sólidas) e o eco de médios níveis (tracejado); b) seção transversal de AB apontando os posicionamentos do overhang em relação a Região de Eco Fraco (REF) e a Região de Eco Fraco Limitado (REFL).



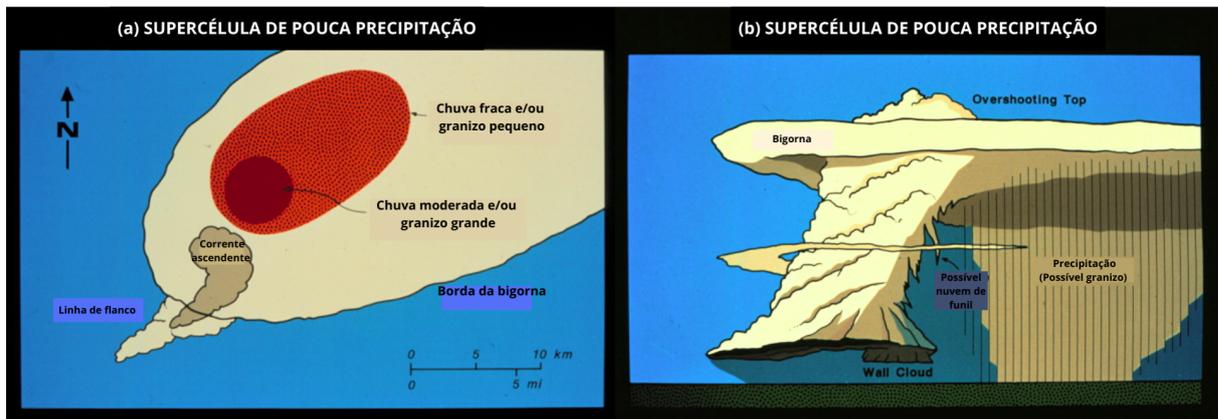
Fonte: Adaptado de NOAA (2004).

Esse sistema convectivo pode apresentar estruturas distintas devido a forma que o fluxo de ar dentro da tempestade pode distribuir a precipitação, essas diferenças estruturais são consideradas um bom parâmetro na identificação desses sistemas, podendo ser classificadas como supercélulas de pouca precipitação (Figura 2.9), precipitação intensa (Figura 2.10) e clássica (Figura 3.2) (DOSWELL; BURGESS, 1993).

Bluestein e Parks (1983) definiram que tempestades que não apresentem evidência visuais de uma forte corrente de precipitação na superfície e possuem uma aparência simétrica em forma de sino em baixos e médio níveis pode ser classificada como

supercélula de pouca ou baixa precipitação (Figura 2.9). Esse tipo de tempestade (Figura 2.9 b) apresenta uma base circular estriada, na qual a precipitação é leve ou inexistente. Normalmente a chuva leve está associada a uma nuvem de base alta que se encontra a leste ou nordeste da torre da tempestade. Nota-se também a ocorrência de granizo na maioria dessas tempestades, os mesmos atingem o solo sob a região da bigorna, ou seja, a leste ou nordeste da torre principal (BLUESTEIN; PARKS, 1983; DOSWELL; BURGESS, 1993).

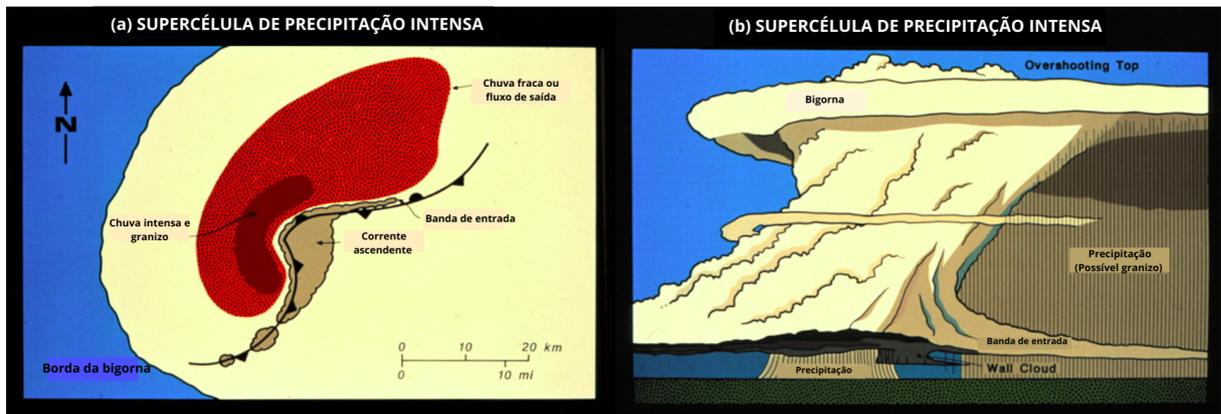
Figura 2.9 - Modelo conceitual de uma supercélula de pouca precipitação: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.



Fonte: Adaptado de Doswell e Burgess (1993).

A supercélula de precipitação intensas (Figura 2.10) é a forma mais comum de ocorrência desses sistemas, e é responsável pela produção de tempo severo. Esse sistema é resultado de um mesociclone persistente nas regiões associadas a precipitação. Com isso, é notório a presença de um arco de gancho bem definido, onde a refletividade no ganho é compatível com o núcleo de precipitação e/ou granizo (Figura 2.10 a). Além disso, a precipitação pode ser observada tanto a leste da torre principal, quanto na torre principal (Figura 2.10 b) (DOSWELL; BURGESS, 1993).

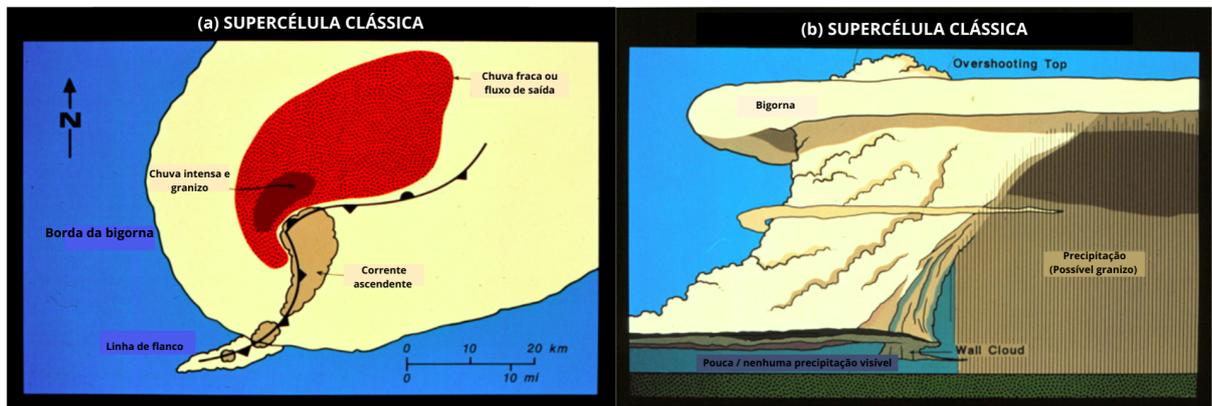
Figura 2.10 - Modelo conceitual de uma supercélula de precipitação intensa: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.



Fonte: Adaptado de Doswell e Burgess (1993).

Já a supercélula clássica é caracterizada por apresentar precipitação intensa e/ou granizo, além de ser mais fácil de identificar visualmente pela refletividade do radar (Figura 3.2 a). Elas são relacionadas a condições de tempo severas, uma vez que, são provocadas por tornados violentos. Contudo, não são associadas a inundações (DOSWELL; BURGESS, 1993). Pela Figura 3.2 (a) nota-se que abaixo da torre principal de convecção a visibilidade fica comprometida, e que a precipitação mais intensa ocorre a leste da torre.

Figura 2.11 - Modelo conceitual de uma supercélula clássica: a) estrutura identificada por um radar de baixo nível e a distribuição das nuvens e b) estrutura visualizada próximo a superfície por um observador.



Fonte: Adaptado de Doswell e Burgess (1993).

2.5 Frente de Rajada

Frentes de rajada são definidas como um limite convergente entre as correntes ascendentes e descendentes da tempestade (GOFF et al., 1977; BRANDES, 1977; AHRENS, 2012). Uma frente de rajada normalmente é associada ao aumento da pressão atmosférica, queda de temperatura e/ou chuva forte (WAKIMOTO, 1982). A combinação da forte convergência na frente de rajada e a elevação do ar induzida pelo domo de ar frio influi na instabilidade proporcionada pelo levantamento do ar, contribuindo assim para a formação de novos sistemas convectivos (BYERS; BRAHAM, 1949).

A frente de rajada de uma tempestade se estende horizontalmente ao longo de uma zona de mudança abrupta do vento. Uma vez que, o vento a frente da frente de rajada vai em direção da tempestade, e o vento atrás da frente de rajada é oriundo da corrente de ar frio que desce da tempestade (GOFF et al., 1977; BRANDES, 1977; AHRENS, 2012). Ainda, elas podem se estender por muitas dezenas de quilômetros sem interrupções (BYERS; BRAHAM, 1949), e se estender até 2 km acima da superfície (WAKIMOTO, 1982).

Frentes de rajada são fenômenos normalmente ligados a ocorrência de tempestade madura, pois as correntes descendentes da tempestade funcionam como fonte de ar frio para as frentes de rajada (BYERS; BRAHAM, 1949; GOFF et al., 1977; WA-

KIMOTO, 1982). Ainda, pode-se citar que as correntes descendentes são originadas principalmente pela força de arrasto devido a precipitação e o resfriamento evaporativo das gotas de chuva. Quando a célula começa a se movimentar, a velocidade de translação é adicionada a velocidade do fluxo de saída, que é mais intensa na vanguarda do sistema e menos intensa na retaguarda (BYERS; BRAHAM, 1949; GOFF et al., 1977). Além disso, as frentes de rajada não se afastam da região de precipitação e de correntes ascendentes (WEISMAN; KLEMP,).

Considerando que as tempestades multicelulares podem ser constituídas de aglomerados de células convectivas simples e de curta duração, o fluxo de ar frio impulsionado pela evaporação da precipitação de cada célula, combinado com as frentes de rajada e a convergência nas margens do sistema, são os mecanismos essenciais para o desenvolvimento de novas correntes de ar ascendente atrás das frentes de rajada. Essa região se torna propícia para a formação de novas células convectivas simples (BYERS; BRAHAM, 1949; WEISMAN; KLEMP,).

2.6 Condições pré-convectivas

O propósito da fase PC é definir regiões propícias ao desenvolvimento de sistemas convectivos relacionados a eventos severos (NASCIMENTO, 2005). Calheiros et al. (2016) destacam dois tipos de ambiente que precisam ser analisados com mais cautela: áreas com alta probabilidade de tempestade e áreas que apresentem alto acumulado de precipitação em um curto período. A delimitação dessas regiões favoráveis é feita a partir do cruzamento de informações retiradas das cartas sinóticas, perfis verticais oriundos de sondagens de ar superior e saídas de modelos numéricos, radares, satélites ou rotinas de análise objetiva (NASCIMENTO, 2005).

Para que ocorra o desenvolvimento de tempestades severas é necessária a existência simultânea de alguns ingredientes atmosféricos que possam proporcionar suporte para a formação e manutenção de correntes verticais intensas (DOSWELL; BOSART, 2001). Esses ingredientes são citados por Calheiros et al. (2016) como: instabilidade condicional, disponibilidade de umidade na baixa troposfera, mecanismos de disparo convectivo e cisalhamento de vento. Segundo Markowski e Richardson (2011), além da presença de ar úmido em baixos níveis, é importante a existência de uma camada de ar seco em média troposfera para a geração de correntes descendentes intensas.

A seguir, serão expostos alguns dos parâmetros de convecção utilizados para avaliar os ingredientes disponíveis para a formação de convecção:

2.6.1 Energia potencial convectiva disponível (CAPE)

Um dos parâmetros mais utilizados em previsão de tempestades é a Energia Potencial Conectiva Disponível (do inglês *Convective Available Potential Energy* - CAPE). Esse índice termodinâmico é uma medida integrada da fluabilidade de uma parcela de ar na coluna atmosférica. O CAPE é sensível à seleção da parcela de ar, pois o valor do CAPE é dependente do teor de vapor d'água em baixos níveis e da distribuição vertical da temperatura (WEISMAN; KLEMP, 1984; WEISMAN; ROTUNNO, 2000; JOHNSON; MAPES, 2001; NASCIMENTO, 2005; CALHEIROS et al., 2016). O cálculo do CAPE é feito pela Equação 2.1:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{T_p - T_a}{T_a} dz \quad (2.1)$$

Em que, g é a aceleração da gravidade, NCE corresponde ao Nível de Convecção Espontânea e o NE corresponde ao Nível de Equilíbrio da parcela de ar, T_p temperatura da parcela de ar e T_a é a temperatura em relação ao ambiente. A unidade de CAPE é $J\ kg^{-1}$.

No geral, os valores de CAPE que se encontram de 1000 a 2500 $J\ kg^{-1}$ são tido como altos, os de 2500 a 4000 $J\ kg^{-1}$ indicam instabilidade acentuada, e os acima de 4000 $J\ kg^{-1}$ apontam instabilidade extrema (NASCIMENTO, 2005)

Segundo Johnson e Mapes (2001) sistemas intensos normalmente são aqueles que apresentam alto valor que CAPE e baixo valor de CINE (Subseção 2.6.2), pois a quantidade de energia disponível será maior para os sistemas que conseguirem superar valores baixos de CINE. Ou seja, a estrutura convectiva que utiliza apenas uma pequena fração da energia disponível para superar o CINE, tem maior probabilidade de se tornar um sistema mais intenso.

2.6.2 Inibição convectiva (CINE)

O *Convective INhibition Energy* (CINE) representa o trabalho necessário para que uma parcela de ar fosse elevada da superfície até seu NCE (WEISMAN; KLEMP, 1984; WEISMAN; ROTUNNO, 2000). Sendo assim, quanto maior for o CINE, mais difícil será a iniciação convectiva de uma parcela, pois a força para o levantamento da parcela até o NCE deverá ser mais intenso (JOHNSON; MAPES, 2001; NASCIMENTO, 2005; CALHEIROS et al., 2016). A definição do CINE é igual à do CAPE, contudo o limite inferior (superior) sendo a superfície (o NCE):

$$CINE = g \int_{SUP}^{NCE} \frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} dz \quad (2.2)$$

Em que, g é a aceleração da gravidade, NCE corresponde ao Nível de Convecção Espontânea e o SUP corresponde a superfície, T_{vp} temperatura virtual da parcela de ar, T_{va} é a temperatura virtual em relação ao ambiente e dz é um incremento em altura. A unidade de CINE é $J \text{ kg}^{-1}$.

2.6.3 Medidas de cisalhamento vertical do vento

Outro parâmetro que pode indicar o desenvolvimento de tempo severo é a presença de Cisalhamento Vertical do Vento (CVV), que é pode ser estimado pelo módulo da diferença vetorial entre o vento médio nos primeiros 500 m da atmosfera e o vento a 6000 m acima da superfície (NASCIMENTO, 2005; JOE et al., 2012; CALHEIROS et al., 2016). O CVV tem implicação direta no grau de organização e severidade da convecção, pois, por afetar a distribuição de hidrometeoros, ele favorece o desenvolvimento de tempestades mais duradouras, ao passo que, se o CVV for fraco a convecção tende a um crescimento e dissipação mais rápido (NASCIMENTO, 2005; CALHEIROS et al., 2016).

Na América do Norte os valores de CVV acima de 15 ms^{-1} já podem ser associados a situações propícias para a ocorrência de tempestades rotativas (NASCIMENTO, 2005). Segundo Weisman e Klemp (1984) valores de CVV superiores a $20,5 \text{ ms}^{-1}$ podem estar relacionados com tempo severo, contudo, pode-se observar a ocorrência de supercélulas de curta duração com valores de CVV de 18 ms^{-1} .

Ainda, para avaliar o potencial de crescimento de um sistema pode-se relacionar o valor do CAPE em função do CVV (Tabela 2.2). Onde, nota-se que quanto maior forem os valores de CAPE e CVV, maior será a probabilidade de ocorrência de eventos severos (JOE et al., 2012; CALHEIROS et al., 2016).

Tabela 2.2 - Tipo de tempestade em função de valores de CAPE e Cisalhamento vertical do vento.

		Comprimento do vetor de cisalhamento de 0-6km ($m s^{-1}$)		
		<10,3	10,3 - 20.6	>20.6
CAPE ($J kg^{-1}$)	>1000	Ordinária	Ordinária ou multicelular	Ordinária ou multicelular
	>1000-2500	Ordinária com alguns pulsos severos	Multicelular	Supercélula
	>25000	Ordinária com alguns pulsos severos	Multicelular	Supercélula

Fonte: Adaptado de Joe et al. (2012).

2.6.4 Helicidade relativa

A Helicidade Relativa à Tempestades (HRT) é obtida por:

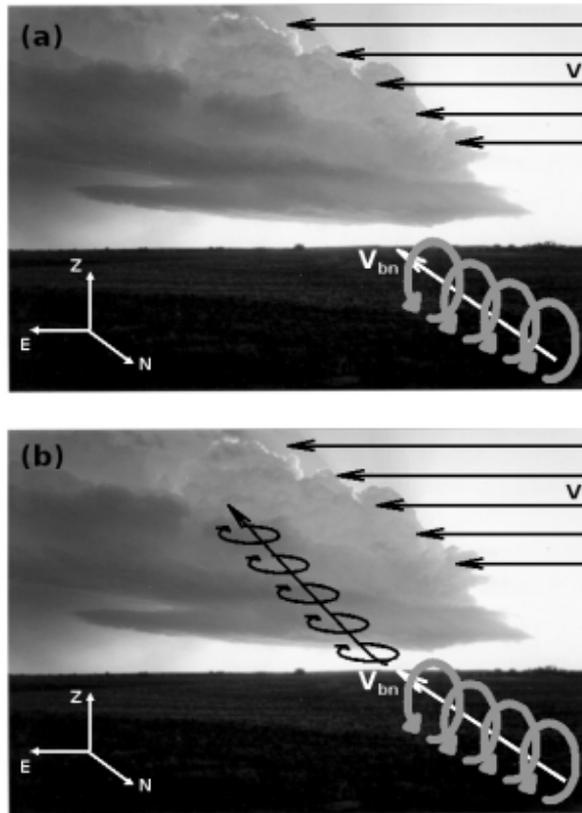
$$HRT = \int_{h_0}^h \hat{K} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (2.3)$$

Em que, \hat{K} é o vetor unitário na direção vertical, \vec{V} representa o vetor velocidade tridimensional, \vec{c} é o deslocamento esperado da tempestade, h_0 e h são, respectivamente, os limites inferior e superior da camada utilizada. A unidade utilizada pela HRT é m^2s^{-2}

Os valores de HRT relacionada ao favorecimento de sistemas convectivos severos são maiores que aproximadamente $-150 m^2s^{-2}$ e menores que $-250 m^2s^{-2}$ para supercélulas (DROEGEMEIER et al., 1993; MILLS; COLQUHOUN, 1998).

Na Figura 2.12 é ilustrada uma tempestade hipotética se desenvolvendo no hemisfério sul em uma região com intenso CVV e alta helicidade em baixos níveis. Quando o escoamento helicoidal chega ao local de desenvolvimento da convecção e interage com as correntes ascendentes do sistema convectivo, ele passa a se inclinar verticalmente (Figura 2.12 b), favorecendo assim o processo de formação de mesociclones de baixos níveis (KLEMP, 1987; NASCIMENTO, 2005). Por isso, a HRT pode ser utilizado na identificação de tempestades severas.

Figura 2.12 - Ilustração de uma tempestade convectiva hipotética se desenvolvendo no hemisfério sul em um ambiente com cisalhamento vertical profundo e com alta helicidade em baixos níveis: (a) O escoamento atmosférico em níveis médios e altos é dado pelo \vec{V} e \vec{V}_{bn} ao escoamento helicoidal em níveis baixos; (b) Interação entre o escoamento helicoidal em baixos níveis com a corrente ascendente da tempestade.



Fonte: Nascimento (2005).

2.6.5 Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado (CFUVI)

A Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado (CFUVI) é outro parâmetro que pode ser analisado durante a fase PC, ele é empregado para explorar os fatores físicos que proporcionam precipitação intensa. Segundo [Morales e Yamasaki \(2016\)](#) o CFUVI é uma ferramenta eficiente na identificação de padrões como ZCAS e JBNAS, além de ser um parâmetro viável para a previsão de tempestades. A obtenção do CFUVI é feita pela [Equação 2.4](#):

$$CFUVI = -\frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} \left(\frac{\partial uq}{\partial x} + \frac{\partial vq}{\partial y} \right) dp \quad (2.4)$$

Em que, u é a componente zonal do vento, v a meridional, q a umidade específica, dp representa um incremento em pressão, g é a aceleração devido à gravidade e, p_1 e p_2 correspondem a primeira e a segunda camada da atmosfera, respectivamente.

2.6.6 Advecção de vorticidade e umidade

A teoria responsável pela obtenção da advecção de vorticidade no nível de não-divergência (500 hPa) e advecção de espessura ou temperatura na camada atmosférica entre a superfície e o nível de não-divergência é denominada de Sutcliffe. De modo geral, a teoria de Sutcliffe sugere que os campos de pressão se reconstituem continuamente pelo campo da divergência, por meio das forçantes associadas a advecção de vorticidade e espessura. Sendo assim, o deslocamento de um sistema de baixa pressão atuante em superfície é resultado da reconstituição contínua da divergência (convergência) atrás (a frente) de um centro de baixa pressão (SUTCLIFFE, 1947; HOLTON, 1973).

$$\frac{\partial Q_0}{\partial t} = -(\vec{V} \cdot \nabla Q)_p - \frac{R}{f} \nabla_p^2 \int_p^{p_0} (A_T + S + H) d \ln p \quad (2.5)$$

Em que,

- Q_0 representa a vorticidade absoluta em 1000 hPa, dada por: $\frac{\partial v_0}{\partial x} - \frac{\partial u_0}{\partial y} + f$, f é a vorticidade planetária e os demais termos representam a vorticidade relativa;
- $-(\vec{V} \cdot \nabla Q)_p$ é a advecção de vorticidade absoluta em 500 hPa, onde Q é a vorticidade absoluta e o vetor V é o vento horizontal;
- A_T é advecção de espessura ou de temperatura entre 1000 e 500 hPa, dada por $-\vec{V} \cdot \nabla_p T$. Onde, T é a temperatura do ar;
- S é o termo relacionado com o movimento vertical, ou seja, pela estabilidade da coluna de ar;

- H é a taxa de aquecimento médio na camada 1000 - 500 hPa.

Neste estudo será calculado a advecção de vorticidade e umidade, pois segundo a equação de Sutcliffe essas variáveis são fundamentais na produção de vorticidade e na descrição da fonte e umidade dos JBN.

3 METODOLOGIA

3.1 Área de estudo

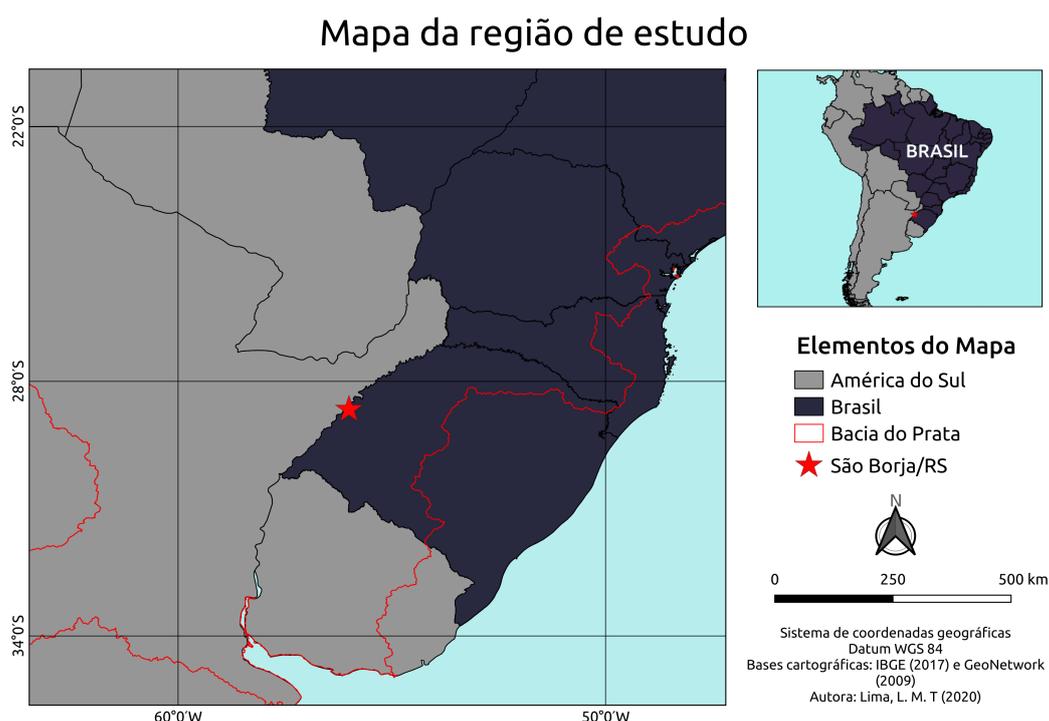
O *Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscale/microscale Processes with Adaptive Ground Observations* (RELAMPAGO) foi um experimento de campo realizado entre os dias 1 de novembro e 15 de dezembro de 2018 no centro-oeste da Argentina, nas proximidades das Serras de Córdoba e de Mendoza e em São Borja no Rio Grande do Sul. O projeto é resultado da colaboração entre o *US National Science Foundation* (NSF), *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA), *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), *Servicio Meteorológico Nacional* (SMN), *Ministry of Science and Technology of Argentina* (MINCyT), *Province of Cordoba*, Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e INVAP. O RELAMPAGO tinha como objetivo o melhoramento do conhecimento sobre as tempestades que ocorrem na região, principalmente, no que tange às características das fases pré-convectivas e de iniciação convectiva dos sistemas, o ambiente ideal para a geração de tempo severo, crescimento e desenvolvimento das tempestades. Essa localidade é conhecida por apresentar sistemas convectivos muito intensos, e que são frequentemente relacionados a ocorrência de granizo intenso, altos picos de tempestades e atividade extrema de raios (VIDAL et al., 2019).

Com o intuito de obter dados suficientes para avaliar condições PC, microfísica, eletrificação e evolução dos SC atuantes na região foram utilizados diversos sensores de medição. Dentre a instrumentação disponível durante sua campanha, o RELAMPAGO contou com uma rede de medição adaptável em terra e em aeronave, estações meteorológicas móveis, instrumentos para a identificação de eletrificação da nuvem, sondagens atmosféricas, radar Doppler fixo e móvel, radar de dupla polarização (da banda W à S), *Lidars* de aerossóis e vapor d'água, perfis de microondas, e medições de fluxo superficial (PI et al., 2019).

No Brasil, a campanha do RELAMPAGO foi realizada na região de São Borja/RS (Figura 3.1), localizada na parte oeste do RS, fazendo fronteira com a Argentina, e com sede municipal está entre as coordenadas geográficas: latitude 28.6829 °S e longitude 55.9775 °W e altitude de 99 m. O sítio de experimentos tinha como sede e local de lançamento das radiossondagens a Universidade Estadual do Rio Grande do Sul (UERGS), ao passo que o conjunto base de medidas do radar de São Borja e das estações meteorológicas automáticas foram colocadas na base do

exército no Instituto Federal Farroupilha Campus São Borja (IFFar) e em uma granja no nordeste do município e à beira rio, no noroeste do município. A escolha da realização do experimento nessa região foi visando complementar os dados obtidos na campanha do RELAMPAGO realizada em Córdoba - Argentina, uma vez que São Borja encontra-se no caminho de evolução das tempestades. Ademais, a campanha de São Borja teve o intuito de avaliar a eficiência das ferramentas brasileiras de *Nowcasting* e simular como seria o ambiente operacional com elas. A respeito da instrumentação, a campanha do RELAMPAGO em São Borja contou com um radar banda X com dupla polarização, estações de superfície móveis, sondagens em alta frequência, disdrômetros, entre outros instrumentos.

Figura 3.1 - Representação geográfica da localização da cidade de São Borja no Rio Grande do Sul.



Fonte: Produção da autora.

3.2 Eventos convectivos

Realizou-se a avaliação de 5 eventos relacionados a tempo severo que ocorreram durante o experimento RELAMPAGO em São Borja/RS. Os casos estão relacionados a diferentes tipos de sistemas precipitantes, como apresentado na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Eventos selecionados para o estudo.

Evento	Data	Sistema atuante
1	03/11/2018	Sistema convectivo associado a granizo
2	13/11/2018	Linha de Instabilidade Pré-frontal
3	17/11/2018	Sistema convectivo associado a inundação
4	27/11/2018	Supercélula
5	14/12/2018	Frente de rajada associada a um SCM

Fonte:Produção da Autora.

3.3 Dados utilizados

3.3.1 ERA-5

A reanálise tem o objetivo de combinar os dados modelados com os observados para construir um conjunto de dados completo e consistente através de ciclos de assimilação de dados (BALSAMO et al., 2018). A quinta geração de reanálise europeia (ERA-5) é a mais recente produzida pelo *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) (HERSBACH; DEE, 2016). O ERA-5 se destaca em relação a reanálise anterior, ERA-*Interim*, por apresentar significativa melhora na resolução horizontal, produzir estimativas horárias de incerteza e ser baseado no método de assimilação 4D-Var, o qual é utilizado operacionalmente no ECMWF. Implicando, assim, em um aumento de qualidade e detalhamento nos dados do ERA-5 (BALSAMO et al., 2018; HERSBACH et al., 2019).

Esses dados possuem resolução horizontal de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ e resolução temporal horária. E foram utilizados para avaliar as características horárias do ambiente sinótico e PC dos casos estudados, por meio de algumas das variáveis disponíveis no banco de dados ERA-5 (Tabela 3.2).

Tabela 3.2 - Lista das variáveis do ERA-5 e suas respectivas unidades.

Variáveis disponíveis no banco de dados do ERA-5	
Nome	Unidade
Divergência	s^{-1}
Geopotencial	$m^2 s^{-2}$
Vorticidade potencial	$K m^2 kg^{-1} s^{-1}$
Umidade relativa	%
Umidade específica	$kg kg^{-1}$
Temperatura	K
Componente U do vento	$m s^{-1}$
Componente V do vento	$m s^{-1}$
Velocidade vertical	$Pa s^{-1}$
Vorticidade (relativa)	s^{-1}

Fonte: Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017).

3.3.2 Dados observado

Os dados de radar meteorológico são provenientes do radar localizado em Santiago/RS (Latitude: 29,2306 °S e Longitude: 54,9300 °W), que possui sensores Doppler que opera na banda S (2,7 – 3 GHz) com abertura do feixe de aproximadamente 2° e comprimento de onda de 10 cm. As varreduras volumétricas possuem intervalo de 15 minutos e são executadas 24 horas por dia pelo Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA).

Durante a campanha RELAMPAGO, em São Borja, estavam disponíveis diversos instrumentos que tinham o propósito de auxiliar na avaliação dos sistemas que atuaram na região. A seguir são apresentados alguns desses instrumentos:

- **Sondagens:** as sondagens tiveram a finalidade de coletar informações meteorológicas do perfil vertical em diferentes níveis. Em São Borja foram feitos lançamentos de sondagens diariamente às 18 UTC, além disso também eram lançados balões meteorológicos carregando sensores para aferir a temperatura do ar, a umidade relativa e a pressão atmosférica, ainda uma antena GPS registrando o deslocamento da sonda, permitindo a medida da direção e velocidade do vento durante a ocorrência dos eventos convectivos;
- **Estações meteorológicas de superfície:** essas estações automáticas tinham o propósito de mensurar a temperatura do ar, umidade relativa, pressão atmosférica,

precipitação ao longo do dia, velocidade e direção do vento. Havia 5 estações espaçadas por cerca de 2 km.

3.3.2.1 *Rainfall estimates combining data from all passive-microwave instruments in the GPM Constellation (IMERG)*

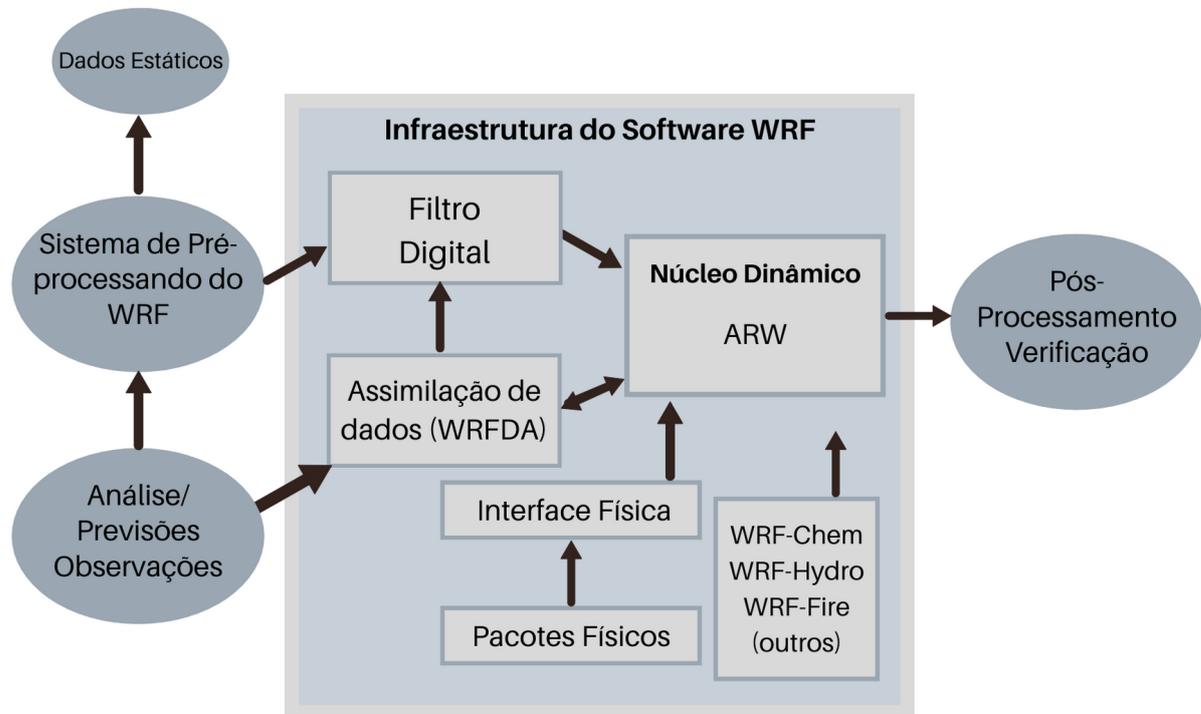
O *Rainfall estimates combining data from all passive-microwave instruments in the GPM Constellation (IMERG)* é um algoritmo destinado a combinar estimativas de precipitação de todos os sensores passivos de microondas da constelação GPM, de observações de infravermelho dos satélites e de análises mensais de precipitação. O IMERG cobre o globo, de 60 °S a 60 °N, com resolução espacial de 0,1°, resolução temporal de 30 minutos e três tipos de processamento de dados. O que difere esses processamentos é a latência e acurácia do dado, o primeiro fornece uma estimativa rápida da precipitação (*IMERG early*), em seguida gera uma estimativa melhor uma vez que mais dados são acrescentados (*IMERG late*) e a etapa final utiliza dados de precipitação mensais calibrado para complementar (*IMERG final*) (HUFFMAN et al., 2015; ZHANG et al., 2018).

3.3.3 Configurações do WRF

O modelo escolhido para ser aplicado nesta pesquisa foi o WRF utilizando o núcleo dinâmico *Advanced Research WRF (ARW)*, desenvolvido por meio de uma colaboração entre a Divisão de Meteorologia de Mesoescala e Microescala da *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, os *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* da NOAA e o *Forecast System Laboratory (FSL)*, do Departamento de Defesa Agência Meteorológica da Força Aérea (AFWA) e Laboratório de Pesquisa Naval (NRL), o *Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS)* da Universidade de Oklahoma e a Administração Federal de Aviação (FAA), juntamente com a participação de várias universidades e cientistas (SKAMAROCK et al., 2019).

O WRF é um sistema numérico de previsão do tempo e simulação atmosférica, e sua estrutura de software é definida como o indicado na [Figura 3.2](#). Essa estrutura proporciona a acomodação de núcleos responsáveis pela solução da dinâmica [o *Advanced Research WRF (ARW)* e *Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM)*], pacotes físicos que se conectam aos núcleos por meio de uma interface física, programas para inicialização e o sistema de assimilação de dados (WRFDA) (SKAMAROCK et al., 2019).

Figura 3.2 - Componentes do sistema WRF.



Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2019).

Os processos observados na atmosfera podem ser descritos por meio de equações diferenciais baseadas nas leis da física, movimento de fluidos e química. Essas equações compõem o núcleo de um modelo atmosférico (BJERKNES, 1904; SKAMAROCK et al., 2019). O núcleo dinâmico ARW é encarregado de integrar as equações de Euler compressíveis e não hidrostáticas, onde as variáveis escalares são conservativas. Além disso, o WRF utiliza como grade horizontal a grade C de Arakawa. O esquema de integração no tempo é o Runge-Kutta de terceira ordem e a discretização espacial emprega esquemas de 2ª a 6ª ordem Skamarock et al. (2019).

Com relação às coordenadas verticais utilizadas, o WRF apresenta a possibilidade de operar em coordenada híbrida e em coordenada sigma (σ). No presente trabalho as previsões foram calculadas na coordenada vertical sigma, uma vez que esse é o método utilizado pelo WRF operacional do CPTEC. Por ela a pressão é normalizada de acordo com seu valor a superfície, ou seja, as isóbaras acompanham a orografia

do terreno (SKAMAROCK et al., 2019).

Além disso, o modelo WRF conta com parametrizações de microfísica, de cumulus rasos e profundos, de física da superfície, da Camada Limite Planetária (CLP) e da radiação atmosférica de onda longa e curta. Para cada parametrização o WRF disponibiliza diversas opções, desde a mais simples às mais complexas Skamarock et al. (2019).

As simulações são oriundas do WRF-ARW, modelo operacional do CPTEC-INPE, possuem as condições iniciais e de contorno provenientes do *Global Forecast System* (GFS), com resolução horizontal de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$. O domínio do modelo abrange toda a AS, possui resolução horizontal de 5 km, 42 níveis verticais (com topo em 25 hPa), sendo executado às 00 e 12 UTC. O conjunto de parametrizações utilizadas pelo WRF operacional do CPTEC é especificada na tabela abaixo:

Tabela 3.3 - Conjunto de parametrizações utilizadas pelo WRF operacional do CPTEC.

Configuração das parametrizações do WRF operacional no CPTEC	
Parametrização	Simulação
Microfísica de núvens	Eta (Ferrier) Scheme
	Rogers et al. (2001)
Radiação de Onda Longa	RRTMG Shortwave and Longwave
	Iacono et al. (2008)
Radiação de Onda Curta	RRTMG Shortwave and Longwave
	Iacono et al. (2008)
Camada Superficial	Revised MM5
	Jiménez et al. (2012)
Modelo de Superfície	Unified Noah Land Surface Model
	Tewari et al. (2004)
Camada Limite Planetária	Yonsei University Scheme (YSU)
	Hong e Lim (2006)
Cúmulos	New Tiedtke
	Zhang e Wang (2017)

Fonte: Produção da autora.

3.4 Métodos utilizados

3.4.1 Identificação dos padrões sinóticos e pré-convectivos

A análise do ambiente sinótico e dos parâmetros PC associados à ocorrência de tempo severo na campanha do RELAMPAGO, em São Borja, são relevantes para o entendimento das forçantes necessárias para o início da convecção dos diferentes SC analisados.

A ambientação sinótica dos SC foi baseada nas cartas sinóticas de superfície e de altos níveis (250 hPa) produzidas pelo GPT (Grupo de Previsão de Tempo) do CPTEC-INPE e nos campos sinóticos gerados com os dados do ERA-5. Esses campos tem o intuito de complementar as análises sinóticas com informações do comportamento da advecção de vorticidade, velocidade vertical, temperatura potencial equivalente, altura geopotencial e velocidade e direção do vento.

Utilizando dados do ERA-5 foram calculadas as condições PC (Seção 2.6), as quais auxiliam na identificação de possíveis indicativos de instabilidade na região de formação do SC antes do início da precipitação, isto é, na fase PC, que antecede a convecção. Esse cálculo foi realizado a partir do reconhecimento da iniciação da convecção dos sistemas pelas imagens do IMERG *final*, estabelecendo assim o horário que iniciou a convecção.

3.4.2 Determinação do início do sistema

A determinação do horário que antecede a precipitação de cada SC, referentes aos casos de estudo, foi por meio do IMERG, versão *final*. Através desse produto foi realizada uma análise subjetiva para todos os casos estudados com a finalidade de traçar a trajetória de cada sistema convectivo e inferir o horário de início da precipitação. Além disso, para auxiliar na identificação desses sistemas foram utilizados os boletins diários feitos pelos pesquisadores que participaram da campanha RELAMPAGO. Ainda, como os dados do IMERG possuem resolução temporal de 30 minutos, foram utilizadas as imagens do radar alocado em Santiago/RS para melhor determinar a iniciação da precipitação. É importante ressaltar o motivo de não ter utilizado apenas as imagens de radar para determinar a origem dos sistemas, ao utilizar o IMERG foi possível observar a precipitação em uma área mais ampla, contribuindo no apontamento das regiões de gênese da chuva fora do alcance do radar.

Através dos boletins diários foram obtidos os horários em que cada SC atuou em

São Borja, e a partir dessa informação foi realizada a identificação do sistema com o produto do IMERG *final* e do radar. Após esse reconhecimento foram avaliados os dados do IMERG e do radar de Santiago/RS para horários anteriores com o propósito de identificar o local e a gênese do SC.

3.4.3 Avaliação da previsão

O desempenho do WRF foi avaliado de maneira subjetiva e objetiva. A abordagem subjetiva foi aplicada a fim de analisar os parâmetros PC, radiossondagens e as simulações do WRF. E a avaliação objetiva foi feita utilizando os dados de precipitação modelados pelo WRF em comparação aos dados do radar de Santiago/RS e das estações meteorológicas.

Com relação às condições PC, utilizou-se os horários estabelecidos na determinação do início do sistemas para calcular os parâmetros PC com os dados do ERA-5 e do WRF, esses cálculos foram realizados para as simulações das 6h, 12h, 18h, 24h, 30h, 36h, 42h e 48h antes do evento. Ou seja, a hora que ocorreu o início da precipitação foi considerada como o fim da fase PC, então para estimar os índices PC para os dados do ERA-5 e para as simulações do WRF operacional do CPTEC foram realizados cálculos para horários que antecederam a chuva com intervalo de 6h entre eles. Salienta-se que a estimativa dos parâmetros PC com as rodadas do WRF das 00 UTC e 12 UTC foram feitas para até 48h antes do evento. Assim, tornou-se viável averiguar a evolução da previsão do WRF para os horários que antecederam os eventos e se as simulações do WRF se comportaram de maneira semelhante à reanálise, isso só foi possível pois os horários analisados foram previstos por diversas simulações, onde a diferença entre elas era a evolução no tempo.

A investigação do desempenho do modelo WRF em representar as radiossondagens lançadas durante os 5 casos estudados também foi avaliada de forma subjetiva. Elas foram feitas a partir das previsões inicializadas às 00 e 12 UTC para a latitude e longitude de lançamento dos balões (28,6429°S e 55,9884°W). Para cada caso verificou-se como o perfil vertical da atmosfera foi representado para os horários de lançamento durante a campanha do RELAMPAGO (Tabela 3.4).

Tabela 3.4 - Horários de lançamento de radiossondagens durante o RELAMPAGO. Para o caso 5 não havia disponível nenhuma radiossondagem.

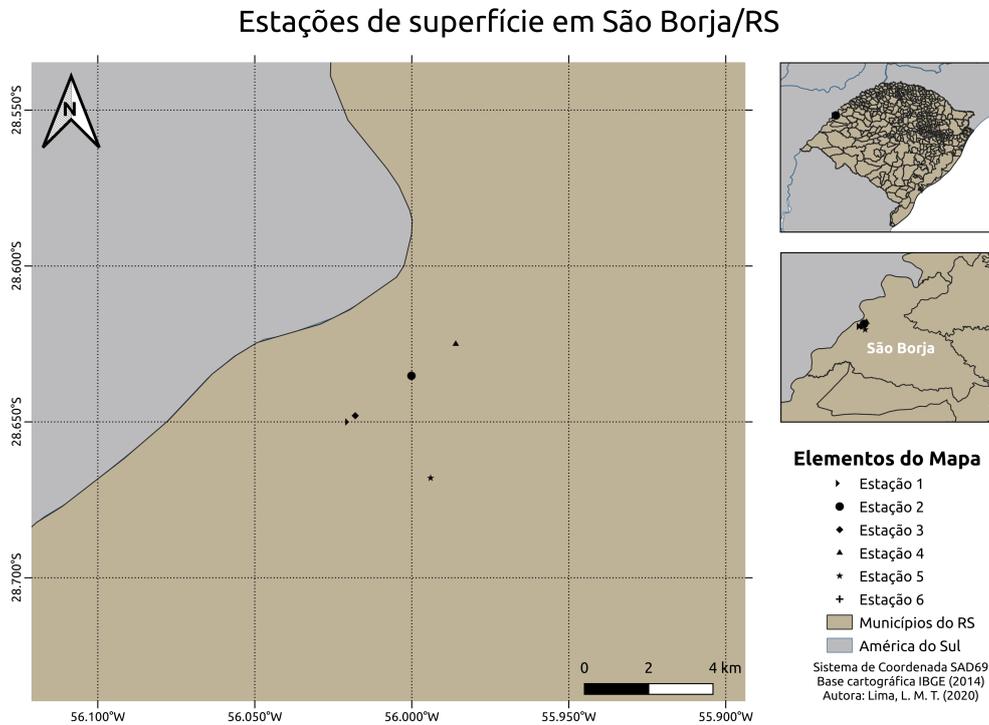
Horários das radiossondagens lançadas durante o experimento RELAMPAGO				
Caso 1	Caso 2	Caso 3	Caso 4	Caso5
12 UTC	00 UTC	11 UTC	00 UTC	-
	13 UTC	18 UTC	12 UTC	
	15 UTC		18 UTC	
	16 UTC			
	19 UTC			

Fonte: Produção da autora.

Já a avaliação objetiva é referente à habilidade do WRF de representar a precipitação, a qual foi comparada às estações de superfície e de radar de Santiago-RS. Vale salientar que devido o RELAMPAGO ser um campanha experimental, existem limitações referentes ao período de dados disponíveis para alguns dos casos estudados, por isso haverá diferença quantitativa entre os dados analisados para os eventos avaliados. Assim como foi nas radiossondagens que há diferentes números de lançamentos dentre os casos (Tabela 3.4), as estações de superfície também apresentam desfalque na quantidade de informações registradas sobre alguns casos, fazendo com que cada evento tenha um conjunto diferente de dados.

Durante a campanha do RELAMPAGO haviam 5 estações de superfície além da estação do INMET já existente em São Borja, distribuídas conforme a Figura 3.3. A numeração atribuída a cada estação e exibida no mapa foi utilizada na discussão da Subseção 4.4.1. Para cada estação foi calculada a distância Euclidiana com o intuito de extrair as séries temporais dos pontos mais próximos da estação e compará-las com as previstas pelo WRF.

Figura 3.3 - Representação geográfica das estações meteorológicas durante a campanha do RELAMPAGO na cidade de São Borja no Rio Grande do Sul.



Fonte: Produção da autora.

Já para avaliar a precipitação por radar, foi necessário interpolar os dados do WRF para a mesma resolução espacial do radar com o objetivo de melhor comparar as informações.

Na literatura é possível encontrar uma grande variedade de procedimentos de verificação, contudo todos convergem para a investigação de propriedades das distribuições conjuntas de previsões e observações (MURPHY; WINKLER, 1987; WILKS, 2006). Por isso, as análises estatísticas de verificação são consideradas ferramentas relevantes na distinção dos pontos fortes e fracos específicos dos sistemas de previsões. Portanto, nas Subseções [Subsubseção 3.4.3.1](#) a [Subsubseção 3.4.3.3](#) são apresentadas algumas métricas utilizadas para comparar o observado e o simulado pelo WRF. Para a comparação do observado pelas estações de superfície foram aplicadas as técnicas descritas nas [Subseção Subsubseção 3.4.3.1](#) a [Subsubseção 3.4.3.3](#), já para o radar com o WRF foi utilizada a técnica da [Subseção Subsubseção 3.4.3.4](#).

3.4.3.1 Raiz do Erro Médio Quadrado

A Raiz do Erro Médio Quadrado (do inglês *Root Mean Square Error*) (RMSE) é uma ferramenta estatística que indica a qualidade do ajuste da previsão gerada pelo modelo com os dados observados. Essa técnica baseia-se na diferença obtida entre os valores previstos pelo modelo e os valores registrados pelas observações, então quanto menor foi o valor do RMSE melhor o modelo consegue representar o ambiente observado (GRELL et al., 2005; WILKS, 2006; BYUN et al., 2011; DAFIS et al., 2017; KAUSAR; FALCAO, 2019). A formulação do RMSE é dada pela Equação 3.3:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_{sim} - Y_{obs})^2} \quad (3.1)$$

Em que, n indica o tamanho da amostra; Y_{obs} é o dado observado e Y_{sim} é o dado simulado.

3.4.3.2 BIAS

O BIAS é um cálculo estatístico que mede a correspondência entre a previsão média e o valor médio observado, ou seja, ele é capaz de mensurar a tendência de superestimativa ou subestimativa das variáveis (WILKS, 2006; SILVA et al., 2008; BYUN et al., 2011; DAFIS et al., 2017). Essa técnica é utilizada para corrigir o índice de acerto das previsões (SILVA et al., 2008), contudo o BIAS é afetado quando os erros de superestimação e subestimação possuem a mesma magnitude e se cancelam na somatória final, por isso, é preciso realizá-lo em conjunto com o RMSE (Subsubseção 3.4.3.1), pois os valores do erro possuem a mesma dimensão (WILKS, 2006). A fórmula do BIAS é dada por:

$$BIAS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_{sim} - Y_{obs}) \quad (3.2)$$

Em que, n é a quantidade de dados, Y_{obs} é o dado observado e Y_{sim} é o dado simulado.

3.4.3.3 Índice de Concordância de Willmott

O Índice de Concordância de Willmott (d) fornece a avaliação quantitativa do grau de exatidão do modelo numérico, isto é, compara dados observados e simulados (WILLMOTT, 1981). De modo geral, o índice indica o quanto os desvios das obser-

vações em comparação com a média observada são correspondentes aos desvios das simulações em relação à média observada (WILLMOTT, 1981; SILVA; FISCH, 2014). O d é adimensional e limitado ao intervalo de 0 a 1, onde 0 significa discordância completa e 1 perfeita concordância (WILLMOTT, 1981).

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|E_i - \bar{O}| + |O_i - \bar{O}|)^2} \quad (3.3)$$

Onde, E_i são os valores simulados, O_i os valores observados, \bar{O} é a média dos valores observados e n é o número de observações.

3.4.3.4 Fractional Skill Score

O *Fractional Skill Score* (FSS) é uma abordagem probabilística desenvolvida para avaliar a previsão da precipitação de alta resolução em comparação com as observações de precipitação (ROBERTS; LEAN, 2008; MITTERMAIER; ROBERTS, 2010; JOLLIFFE; STEPHENSON, 2012; MITTERMAIER et al., 2013). O FSS é definido por:

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_w} = 1 - \frac{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^N [P_M(k) - P_o(k)]^2}{\frac{1}{n} \sum_{k=1}^N [P_M^2(k) - P_o^2(k)]^2} \quad (3.4)$$

Em que, N é o número total de pontos de grade no domínio da verificação e $P_M(k)$ e $P_o(k)$ são as frações previstas e observadas. Os valores de FSS variam entre 0 e 1, sendo 1 a previsão é considerada perfeita. A somatória do numerador da Equação 3.4 é denominado *Fractions Brier Score* (FBS) e representa uma medida da diferença quadrática entre as frações previstas e observadas. Já o FBS_w é utilizado para normalizar o FBS , ele é o maior FBS possível na ausência de sobreposição das frações observadas e previstas.

4 RESULTADOS

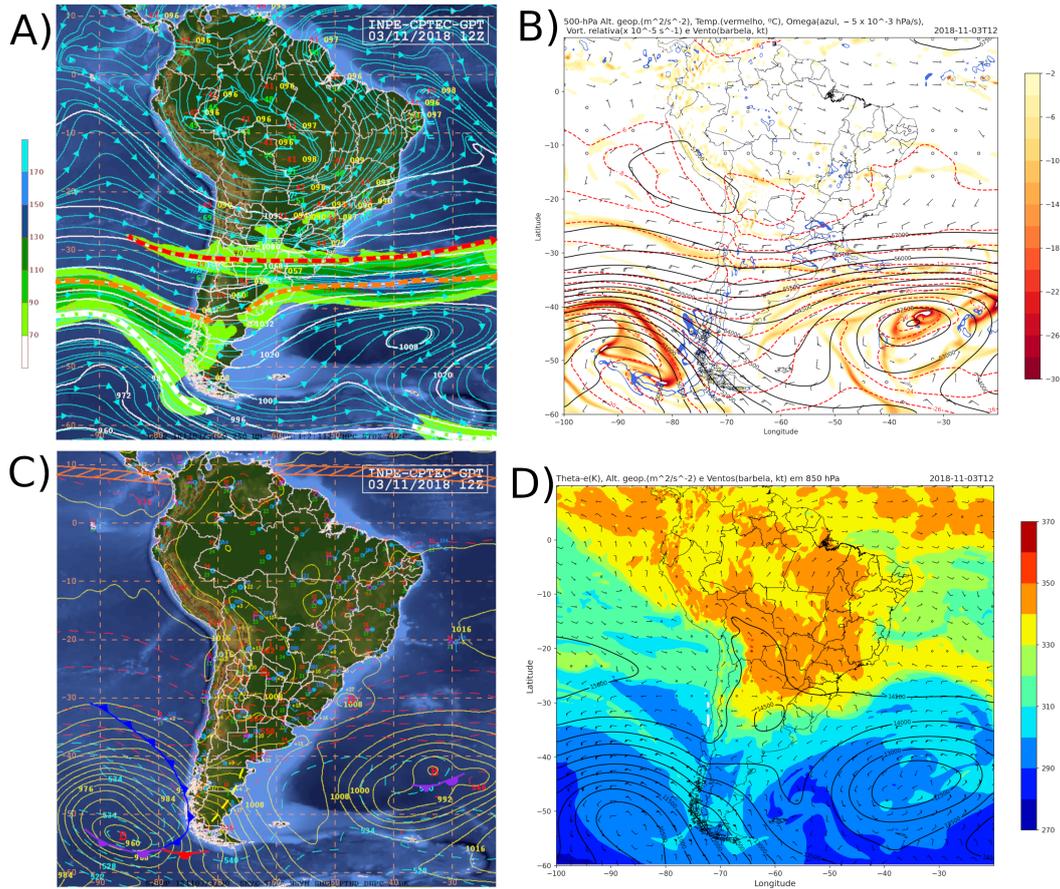
4.1 Condições sinóticas dos casos selecionados

4.1.1 Caso 1: 03 de novembro de 2018

Durante o dia 03 de novembro de 2018 houve o desenvolvimento de um sistema convectivo no noroeste da Argentina. Esse sistema continuou se desenvolvendo até alcançar a fronteira entre o Brasil e Argentina, onde ocasionou queda de granizo em diversas regiões, incluindo São Borja.

Em altos níveis observa-se que o ramo do Jato Polar Norte (JPN) e o Jato Tropical Sul (JTS) estão acoplados e apresentam padrão zonal, configuração sinótica que auxiliou parcialmente a convecção observada na região (Figura 4.1 a). Na carta de 500 hPa (Figura 4.1 c), nota-se que sobre parte dos estados do Rio Grande do Sul, Paraná e Santa Catarina o omega é negativo, representando movimentos ascendentes, movimentos esses que podem ser associados à formação de nuvens. Além disso, o vento nessa região está associado ao escoamento dos jatos em altos níveis. Em 850 hPa, observa-se que a medida que o cavado a oeste da região se aproxima há um aumento da θ , indicando maior instabilidade atmosférica (Figura 4.1 d). Em baixos níveis, nota-se um sistema de baixa pressão no RS deslocando-se para o Oceano Atlântico, a presença deste sistema favorece o transporte de calor e umidade para essa região (Figura 4.1 b).

Figura 4.1 - Campos sinóticos para o caso 1: (a) altitude (Campo de circulação do vento e jatos), (b) 500 hPa [Omega (Contorno em azul), advecção de vorticidade (cores em escala de laranja), temperatura (linha tracejada em vermelho e alt. geopotencial (linha contínua preta) e direção e velocidade do vento (barbelas)], (c) superfície [alt. geopotencial (linha contínua amarela) e sistemas atuantes] e (d) 850 hPa (temperatura potencial equivalente (cores), alt. geopotencial (linha contínua preta) e velocidade e direção do vento (barbelas)].



Fonte: (a) e (c) GPT/CPTEC (2018); (b) e (d) Produção da autora.

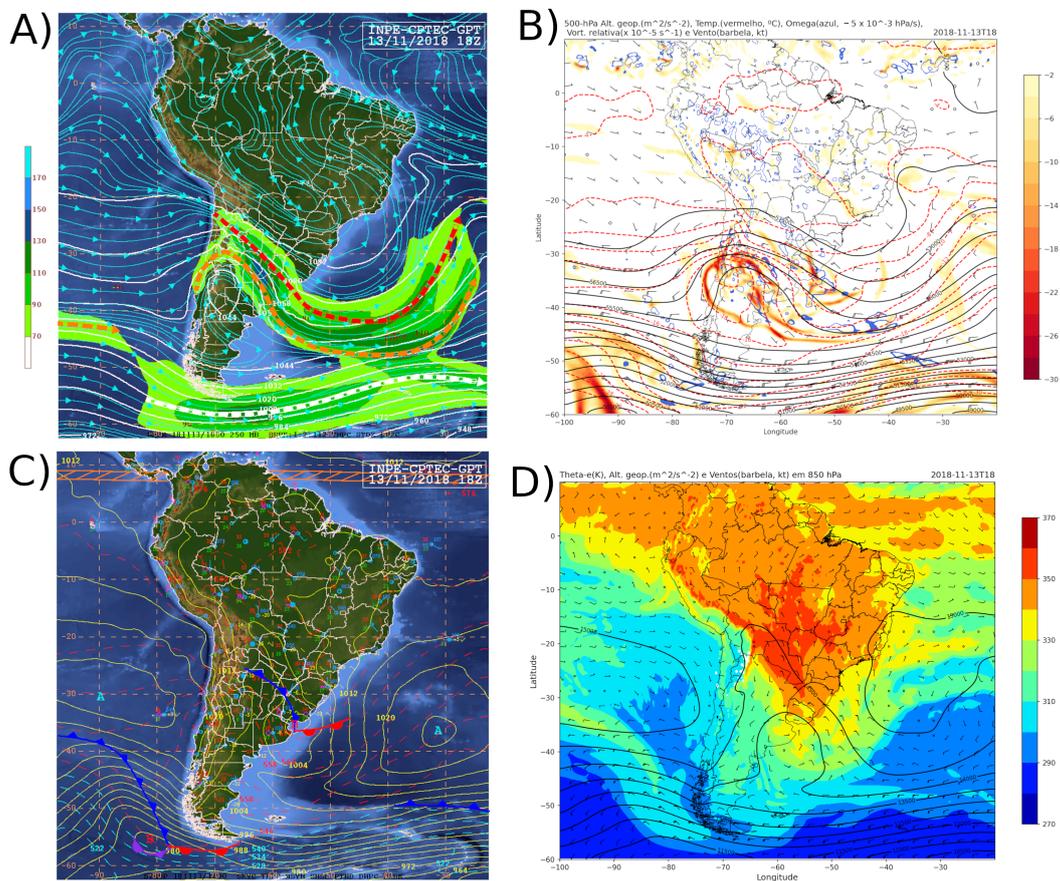
4.1.2 Caso 2: 13 de novembro de 2018

O caso em questão está relacionado a um sistema convectivo quase-linear pré-frontal, que provocou chuva intensa em um curto intervalo de tempo, acompanhada de ventos superiores a 60 km h^{-1} .

Pela carta de altitude do dia 13 de novembro às 18 UTC, nota-se que a convecção na região foi favorecida pelo cavado em altos níveis que segue adentrando o continente,

esse cavado está acoplado ao ramo norte do jato polar. Ademais, a difluência na região de São Borja contribuiu para a formação da convecção profunda na localidade (Figura 4.2 a). No nível de 500 hPa observa-se que os movimentos ascendentes e a vorticidade relativa observadas no dia anterior persistem, mas também pode-se notar os JBNAS transportando calor e umidade para a região pré-frontal, auxiliando assim no desenvolvimento de instabilidade atmosférica (Figura 4.2 c). Em São Borja é observado valores elevados de em 850 hPa às 1800 UTC, que também contribui no desenvolvimento de convecção na região (Figura 4.2 d). Em superfície é possível notar um sistema frontal sobre o Uruguai, norte da Argentina e RS (Figura 4.2 b).

Figura 4.2 - Idem à figura 4.1, porém para o caso 2.

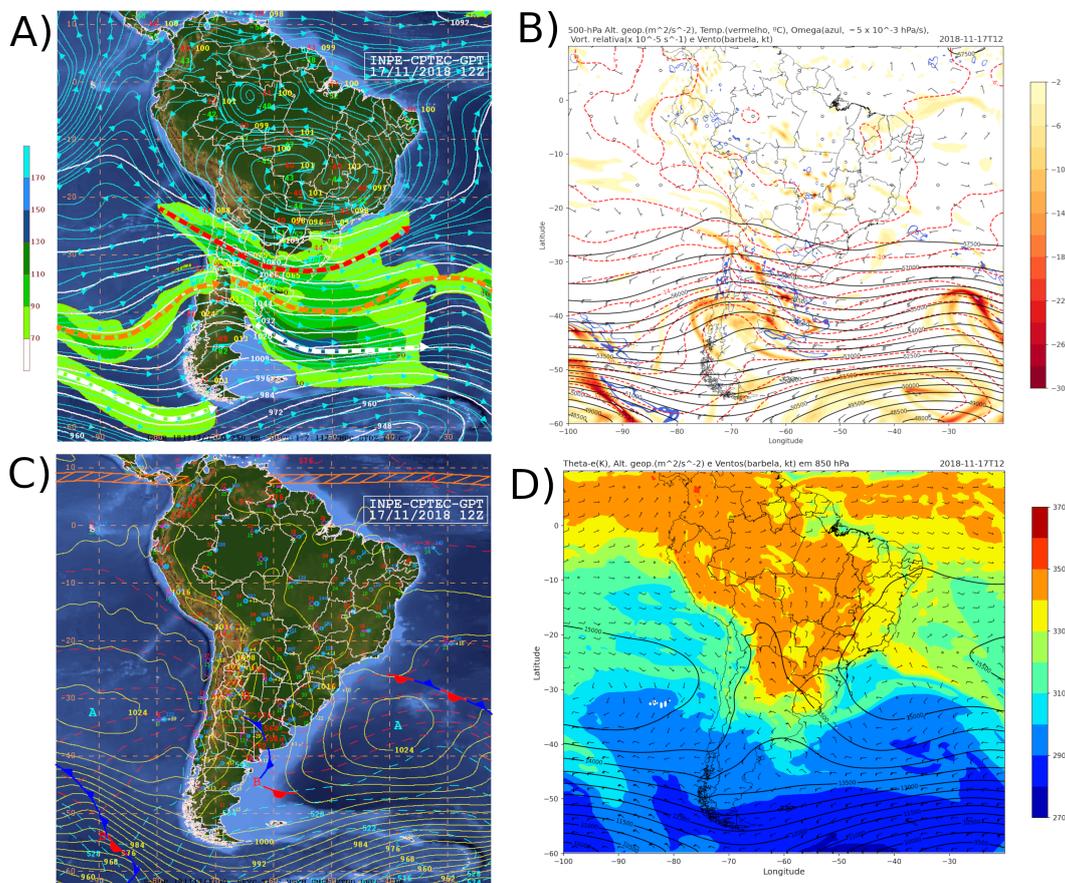


Fonte: (a) e (c) GPT/CPTEC (2018); (b) e (d) Produção da autora.

4.1.3 Caso 3: 17 de novembro de 2018

Durante o dia 17 de novembro de 2018 um sistema convectivo que se desenvolveu no norte da Argentina ocasionou chuvas fortes em São Borja, ao ponto de causar inundação em várias partes da cidade. Na carta sinótica do dia 17 de novembro às 12 UTC, em altos níveis, percebe-se que a velocidade do vento está elevada na região, porém o núcleo do jato encontra-se mais ao sul de São Borja (Figura 4.3 a). No nível de 500hPa, no nordeste da Argentina e no oeste do RS observa-se valores de omega que indicam movimentos ascendentes, além do cavado associado ao sistema frontal que ajudou a alinhar a convecção em superfície (Figura 4.3 c). Em 850 hPa, os valores de aumentam à medida que o cavado se aproxima da região (Figura 4.3 d). A combinação entre o movimento vertical e indicam favorecimento da convecção na região. Em superfície é a ASAS e um sistema de baixa pressão no norte da Argentina que favorecem o transporte de umidade e calor para a região, além disso, o sistema frontal próximo ao Uruguai auxilia no alinhamento da convecção (Figura 4.3 b).

Figura 4.3 - Idem à figura 4.1, porém para o caso 3.



Fonte: (a) e (c) GPT/CPTEC (2018); (b) e (d) Produção da autora.

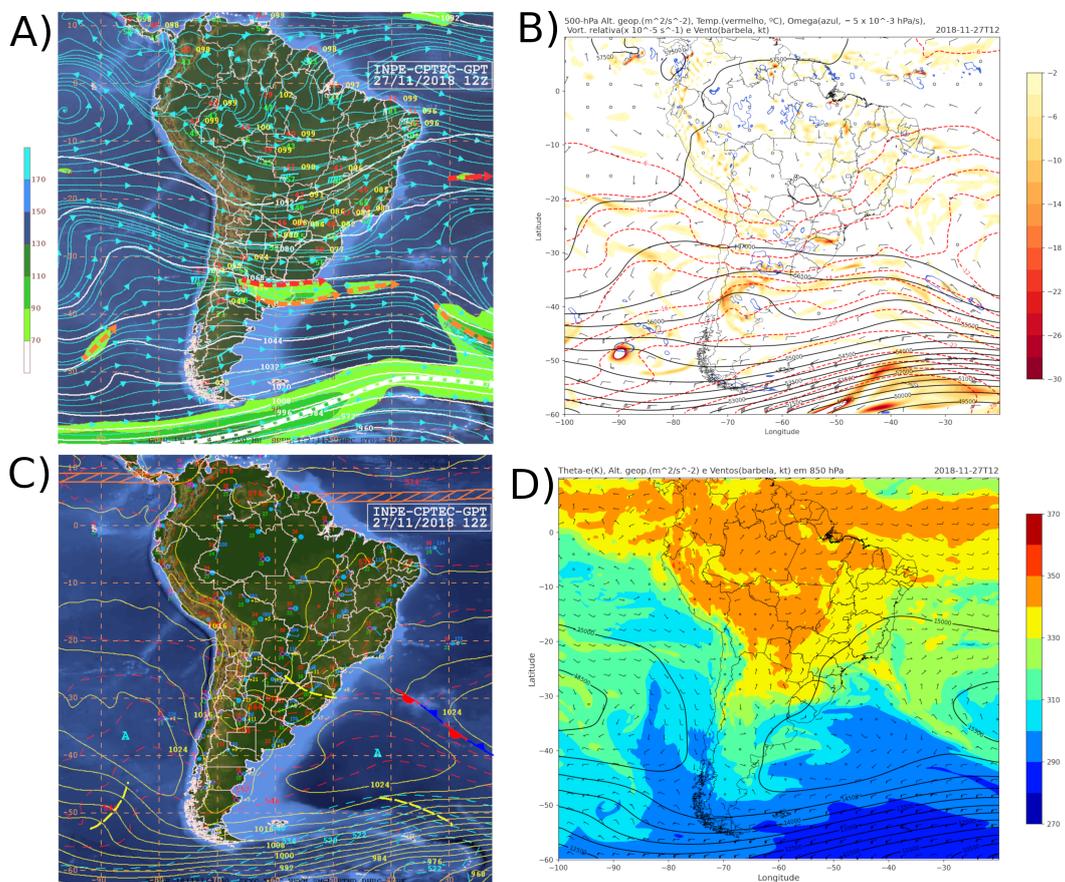
4.1.4 Caso 4: 27 de novembro de 2018

Na manhã do dia 27 de novembro uma supercélula com deslocamento para leste atingiu São Borja. Essa tempestade interagiu com um grupo de tempestades desorganizadas na fronteira entre o Brasil e a Argentina e causou tempo severo ~20 km ao sul de São Borja às 14 UTC.

A partir da carta de superfície do dia 27 de novembro às 12 UTC, é observado um cavado que se estende do norte da Argentina até o noroeste do RS, indicando que há confluência em baixos níveis dos ventos nessa região (Figura 4.4 b). Por meio da carta de 500 hPa, nota-se que na região do experimento, há baroclinia e valores negativos de omega, isso contribui na manutenção de sistemas convectivos na localidade, principalmente os que se formaram anteriormente, a oeste da região

apresentando vorticidade ciclônica. Também é observado pelas isolinhas de temperatura o avanço de ar frio, pois a região encontra-se entre as isotermas de -10°C e -12°C , o que pode contribuir no desenvolvimento de sistemas convectivos mais frios e intensos (Figura 4.4 c). Além disso, no campo de 850 hPa há valores de que indicam possível instabilidade (Figura 4.4 d). Já em altos níveis, a entrada do ramo equatorial do jato na região favorece o levantamento da convecção ao longo da fronteira Brasil-Argentina (Figura 4.4 a).

Figura 4.4 - Idem à figura 4.1, porém para o caso 4.



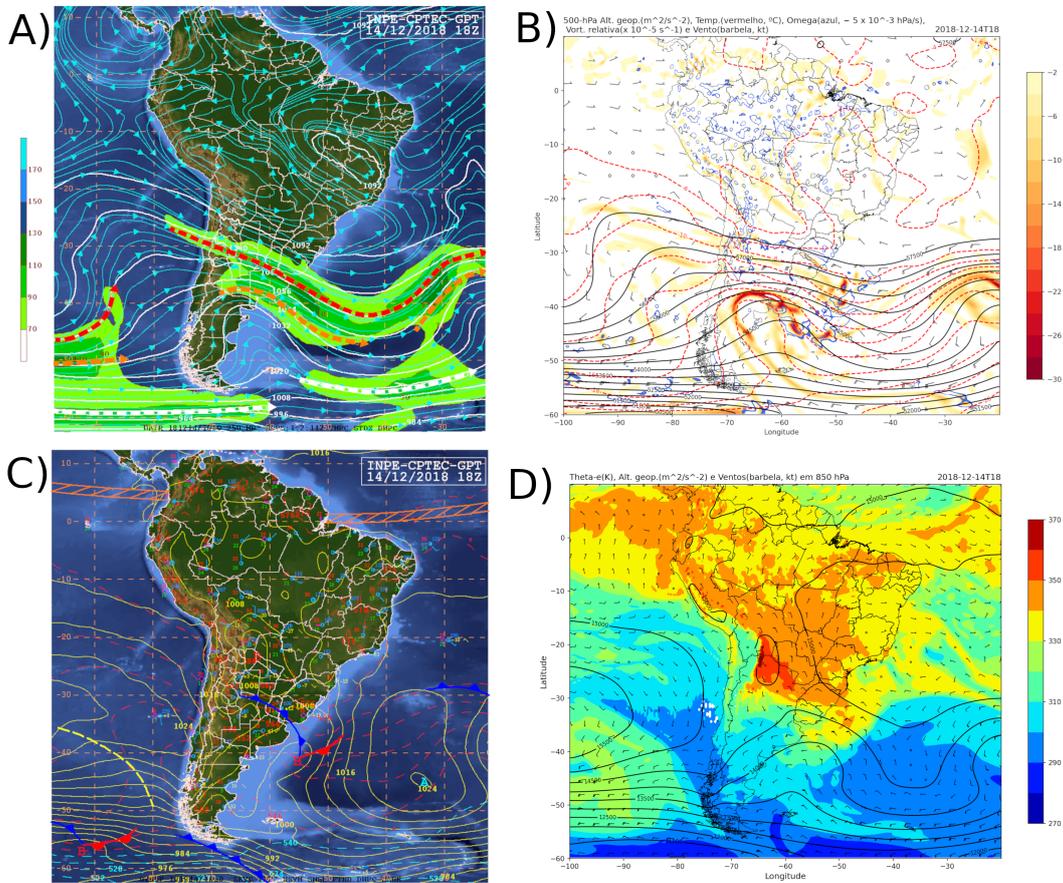
Fonte: (a) e (c) GPT/CPTEC (2018); (b) e (d) Produção da autora.

4.1.5 Caso 5: 14 de dezembro de 2018

Durante o dia 14 de dezembro uma frente fria se deslocou para norte sobre o Uruguai, enquanto isso pela manhã um CCM se movia lentamente sobre o oeste do estado do

Rio Grande do Sul. Algumas fortes rajadas de vento ocorreram nas cidades próximas à fronteira com o Uruguai, mas o sistema desintensificou-se ao dirigir-se à São Borja. Pelas cartas do dia 14 de dezembro às 18 UTC, verificou-se ventos de sudoeste do estado do Rio Grande do Sul em altos níveis. Além disso, o fluxo sobre os Andes era predominantemente zonal e associado à corrente de jato, contribuindo assim para a diminuição da pressão a leste da montanha (Figura 4.5 a). Em médios níveis, a aproximação de um cavado a oeste da Cordilheira, contribuiu para a diminuição da pressão a leste dos Andes (Figura 4.5 c). Já em 850 hPa é notório que os JBN favorecem o fluxo de norte no centro da Argentina (Figura 4.5 d). Tanto o fluxo de norte como a diminuição da pressão a leste dos Andes contribuíram no deslocamento para o sul da região favorável ao levantamento. De modo geral, a região central da Argentina apresentava maiores condições dinâmicas para desenvolver a convecção em comparação a região de São Borja. E em superfície nota-se uma frente fria ainda ao sul da região, atuando próximo ao Rio da Prata (Figura 4.5 b).

Figura 4.5 - Idem à figura 4.1, porém para o caso 5.



Fonte: (a) e (c) GPT/CPTEC (2018); (b) e (d) Produção da autora.

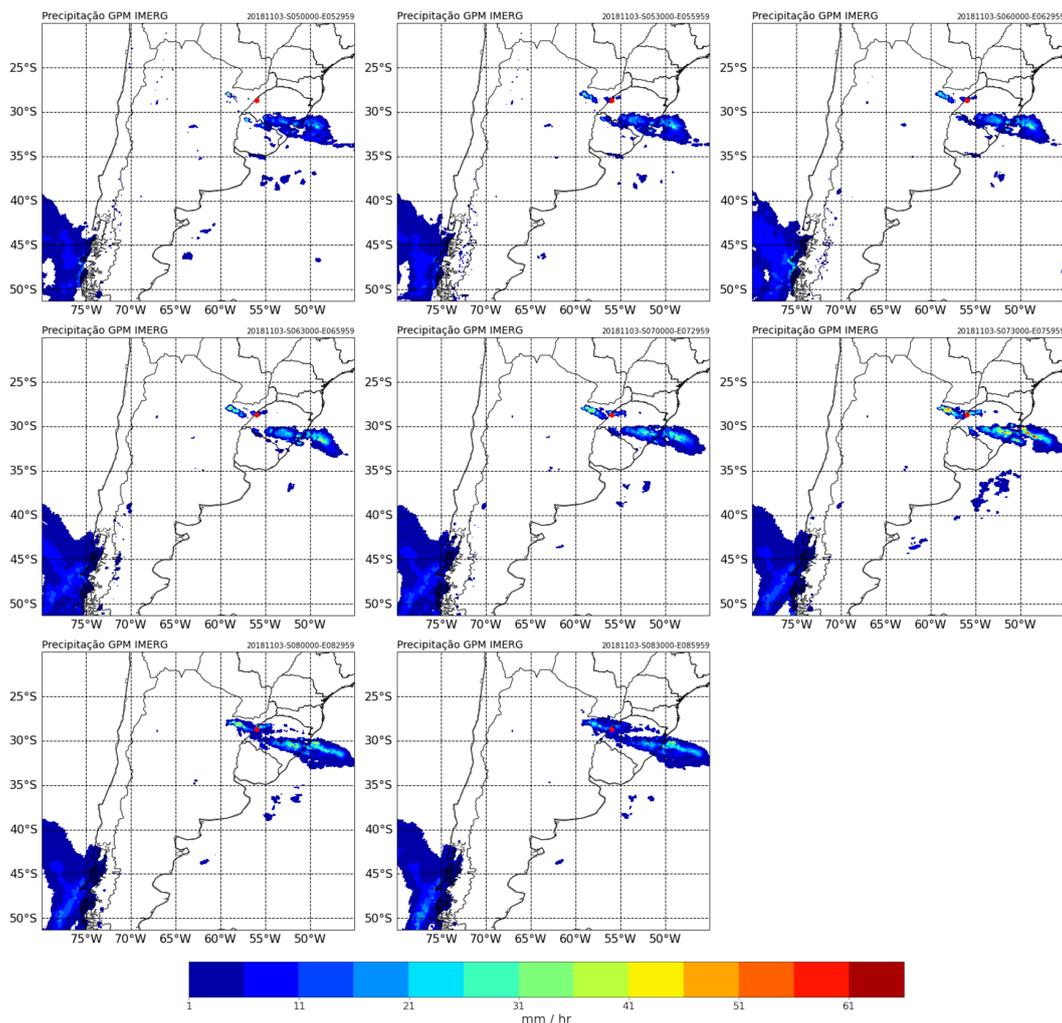
4.2 Determinação do início dos sistemas

A determinação do horário que antecede a precipitação dos SC referentes aos casos em estudo foi realizada por meio do produto *final* do IMERG. A partir desse produto, foi feita uma análise subjetiva para os 5 casos estudados com o intuito de traçar a trajetória de cada sistema convectivo e inferir o horário de início da precipitação. Ainda, como os dados do IMERG possuem resolução temporal de 30 minutos, foram utilizadas as imagens do radar alocado em São Borja para melhor determinação do início da precipitação.

Para o Caso 1 foi observado que o sistema referente a ocorrência de granizo na cidade de São Borja teve origem próximo a fronteira entre a Argentina e o Brasil ($\sim 28^\circ$ S e 57° W) entre os horários das 05:00 e 05:29 UTC. Por meio das imagens de radar (não

apresentas) foi possível definir que o início do sistema foi às 05:00 UTC. Ao longo do tempo, esse sistema convectivo continuou se desenvolvendo na região de formação, até que entre 07:30 e 7:59 UTC ele se fundiu com um sistema que se desenvolvia mais a oeste da Argentina. Segundo o boletim diário, o episódio de granizo em São Borja ocorreu às 08:50 UTC.

Figura 4.6 - Produto *final* de precipitação do IMERG para o dia 03/11/2018 (Imagens de 30-30min).

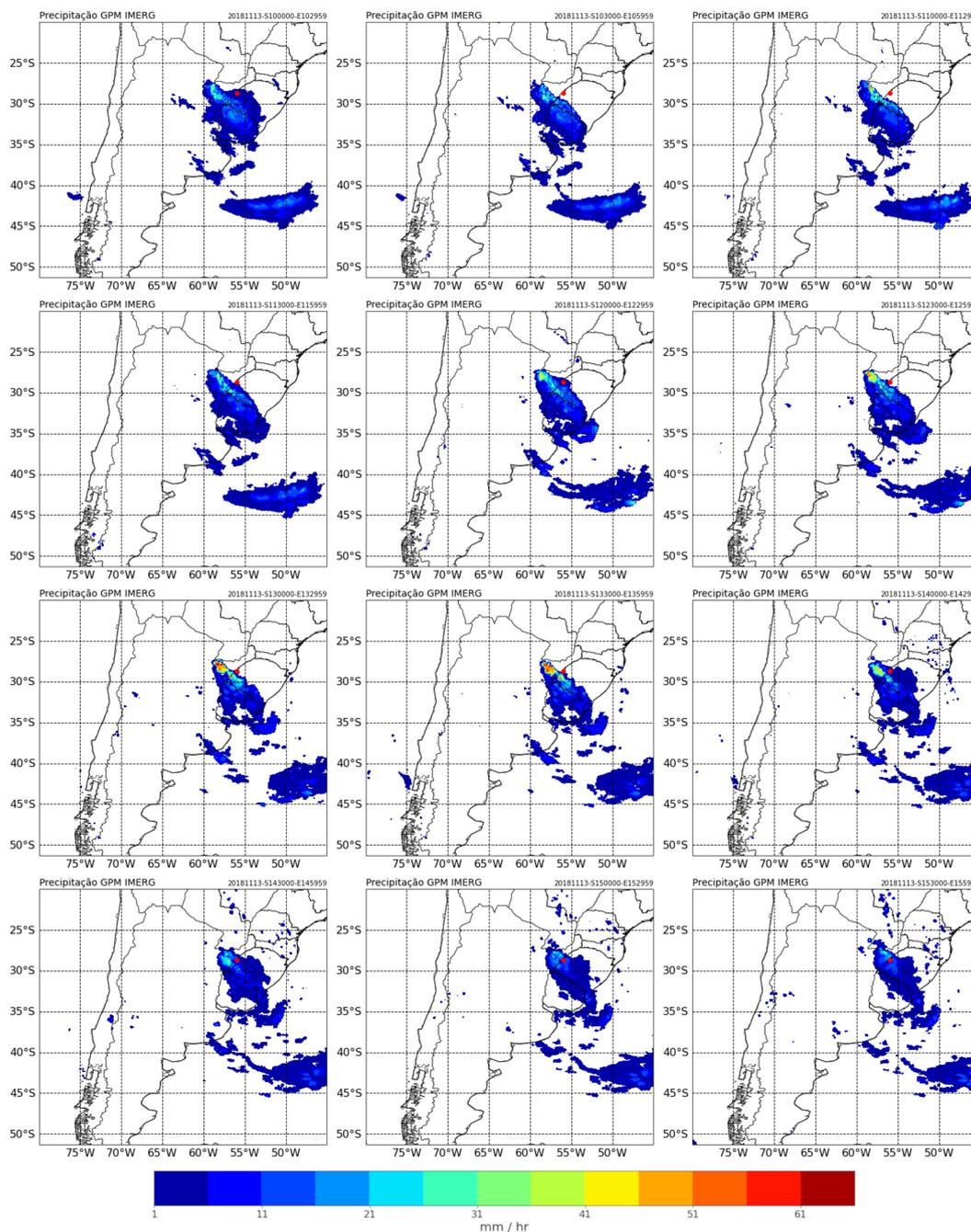


Fonte: Produção da autora.

O caso 2 é relacionado a uma LIP embecida em um SCM que teve origem no nordeste da Argentina, mas que deslocou também para o Uruguai e o sul do Brasil.

Pelo boletim diário, é relatado que a estrutura da LIP pode ser observada sobre a cidade de SB às 15:50, contudo, com os dados do IMERG não foi possível ressaltar essa estrutura. Porém, por meio das imagens de radar pode-se distinguir a região de dentro do SCM que está atrelada ao desenvolvimento da LIP futuramente. Esse núcleo mais intenso começou a se desenvolver próximo às 05:00 UTC e seguiu se intensificando até a passagem do sistema por São Borja, a distribuição espacial da precipitação desse núcleo era linear. Então, levando em consideração a limitação de identificar o início da precipitação associada à LIP em meio a chuva do SCM, optou-se por analisar a partir da aparição dessa região.

Figura 4.7 - Idem à figura 4.6, porém para o dia 13/11/2018.

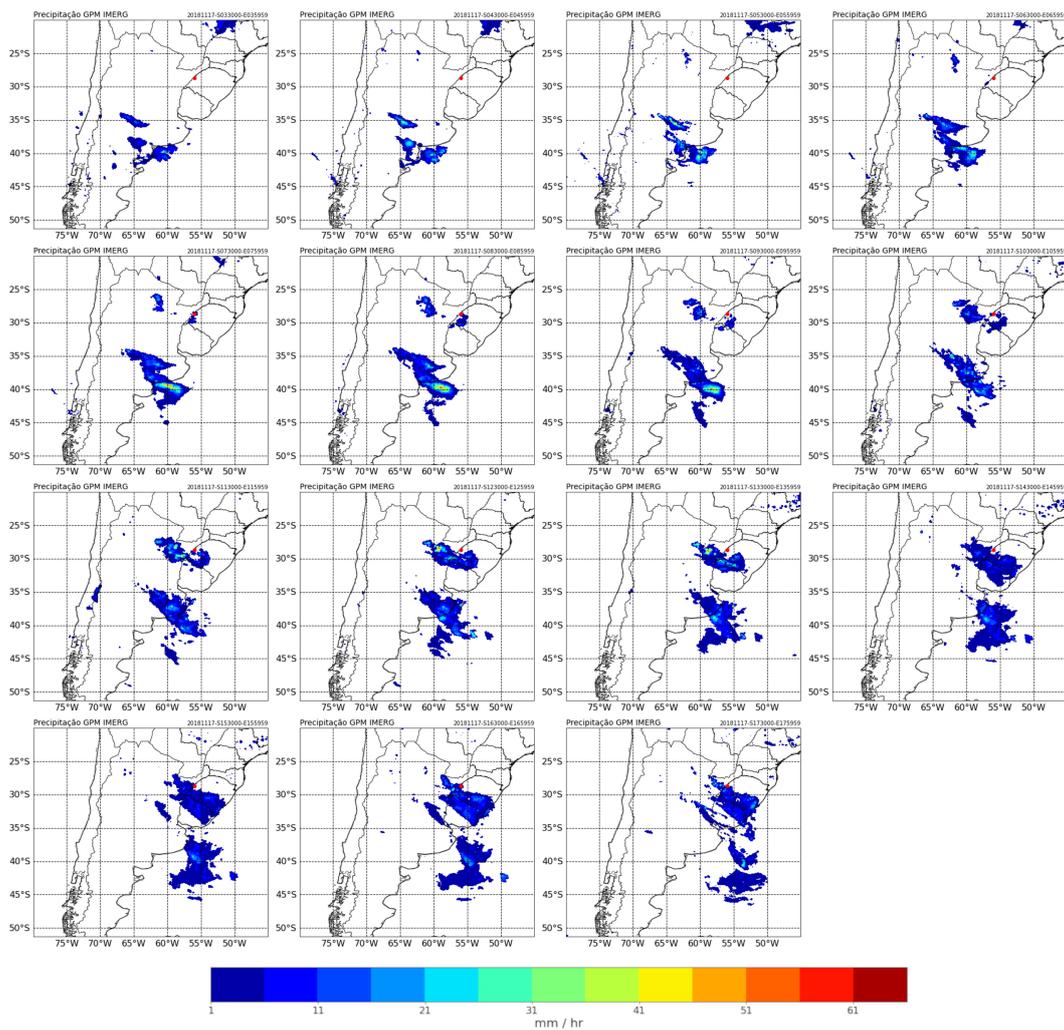


Fonte: Produção da autora.

O Caso 3 tem ligação a um SC originado no norte da Argentina ($\sim 24,5^\circ$ S e $62,5^\circ$ W) entre às 03:00 e 03:29 UTC. Por meio das imagens de radar (não apresentadas) foi observado que o sistema iniciou às 03:00 UTC. Esse SC continuou se desenvolvendo

ao longo do dia e atingiu São Borja aproximadamente às 12 UTC. Ainda é possível notar que esse sistema proporcionou precipitação em São Borja ao longo do dia, que contribuiu para a ocorrência de inundação na região, relatada no boletim técnico do RELAMPAGO.

Figura 4.8 - Produto *final* de precipitação do IMERG para o dia 17/11/2018 (Imagens de 60-60min).

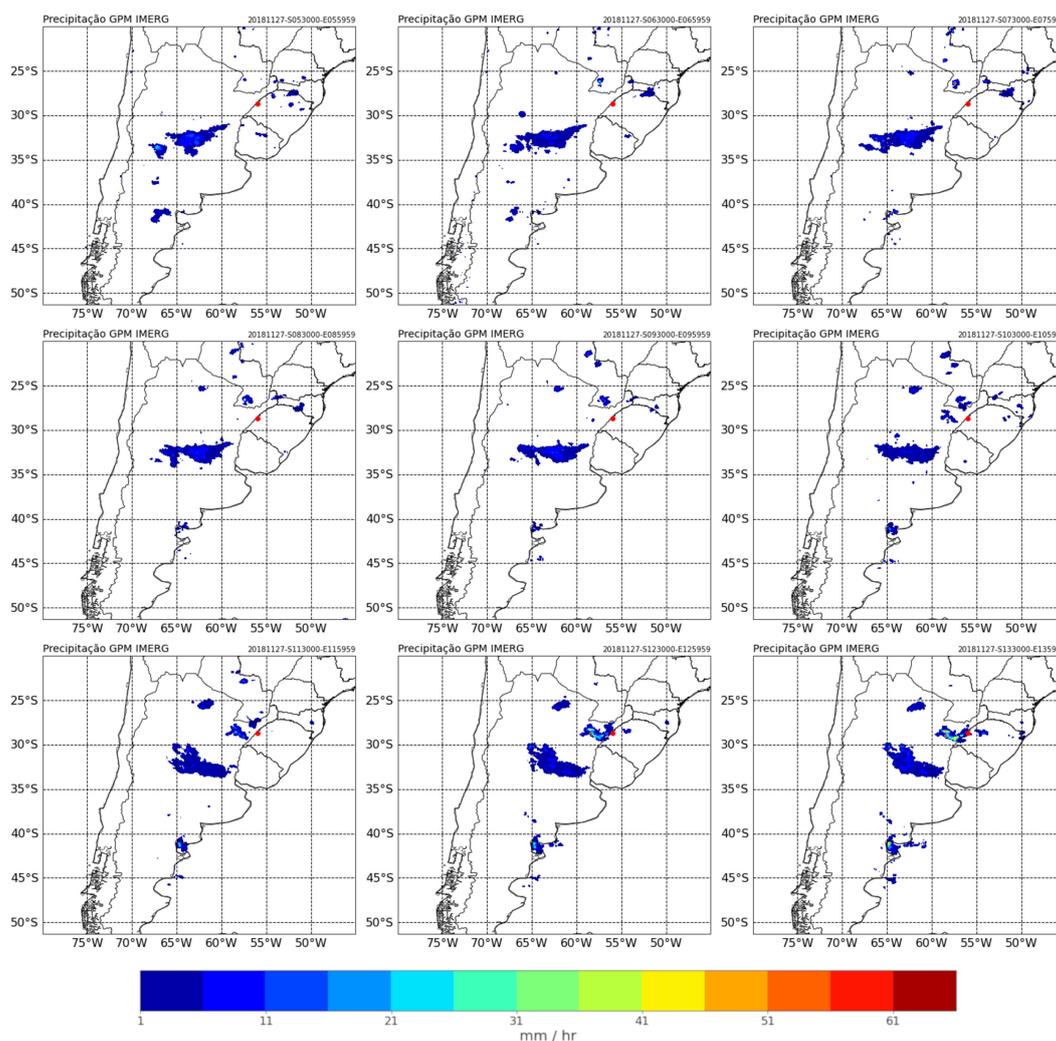


Fonte: Produção da autora.

Para o Caso 4 nota-se a precipitação referente a supercélula que se desenvolve no sul do Paraguai ($\sim 26,0^{\circ}\text{S}$ de latitude e $57,5^{\circ}$ de longitude) sendo captado pelo IMERG entre as 05:30 e 05:59 UTC, pelo radar (não apresentado) foi possível determinar

que a convecção iniciou às 05:30 UTC. À medida que essa tempestade evolui, ela interagiu com um grupo de tempestades localizadas próximo à fronteira da Argentina e do Brasil, provocando tempo severo a ~20 km ao sul de São Borja.

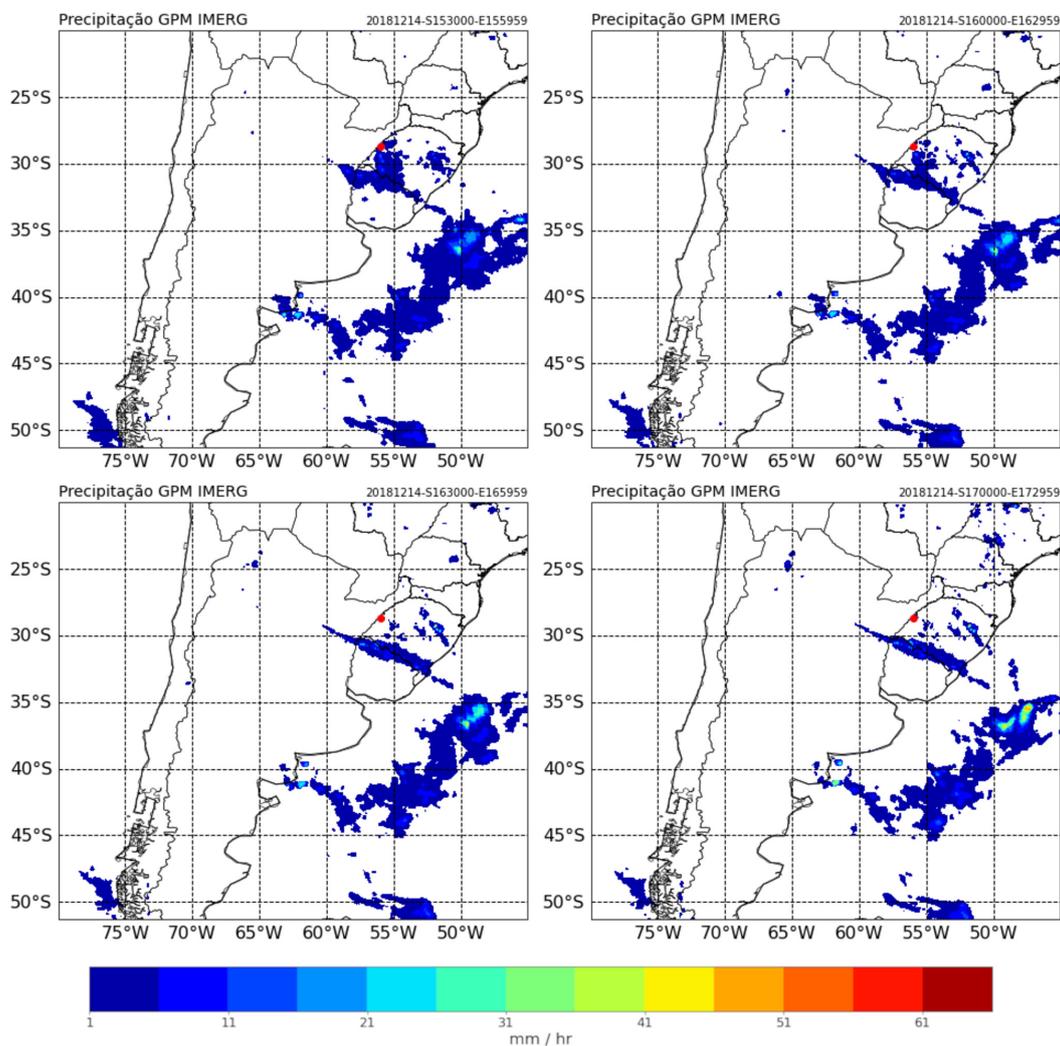
Figura 4.9 - Idem à figura 4.8, porém para o dia 27/11/2018.



Fonte: Produção da autora.

O Caso 5 é referente a uma frente de rajada que passou em São Borja entre às 16:00 e 17:00 UTC, segundo o boletim diário. Porém, não foi possível captar esse sistema por meio do IMERG. Contudo, foi possível identificar a estrutura da frente de rajada pelas imagens de radar, e pode-se definir que esse sistema teve início às 13:00 UTC.

Figura 4.10 - Idem à figura 4.6, porém para o dia 14/12/2018.



Fonte: Produção da autora.

4.3 Comportamento de previsibilidade dos Índices Pré-convectivos

Foram plotados os campos da ADV, CAPE e CVV, CINE, HELI e CFUVI para todas as rodadas operacionais do WRF referentes aos casos estudados. Assim, foram comparadas as saídas do modelo até 48h antes do evento com os índices também calculados com os dados do ERA-5, gerando um número elevado de campos. Buscando objetividade na discussão dos resultados, serão apresentados apenas os campos que mostraram padrões que indiquem a possibilidade de ocorrência do evento ligado a cada caso.

Ao realizar a análise dos índices PC, foi possível a determinação de com quantas horas de antecedência o WRF representaria um ambiente favorável à formação de convecção no ponto de origem do sistema. Isso também possibilitou o apontamento das rodadas do modelo que retratasse esse cenário de instabilidade, podendo assim indicar com quanta precedência um ambiente operacional teria essa informação por meio do WRF.

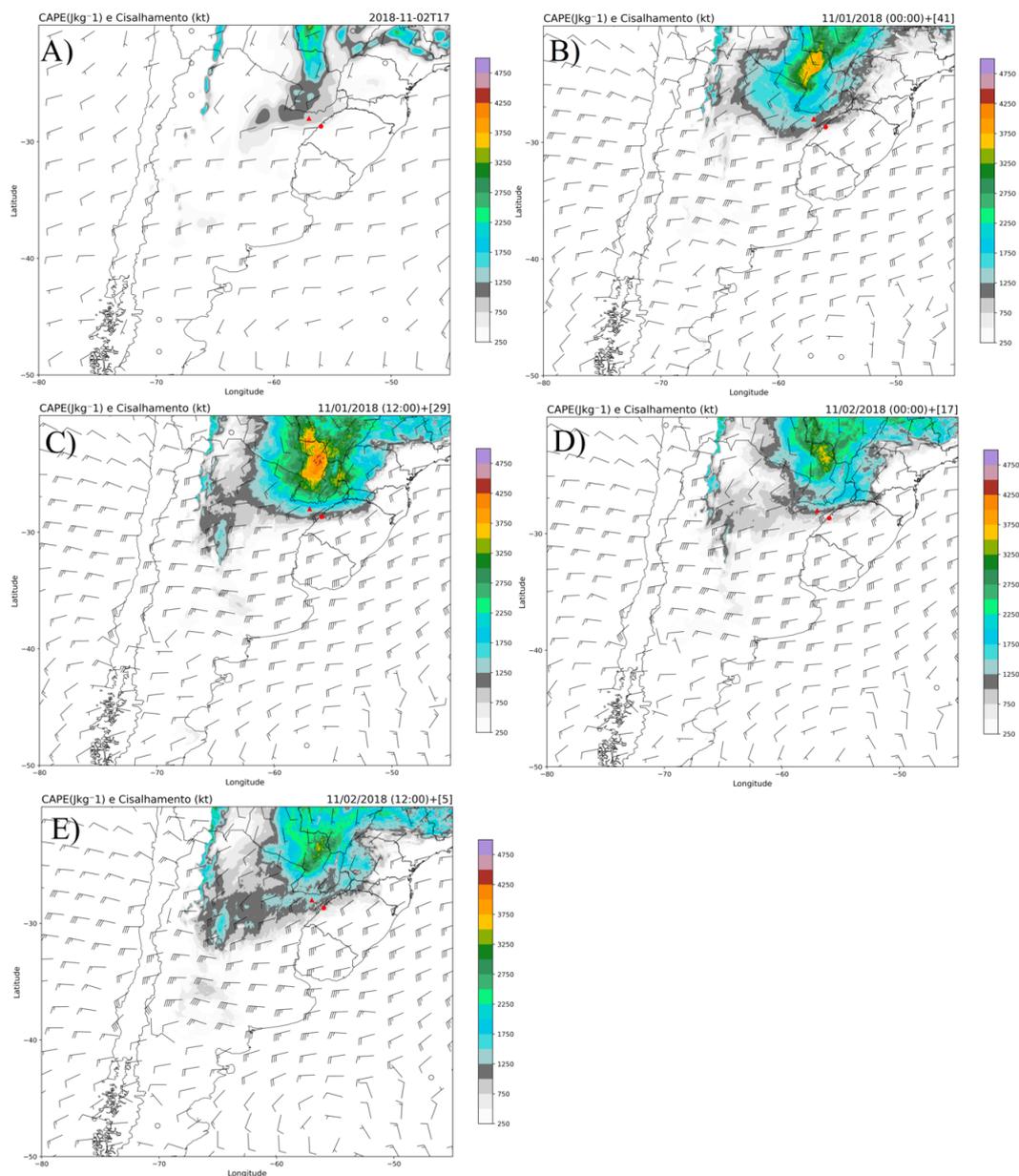
Nos campos a seguir, São Borja está representado por um círculo vermelho e a região de início da convecção estará sinalizada com um triângulo vermelho.

4.3.1 Caso 1: 03 de novembro de 2018

A Figura 4.11 e Figura 4.12 mostram os campos de CAPE e CVV para 12h e 6h antes do evento, respectivamente. Nelas estão representados a reanálise e diferentes rodadas do WRF, que mais se assemelham ao horário do ERA-5.

Na Figura 4.11, a região de origem da convecção começou a mostrar valores de CAPE mais elevados, mas não o suficiente para desencadear convecção profunda naquele horário. O CVV apresenta altos valores na região de atuação do Jato Subtropical, porém não na região de gênese do sistema. Já as simulações do WRF exibiram valores de CVV maiores em comparação com o ERA-5, além disso todas as previsões superestimaram a área do CAPE e a sua magnitude, mas o núcleo de maior intensidade nelas correspondem aproximadamente a posição de maior intensidade observado na reanálise. Apesar do modelo ter apresentado divergências da reanálise, levando em consideração o ponto de vista operacional, já seria possível indicar incremento da instabilidade na região, uma vez que, o CAPE é um importante indicador de instabilidade atmosférica na previsão de tempo severo, a região de origem da convecção começou a mostrar valores de CAPE mais elevados, mas não o suficiente para desencadear convecção profunda naquele horário. O CVV apresenta altos valores na região de atuação do Jato Subtropical, porém não na região de gênese do sistema. Já as simulações do WRF exibiram valores de CVV maiores em comparação com o ERA-5, além disso todas as previsões superestimaram a área do CAPE e a sua magnitude, mas o núcleo de maior intensidade nelas correspondem aproximadamente a posição de maior intensidade observado na reanálise. Apesar do modelo ter apresentado divergências da reanálise, levando em consideração o ponto de vista operacional, já seria possível indicar incremento da instabilidade na região, uma vez que, o CAPE é um importante indicador de instabilidade atmosférica na previsão de tempo severo (AHASAN; DEBSARMA, 2015).

Figura 4.11 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+5h.

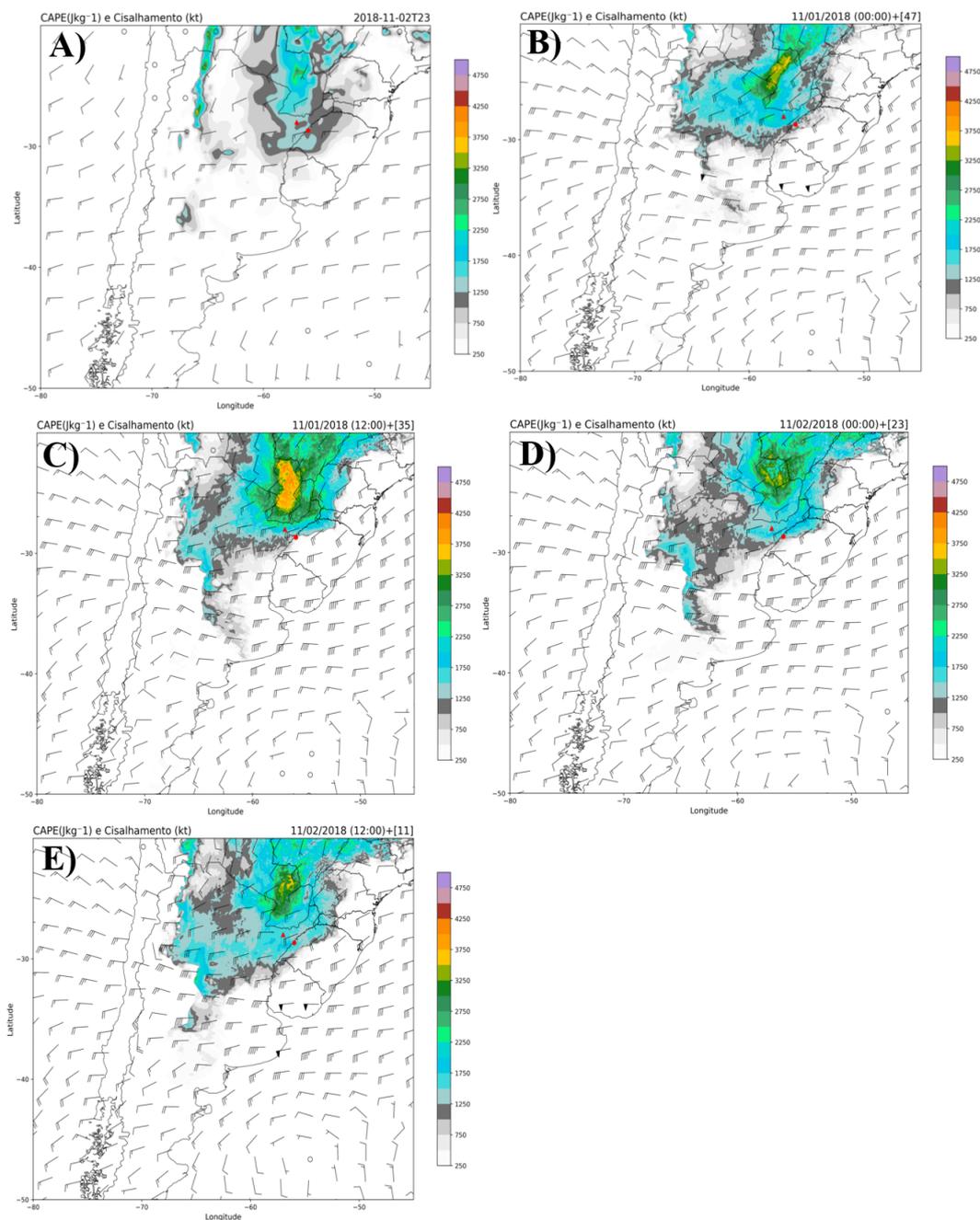


Fonte: Produção da autora.

Segundo a reanálise para 6h antes do evento (Figura 4.12 a), o CAPE e o CVV apresentaram indicativos de intensificação para auxiliar na formação da convecção. Com relação ao CVV, as previsões do WRF exibiram valores mais elevados em

comparação ao ERA-5, mas a distribuição espacial das barbelas foi semelhante. Já as simulações do CAPE (Figura 4.12 b-e) superestimaram sua área e magnitude, porém assim como no horário anterior, o núcleo mais intenso nelas correspondem aproximadamente a posição de maior intensidade na reanálise. Contudo, isso reafirma a possibilidade de prever a ocorrência do evento por meio do CAPE simulado pelo WRF, visto que esse índice desempenha um papel importante na formação e no desencadeamento convectivo (WANG et al., 2020).

Figura 4.12 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+11h.



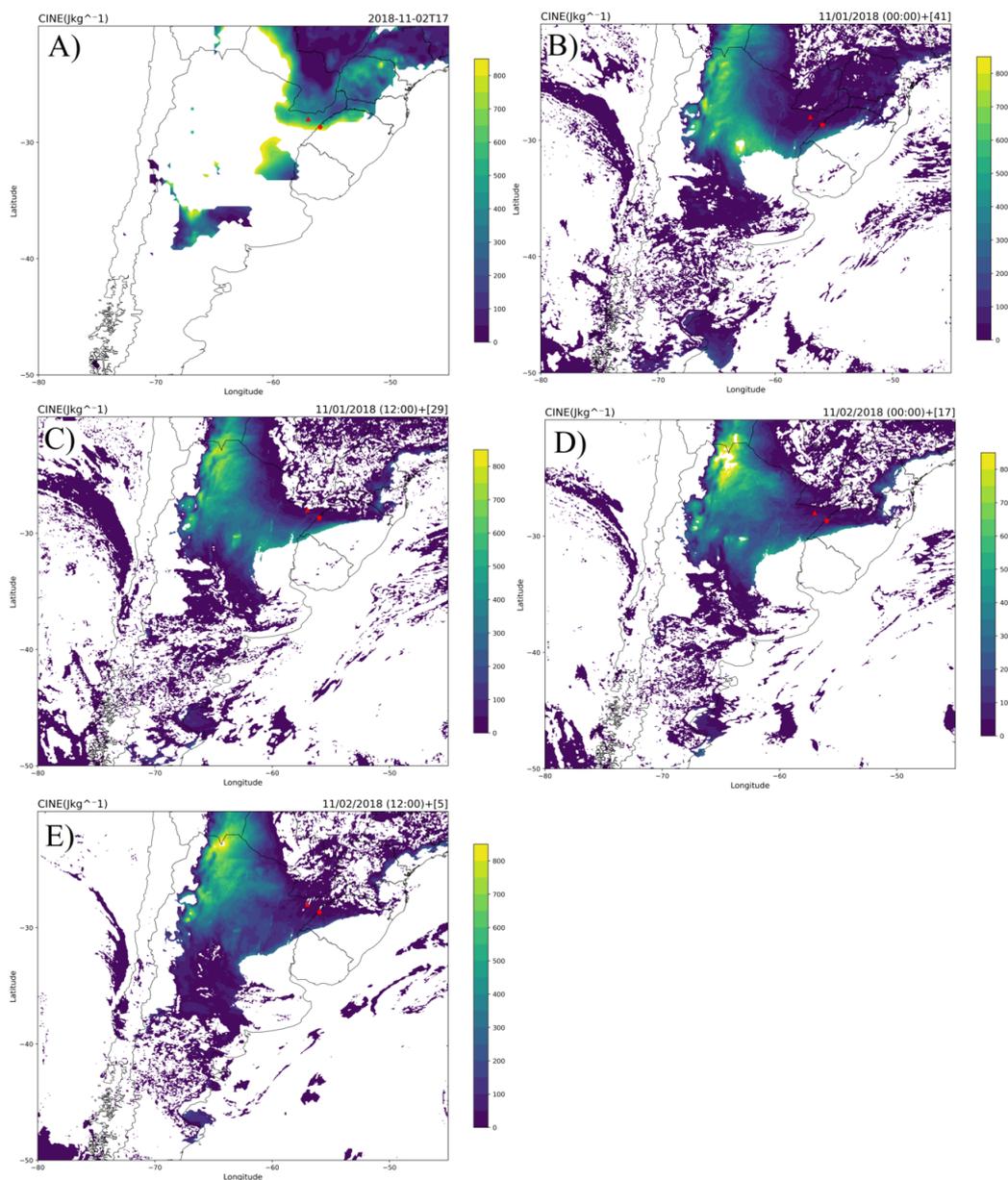
Fonte: Produção da autora.

Na Figura 4.13 e Figura 4.14 são mostrados os campos do CINE para 12h e 6h que

antecedem o evento, respectivamente. Onde são expostas a reanálise e as simulações de diferentes rodadas do WRF para esse mesmo horário.

Com relação a [Figura 4.13](#), o ERA-5 aponta valores elevados de CINE na região de origem do SC, e segundo [Ahasan e Debsarma \(2015\)](#) uma área com alto valor de CINE é considerada estável e com baixa probabilidade de desenvolvimento de uma tempestade. Contudo, em todas as previsões do WRF os valores mais elevados de CINE estão deslocados para oeste em comparação com a reanálise. Por este motivo, a reanálise apresenta valores do CINE próximos a 800 Jkg^{-1} na região de gênese do sistema, enquanto que nas previsões é observado valores próximos a zero. As simulações podem indicar duas condições, uma é que o início de tempestades pode ser facilitado por CINE menores ([COLMAN, 1990](#)), a outra é que havendo CINE muito baixo, o disparo da convecção tende a ser generalizado, consumindo rapidamente o CAPE e diminuindo a possibilidade de maiores valores de instabilidade serem atingidos ([NASCIMENTO, 2005](#)).

Figura 4.13 - Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+5h.

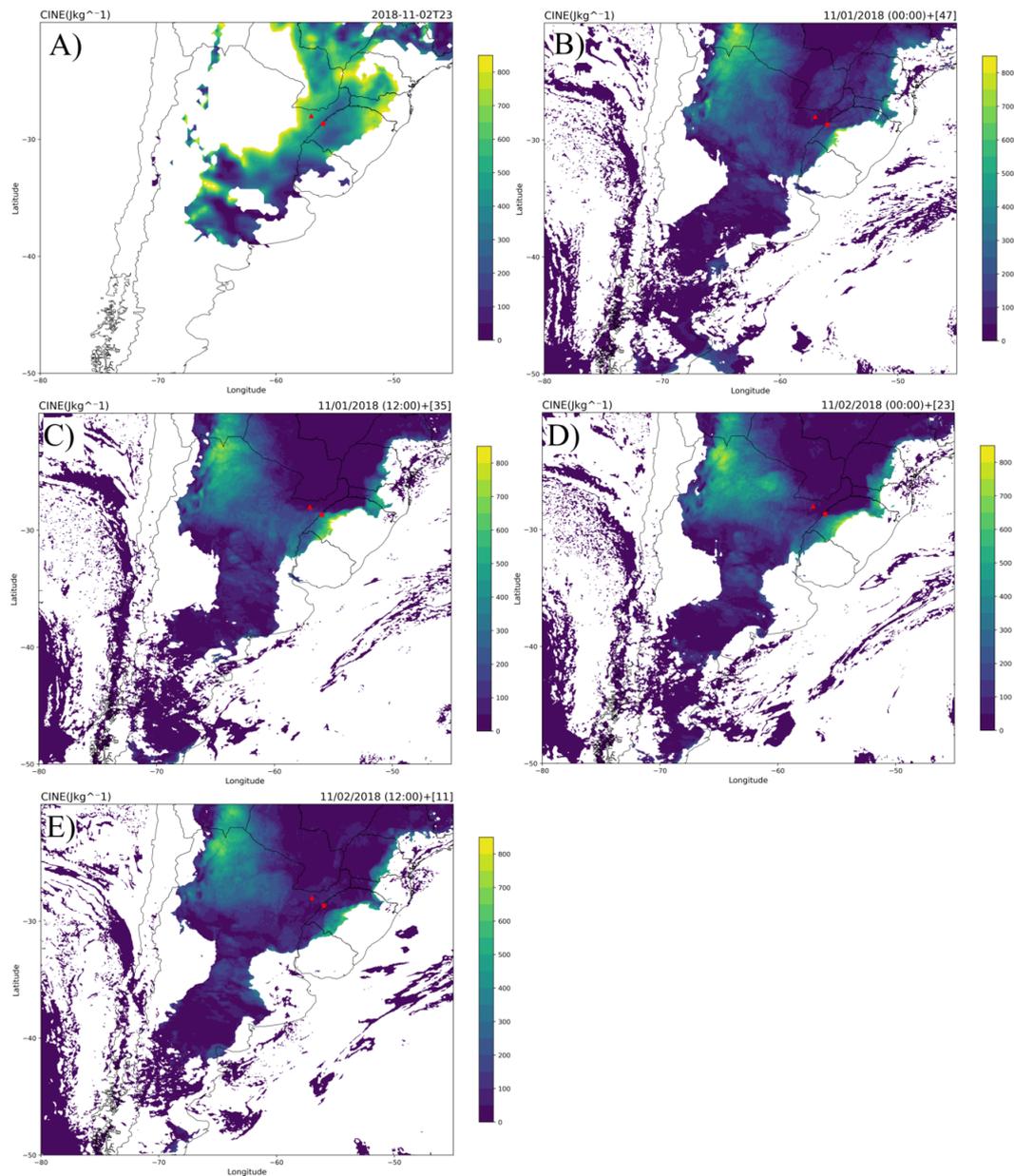


Fonte: Produção da autora.

Pela reanálise apresentada na Figura 4.14 (a), o CINE colabora na supressão da convecção, logo, para que houvesse convecção na região seria necessária muita energia para vencer a estabilidade. Todavia, apesar das previsões do WRF terem superesti-

mado a área do CINE, ela apresentou valores próximos a zero. Com isso, os previsores poderiam utilizar essa informação como um indicativo de potencial de convecção.

Figura 4.14 - Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 02/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 01/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 01/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 02/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 02/11/2018 (12 UTC)+11h.



Fonte: Produção da autora.

De modo geral, dentre os índices analisados para o caso referente ao SC associado a ocorrência de granizo, os campos que melhor apontaram a possível ocorrência dos sistemas foram o CAPE e o CINE 12h e 6h antes do evento, esse ambiente começou a ser expresso na rodada do dia 01/11/2018 às 00 UTC (Tabela 4.1). Um meio termodinamicamente favorável a convecção está associado a combinação de alto CAPE e baixo CINE (AHASAN et al., 2013; AHASAN et al., 2014; CHAUDHURI et al., 2011), assim como as simulações do WRF indicam para esse caso. Ainda, ressalta-se que para ambos os índices discutidos a possibilidade de ocorrência do evento podia ser identificada 48h antes do início da precipitação, isso mostra que operacionalmente seria possível indicar a possibilidade do desenvolvimento de um SC e acompanhar a evolução do ambiente com potencial de convecção com antecedência.

Tabela 4.1 - Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 1.

Índice	Tempo que antecede o SC	Rodada do WRF	Antecedência na identificação do ambiente pelo WRF
CAPE	12h	01/11/2018 00 UTC	42h
CINE	12h	01/11/2018 00 UTC	42h
CAPE	6h	01/11/2018 00 UTC	48h
CINE	6h	01/11/2018 00 UTC	48h

Fonte: Produção da autora.

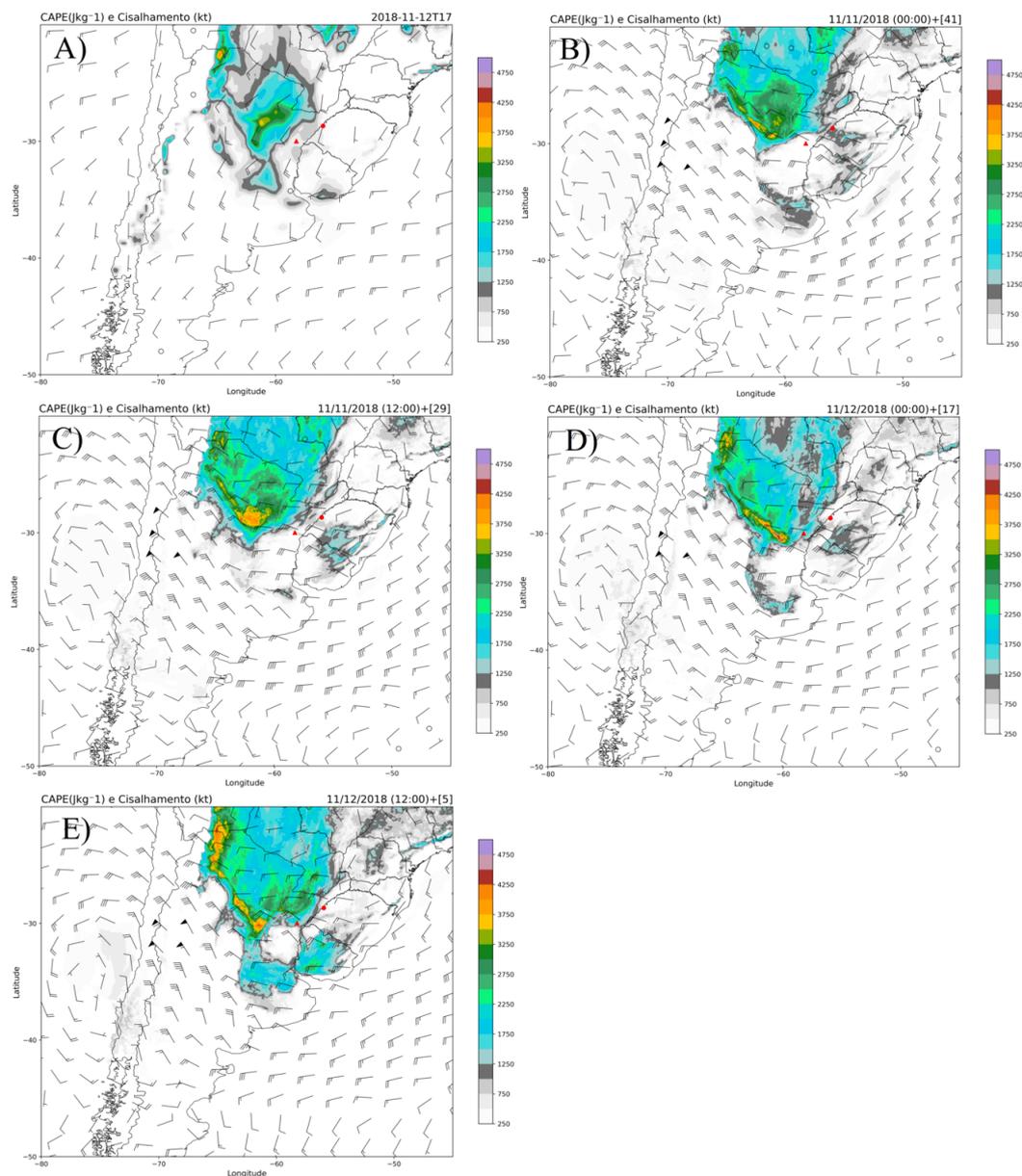
Com relação aos demais parâmetros, o melhor representado pelo modelo foi o CFUVI, mesmo com o deslocamento de alguns núcleos. Os campos de ADV das previsões se mostraram muito poluídos devido a resolução espacial do modelo, porém foi possível reconhecer os principais padrões espaciais de ADV apontadas pela reanálise. A HELI não apontou valores na região para os horários mais próximos da formação do sistema.

4.3.2 Caso 2: 13 de novembro de 2018

São representadas na [Figura 4.15](#) e [Figura 4.16](#) o CAPE para as 12h e 6h antes da ocorrência, assim como no Caso 1, são apresentadas a reanálise e as simulações do WRF para o mesmo horário.

Segundo a reanálise, na região de origem do sistema 12h antes de sua ocorrência não haveria indicativo de instabilidade segundo o CAPE e CVV, porém a oeste teria a possibilidade de tempestades ordinárias com alguns pulsos severos ([Figura 4.15 a](#)). As rodadas do dia 11/11/2018 das 00 UTC e 12 UTC ([Figura 4.15 b-c](#)) apresentam área do CAPE semelhante ao ERA-5, contudo o modelo superestima a magnitude de ambos os índices, indicando assim a probabilidade de um sistema multicelular a oeste da região de origem. Porém, a partir das rodadas do dia 12/11/2018 das 00 UTC e 12 UTC ([Figura 4.15 d-e](#)) o modelo indicou disponibilidade de energia para convecção na região de gênese do sistema. A partir dessa informação, já seria possível apontar o provável desenvolvimento de um SC na região, uma vez que CVV superiores a $20,5 \text{ ms}^{-1}$ podem estar relacionados com a ocorrência de tempo severo ([WEISMAN; KLEMP, 1984](#)), assim como o CAPE expressivo em uma área pode informar a possível ocorrência de convecção ([WANG et al., 2020](#)).

Figura 4.15 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+5h.

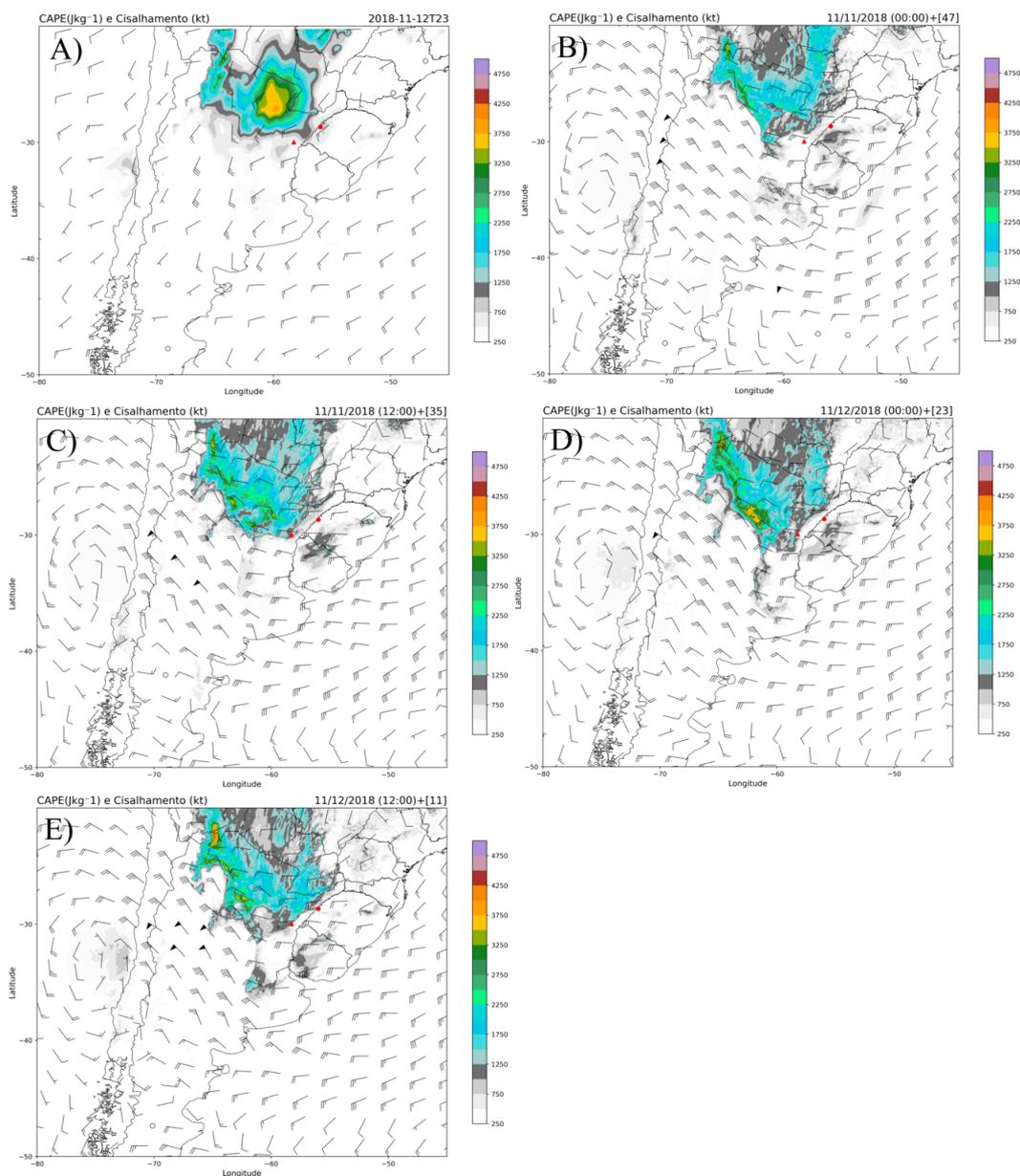


Fonte: Produção da autora.

A partir da Figura 4.16 (a), é notório o deslocamento da área de CAPE para norte da região de gênese do sistema, além de sua intensificação. Em todas as simulações, o WRF deslocou os valores mais intensos de CAPE para oeste, contudo na região de

origem do sistema houve indicativo de tempestades ordinárias a partir do cruzamento do CAPE e CVV (Figura 4.16 c-e), exceto para a simulação do dia 11/11/2018 00 UTC (Figura 4.16 b). Desta forma, por intermédio das previsões do WRF seria viável indicar a possível ocorrência do desenvolvimento de um SC na região.

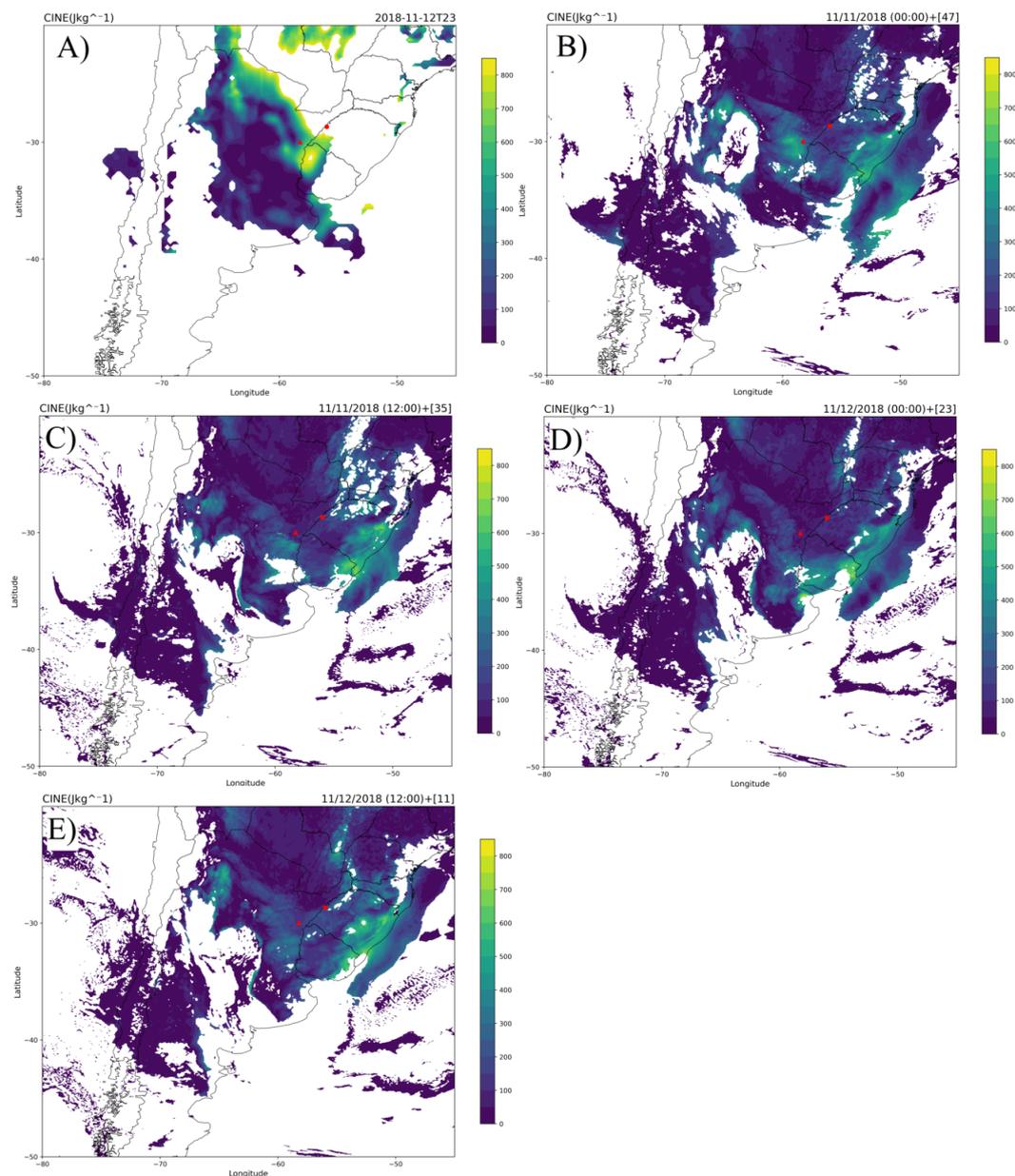
Figura 4.16 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h.



Fonte: Produção da autora.

De acordo com o ERA-5 (Figura 4.17 a), o ambiente na região de desenvolvimento do sistema não era favorável para o desenvolvimento da convecção, uma vez que, alto CINE é sinal de estabilidade atmosférica. O mesmo indicativo de estabilidade foi encontrado na rodada do dia 11/11/2018 00 UTC (Figura 4.17 b), porém nas demais simulações (Figura 4.17 c-e) o índice apresentou valores mais favoráveis ao desenvolvimento da convecção, pois conforme Chaudhuri et al. (2011) valores de CINE dentro do intervalo de 0 a $150 J kg^{-1}$ pode ser uma medida consistente para indicar a ocorrência de tempestade.

Figura 4.17 - Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h.

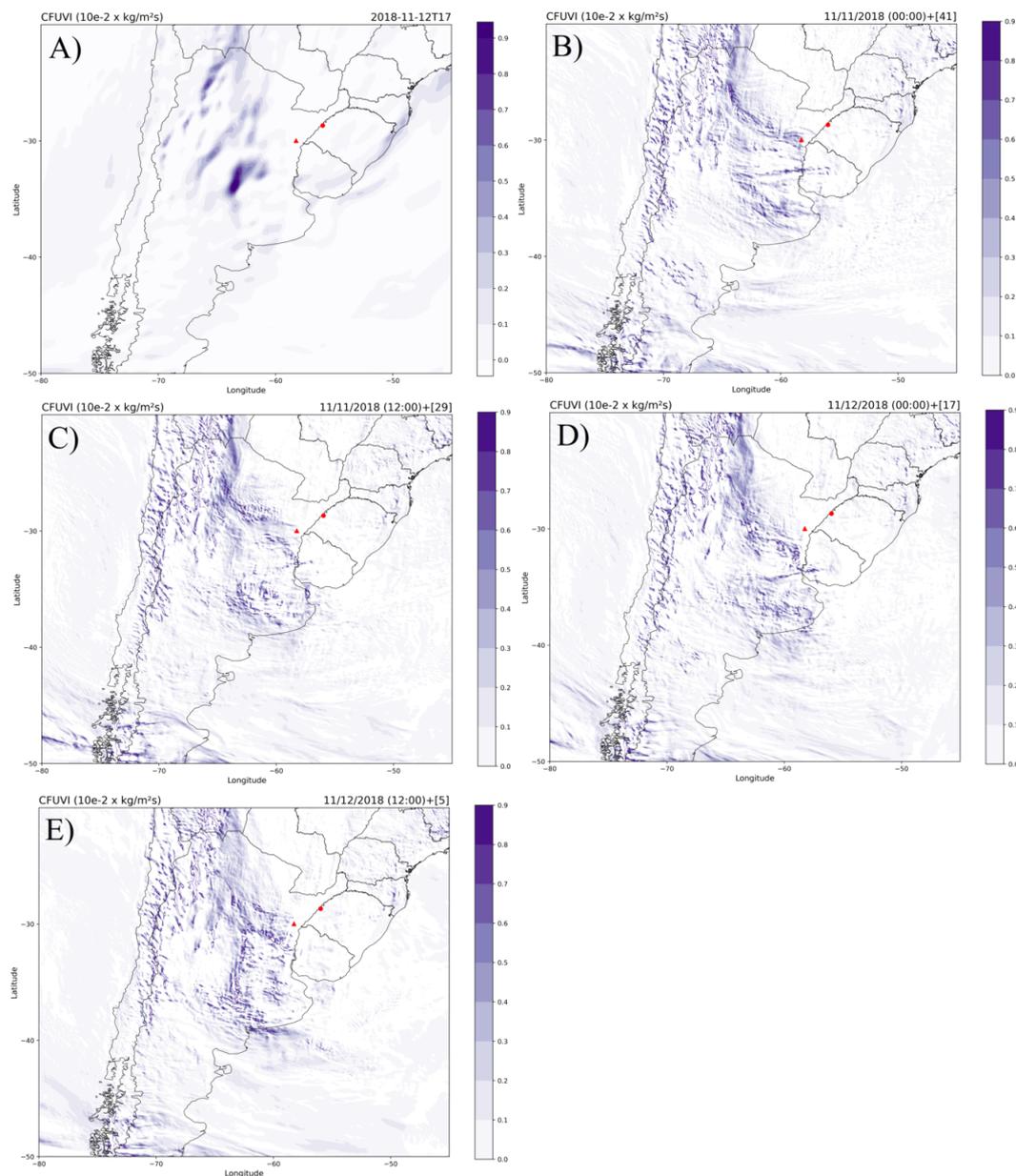


Fonte: Produção da autora.

Com relação ao CFUVI, a reanálise não aponta valores para a região de origem do sistema. Todavia, o CFUVI das simulações com WRF conseguiu indicar o posicionamento da nebulosidade associada à frente fria que se deslocava sobre a Argentina.

Conforme Zomeren e Delden (2007), o CFUVI apresenta um desempenho fraco na previsão de casos de tempestades 6h antes da sua ocorrência, mas em conjunto com outros índices pode ser um bom apontador da probabilidade de tempestades. Contudo, o CFUVI previsto pelo WRF se mostrou ser um ótimo indicativo de nebulosidade associado a sistemas frontais com 42h de antecedência, pois desde a simulação de 11/11/2018 00 UTC há indicativo desse índice na região.

Figura 4.18 - Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (17 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+41h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+29h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+17h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+5h.

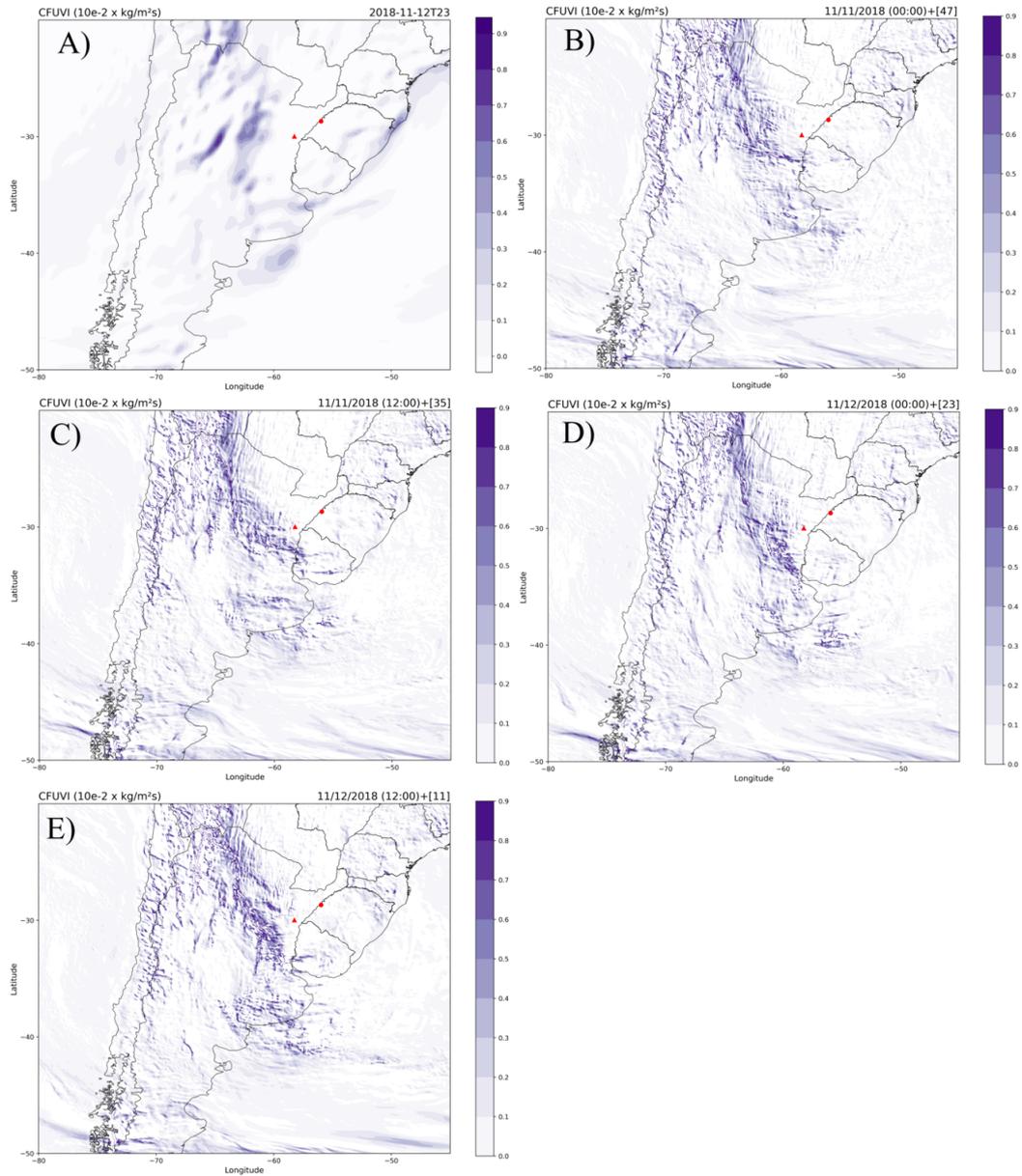


Fonte: Produção da autora.

Assim como apresentado anteriormente, as previsões apontam a presença de CFUVI na região da Argentina (Figura 4.19 b-e) reafirmando a eficácia do índice como indicativo de nebulosidade associada a sistemas frontais a partir da simulação de

15/11/2018 00 UTC.

Figura 4.19 - Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 12/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 11/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 11/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 12/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+11h.



Fonte: Produção da autora.

Dentre os índices averiguados, os que indicaram a possibilidade de ocorrência de

convecção na região estão indicados na Tabela 4.2. A combinação de CAPE e CINE novamente apontou a possibilidade de convecção na região, concordando, novamente, com Ahasan et al. (2013), Ahasan et al. (2014), Chaudhuri et al. (2011). Contudo, não é possível afirmar que esses índices estão apontando a ocorrência da LIP que atuou em São Borja, pois esse sistema se desenvolveu embebido na frente fria que avançava na região.

Na literatura é comum encontrar trabalhos associando o CFUVI com a ocorrência de tempestades, ZCAS e JBN (FERREIRA; CHAO, 2013; MORALES; YAMASAKI, 2016; CHANSAENGKRACHANG et al., 2018; DARAND; PAZHOH, 2019a; DARAND; PAZHOH, 2019b), porém ainda há pouco ou nenhum estudo relacionando à sistemas frontais. No presente trabalho foi encontrado que o CFUVI se destacou como um bom preditor de nebulosidade associado à frente fria.

Os índices discutidos apresentam um intervalo de pelo menos 18 h de antecedência entre o início do indicativo de convecção e o desenvolvimento do sistema. Assim como no primeiro caso, a antecedência dos indícios de ocorrência dos SC poderia auxiliar na eficácia da previsão.

Tabela 4.2 - Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 2.

Índice	Tempo que antecede o SC	Rodada do WRF	Antecedência na identificação do ambiente pelo WRF
CAPE	12h	12/11/2018 00 UTC	18h
CFUVI	12h	11/11/2018 00 UTC	42h
CAPE	6h	11/11/2018 12 UTC	36h
CINE	6h	11/11/2018 12 UTC	36h
CFUVI	6h	11/11/2018 00 UTC	48h

Fonte:Produção da autora.

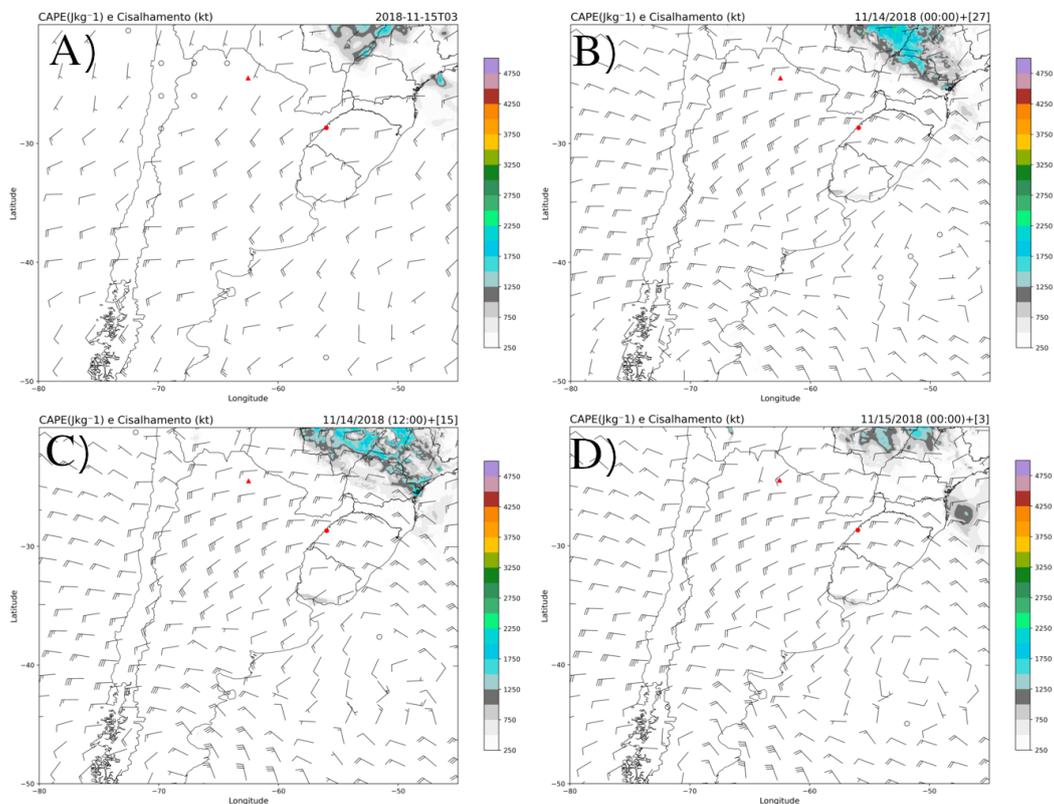
Assim como no Caso 1, os campos de ADV e HELI não apontaram indicativos de instabilidade na localidade.

4.3.3 Caso 3: 17 de novembro de 2018

Dentre os parâmetros PC avaliados para o caso 3, apenas o CINE apontou valores baixos 12h e 6h antes do evento (Figuras não apresentadas), os demais índices PC não indicaram possível ocorrência do sistema que atuou provocando alagamento em São Borja. E apenas os baixos valores de CINE não são suficientes para apontar convecção na região, sendo assim entende-se o único indicativo de tempo instável no nordeste da Argentina, sul do Paraguai, Uruguai e o RS seria oriundo da análise sinótica, onde notava-se o avanço de um cavado em níveis médios, combinado com a presença do intenso JBN.

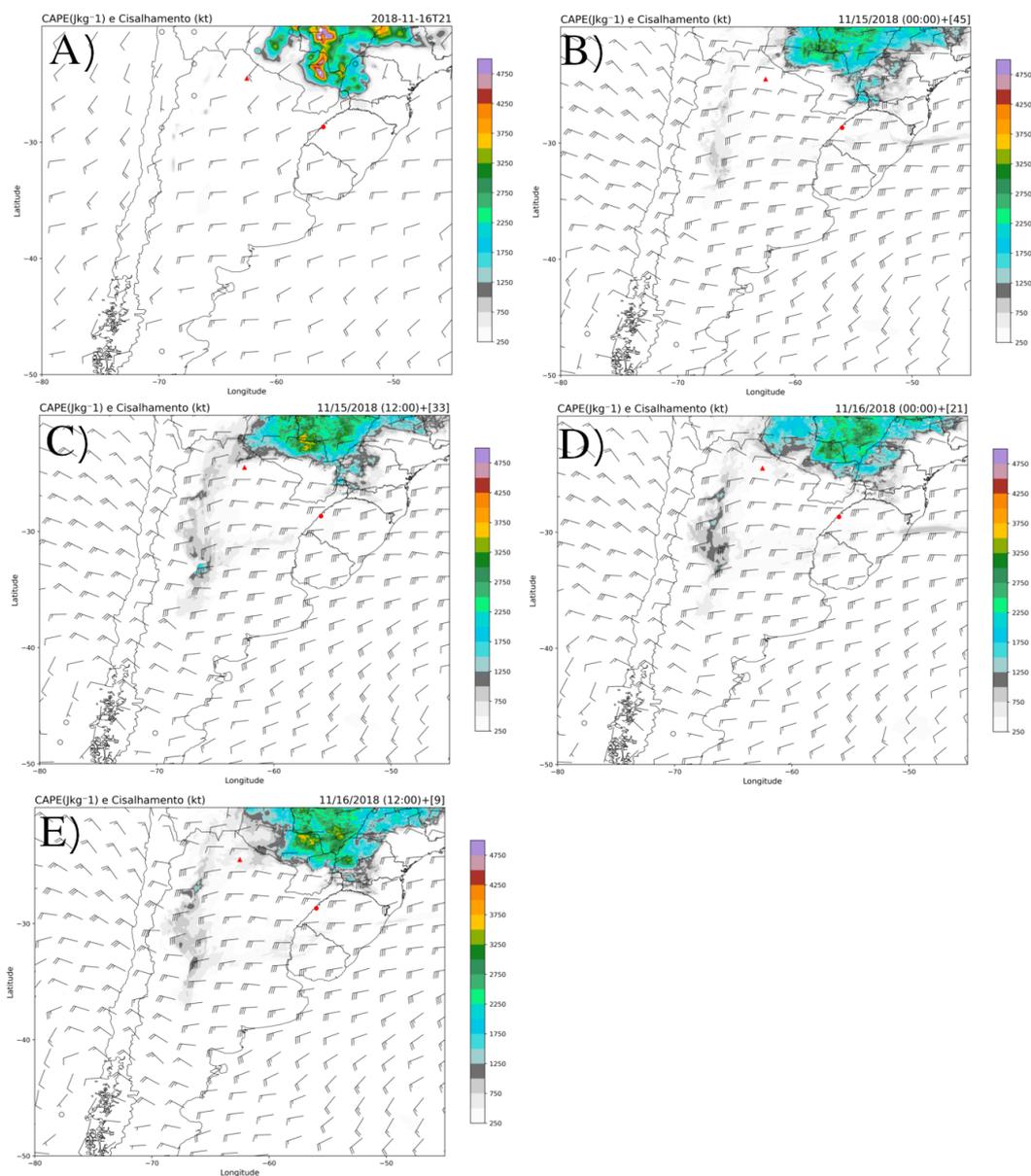
Apesar de não ser apontado condições propícias à formação de convecção na região de formação do sistema, o WRF foi um excelente preditor para o CAPE e CVV para 48h antes (Figura 4.20), ou seja, desde a simulação do dia 14/11/2018 às 00 UTC o modelo captava as regiões de CAPE apesar de superestimar sua área, isso seguiu até 6h antes do evento (Figura 4.21).

Figura 4.20 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 48h antes do evento entre: (a) ERA-5 15/11/2018 (03 UTC), (b) Rodada 14/11/2018 (00 UTC)+27h, (c) Rodada 14/11/2018 (12 UTC)+15h e (d) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+3h.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.21 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento entre: (a) ERA-5 16/11/2018 (21 UTC), (b) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+45h, (c) Rodada 15/11/2018 (12 UTC)+33h, (d) Rodada 16/11/2018 (00 UTC)+21h e (e) Rodada 16/11/2018 (12 UTC)+9h.

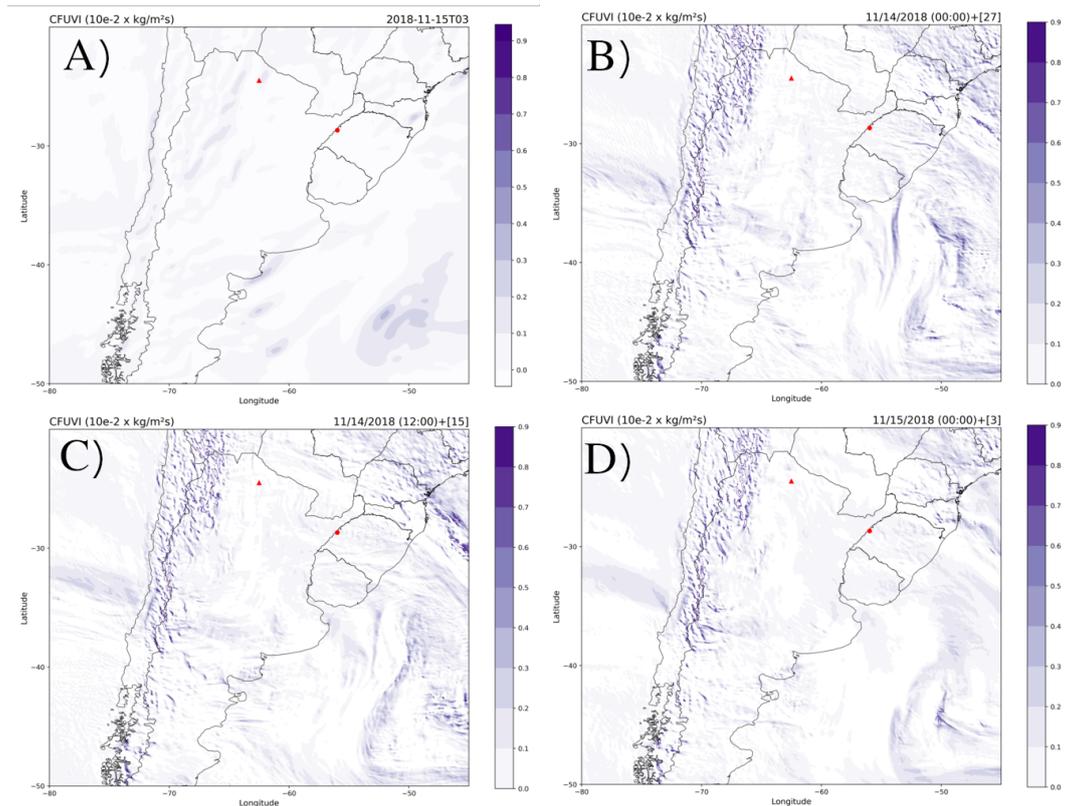


Fonte: Produção da autora.

Assim como o CAPE, o CFUVI também foi bem representado pelo WRF desde 48h até 6h de antecedência, por mais que não tenha apontado nada na região de origem do sistema. Pelas Figura 4.22 e Figura 4.23 percebe-se que o índice foi superestimado

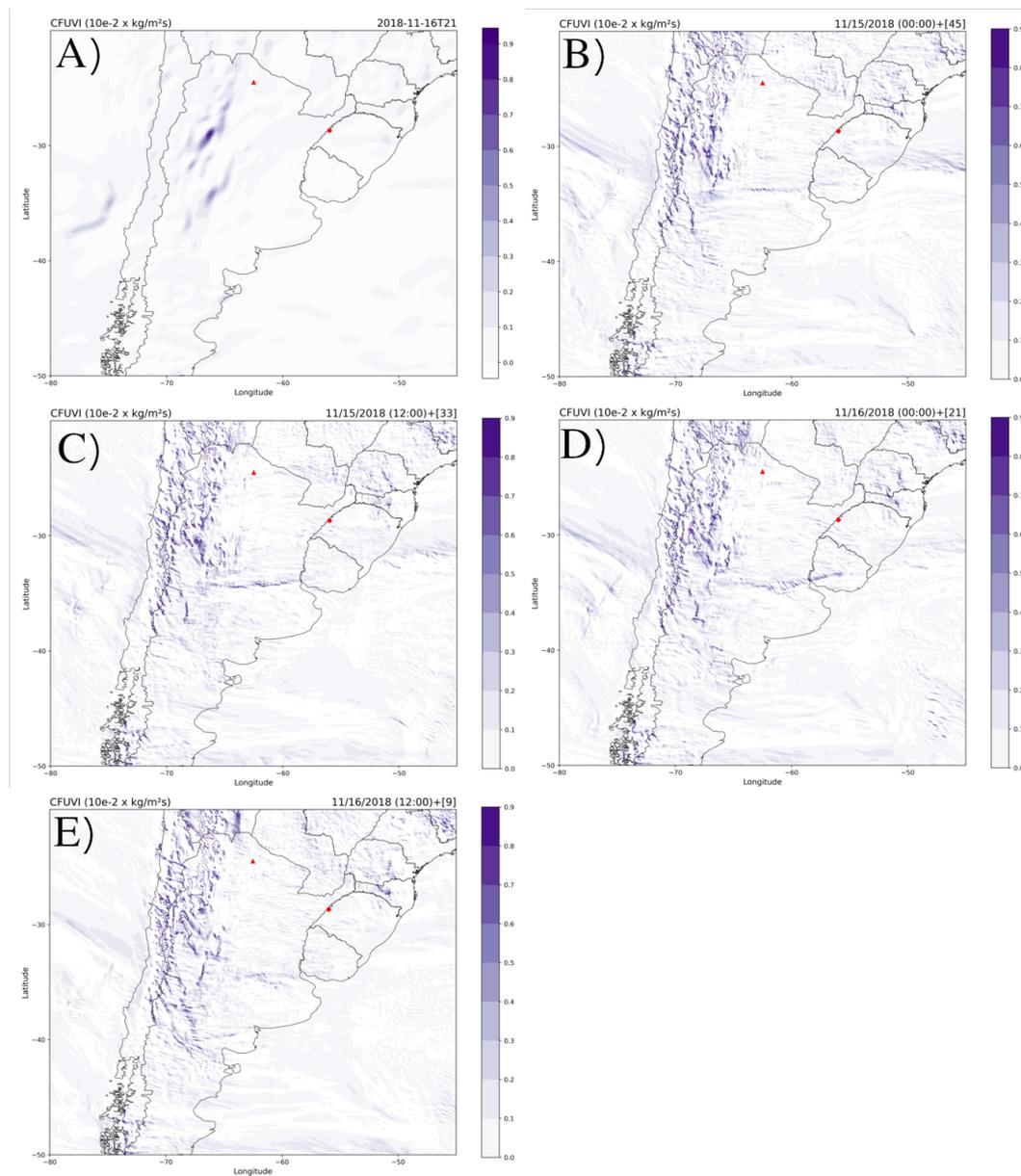
em comparação com a reanálise, mas captou todas as regiões de com valores mais elevados como a leste do Andes e no oceano Atlântico.

Figura 4.22 - Comparação dos campos CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 48h antes do evento entre: (a) ERA-5 15/11/2018 (03 UTC), (b) Rodada 14/11/2018 (00 UTC)+27h, (c) Rodada 14/11/2018 (12 UTC)+15h e (d) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+3h.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.23 - Comparação dos campos CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 6h antes do evento entre: (a) ERA-5 16/11/2018 (21 UTC), (b) Rodada 15/11/2018 (00 UTC)+45h, (c) Rodada 15/11/2018 (12 UTC)+33h, (d) Rodada 16/11/2018 (00 UTC)+21h e (e) Rodada 16/11/2018 (12 UTC)+9h.

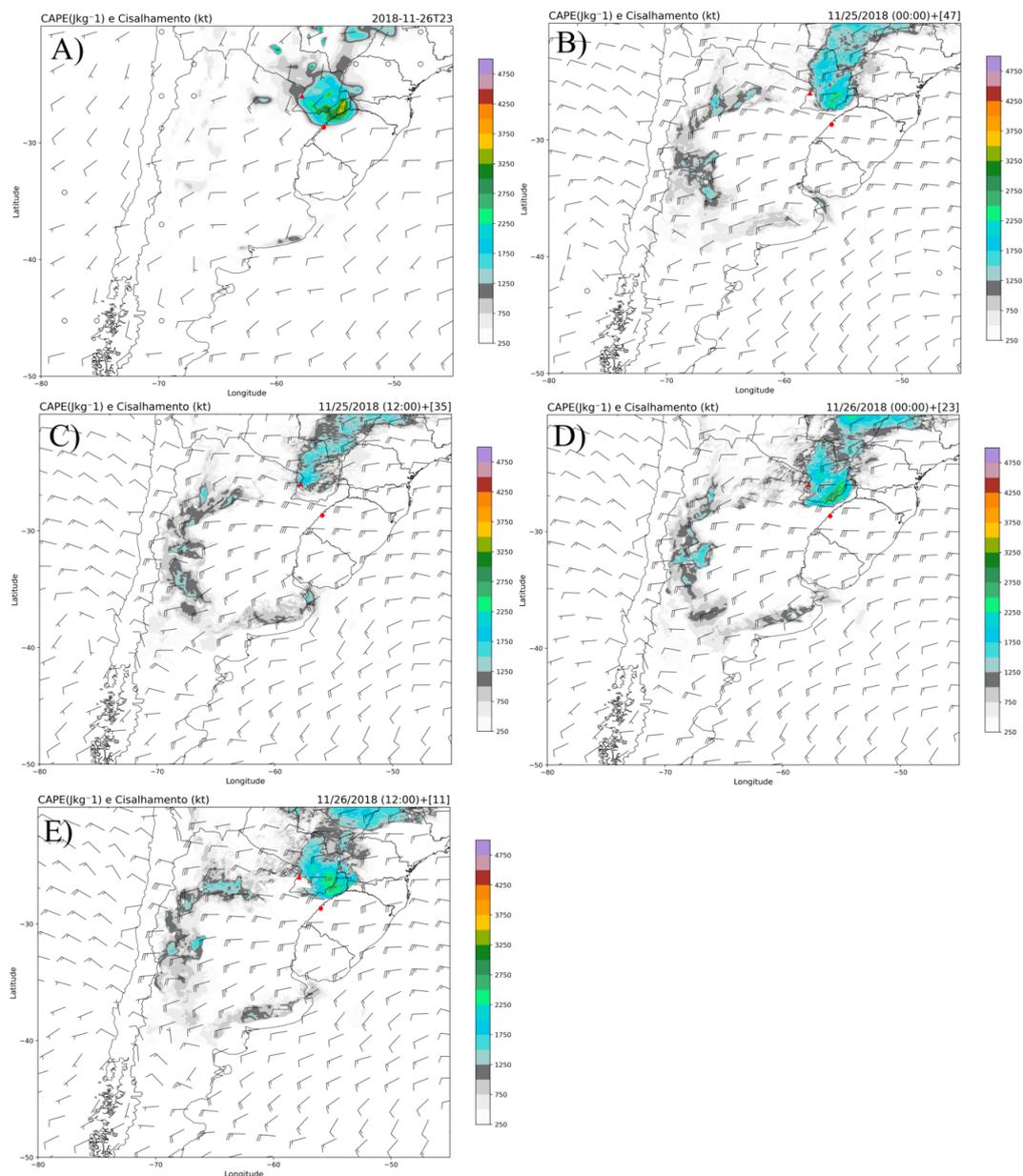


Fonte: Produção da autora.

4.3.4 Caso 4: 27 de novembro de 2018

Faltando 6h para o início da convecção associada à supercélula, nota-se pela reanálise uma área de CAPE abrangendo a região de origem do sistema e São Borja, chegando a indicar a possibilidade de convecção profunda forte em alguns pontos (Figura 4.24 a). As simulações do WRF deslocaram a área de CAPE, contudo ainda seria possível indicar pelo cruzamento do CAPE x CVV a possibilidade de ocorrência de tempestades ordinárias ou multicelulares (Figura 4.24 b-e)).

Figura 4.24 - Comparação dos campos de CAPE ($J\ kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 26/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 25/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 25/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 26/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 26/11/2018 (12 UTC)+11h.

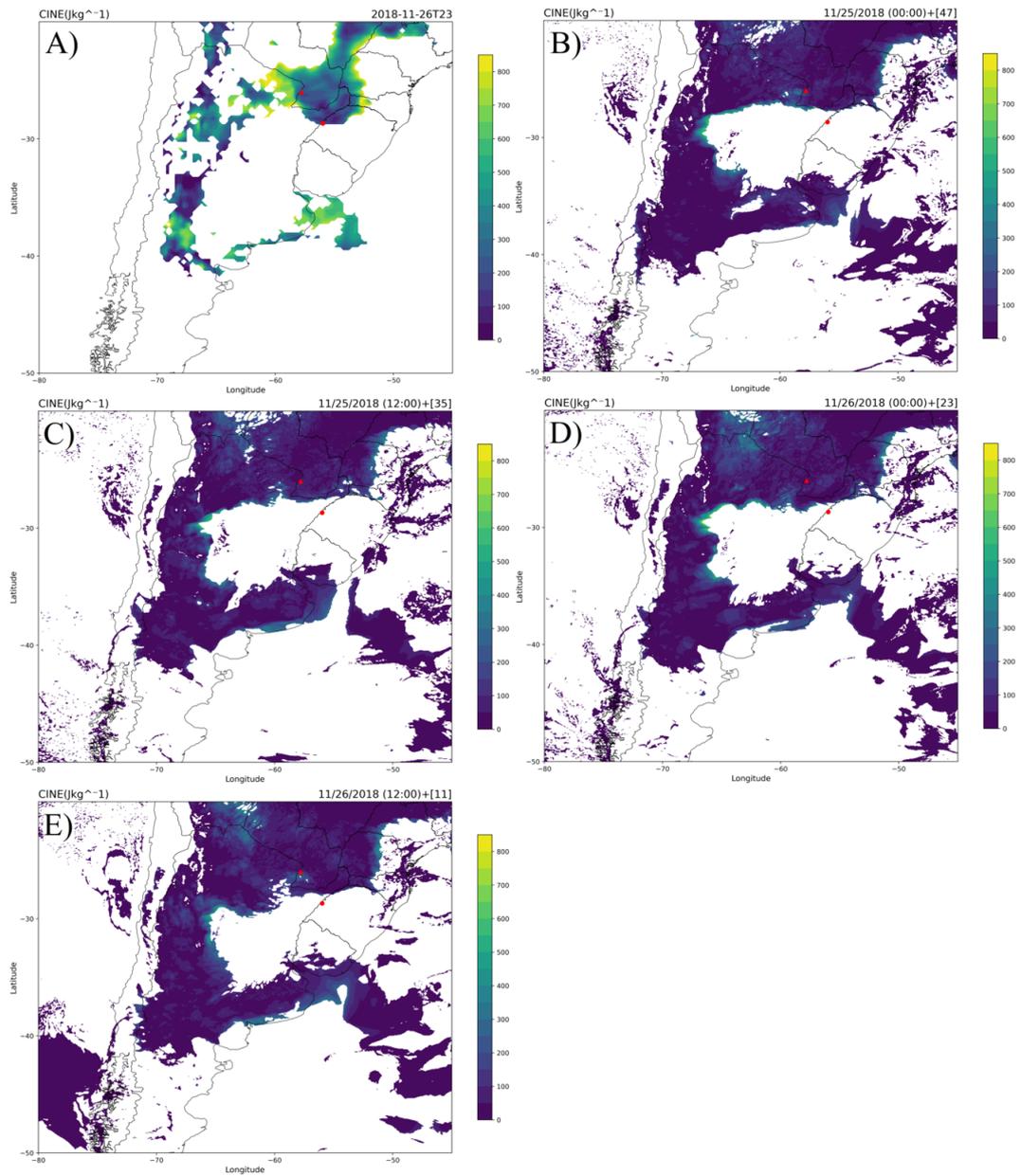


Fonte: Produção da autora.

O comportamento do CINE 12h antes do evento foi semelhante aos da 6h, por isso, optou-se por apresentar apenas a figura referente às 6h que antecederam o evento. Segundo o ERA-5, a região de formação do sistema apresentava valores elevados de

CINE, indicando estabilidade na região. Contudo, as simulações do WRF apontavam valores próximos a zero em grande parte da porção sul da América do Sul.

Figura 4.25 - Comparação dos campos de CINE ($J kg^{-1}$) 6h antes do evento: (a) ERA-5 26/11/2018 (23 UTC), (b) Rodada 25/11/2018 (00 UTC)+47h, (c) Rodada 25/11/2018 (12 UTC)+35h, (d) Rodada 26/11/2018 (00 UTC)+23h e (e) Rodada 26/11/2018 (12 UTC)+11h.



Fonte: Produção da autora.

No geral, por meio das simulações do WRF os índices que indicaram instabilidade na região de origem do sistema foram o CAPE, CINE e CVV (Tabela 4.3), porém segundo a Figura 3.2, os valores não foram suficientemente altos para apontar a ocorrência de supercélula. Portanto, as informações disponibilizadas pelas rodadas do WRF para os ambientes que antecedem a formação do SC em questão não seriam o suficiente para indicar sua ocorrência, mas ainda sim haveria o indicativo de tempestade ordinária ou multicelular.

Tabela 4.3 - Sumário dos índices PC que indicaram possibilidade de formação de convecção no Caso 2.

Índice	Tempo que antecede o SC	Rodada do WRF	Antecedência na identificação do ambiente pelo WRF
CINE	12h	26/11/2018 00 UTC	18h
CAPE	6h	25/11/2018 00 UTC	48h
CINE	6h	25/11/2018 00 UTC	48h

Fonte:Produção da autora.

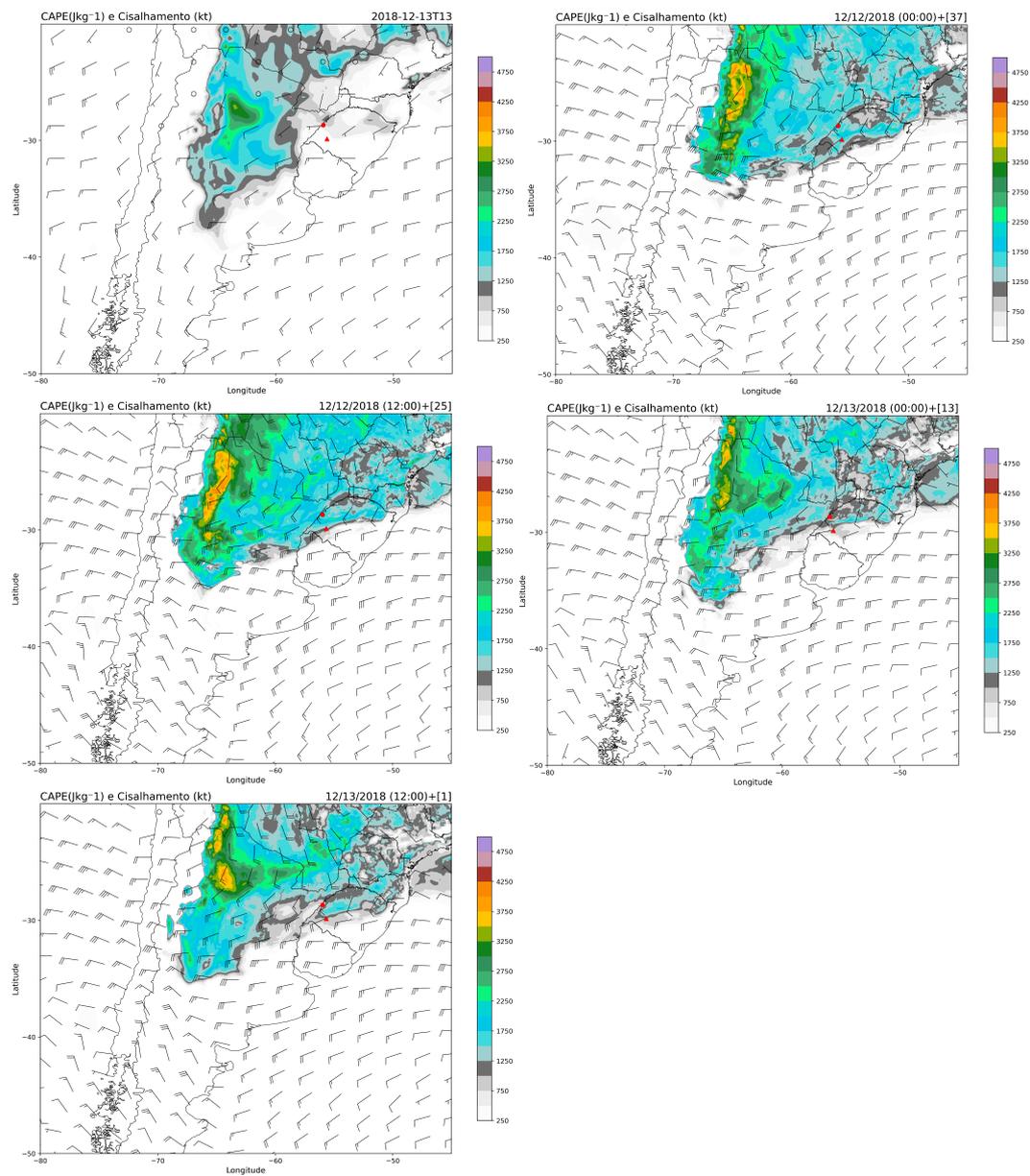
Como nos casos discutidos anteriormente, os campos de ADV e HELI não apresentaram indícios de instabilidade na localidade.

4.3.5 Caso 5: 14 de dezembro de 2018

Como mencionado na análise sinótica do caso (Seção 4.1), um SCM desenvolveu-se no noroeste da Argentina e se deslocou até São Borja. A frente de rajada que se deslocou e provocou ventos intensos na região de estudo foi originada dessa tempestade. É interesse do trabalho avaliar os fenômenos que atuaram em São Borja, contudo a frente de rajada é um produto de outro sistema já em desenvolvimento, portanto o ambiente termodinâmico avaliado fará referência ao sistema como um todo, não apenas a frente de rajada. Dentre os parâmetros PC avaliados, os que se destacaram nesse caso foram o CAPE, CVV e CFUVI.

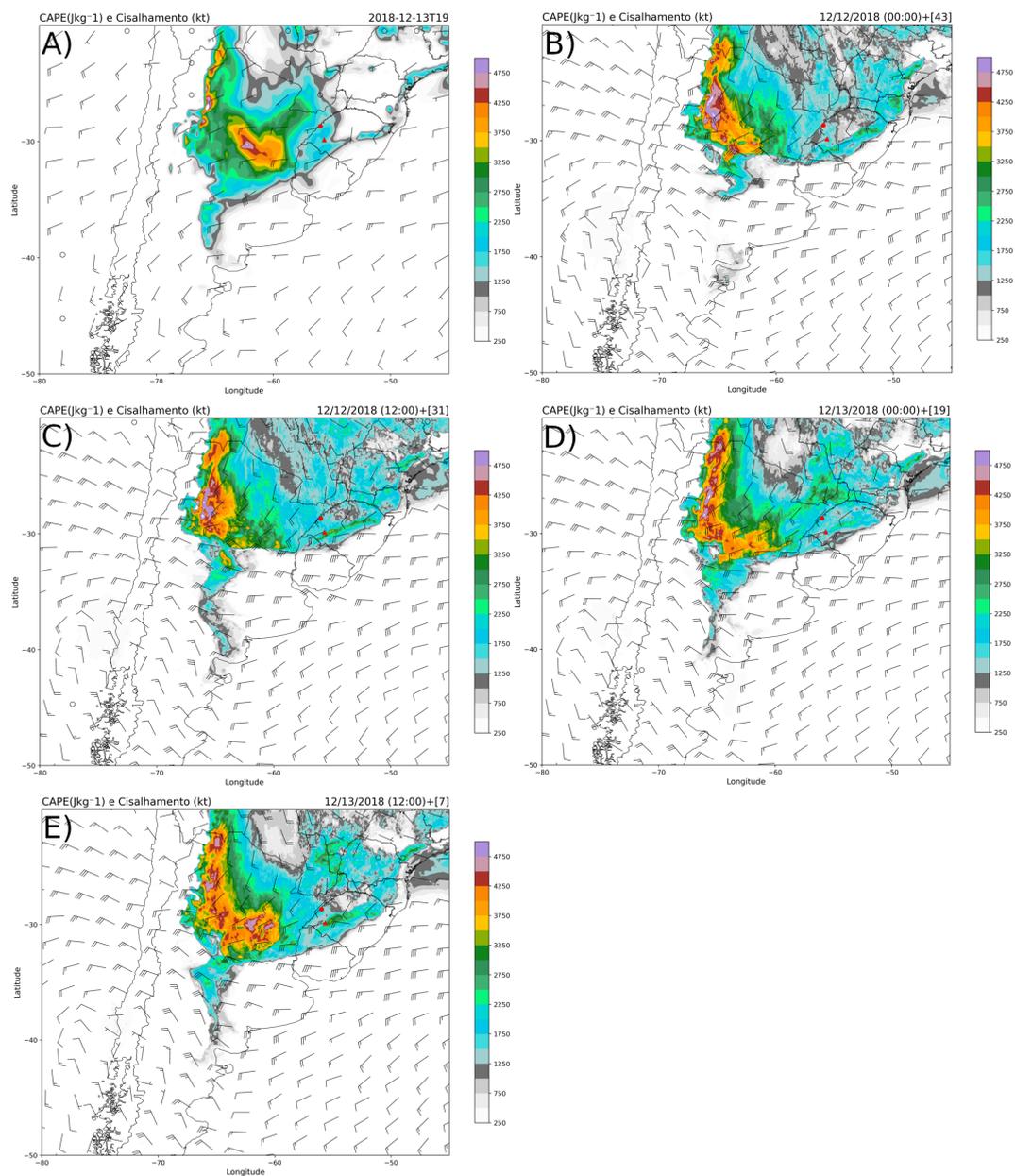
Sendo assim, ao analisar o conjunto de imagens dos índices PC, nota-se que o CAPE e o CVV indicaram instabilidade na região 24h antes do evento (Figura 4.26) e seguiram se intensificando até 12h antes da ocorrência da frente de rajada (Figura 4.27 - Figura 4.28). Porém, o ambiente 6h antes da atuação do sistema já não apresentava valores de CAPE e CVV que apontassem instabilidade, e sim indicativos de ser um meio que consumiu o CAPE disponível, nas horas anteriores, desencadeando a convecção na região (Figura 4.29). Portanto, o CAPE e CVV foram bons previsores para a formação do SCM, mas não obtiveram o mesmo sucesso no prognóstico da frente de rajada. Isso está em conformidade com Nascimento (2005) e Calheiros et al. (2016), pois mostra que a aplicação desses parâmetros é satisfatória quando se refere a probabilidade de iniciação convectiva de um sistema, entretanto, eles não são eficazes no indicativo de fenômenos meteorológicos embebidos em outros.

Figura 4.26 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 24h antes do evento entre: (a) ERA-5 13/12/2018 (13 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (00 UTC)+37h, (c) Rodada 12/11/2018 (12 UTC)+25h, (d) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+13h e (e) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+1h.



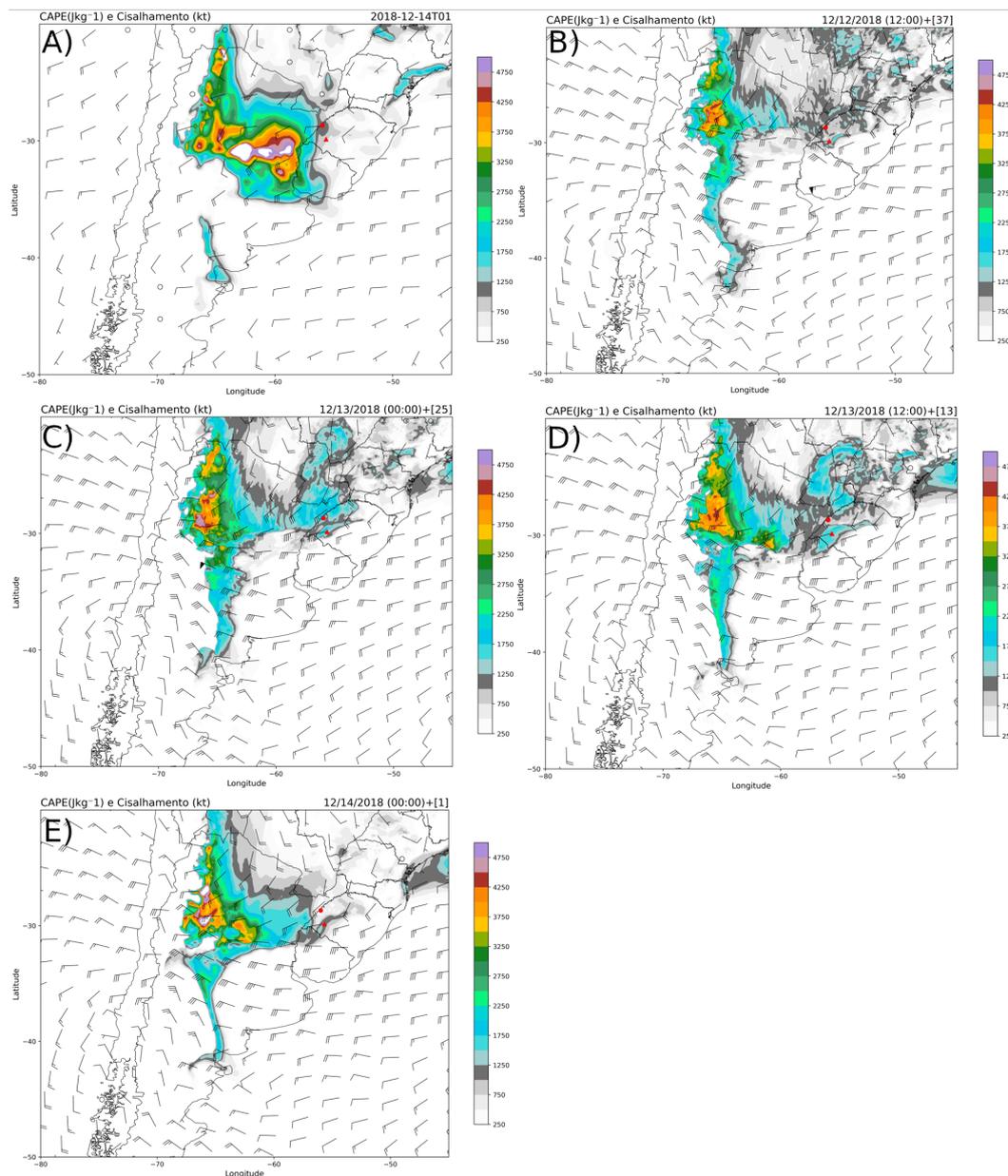
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.27 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 18h antes do evento: (a) ERA-5 13/12/2018 (19h), (b) 12/12/2018 (00 UTC) + 43h, (c) 12/12/2018 (12 UTC) + 31h, (d) 13/12/2018 (00 UTC)+ 19h e (e) 13/12/2018 (12 UTC) + 7h.



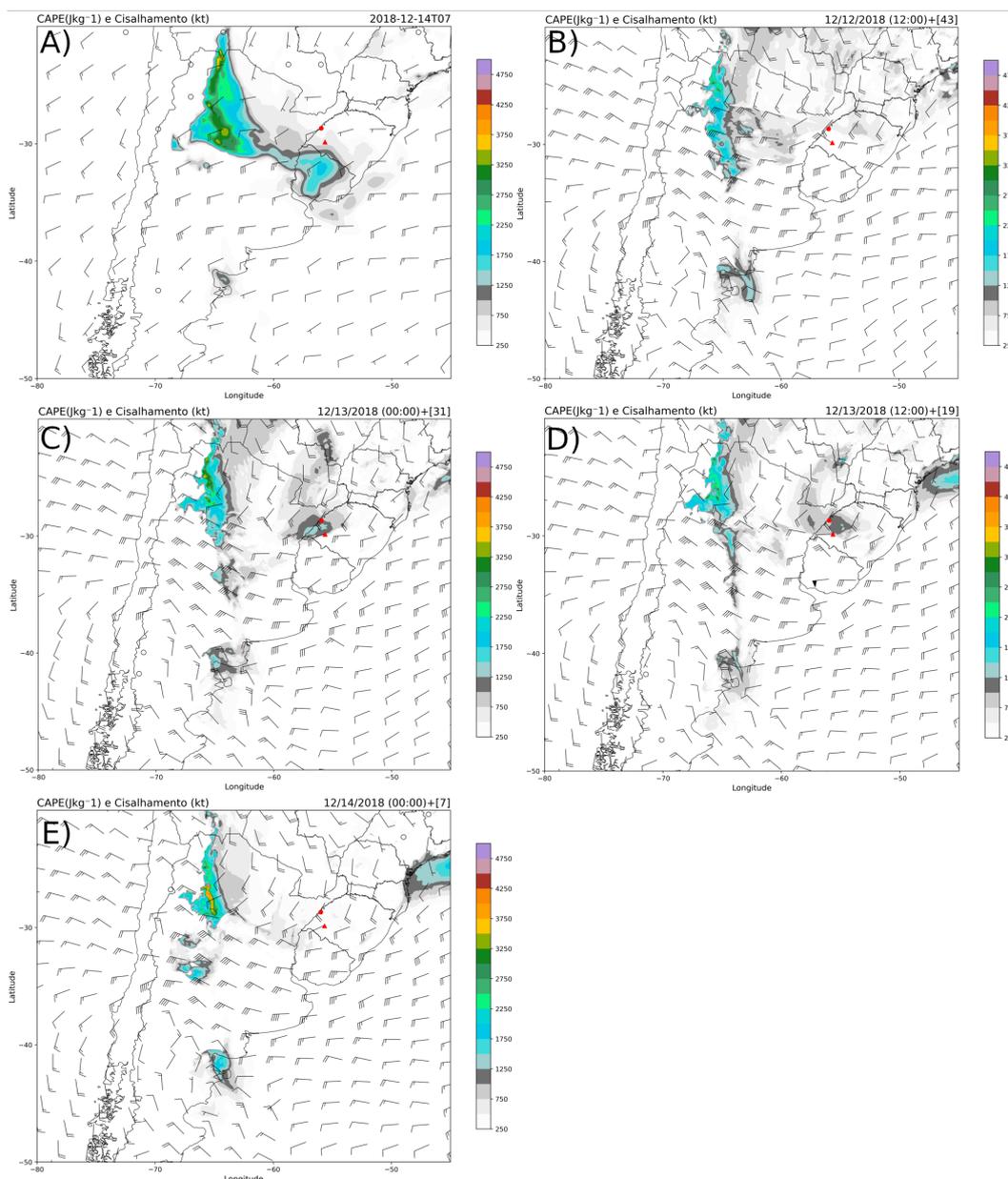
Fonte: Produção da autora.

Figura 4.28 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (01 UTC), (b) 12/12/2018 (12 UTC) + 37h, (c) 13/12/2018 (00 UTC) + 25h, (d) 13/12/2018 (12 UTC) + 13h e (e) 14/12/2018 (00 UTC) + 1h.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.29 - Comparação dos campos de CAPE ($J kg^{-1}$) e CVV (kt) 6h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (07 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+43h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+31h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+9h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+7h.

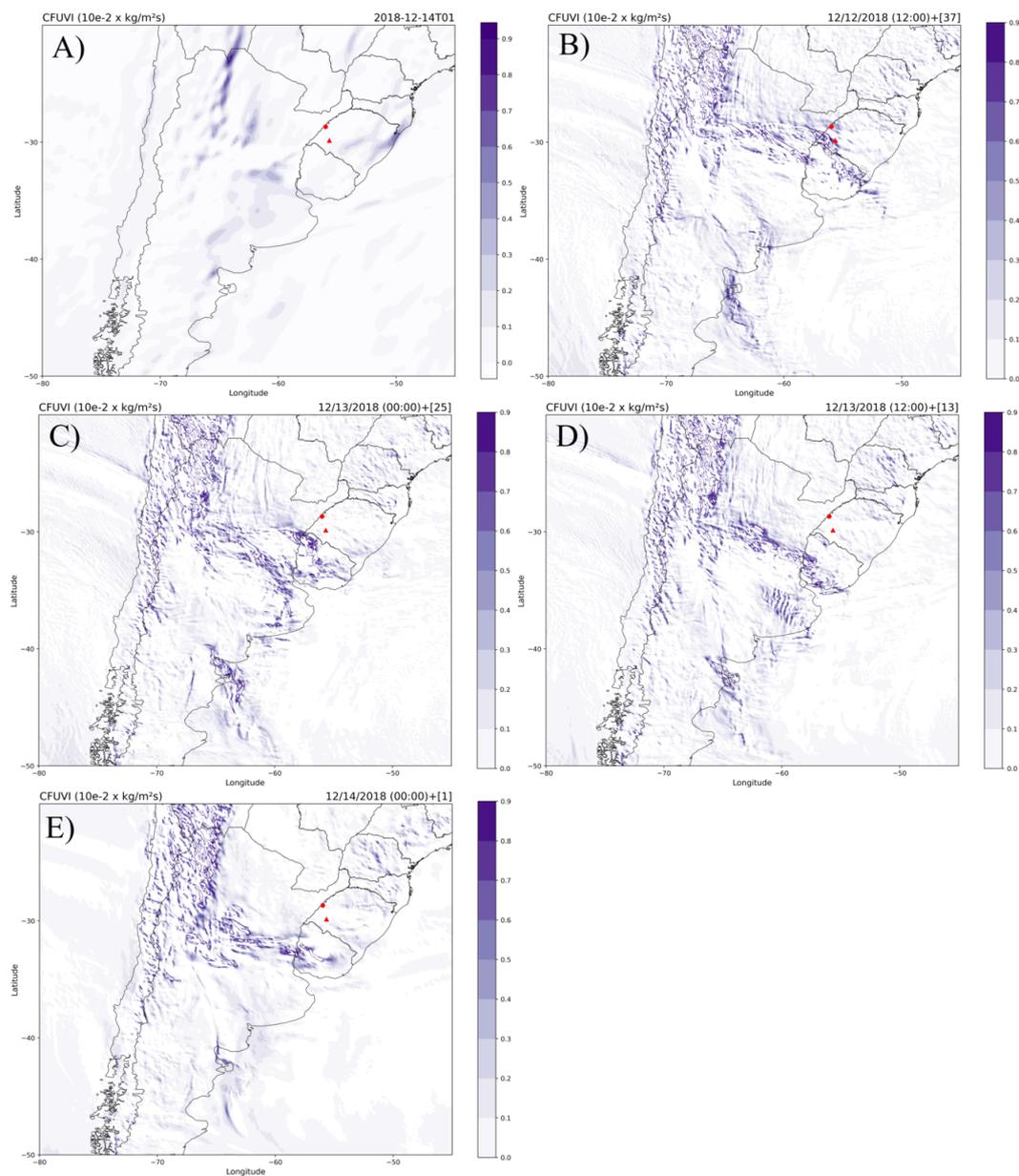


Fonte: Produção da autora.

Assim como no Caso 2, o CFUVI na reanálise não obteve valores que indicassem a possível região de origem do sistema. Porém, as simulações do WRF apontaram a nebulosidade associada ao SCM, que se formou no noroeste da Argentina, desde a

rodada do dia 12/12/2018 12 UTC (38h antes da formação do CCM). Isso concorda com Zomeren e Delden (2007), que afirmam que esse índice é um fraco previsor de tempestades. Além disso, o CFUVI continuou se mostrando eficiente em apontar convecção referente a sistemas frontais, uma vez que, as previsões do WRF indicam valores elevados do índice no litoral da Argentina entre as latitudes de 40° e 50 °S, região na qual futuramente haveria avanço da frente fria.

Figura 4.30 - Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (01 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+37h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+25h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+13h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+1h.

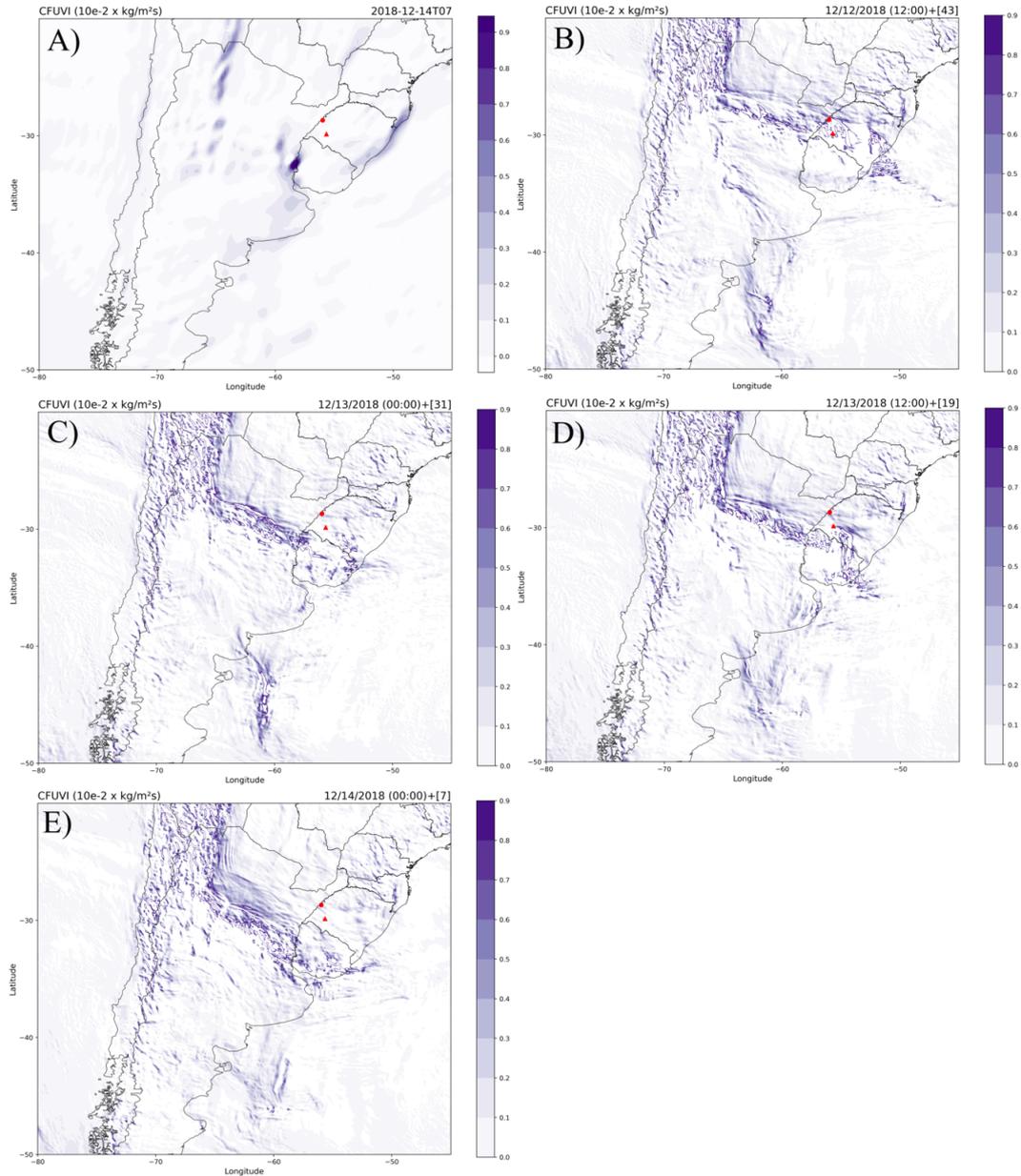


Fonte: Produção da autora.

O CFUVI se comportou de maneira semelhante ao horário avaliado anteriormente, pois ambas as previsões apontam a presença de CFUVI na região de atuação do SCM sobre a Argentina e Uruguai e da frente fria que se deslocava pela Argentina

(Figura 4.31 b-e).

Figura 4.31 - Comparação dos campos de CFUVI ($10e^{-2} \times \text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$) 12h antes do evento: (a) ERA-5 14/12/2018 (07 UTC), (b) Rodada 12/12/2018 (12 UTC)+43h, (c) Rodada 13/12/2018 (00 UTC)+31h, (d) Rodada 13/12/2018 (12 UTC)+9h e (e) Rodada 14/12/2018 (00 UTC)+7h.



Fonte: Produção da autora.

Ao se analisar esse caso é possível reafirmar a eficácia do CAPE em indicar as áreas de instabilidade que podem desenvolver sistemas convectivos intensos. Com relação ao CFUVI, assim como no Caso 2, ele se mostrou eficiente em prever nebulosidade associado a sistemas frontais, além disso, também foi competente na predição do SCM. Apesar disso, esses parâmetros não foram eficientes na previsão da frente de rajada que atuou em São Borja, apenas do sistema no qual ela se desenvolveu, por isso não será apontado o tempo que as simulações do WRF levaram para identificar os padrões para o desenvolvimento da frente de rajada. Os demais índices não apresentaram características que apontassem instabilidade.

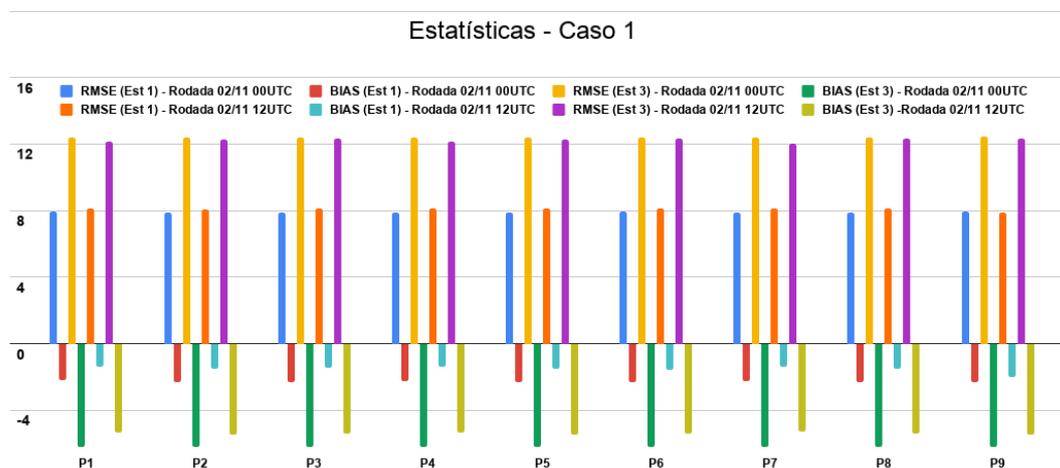
4.4 Avaliação da previsão do WRF para a precipitação

4.4.1 Estação de superfície

Nesta seção, serão apresentadas as comparações da precipitação observada pelas estações de superfície com a prevista pelo WRF por meio dos índices estatísticos RSME, BIAS e de concordância de Willmott para todos os casos.

Para o Caso 1 (Figura 4.32), os valores apresentados pelo RMSE foram mais altos para a estação 3 em comparação à estação 1. Como essa métrica é comumente utilizada para expressar o desvio médio entre os resultados numéricos e o observado (WILKS, 2006), pode-se dizer que o desempenho do WRF foi melhor em representar a precipitação para a estação 1. Além disso, quando se compara as diferentes rodadas do modelo não é notório evolução entre elas, pelo contrário, a rodada mais próxima ao horário do evento resulta nos valores mais altos. Já no BIAS do caso 1 é encontrado que o WRF subestimou o observado pelas estações meteorológicas (Figura 3.3), uma vez que esse índice tem a habilidade de mensurar a tendência de superestimativa ou subestimativa das variáveis (WILKS, 2006). De modo geral, o modelo não conseguiu captar o pico de precipitação registrado pelas estações meteorológicas (Tabela 4.4), além de adiantar o horário de maior valor de precipitação ainda subestima a magnitude da chuva em ambas as rodadas.

Figura 4.32 - Representação gráfica do RMSE e BIAS dos nove pontos mais próximos das estações meteorológicas disponíveis para o Caso 1.



Fonte: Produção da autora.

Tabela 4.4 - Horários de maior precipitação (mm/h) no dia 03/11/2018, onde o modelo WRF não captou a precipitação registrada pelas estações meteorológicas.

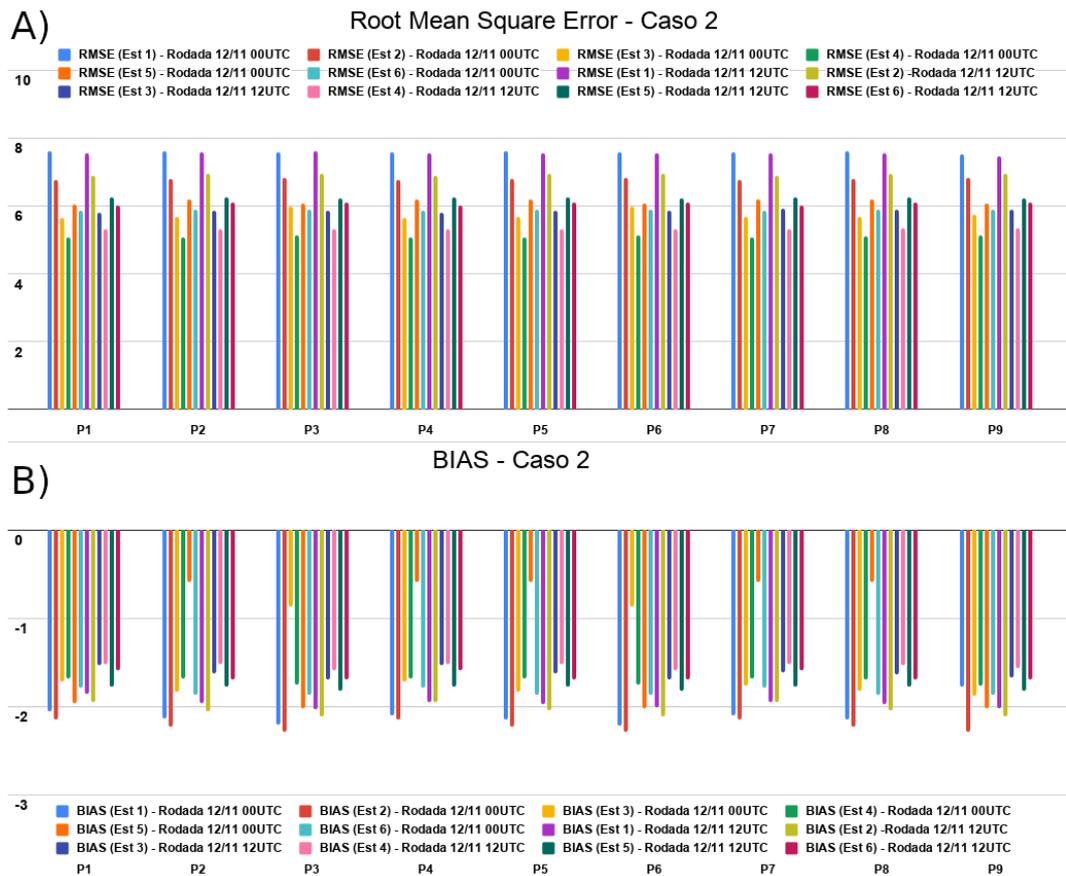
Estação 1			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
9h	37,4	0,04	0,04
Estação 3			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
8h	24,9	0,60	0,80
10h	28,7	0,03	0,62
12h	29,3	0,03	0,03
14h	29,9	0,09	0,91

Fonte: Produção da Autora.

É possível verificar nos gráficos do RSME para o caso 2 que o WRF apresentou padrões semelhantes para os 9 pontos analisados (Figura 4.33 a), neles são indicados valores de RMSE que indicam que a estação 1 foi a que o WRF apresentou menor habilidade em prever. E assim como foi encontrado no caso 1, a simulação mais próxima do evento não mostrou melhora na representação da precipitação pelo modelo. Ainda na Figura 4.33 (b), o BIAS do caso 2, retratou subestimação da magnitude

da precipitação pelo WRF para todas as estações, porém, com exceção da estação 5, houve uma evolução na representação da quantidade da chuva nas estações para a simulação das 12 UTC. Assim como no Caso 1, o modelo não representou bem os picos de precipitação registrados pelas as estações (Tabela 4.5), além de subestimar a chuva em ambas as rodadas, com exceção a Est 6 para a simulação das 00 UTC.

Figura 4.33 - Representação gráfica do (a) RMSE e (b) BIAS dos nove pontos mais próximos das estações meteorológicas disponíveis para o Caso 2.



Fonte: Produção da autora.

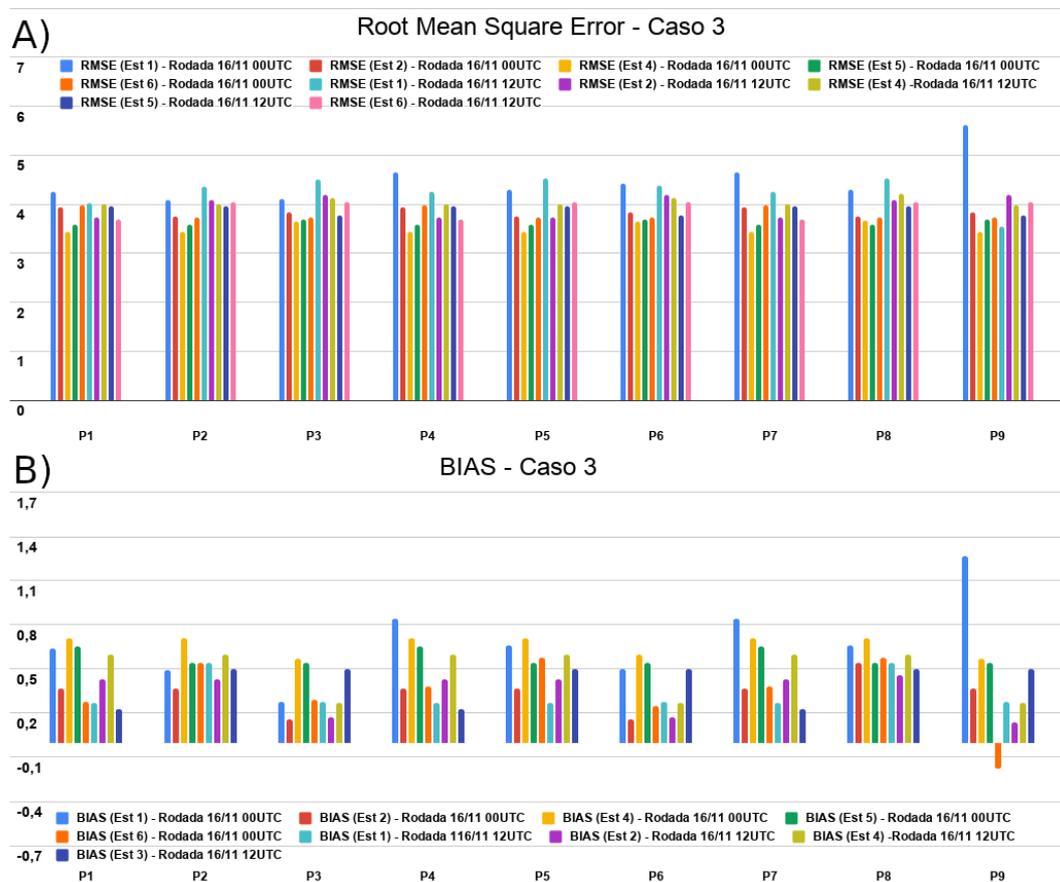
Tabela 4.5 - Horários de maior precipitação (*mm/h*) no dia 13/11/2018, onde o modelo WRF não captou a precipitação registradas pela estações meteorológica.

Estação 1			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
16h	33,4	0	0
22h	13	0,31	0,05
Estação 2			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
15h	29,8	0	0,08
16h	10,9	0	0
21h	11,6	4,85	2,58
Estação 3			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
15h	25,6	0	0,06
21h	10,3	5,31	2,34
Estação 4			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
15h	22,5	0	0,08
21h	12,4	4,52	2,10
Estação 5			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
15h	27	0	0,03
21h	11,8	6,24	1,89
Estação 6			
Horários	Obs	WRF (00UTC)	WRF (12UTC)
15h	26,3	0	0,03
21h	11,6	5,11	2,77

Fonte: Produção da Autora.

Pela distribuição da precipitação observada e modelada (Figura não apresentada), foi possível notar que nenhuma das estações meteorológicas captou a chuva associada ao sistema que provocou alagamento em São Borja, pois no horário de ocorrência do sistema (12h) os valores são zero. Contudo, as previsões do WRF em todas as estações apontam valores próximos à $7,5 \text{ mm/h}$, mostrando que o modelo não representou bem a distribuição da chuva observada para esse caso ao longo do dia (Figura 4.34 a). Já o BIAS desse caso apontou superestimativas da precipitação em todos os pontos e estações pelo WRF (Figura 4.34 b), além disso nota-se a evolução da simulação em representar a magnitude da variável para todos os pontos e estações.

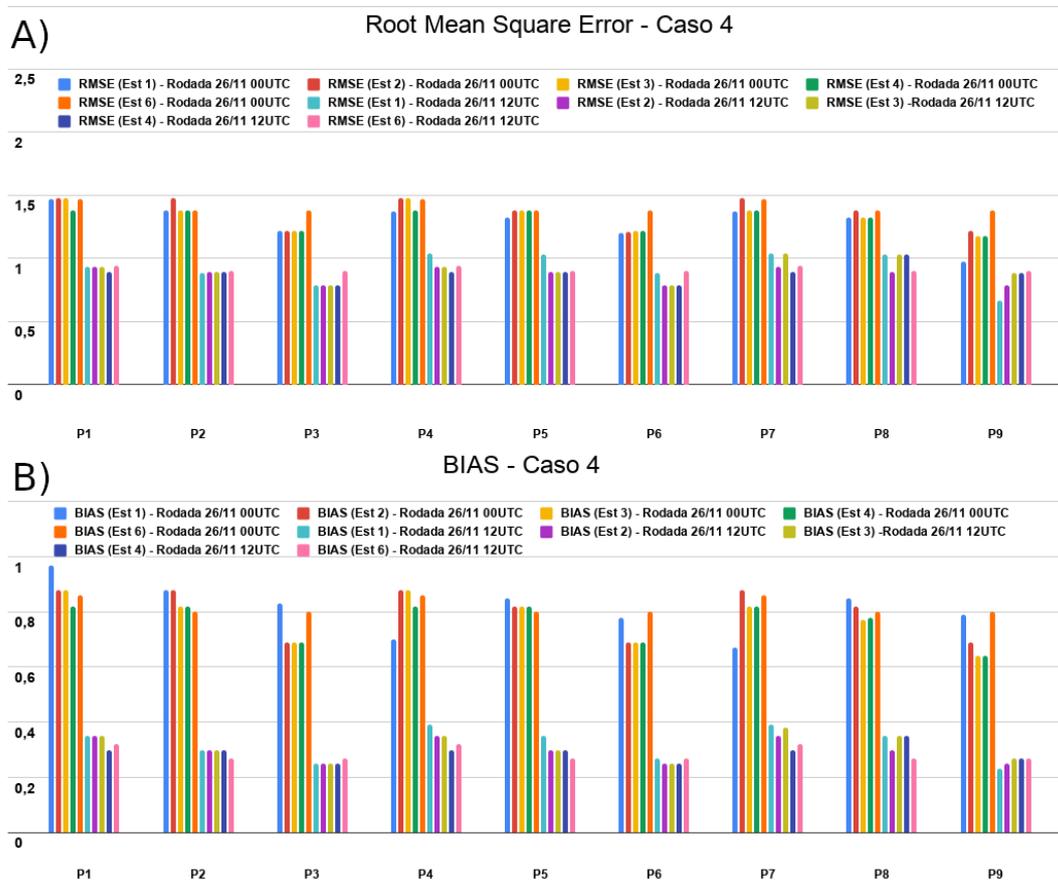
Figura 4.34 - Idem figura 4.33, porém para o Caso 3.



Fonte: Produção da autora.

Assim como no caso anterior as estações meteorológicas não registraram a precipitação associada à supercélula, uma vez que, os valores observados são zero durante o horário de atuação do sistema e ao longo do dia. Entretanto, o desempenho do WRF pode ser considerado satisfatório, mesmo que o modelo tenha superestimado a precipitação, isso é indicado pelos baixos valores de RMSE e BIAS (Figura 4.35). Ainda, vale ressaltar que os índices reduzem na rodada das 12 UTC, indicando uma melhora no desempenho do modelo.

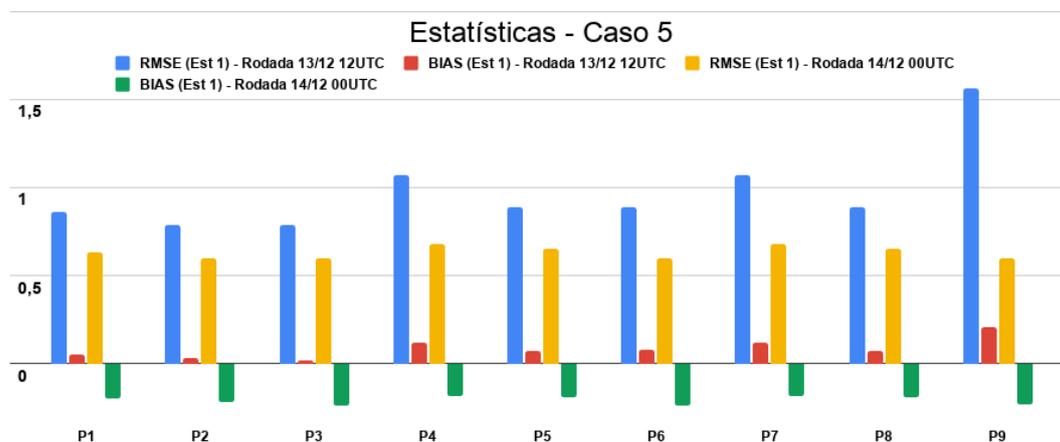
Figura 4.35 - Idem figura 4.33, porém para o Caso 4.



Fonte: Produção da autora.

O fenômeno avaliado no caso 5 é uma Frente de Rajada, então não há chuva associada a ela. Mas como apresentado anteriormente, ela se desenvolveu a partir da atuação de um SCM. Sendo assim, a chuva registrada pelas estações meteorológicas e simuladas pelo WRF foram associadas a esse sistema. De maneira geral, o modelo conseguiu representar de maneira razoável sua distribuição e magnitude (Figura 4.36). Porém, na simulação 14/12 às 00 UTC o BIAS passou a ser negativo, indicando subestimação da precipitação, essa pode ter sido a causa para a diminuição do RMSE, não a melhora efetiva da simulação.

Figura 4.36 - Idem figura 4.32, porém para o Caso 5.



Fonte: Produção da autora.

No geral, o WRF encontrou algumas dificuldades em representar os valores mais elevados de precipitação registrados nos Casos 1 e 2, na ausência e nos baixos valores dos Casos 3, 4 e 5. Ou seja, o modelo não teve sucesso em caracterizar a distribuição horária da chuva, nem sua magnitude. Além disso, o índice de Wilmont (não apresentado) foi abaixo de 0,4 para todos os casos observados, indicando que a relação de exatidão entre o simulado e observado foi ruim/péssima, isso pode ser decorrente da disponibilidade pontual dos dados devido ao baixo número de estações. A obtenção desse resultado pode ser consequência da comparação entre as estações de superfície pontuais e o modelo que tem a intenção de apresentar padrões espaciais.

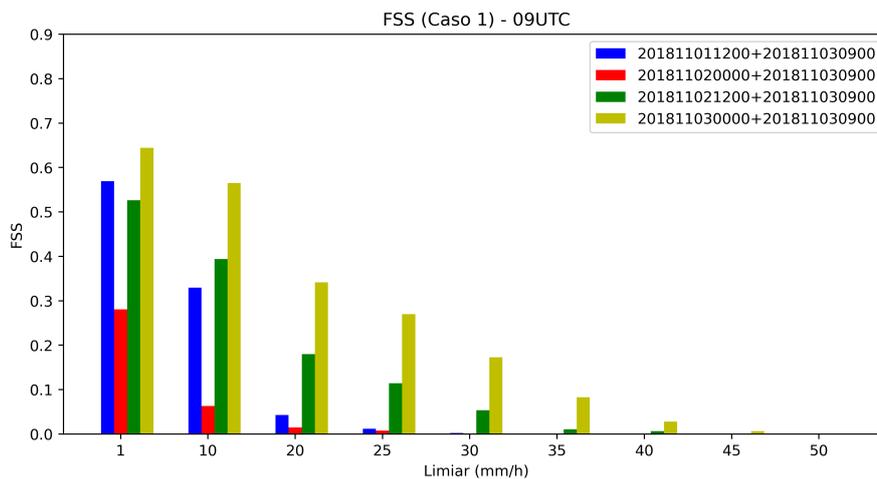
4.4.2 Avaliação espacial da refletividade

Ao realizar uma avaliação objetiva do modelo obtém-se a relação quantitativa do seu acerto ou erro ao simular a precipitação, por exemplo. Ao aplicar uma técnica de verificação de eficácia é importante entender que sua performance é influenciada pela sua execução. Segundo Mittermaier e Roberts (2010), é relevante destacar que o desempenho do FSS depende da aplicação da previsão, uma vez que, para grandes limites de precipitação o índice é sempre menor que 0,5 quando se considera escalas espaciais menores, porém isso não significa a falta de habilidade do modelo prever a precipitação. Portanto, foi avaliado o comportamento do FSS horário para limiares diversos de refletividade (1 *dBZ*, 10 *dBZ*, 20 *dBZ*, 25 *dBZ*, 30 *dBZ*, 35 *dBZ*, 40 *dBZ*, 45 *dBZ* e 50 *dBZ*) e raio de influência foi de 2 espaçamentos de grade (10

km) para os casos estudados, com o intuito de averiguar o desempenho do modelo para cada um deles e se o WRF evoluiu na maneira de representar a refletividade simulada entre as rodadas.

Para todos os horários do caso 1 foi notório valores maiores de FSS para os limiares menores, porém não superam 0,7 (Não apresentado). Zhang e Zhao (2019) apontam que o FSS de 0,5 pode ser considerado habilidoso na previsão de chuvas fortes. Ainda, concorda com Zhao e Zhang (2018) que mostraram que a pontuação do FSS enfraquece à medida que o limiar aumenta. Além disso, sabendo que o SC que ocasionou granizo em São Borja ocorreu às 08:50 UTC e pela relação do FSS e dos limiares das 09 UTC (Figura 4.37), pode-se ver que a representação da refletividade nas simulações melhorou à medida que as rodadas se aproximam do horário de ocorrência do sistema. Além disso, desde a rodada do dia 01/11 às 12 UTC notava-se um bom desempenho em prever os valores mais baixos, indicando que o WRF consegue prever com maior antecedência e acerto valores baixos de refletividade, enquanto que para valores mais elevados apenas as rodadas mais próximas ao evento são capazes de captar. Ou seja, para que seja feita a previsão de eventos extremos é preciso atualizar a rodada do modelo com maior frequência.

Figura 4.37 - Avaliação do desempenho do FSS para às 09 UTC para o Caso 1.

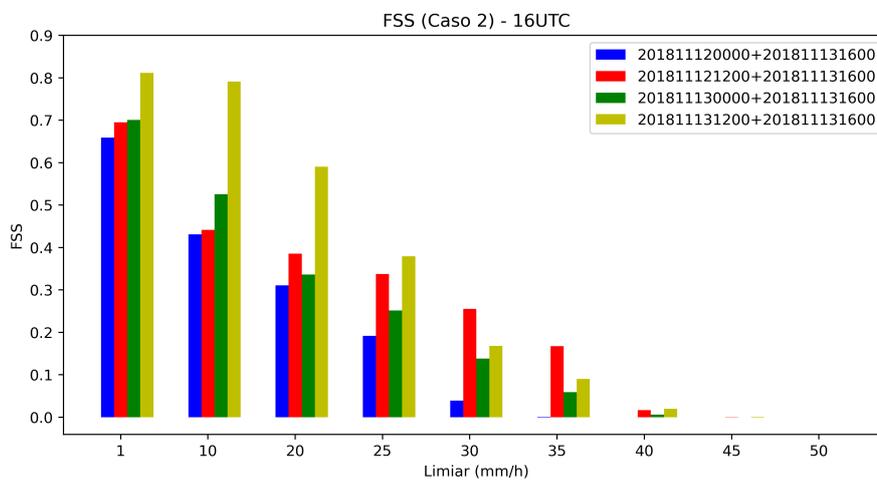


Fonte: Produção da autora.

No Caso 2 é possível notar a partir das 07UTC que para algumas rodadas o FSS

apontava valores acima de 0,7 para os limiares de 1 *dBZ* e 10 *dBZ*, esse padrão foi observado até às 19 UTC (figuras não apresentadas). Levando em consideração que a LIP atuou em São Borja às 15:50, pode-se notar que para às 16h (Figura 4.38) as simulações do dia 13/11 (00 UTC e 12 UTC) para o limiar de 1 *dBZ* apresentam valores que apontam bom desempenho da previsão em relação ao observado. Já para o limiar de 10 *dBZ*, apenas a rodada de 13/11 (12 UTC) apresentou FSS excelente para prever a refletividade, porém as demais rodadas também conseguiram prever essa refletividade, apesar de apresentarem valores mais baixos de FSS.

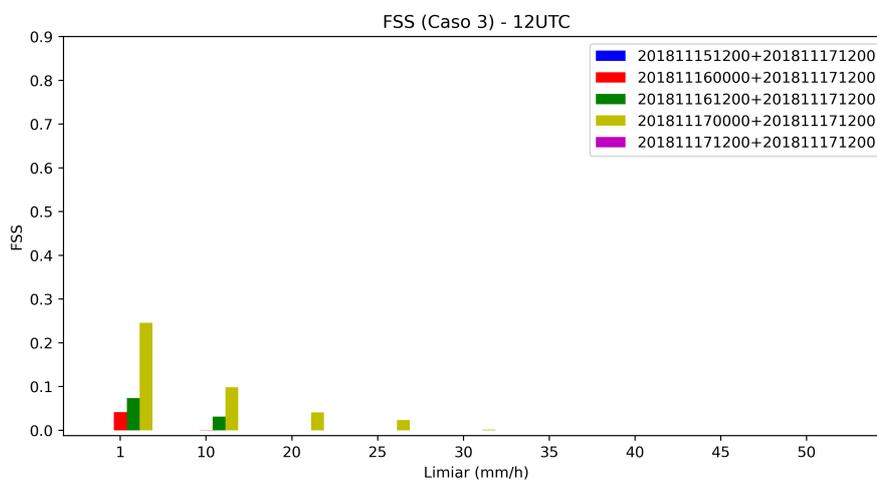
Figura 4.38 - Avaliação do desempenho do FSS para às 16 UTC para o Caso 2.



Fonte: Produção da autora.

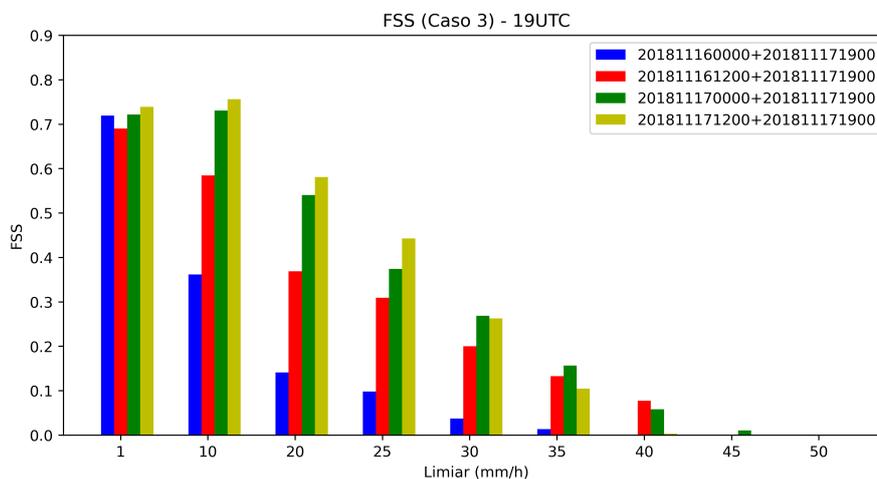
Já para o Caso 3, o FSS não indicou valores acima de 0,5 até às 13 UTC para nenhum dos limiares, isso apontar baixa habilidade do modelo em representar a precipitação, principalmente às 12 UTC que foi o horário que o SC começou a atuar em São Borja (Figura 4.39). Contudo, a partir das 14 UTC começaram a ser registrados valores acima de 0,7 de FSS para os limiares de 1 *dBZ* e 10 *dBZ*, sendo o melhor desempenho do WRF às 19h (Figura 4.40). Assim como nos casos anteriores, foi possível observar que as rodadas mais próximas da ocorrência do evento são mais eficientes em representar o observado.

Figura 4.39 - Avaliação do desempenho do FSS para às 12 UTC para o Caso 3.



Fonte: Produção da autora.

Figura 4.40 - Avaliação do desempenho do FSS para às 19 UTC para o Caso 3.



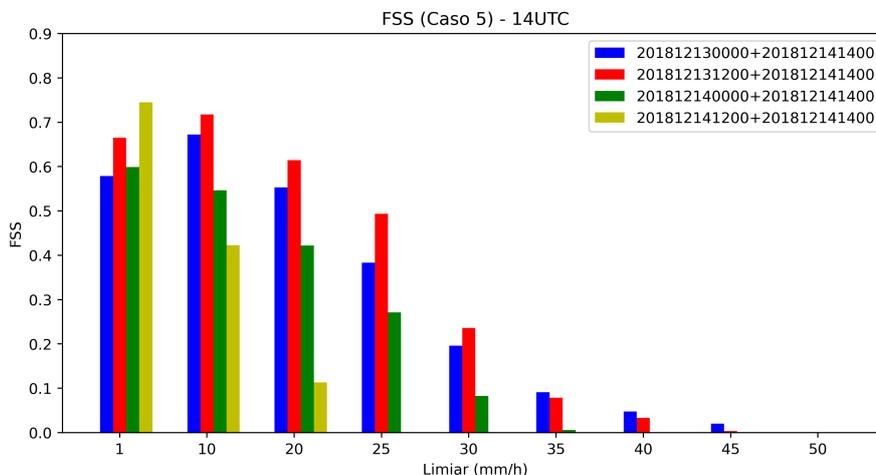
Fonte: Produção da autora.

Com relação ao caso 4, não foram registrados valores de FSS acima de 0,5 para nenhum dos horários. Isso indica que o WRF não foi bem acurado em representar a

precipitação associada ao evento de supercélula. Ainda, diferente dos casos anteriormente avaliados, poucas vezes a rodada mais próxima ao evento mostrou valores mais elevados de FSS que as demais, apontando que o modelo não melhorou sua previsão à medida que se aproximava do evento. É importante ressaltar que o modelo conseguiu simular a supercélula, porém seu posicionamento foi levemente deslocado e por essa razão o FSS com raio de 10 km apresentou valores baixos.

Para o Caso 5, é possível acompanhar o aumento do FSS das 09h (Não apresentado) até às 14h, que foi o horário de melhor desempenho do índice (Figura 4.41). Esse aumento gradativo do FSS, pode estar associado ao deslocamento do sistema em direção a São Borja e a detecção do radar. Quando se observa a evolução do FSS horário, encontra assim como nos Casos 1, 2 e 3 que a rodada mais próxima a ocorrência do evento é mais precisa para o limiar de 1 *dBZ*. Contudo, para o limiar de 10 *dBZ* as rodadas do dia 13/12 (00UTC e 12 UTC) apontaram um desempenho melhor em representar o observado, enquanto as rodadas mais próximas apresentaram resultados ruins. Isso pode estar relacionado ao tempo de *spin-up* do WRF, uma vez que, o modelo regional necessita de um período para estabilizar as irregularidades das condições iniciais e de fronteira (LUNA et al., 2011), além de iniciar a produção de hidrometeoros pelas parametrizações de cúmulos e de microfísica. A previsão do dia 14/12 das 12 UTC está muito próxima das 14 UTC, apenas duas horas não foi suficiente para estabilizar o modelo. Uma forma de reduzir esse problema seria a introdução de dados observados na condição inicial do modelo por meio da assimilação de dados. O efeito do *spin-up* ainda pode ser notado também na rodada do dia 14/11 das 00 UTC, porém bem menor que na rodada seguinte. E dentre as rodadas do dia 13/11 a que melhor representou a melhor relação entre o tempo de *spin-up* e a idade da simulação foi a das 12 UTC.

Figura 4.41 - Avaliação do desempenho do FSS para às 14 UTC para o Caso 5.



Fonte: Produção da autora.

Durante a análise do FSS pode-se observar comportamentos já relatados pela literatura, pois assim como mostrado por Ebert (2008), Rossa et al. (), Duc et al. (2013), Wolff et al. (2014), Zhao e Zhang (2018) os limiares com maiores valores de FSS foram os mais baixos, ou seja, a maior habilidade de prever os eventos de precipitação está relacionada com limiares baixos. O FSS mostrou ser uma técnica estatística útil para avaliar a precipitação espacialmente, assim como indicado por Zhao e Zhang (2018).

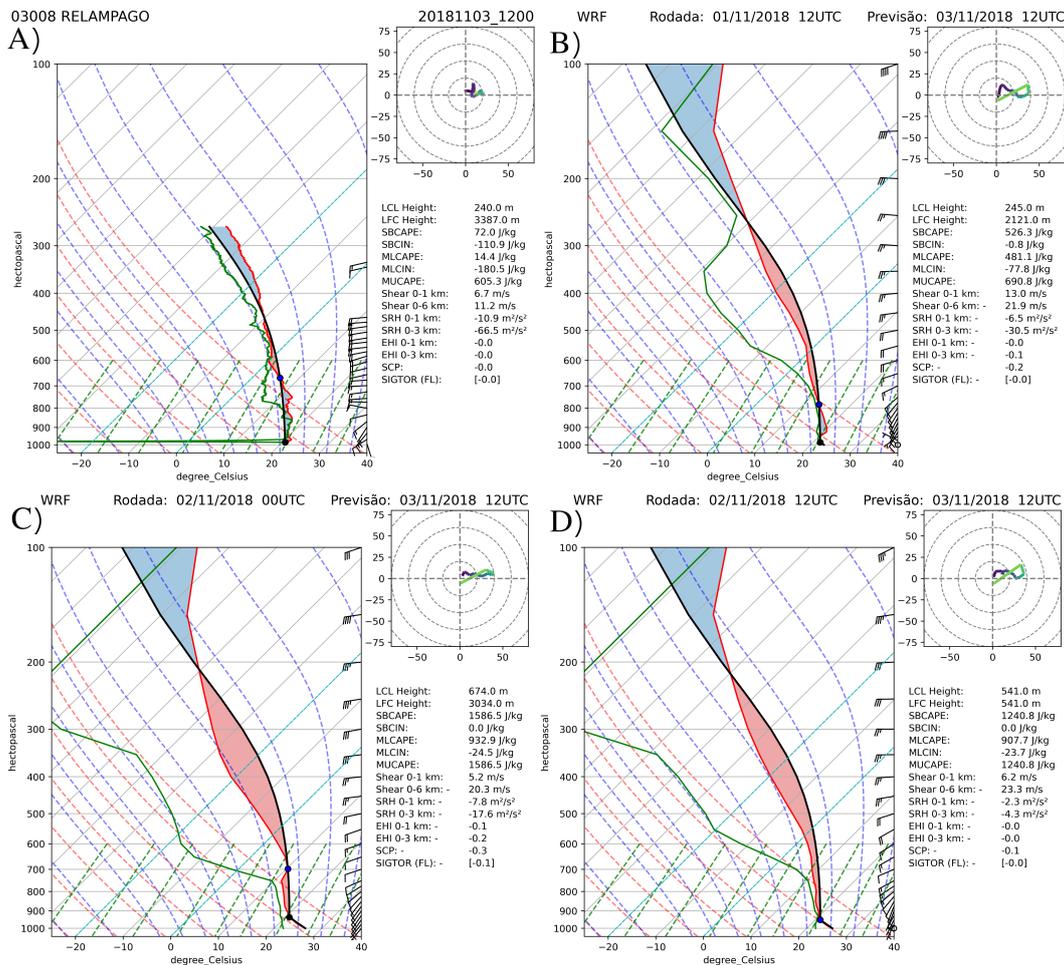
4.5 Radiossondagem

4.5.1 Caso 1: 03 de novembro de 2018

No diagrama termodinâmico das 12 UTC para o caso 1 (Figura 4.42), observa-se que a atmosfera está úmida até 800 hPa, chegando a ocorrer saturação em alguns momentos, isso ocorre devido às nuvens remanescentes associadas ao evento convectivo estudado neste caso. Além disso, o CINE e o NCE indicam inibição ao desenvolvimento de convecção na região. Com relação ao perfil vertical modelado pelo WRF, nota-se que eles apresentam características distintas do observado, pois apresentam secamento em níveis médios e ampla área de CAPE, sendo esse um comportamento que indica a possibilidade de convecção. A área do CAPE é representada bem diferente do observado, concordando com Machado et al. (2017), que afirma que dentre

as simulações de índices de instabilidade, o CAPE é o que apresenta maior diferença do observado. Assim como Silva e Fisch (2014) observaram, o padrão de vento foi bem representado em direção e magnitude pelas simulações do modelo, dentre elas, a que melhor representou as características do vento verticalmente foi a mais próxima do horário observado.

Figura 4.42 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 12 UTC para 03/11/2018 e as rodadas (b)01/11/2018 (12 UTC), (c)02/11/2018 (00 UTC) e (d)02/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábica saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.

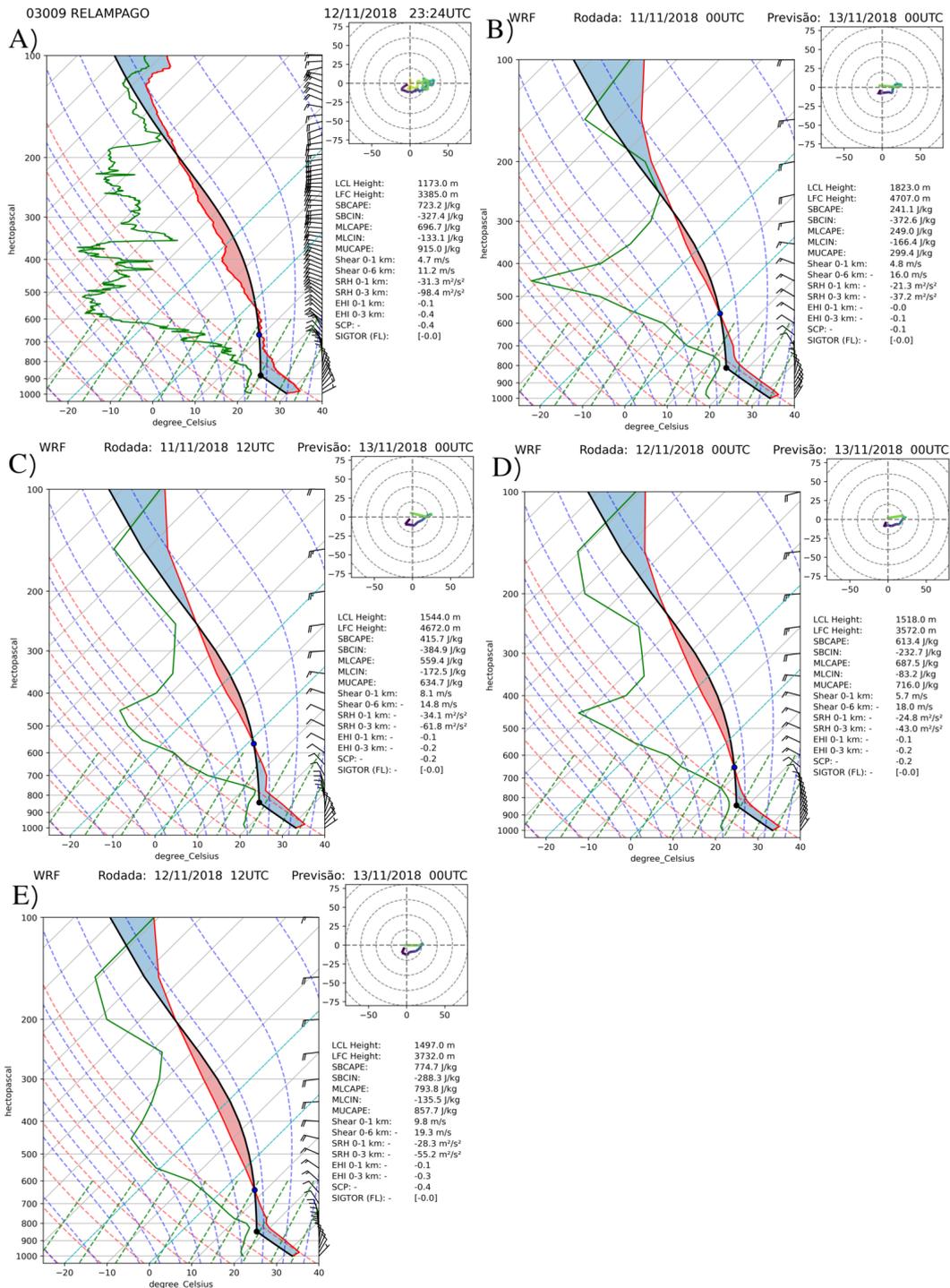


Fonte: Produção da autora.

4.5.2 Caso 2: 13 de novembro de 2018

No perfil vertical da temperatura (T) para a radiossondagem das 00 UTC, do dia 13 de novembro, nota-se uma inversão térmica (Figura 4.43), onde ao invés de diminuir, a temperatura do ar aumenta com a altura próximo ao solo - fazendo com que a temperatura em 900 hPa atinja valores maiores que os observados na superfície. Esse tipo de fenômeno pode ocorrer principalmente durante a noite em condições de céu limpo, e resulta na perda de energia radiante do solo para o espaço a uma taxa maior que a recebida. Já pela curva da temperatura do ponto de orvalho (T_d) percebe-se um indicador importante para a formação de tempestades, que é uma camada de ar seco acima de 700 hPa, porém a inversão em baixos níveis inibe o levantamento espontâneo do ar. O WRF conseguiu captar as características mais relevantes da sondagem observada como: o secamento acima de 700 hPa, áreas de CAPE e CINE, a inversão térmica e a velocidade e direção do vento. Contudo, vale ressaltar que os valores de T_d e a área do CAPE foram subestimados pelo modelo. Os índices calculados pela sondagem modelada estavam subestimando os observados, mas à medida que se aproximava do evento conseguiram representar o observado. Isso corrobora com o apresentado pelo FSS para esse caso, onde a representação da refletividade melhorou nas simulações mais próximas do observado, com isso, pode-se dizer que a melhor representação das características termodinâmicas da atmosfera tem efeitos positivos na simulação da chuva pelo modelo.

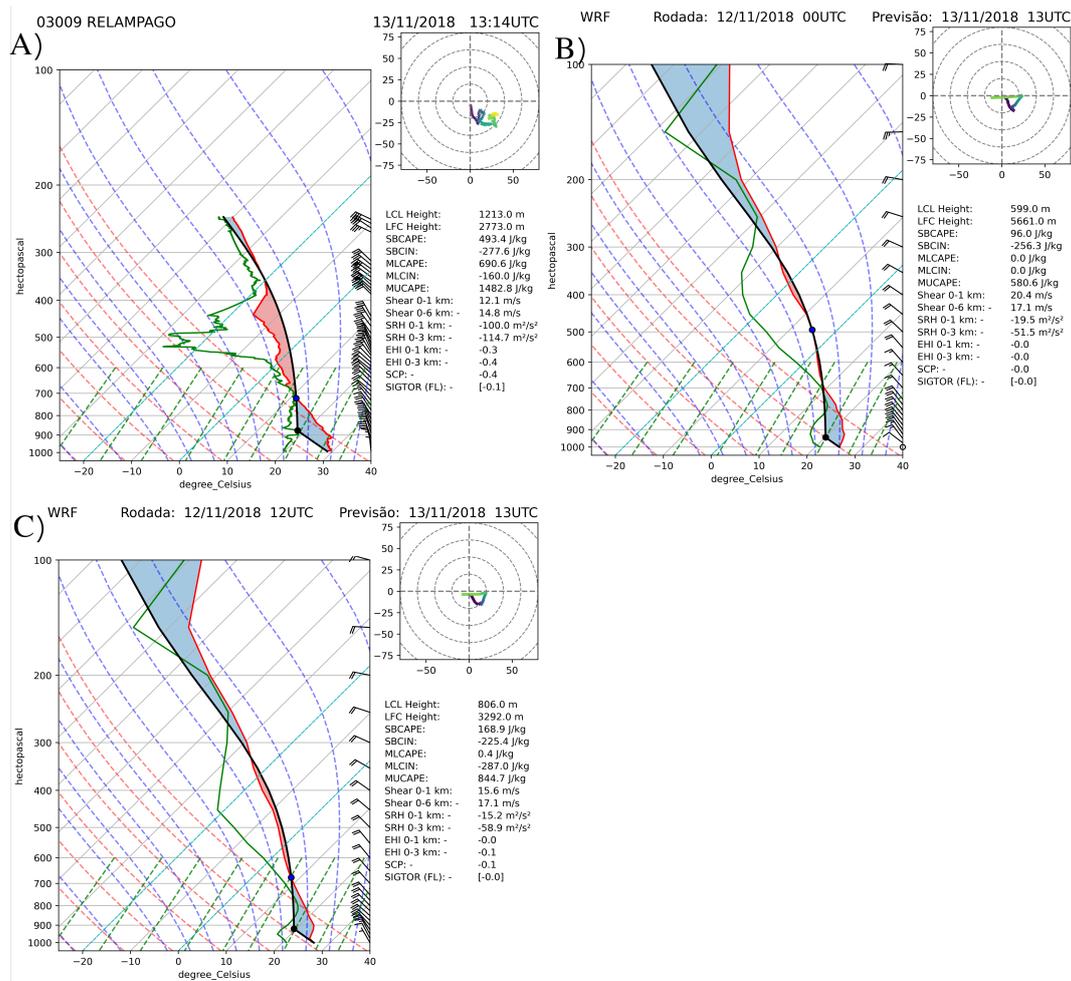
Figura 4.43 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 00 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 11/11/2018 (00 UTC) , (c) 11/11/2018 (12 UTC), (d) 12/11/2018 (00 UTC) e (e) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábata saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.



Fonte: Produção da autora.

Na [Figura 4.44](#) está representado o perfil termodinâmico da sondagem das 13 UTC, onde percebe-se uma camada quente e relativamente seca nos primeiros 2 km da atmosfera, e outra camada muito seca em médios níveis. Nela percebe-se também uma área extensa de CAPE acima de 700 hPa. Contudo, o fraco cisalhamento vertical do vento não favorece o desenvolvimento de tempo severo na região. Ao analisar as radiossondagens modeladas, verifica-se que o modelo subestimou a região de CINE próximo à superfície e de CAPE acima de 700 hPa e o perfil vertical da T_d . Ainda, o WRF posiciona os valores máximos de T_d acima da região do observado.

Figura 4.44 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 13 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 12/11/2018 (00 UTC) e (c) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábica saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.

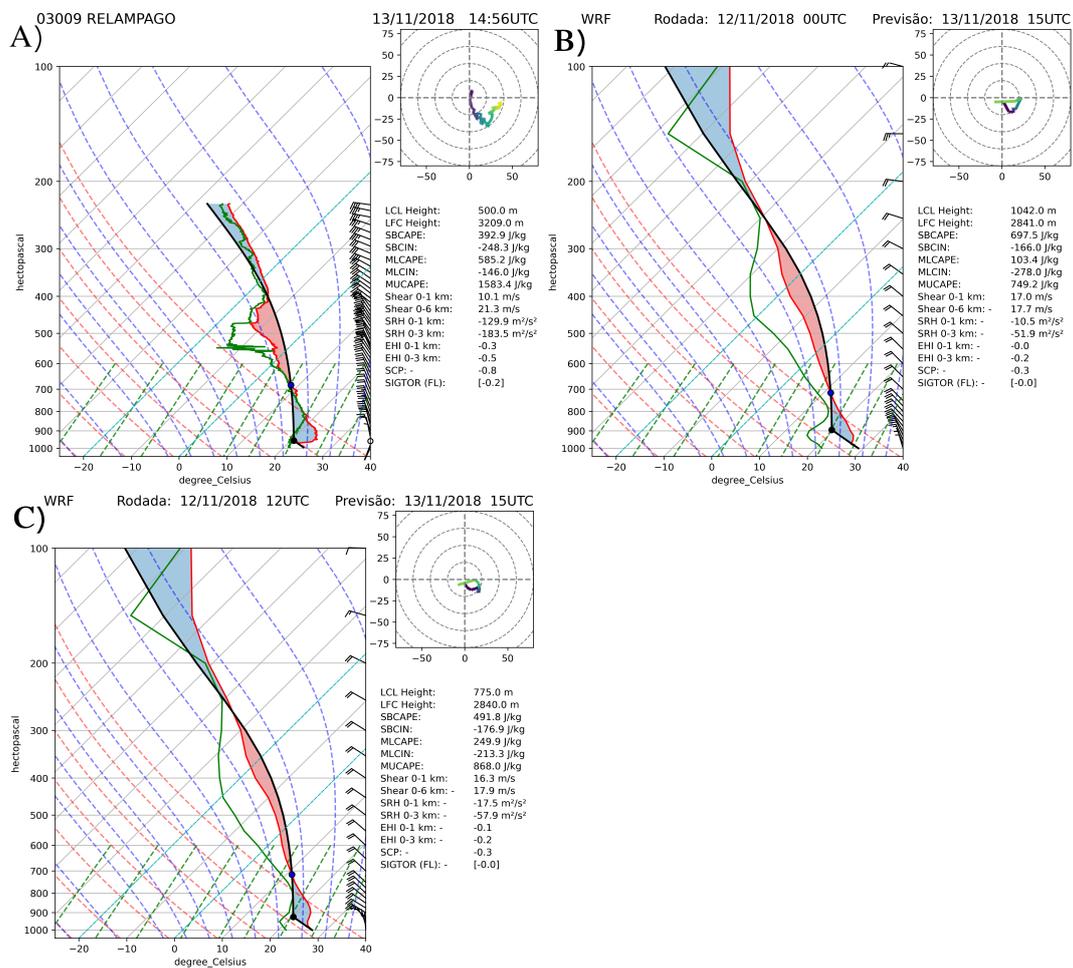


Fonte: Produção da autora.

Pela radiossondagem das 15 UTC (Figura 4.45) nota-se uma diminuição na temperatura e a mudança da direção do vento para sul próximo à superfície, esses são indicativos da intrusão da piscina fria. Como mostrado por Alcântara et al. (2014), a piscina fria tem um papel relevante na formação de novas células convectivas à frente das linhas de instabilidade, sistema esse que ocorre no Caso 2. As sondagens simuladas conseguiram captar de modo geral as características de vento observadas,

porém subestimou as áreas de CAPE e CINE, deslocou a região de maior ressecação para camadas superiores.

Figura 4.45 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 15 UTC para 13/11/2018 e as rodadas (b) 12/11/2018 (00 UTC) e (c) 12/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.



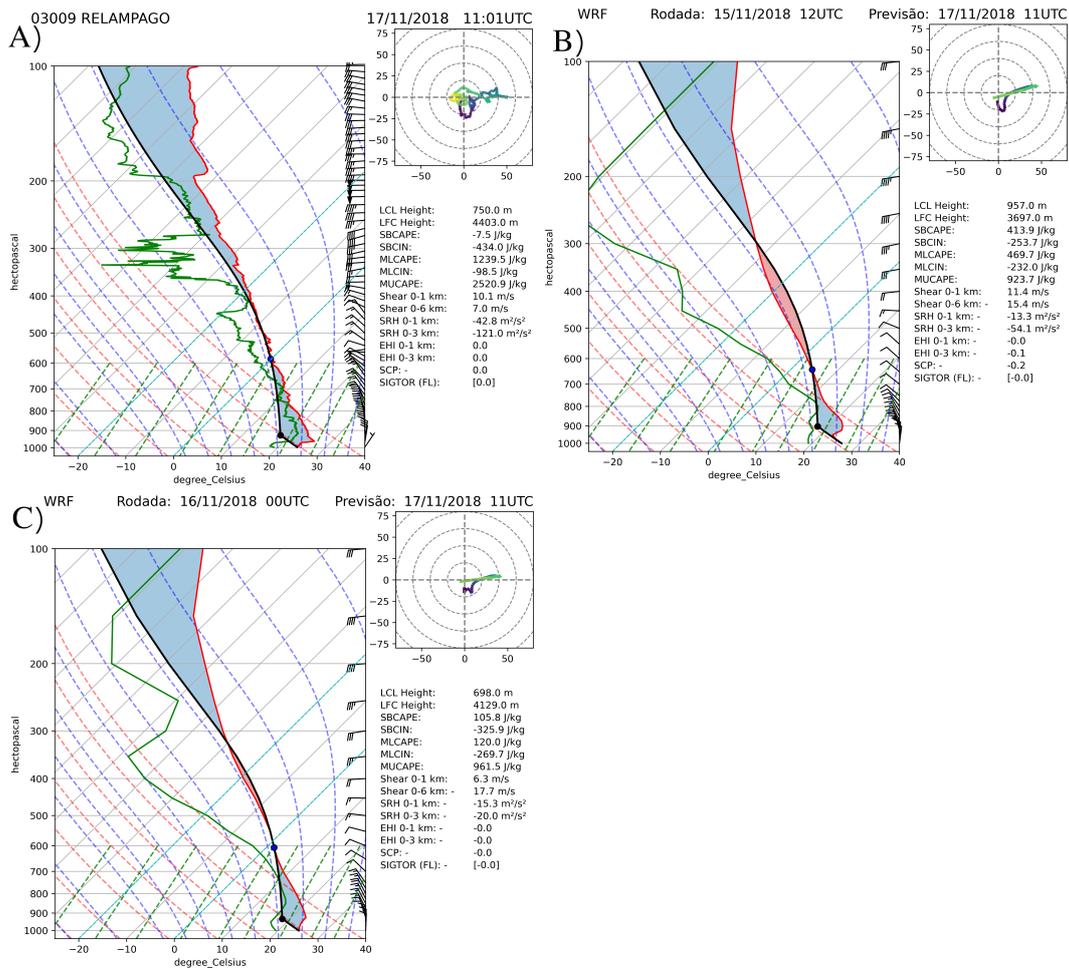
Fonte: Produção da autora.

As sondagens das 16 UTC e 17 UTC perderam o sinal próximo de 600 hPa, deixando assim o restante do perfil vertical em branco, dificultando a comparação entre o observado e o modelado.

4.5.3 Caso 3: 17 de novembro de 2018

No perfil termodinâmico da 11 UTC (Figura 4.46) foi notória uma camada úmida profunda até 8km, onde o padrão do vento indica advecção quente, isto significa que ar quente está avançando sobre uma região de ar mais frio. Além disso, observa-se uma camada de CINE até aproximadamente 4400 m, que atua inibindo a flutuabilidade da parcela de ar. Para que ocorra convecção na presença de uma camada de CINE é necessário que essa camada seja rompida pelo aquecimento da superfície ou algum mecanismo de levantamento, de modo que as parcelas possam atingir o Nível de Convecção Livre (LFC). As radiossondagens modeladas evoluíram de maneira eficiente para representar o perfil atmosférico. A variável que melhor evoluiu nesse caso foi T_d que mesmo de maneira suavizada e subestimada conseguiu representar a camada mais úmida próximo a superfície e o secamento próximo de 300 hPa. Assim como nos casos anteriores, a simulação do vento continuou sendo bem representado pelo modelo, apesar de superestimada em altos níveis.

Figura 4.46 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 11 UTC para 17/11/2018 e as rodadas (b) 15/11/2018 (12 UTC) e (c) 16/11/2018 (00 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábica saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.

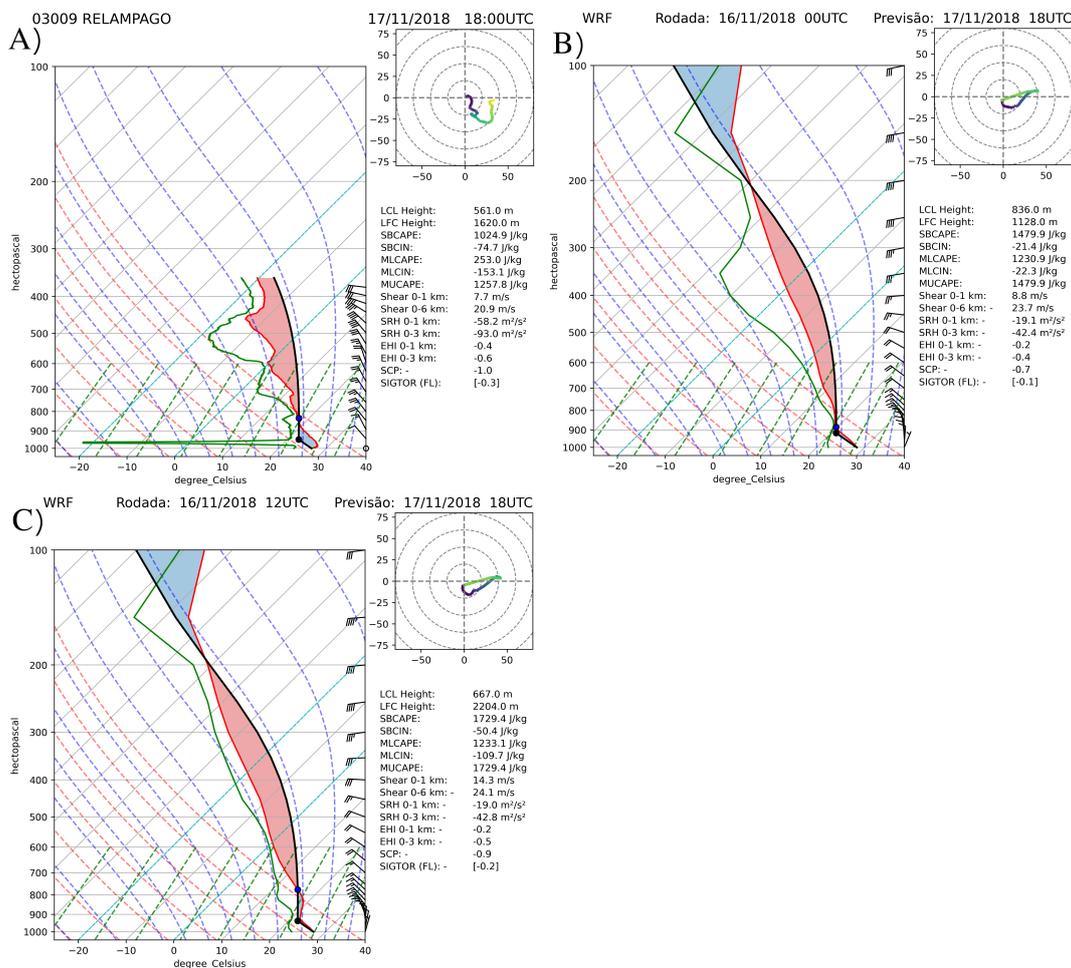


Fonte: Produção da autora.

Para às 18 UTC (Figura 4.47), ainda havia umidade e temperaturas mais elevadas próximo à superfície e o desenvolvimento de uma área de CAPE acima do LFC (1620 m). O desenvolvimento de nuvens de tempestade está ligado à disponibilidade de umidade, instabilidade e aquecimento do ar próximo à superfície, condições essas observadas neste caso. Contudo, o perfil do vento apresentava um padrão de baixo cisalhamento. Além disso, se o CINE for superado devido à atuação de alguma for-

çante, as parcelas irão subir até o nível de LFC e se desenvolver espontaneamente até o nível de equilíbrio, resultando em uma convecção profunda devido o CAPE disponível. As radiossondagens modeladas subestimaram a área do CAPE, concordando com Machado et al. (2017). Os valores de T_d apresentaram o menor desempenho dentre as previsões, onde não foram captadas as regiões de maiores valores.

Figura 4.47 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 18 UTC para 17/11/2018 e as rodadas (b) 16/11/2018 (00 UTC) e (c) 16/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábática saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.

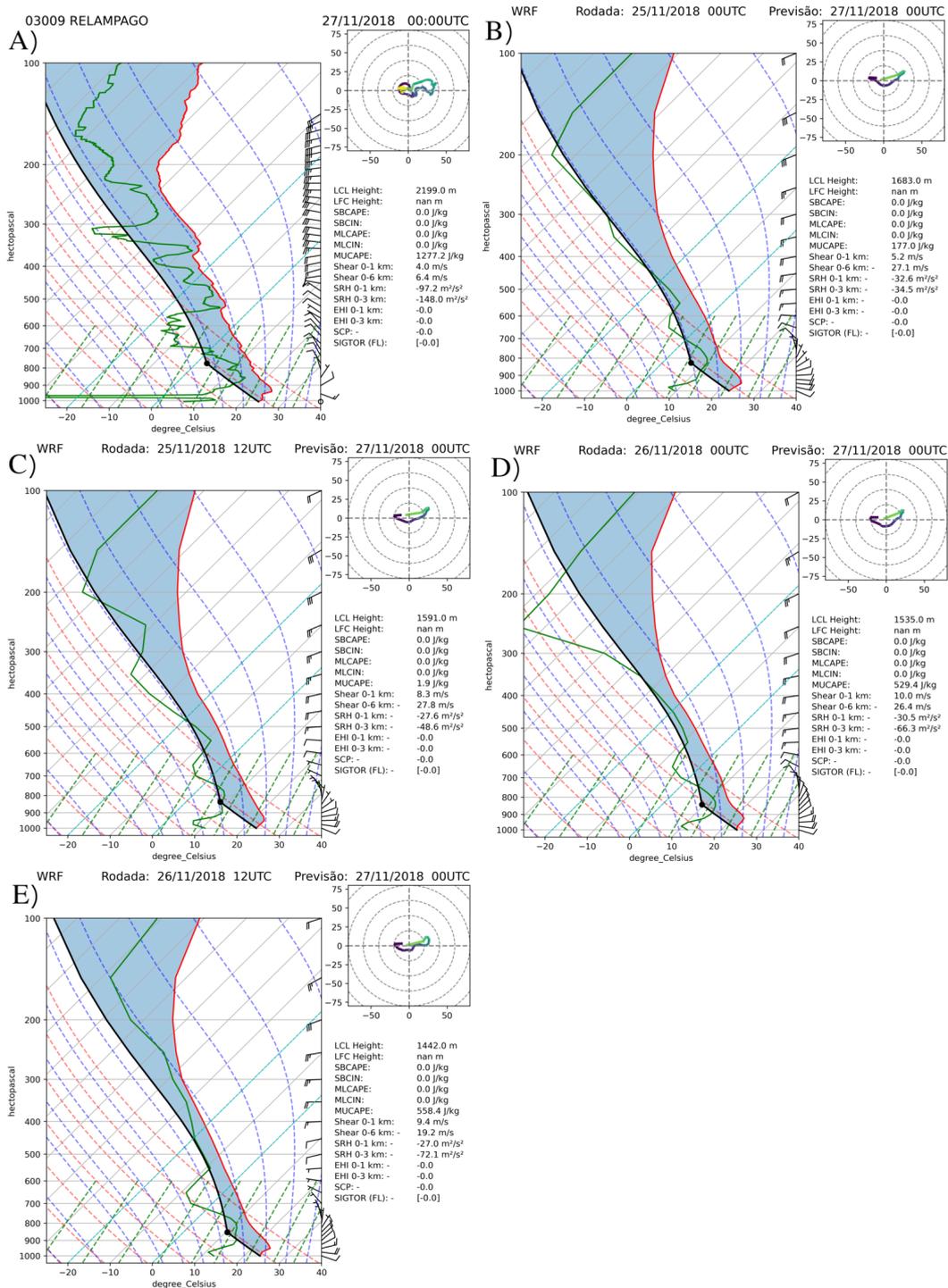


Fonte: Produção da autora.

4.5.4 Caso 4: 27 de novembro de 2018

Na radiossondagem das 00 UTC (Figura 4.48) é possível observar uma área extensa de CINE, indicando inibição no desenvolvimento de convecção na região, além disso, pelo perfil do vento nota-se advecção quente próximo à superfície. Contudo, a helicidade apresenta valores elevados, esse é considerado um dos indicativos da possível ocorrência de supercélula. As simulações do WRF captaram a grande área de CINE, porém subestimaram a T_d , principalmente próximo a 600 hPa.

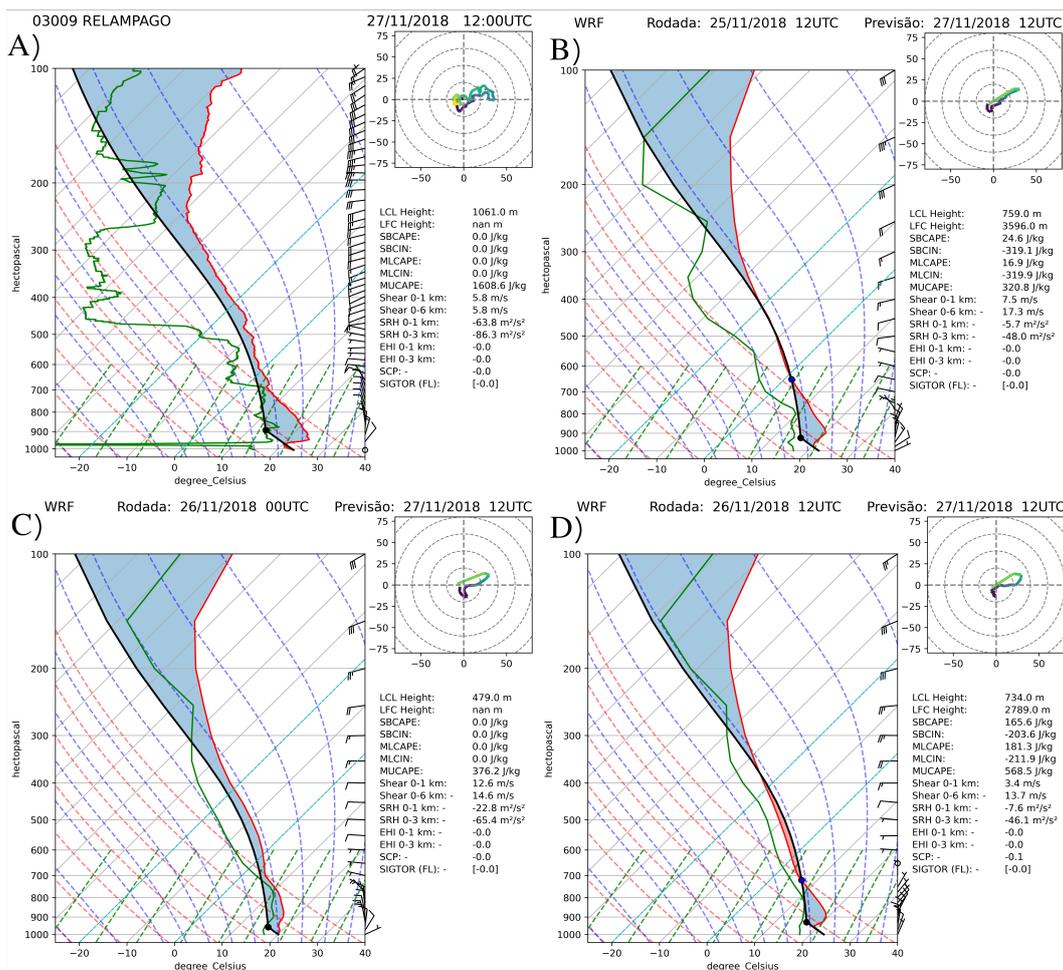
Figura 4.48 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 00 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 25/11/2018 (00 UTC), (c) 25/11/2018 (12 UTC), (d) 26/11/2018 (00 UTC) e (e) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábata saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.



Fonte: Produção da autora.

A radiossondagem das 12 UTC (Figura 4.49) foi a mais próxima do horário do evento e apresentou uma camada úmida próximo a superfície e secamento em médios níveis. Segundo Dias (2000), a região de ar seco acima de 700 hPa sobreposta de uma camada úmida e quente próximo à superfície são ingrediente importante no desenvolvimento de tempestades severas. O WRF erroneamente simulou uma área de CAPE e subestimou a T_d , não apresentando o secamento da camada em médios níveis.

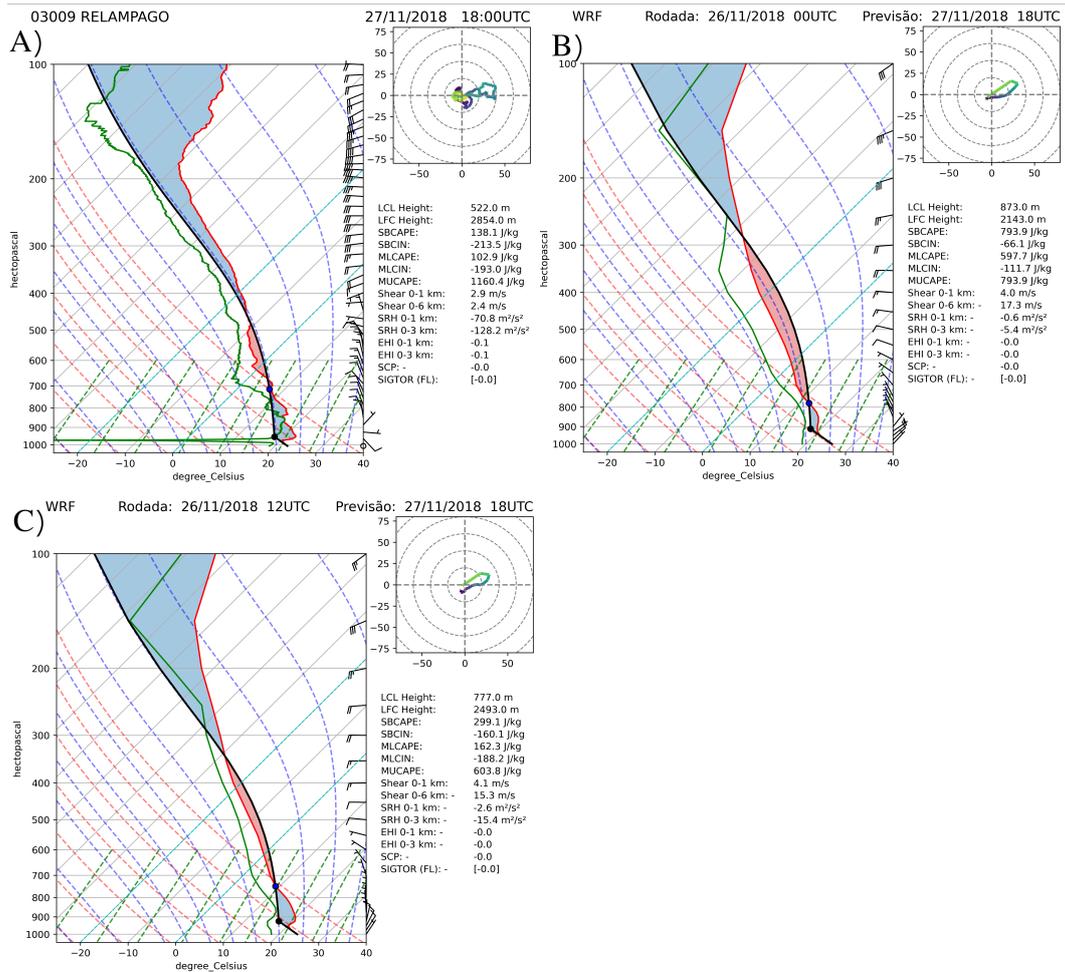
Figura 4.49 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 12 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 25/11/2018 (12 UTC), (c) 26/11/2018 (00 UTC) e (d) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábatica saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.



Fonte: Produção da autora.

É observado uma camada mais úmida e área de CINE próximo à superfície na sondagem das 18 UTC, além de uma região de CAPE acima de 700 hPa (Figura 4.50). Essas características, o alto cisalhamento do vento e advecção de ar frio indicam que ainda há convecção associada à supercélula se desenvolvendo na região, porém São Borja não se encontra na região de maior intensidade do sistema devido aos baixos valores dos índices de instabilidade. Reafirmando Machado et al. (2017), o WRF não representou bem o CAPE em comparação ao observado, pois superestimou sua área verticalmente. Em ambas as simulações a altura do LFC e o CINE foram subestimadas.

Figura 4.50 - Comparação do perfil vertical entre o (a) observado das 18 UTC para 27/11/2018 e as rodadas (b) 26/11/2018 (00UTC) e (c) 26/11/2018 (12 UTC) para o mesmo horário. Em que, a adiábica saturada é representada pela linha contínua preta, a temperatura pela linha contínua vermelha, a temperatura do ponto de orvalho pela linha contínua verde, a CAPE é preenchido em vermelho, a CINE é preenchido em azul, o NCL pelo círculo preto e o LFC pelo círculo azul.



Fonte: Produção da autora.

5 CONCLUSÕES

Com o objetivo de avaliar as condições PC e a previsibilidade do WRF operacional no CPTEC/INPE para cinco tempestades severas que ocorreram durante o RELAMPAGO em São Borja/RS, este trabalho utilizou métodos observacionais e estatísticos para auxiliar na obtenção dos resultados desejados. Os mecanismos de formação dos sistemas foram obtidos de maneira satisfatória por meio da análise sinótica dos casos. Dentre os índices PC analisados o CAPE, CINE e CFUVI foram os melhores indicadores de convecção na região de origem do sistema, podendo ser previsto com até 48h na maioria dos casos. A avaliação da precipitação simulada pelo WRF apontou que o modelo conseguiu representar a precipitação, mas apresentou limitações ao prever algo muito pontual. Os perfis verticais são bem simulados, com destaque para a simulação vertical do vento. À vista disso, pode-se afirmar que o objetivo geral e os específicos foram cumpridos.

Dentre os índices PC analisados, os que mais auxiliaram na previsão de instabilidade na região de origem dos sistemas foram a combinação do CAPE, CINE e CVV. Além disso, ao analisar esses campos gerados pelas simulações do WRF foi possível prever com até 48h de antecedência os seus indicativos de instabilidade para o ambiente na maioria dos casos. O CFUVI mostrou-se um bom preditor para os Casos 2 e 5, principalmente para a nebulosidade associada aos sistemas frontais que atuavam em cada cenário, mas também para o CCM. Os parâmetros PC foram satisfatórios para indicar instabilidade nos casos em que os sistemas não desenvolviam embudados em outros sistemas, ou seja, os indicativos de instabilidade do Casos 2 e 5 não foram exatamente para o sistema convectivo que atuou em São Borja, e sim para o sistema que deu origem a eles.

O WRF apresentou dificuldades de representar a precipitação associada às estações de superfície para todos os casos estudados, revelando uma limitação de precisão do modelo em simular a variável da precipitação para algo pontual como estações meteorológicas. Enquanto isso, a avaliação do FSS indicou que o WRF conseguiu explicar bem as chuvas associadas aos casos estudados, com exceção da supercélula (Caso 4) devido o deslocamento da posição do sistema. Além disso, os limiares mais baixos foram os que tiveram maiores valores de FSS, concordando com a literatura. Nota-se também, a evolução do modelo em representar a precipitação à medida que sua inicialização se aproxima do horário de ocorrência do sistema, apontando que a precipitação simulada pelo WRF é fortemente dependente do seu horário de inicialização e, na maioria dos casos, inicializações mais próximas proporcionaram

melhores resultados conforme o esperado. Contudo, como as rodadas do WRF utilizadas neste trabalho não contavam com assimilação de dados, essa proximidade do tempo de inicialização e da ocorrência do evento convectivo não deve ser inferior ao tempo de ajuste do modelo, conhecido como tempo de spin-up. Segundo Luna et al. (2011) previsões meteorológicas regionais precisam de um período de spin-up para equilibrar as inconsistências entre a física, as condições iniciais e de fronteira do modelo.

Quanto à análise do perfil vertical observado e modelado, pode-se concluir que o WRF conseguiu de modo geral representar o perfil termodinâmico da atmosfera, mostrando que o WRF uma ferramenta com grande potencial de reproduzir o comportamento vertical da atmosfera para regiões que não apresentam dados meteorológicos associados ao lançamento de sondas, concordando assim com o discutido por Merino et al. (2015), Cogan (2017), Costa et al. (2018), Diaz (2018). Ainda, na maioria dos casos houve melhora considerável na representação dos perfis na previsão de 24 horas. Anteriormente, Silva e Fisch (2014) encontraram que o modelo WRF consegue representar o perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara de forma razoável, o mesmo foi observado para São Borja, onde a representação vertical do vento obteve desempenho satisfatório em todos os casos.

Sugestão de trabalhos futuros:

O conjunto de dados observacionais obtidos durante o experimento RELAMPAGO abre diversas perspectivas futuras para o melhor entendimento da formação de tempestades severas em suas diferentes fases do ciclo de vida. Portanto levantadas as seguintes sugestões:

- Segundo Talagrand (1997) e Kalnay (2003) a aplicação de métodos de assimilação de dados observados podem produzir simulações mais acuradas, uma vez que, essa técnica é tida como uma forma útil de obter condições iniciais mais consistentes. Portanto, uma sugestão é averiguar os benefícios da assimilação de dados na representação dos diferentes tipos de sistemas atuantes na América do Sul;
- É importante também avaliar o impacto de diferentes parametrizações físicas e/ou da resolução horizontal do modelo WRF na representação do ambiente pré-convectivo, na precipitação e perfil vertical dos casos estudados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHASAN, M.; DEBSARMA, S. Impact of data assimilation in simulation of thunderstorm (squall line) event over bangladesh using wrf model, during saarc–storm pilot field experiment 2011. **Natural Hazards**, v. 75, n. 2, p. 1009–1022, 2015. 57, 61
- AHASAN, M.; MANNAN, M.; DEBSARMA, S. Synoptic analysis of a heavy rainfall event over southeast region of bangladesh using wrf model. **Journal of Scientific Research**, v. 5, n. 3, p. 421–434, 2013. 64, 73
- AHASAN, M.; QUADIR, D.; KHAN, K.; HAQUE, M. Simulation of a thunderstorm event over bangladesh using wrf-arw model. **Journal of Mechanical Engineering**, v. 44, n. 2, p. 124–131, 2014. 64, 73
- AHRENS, C. D. **Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment**. [S.l.]: Cengage Learning, 2012. 21
- ALCÂNTARA, C. R. **Um estudo da relação entre jatos de baixos níveis e linhas de instabilidade da Amazônia**. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. 15, 16
- ALCÂNTARA, C. R. Linha de instabilidade da Amazônia: estudo de caso e importância das características do perfil do vento na sua formação e desenvolvimento. **Ciência e Natura**, v. 33, n. 2, p. 197–225, 2011. ISSN 0100-8307. 15
- ALCÂNTARA, C. R.; SOUZA, E. P. de; DIAS, M. A. F. d. S.; BIEZATO, B. Influência dos jatos em médios e baixos níveis nos processos de nuvem: estudo numérico de uma linha de instabilidade amazônica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 29–46, mar 2014. ISSN 0102-7786. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-77862014000100004&lng=pt&tlng=pt>. 16, 107
- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY. **Glossary of meteorology: weak echo region**. 2020. Disponível em: <http://glossary.ametsoc.org/wiki/T1\textquotedblrightWeak_echo_region\T1\textquotedblright>. 17
- BALSAMO, G.; DUTRA, E.; ALBERGEL, C.; MUNIER, S.; CALVET, J.-C.; MUNOZ-SABATER, J.; ROSNAY, P. de. Era-5 and era-interim driven isba land

surface model simulations: which one performs better? **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 6, p. 3515–3532, 2018. 31

BARROS, V.; CLARKE, R.; DIAS, P. S. **Climate change in the La Plata basin**. [S.l.: s.n.], 2006. 5, 6, 11

BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95–99, feb 1919. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2019\)29:02947\(3C95\)3AOTSOMC\(3E2.0.CO\(3B2\)\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2019)29:02947(3C95)3AOTSOMC(3E2.0.CO(3B2)))>. 6

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Life cycle of cyclones and the polar front theory of at-mospheric circulation. **Geofysisks Publikationer**, v. 3, n. 1, 1922. 7

BJERKNES, V. Das problem der wettervorhers-age, betrachtet vom standpunkte der mechanik und der physik. **Meteorologische Zeitchrift**, v. 21, p. 1–7, 1904. 34

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in oklahoma during the spring. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 16, p. 1711–1732, 1985. 14

BLUESTEIN, H. B.; PARKS, C. R. A synoptic and photographic climatology of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 10, p. 2034–2046, 1983. 16, 18, 19

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, dec 1968. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1968\)96:129096\(3C0833\)3ACOTLLJ\(3E2.0.CO\(3B2\)\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1968)96:129096(3C0833)3ACOTLLJ(3E2.0.CO(3B2)))>. 8

BRANDES, E. A. Gust front evolution and tornado genesis as viewed by doppler radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 4, p. 333–338, apr 1977. ISSN 0021-8952. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1977\)16:04333\(3AGFEATG\(3E2.0.CO\(3B2\)\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1977)16:04333(3AGFEATG(3E2.0.CO(3B2)))>. 21

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 73–94, 2003. 7, 8

BROWNING, K.; LUDLAM, F. H. **Radar analysis of a hailstorm**. [S.l.: s.n.], 1960. 17

- BYERS, H. R.; BRAHAM, R. R. **The thunderstorm: report of the Thunderstorm Project**. [S.l.]: US Government Printing Office, 1949. 1, 21, 22
- BYUN, U.-Y.; HONG, S.-Y.; SHIN, H.; LEE, J.-W.; SONG, J.-I.; HAHM, S.-J.; KIM, J.-K.; KIM, H.-W.; KIM, J.-S. Wrf-based short-range forecast system of the Korea Air Force: verification of prediction skill in 2009 summer. **Atmosphere**, v. 21, n. 2, p. 197–208, 2011. 2, 40
- CALHEIROS, A. J. P.; ENORÉ, D. P.; MATTOS, E. V.; COSTA, I. C. da; MACHADO, L. A. T. **Sistema de previsão imediata: descrição dos produtos**. [S.l.: s.n.], 2016. 2, 22, 23, 24, 83
- CHANSAENGKRACHANG, K. et al. Vertically integrated moisture flux convergence over southeast asia and its relation to rainfall over thailand. **Pertanika Journal of Science and Technology**, v. 26, n. 1, p. 235–246, 2018. 73
- CHAUDHURI, S. et al. A probe for consistency in cape and cine during the prevalence of severe thunderstorms: statistical–fuzzy coupled approach. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 1, n. 04, p. 197, 2011. 64, 68, 73
- CHISHOLM, A. J. Alberta hailstorms part i: radar case studies and airflow models. In: CHISHOLM A. J.; ENGLISH, M. (Ed.). **Alberta hailstorms**. [S.l.]: Springer, 1973. p. 1–36. 17
- COGAN, J. Evaluation of model-generated vertical profiles of meteorological variables: method and initial results. **Meteorological Applications**, v. 24, n. 2, p. 219–229, 2017. 118
- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazonia**. Dissertao (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1989. 15
- COHEN, J. C. P.; DIAS, M. A. F. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall Lines: A Case Study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, nov 1995. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2011\)29123:3C3163:3AECAWAS3E2.0.CO;3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2011)29123:3C3163:3AECAWAS3E2.0.CO;3B2)>. 15
- COLMAN, B. R. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive cape. part i: a climatology. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 5, p. 1103–1122, 1990. 61

COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE (C3S). **ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate**. [S.l.]: Reading: Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 2017. 32

COSTA, B.; SOUZA da ROCHA, N.; SALAZAR, S.; MOLLMANN JUNIOR, R. A.; MUNCHOW, G. B.; SILVEIRA, V.; ROLIM, S.; ALVES, R.; BECERRA-RONDÓN, A.; KäFER, P.; DIAZ, L. R. The use of the weather research and forecasting model to estimate the vertical profile of meteorological data. In: **IGARSS 2018 - 2018 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium**. [S.l.: s.n.], 2018. p. 5560–5563. 118

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. [S.l.]: Elsevier, 2013. 14

CUYA, D. G. P.; BRANDIMARTE, L.; POPESCU, I.; ALTERACH, J.; PEVIANI, M. A gis-based assessment of maximum potential hydropower production in the plata basin under global changes. **Renewable Energy**, v. 50, p. 103–114, 2013. 1

DAFIS, S.; LAGOUVARDOS, K.; KOTRONI, V.; GIANNAROS, T. M.; BARTZOKAS, A. Observational and modeling study of a mesoscale convective system during the hymex—sop1. **Atmospheric Research**, v. 187, p. 1–15, 2017. 2, 11, 40

DAHL, J. M. **Supercells: their dynamics and prediction**. Tese (Doutorado) — Free Iniversity of Berlin, Berlin, 2006. 17

DARAND, M.; PAZHOO, F. Synoptic analysis of sea level pressure patterns and vertically integrated moisture flux convergence vimfc during the occurrence of durable and pervasive rainfall in Iran. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 86, p. 10–17, 2019. 73

_____. Vertically integrated moisture flux convergence over Iran. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 5, p. 3561–3582, 2019. 73

DIAS, M. A. F. S. **Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas**. [S.l.]: Universidade de São Paulo, SP, 2000. 114

DIAZ, L. R. **Avaliação do uso do modelo wrf (weather research and forecasting) na geração de perfis verticais visando à correção atmosférica no infravermelho termal**. Monografia (Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental) — Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2018. 118

- DOSWELL, C. A.; BOSART, L. F. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection. In: DOSWELL, C. A. E. (Ed.). **Severe convective storms**. [S.l.]: Springer, 2001. p. 27–69. 22
- DOSWELL, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R. A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560–581, 1996. 8
- DOSWELL, C. A.; BURGESS, D. W. Tornadoes and tornadic storms: a review of conceptual models. **Geophysical Monograph**, v. 79, p. 161–161, 1993. 17, 18, 19, 20, 21
- DROEGEMEIER, K. K.; LAZARUS, S. M.; DAVIES-JONES, R. The influence of helicity on numerically simulated convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 7, p. 2005–2029, 1993. 25
- DUC, L.; SAITO, K.; SEKO, H. Spatial-temporal fractions verification for high-resolution ensemble forecasts. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 65, n. 1, p. 18171, 2013. 102
- EBERT, E. E. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. **Meteorological Applications: A Journal of Forecasting, Rractical Applications, Training Techniques and Modelling**, v. 15, n. 1, p. 51–64, 2008. 102
- FERREIRA, R. N.; CHAO, W. C. Aqua-planet simulations of the formation of the south atlantic convergence zone. **International Journal of Climatology**, v. 33, n. 3, p. 615–628, 2013. 73
- FUJITA, T. Analytical mesometeorology: a review. In: ATLAS, D. E. (Ed.). **Severe local storms**. [S.l.]: Springer, 1963. p. 77–128. 11, 12
- FUJITA, T.; BROWN, H. **Design of a three-dimensional mesometeorological network. Quart. Rep. No. 4**. [S.l.: s.n.], 1960. 12
- GAMACHE, J. F.; HOUZE, R. A. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 2, p. 118–135, feb 1982. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281982%29110%3C0118%3AMAMAWA%3E2.0.CO%3B2>>. 16
- GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N.J.; SILVA, M. G. J.; DIAS, M. A. F. S.

(Ed.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Texto: [s.n.], 2009. v. 19, p. 297–312. 6

GARREAUD, R. D.; VUILLE, M.; COMPAGNUCCI, R.; MARENGO, J. Present-day south american climate. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 281, n. 3-4, p. 180–195, 2009. 6

GOFF, R. C.; LEE, J. T.; BRANDES, E. A. **Gust front analytical study**. [S.l.: s.n.], 1977. 21, 22

GRELL, G. A.; PECKHAM, S. E.; SCHMITZ, R.; MCKEEN, S. A.; FROST, G.; SKAMAROCK, W. C.; EDER, B. Fully coupled “online” chemistry within the wrf model. **Atmospheric Environment**, v. 39, n. 37, p. 6957–6975, 2005. 2, 40

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. S. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. **Meteorologische Rundschau**, v. 18, p. 69–75, 1965. 6

HAMADA, A.; TAKAYABU, Y. N.; LIU, C.; ZIPSER, E. J. Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms. **Nature Communications**, v. 6, p. 6213, 2015. 1

HANE, C. E. Extratropical squall lines and rainbands. In: RAY, P. S. E. (Ed.). **Mesoscale meteorology and forecasting**. [S.l.]: Springer, 1986. p. 359–389. 14, 15

HERSBACH, H.; DEE, D. Era5 reanalysis is in production. **ECMWF Newsletter**, v. 147, n. 7, p. 5–6, 2016. 31

HERSBACH, H. et al. Global reanalysis: goodbye era-interim, hello era5. **ECMWF Newsl**, v. 159, p. 17–24, 2019. 31

HOLTON, J. R. An introduction to dynamic meteorology. **American Journal of Physics**, v. 41, n. 5, p. 752–754, 1973. 27

HONG, S.-Y.; LIM, J.-O. J. The wrf single-moment 6-class microphysics scheme (wsm6). **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 2, p. 129–151, 2006. 35

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. 13

_____. **Cloud dynamics**. [S.l.]: Academic Press, 2014. 16, 17

- HUFFMAN, G. J. et al. **Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) technical documentation**. [S.l.: s.n.], 2015. 2019 p. 33
- IACONO, M. J.; DELAMERE, J. S.; MLAWER, E. J.; SHEPHARD, M. W.; CLOUGH, S. A.; COLLINS, W. D. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the aer radiative transfer models. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. D13, 2008. 35
- JIMÉNEZ, P. A.; DUDHIA, J.; GONZÁLEZ-ROUCO, J. F.; NAVARRO, J.; MONTÁVEZ, J. P.; GARCÍA-BUSTAMANTE, E. A revised scheme for the wrf surface layer formulation. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, p. 898–918, 2012. 35
- JOE, P.; HEIZENREDER, D.; YEUNG, H.-Y.; DAI, J.; DOI, K.; SUZUKI, O.; LI, P. W.; JAMES, P.; LANG, P.; DANCE, S. **Automated processing of doppler radar data for severe weather warnings**. [S.l.]: INTECH, 2012. 24, 25
- JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A. Severe local storms forecasting. **Weather and Forecasting**, v. 7, n. 4, p. 588–612, 1992. 1
- JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: DOSWELL, C. (Ed.). **Severe convective storms**. [S.l.]: Springer, 2001. p. 71–122. 23
- JOLLIFFE, I. T.; STEPHENSON, D. B. **Forecast verification: a practitioner's guide in atmospheric science**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2012. 41
- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2003. 118
- KAUSAR, S.; FALCAO, A. O. Analysis and comparison of vector space and metric space representations in qsar modeling. **Molecules**, v. 24, n. 9, p. 1698, 2019. 40
- KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thunderstorms. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 19, n. 1, p. 369–402, 1987. 25
- KODAMA, Y. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz) part i: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992. 6

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, apr 1980. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2010\)108<0488:ADRVINB>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2010)108<0488:ADRVINB>2.0.CO;2)>. 15

LAINING, A. G.; FRITSCH, J. M. The global population of mesoscale convective complexes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 538, p. 389–405, 1997. 7, 13, 14

LEMON, L. R.; DOSWELL, C. A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1184–1197, sep 1979. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1979\)107<1184:ASTEAMS>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1979)107<1184:ASTEAMS>2.0.CO;2)>. 17, 18

LIGDA, M. G. H. Radar storm observation. In: MALONE, T. E. (Ed.). **Compendium of meteorology**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1951. p. 1265–1282. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/978-1-940033-70-9_103>. 11

LUNA, T.; ROCHA, A.; CARVALHO, A.; FERREIRA, J.; SOUSA, J. Modelling the extreme precipitation event over madeira island on 20 february 2010. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 11, n. 9, p. 2437–2452, 2011. 101, 118

MACHADO, J. P. et al. Análise preliminar dos índices de instabilidade a partir de simulações realizadas com o modelo weather research and forecasting (wrf) para o sul do Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 153–162, 2017. 102, 111, 115

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1374–1387, 1980. 12

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, jun 2004. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2004\)17<2261:C2261:ACOTLJE>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2004)17<2261:C2261:ACOTLJE>2.0.CO;2)>. 8, 9

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2011. 22

MARKOWSKI, P. M. Hook echoes and rear-flank downdrafts: a review. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 4, p. 852–876, apr 2002. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493{ }282002{ }29130{ }3C0852{ }3AHEARFD{ }3E2.0.CO{ }3B2>>. 17

MARWITZ, J. D. The structure and motion of severe hailstorms. part ii: multi-cell storms. **Journal of Applied Meteorology**, v. 11, n. 1, p. 180–188, 1972b. 17

MATSUDO, C.; SALIO, P. V. Severe weather reports and proximity to deep convection over northern Argentina. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 4, p. 523–537, 2011. 8

MERINO, A. et al. Cloud top height estimation from wrf model: application to theinfrared camera onboard euso-balloon. In: **34th International Cosmic Ray Conference**. [S.l.: s.n.], 2015. ICRC2015, p. 377. 118

MIKY FUNATSU, B.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmósfera**, v. 17, n. 2, p. 91–113, 2004. 8

MILLS, G. A.; COLQUHOUN, J. R. Objective prediction of severe thunderstorm environments: preliminary results linking a decision tree with an operational regional NWP model. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1078–1092, dec 1998. ISSN 0882-8156. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434{ }281998{ }29013{ }3C1078{ }3AOPSTE{ }3E2.0.CO{ }3B2>>. 1, 25

MITROPOULOS, D.; FEIDAS, H. Use of global precipitation measurement's satellite data for the study of a mesoscale convective system. In: KARACOSTAS T.; BAIS, A. N. P. E. (Ed.). **Perspectives on atmospheric sciences**. [S.l.: s.n.]. 11

MITTERMAIER, M.; ROBERTS, N. Intercomparison of spatial forecast verification methods: identifying skillful spatial scales using the fractions skill score. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 1, p. 343–354, 2010. 41, 97

MITTERMAIER, M.; ROBERTS, N.; THOMPSON, S. A. A long-term assessment of precipitation forecast skill using the fractions skill score. **Meteorological Applications**, v. 20, n. 2, p. 176–186, 2013. 41

- MORALES, W.; YAMASAKI, Y. Análise da convergência do fluxo de umidade verticalmente integrada sobre o Brasil previsto pelo modelo wrf. **Ciência e Natura**, v. 38, n. 1, p. 371–381, 2016. 26, 73
- MULHOLLAND, J. P.; NESBITT, S. W.; TRAPP, R. J. A case study of terrain influences on upscale convective growth of a supercell. **Monthly Weather Review**, v. 147, n. 12, p. 4305–4324, dec 2019. ISSN 0027-0644. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/MWR-D-19-0099.1>>. 8
- MURPHY, A. H.; WINKLER, R. L. A general framework for forecast verification. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 7, p. 1330–1338, 1987. 39
- NASCIMENTO, E. **Previsão de tempestades convectivas severas: teoria e aplicações básicas**. [S.l.: s.n.], 2006. 1
- NASCIMENTO, E. d. L. 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. 2, 22, 23, 24, 25, 26, 61, 83
- NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of trmm measurements. **Journal of Climate**, v. 16, n. 10, p. 1456–1475, 2003. 7
- NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of Meteorology**, v. 7, n. 3, p. 210–222, jun 1950. ISSN 0095-9634. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(2019\)29007\(3C0210\)3ASAMOTP\(3E2.0.CO;3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(2019)29007(3C0210)3ASAMOTP(3E2.0.CO;3B2)>. 14, 15, 16
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MECHOSO, C. R.; FU, R.; HUGO BERBERY, E.; CHAO, W. C.; ZHOU, J. Kingste Mo (11). **J. David Neelin**, v. 27, n. 5, p. 1–30, 2002. Disponível em: <<http://www.clivar.org/organization/vamos/>>. 6
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527–530, 1975. 11, 12
- OTSUKA, M.; MATSUMOTO, J.; SEKO, H. **Geostationary satellite data assimilation in mesoscale forecast systems: a review**. [S.l.]: Tokyo: Tokyo Metropolitan University, 2019. 2

PI, E. et al. **Experimental design overview**. 2019. Disponível em: <<http://mogyp.cptec.br/soschuva/pdf/relatorios/relatorio-2019/anexo7.pdf>>.

29

RASMUSSEN, K.; HOUZE, R. Convective initiation near the andes in subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 6, p. 2351–2374, 2016. 8, 9, 10

RASMUSSEN, K. L.; CHAPLIN, M.; ZULUAGA, M.; HOUZE JUNIOR, R. Contribution of extreme convective storms to rainfall in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 1, p. 353–367, 2016. 2, 8

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. d.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010. 1, 5

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; ROCHA, R. P. d. Entendendo o tempo e o clima na América do Sul. **Terra e Didática**, v. 8, n. 1, p. 34–50. 6, 7

ROBERTS, N. M.; LEAN, H. W. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 1, p. 78–97, 2008. 41

ROGERS, E.; BLACK, T.; FERRIER, B.; LIN, Y.; PARRISH, D.; DIMEGO, G. Changes to the ncep meso eta analysis and forecast system: increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3dvar analysis. **NWS Technical Procedures Bulletin**, v. 488, p. 15, 2001. 35

ROSSA, A.; NURMI, P.; EBERT, E. Overview of methods for the verification of quantitative precipitation forecasts. In: MICHAELIDES, S. C. E. (Ed.). **Precipitation: advances in measurement, estimation and prediction**. [S.l.: s.n.]. 102

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A Theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 463–485, feb 1988. ISSN 0022-4928. Disponível em:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469\(1988\)29045\(3C0463\)3AATFSL\(3E2.0.CO;3B2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469(1988)29045(3C0463)3AATFSL(3E2.0.CO;3B2)>. 15

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: KAROLY, D. E. (Ed.). **Meteorology of the southern hemisphere**. [S.l.: s.n.], 1998. p. 119–139. 6

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do noroeste argentino e baixa do chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 49–60, 2012. 6

SILVA, A. F.; FISCH, G. Avaliação do modelo wrf para a previsão do perfil do vento no Centro de Lançamento de Alcântara. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 2, p. 259–270, 2014. 41, 103, 118

SILVA, M. C. L. d.; MENDONÇA, A. M.; BONATTI, J. P. Determinação das previsões de temperaturas mínimas e máximas a partir do histórico das previsões de tempo por conjunto do CPTEC. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 431–449, 2008. 40

SKAMAROCK, W. et al. **A description of the advanced research WRF Model Version 4**. [S.l.]: Near, 2019. 33, 34, 35

SUTCLIFFE, R. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 73, n. 317-318, p. 370–383, 1947. 27

TALAGRAND, O. Assimilation of observations, an introduction (gtspecial issuelldata assimilation in meteorology and oceanography: theory and practice). **Journal of the Meteorological Society of Japan Serie II**, v. 75, n. 1B, p. 191–209, 1997. 118

TEWARI, M. et al. Implementation and verification of the unified noah land surface model in the wrf model. In: **Conference on Weather Analysis and Forecasting, 20.; Conference on Numerical Weather Prediction, 16**. Seattle, WA, USA: [s.n.], 2004. p. 11–15. 35

TUCCI, C. E.; CLARKE, R. T. Environmental issues in the la plata basin. **International Journal of Water Resources Development**, v. 14, n. 2, p. 157–173, 1998. 1

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; DIAS, P. S.; ZIPSER, E. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–78, jan 2006. ISSN 0003-0007. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-87-1-63>>. 2, 8

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical south america. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 3, p. 684–699, 2002. 6

VIDAL, L. et al. **El SMN en RELAMPAGO: piloteando una MESONET móvil**. [S.l.]: Buenos Aires: Servicio Meteorológico Nacional. Dirección Nacional de Ciencia e Innovación, 2019. 1, 29

VIRJI, H. A Preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599–610, mar 1981. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(2011\)109<0599:3AAPSOST>2.0.CO;3](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(2011)109<0599:3AAPSOST>2.0.CO;3)>. 8

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, aug 1982. ISSN 0027-0644. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493\(1982\)110<1060:3ATLCOTG>2.0.CO;3](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493(1982)110<1060:3ATLCOTG>2.0.CO;3)>. 21, 22

WANG, Z.; FRANKE, J. A.; LUO, Z.; MOYER, E. J. Reanalyses and a high-resolution model fail to capture the high tail of cape distributions. **arXiv preprint arXiv:2012.13383**, 2020. 59, 65

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of isolated convective storms. In: RAY, P. S. E. (Ed.). **Mesoscale meteorology and forecasting**. [S.l.: s.n.]. p. 331–358. 2, 14, 16, 17, 22

_____. The structure and classification of numerically simulated convective storms in directionally varying wind shears. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 12, p. 2479–2498, 1984. 2, 23, 24, 65

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 9, p. 1452–1472, 2000. 23

WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-level jet climatology from enhanced rawinsonde observations at a site in the southern great plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 10, p. 1363–1376, oct 1997. ISSN 0894-8763. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450\(1997\)36<1363:3ALLJCFE>2.0.CO;3](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450(1997)36<1363:3ALLJCFE>2.0.CO;3)>. 8

- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. 2. ed. [S.l.]: Elsevier, 2006. 39, 40, 91
- WILLMOTT, C. J. On the validation of models. **Physical Geography**, v. 2, n. 2, p. 184–194, 1981. 40, 41
- WOLFF, J. K.; HARROLD, M.; FOWLER, T.; GOTWAY, J. H.; NANCE, L.; BROWN, B. G. Beyond the basics: evaluating model-based precipitation forecasts using traditional, spatial, and object-based methods. **Weather and Forecasting**, v. 29, n. 6, p. 1451–1472, 2014. 102
- ZHANG, B.; ZHAO, B. Integrated fractions skill score for the assessment of precipitation. **Journal of Tropical Meteorology**, v. 25, n. 3, 2019. 98
- ZHANG, C.; WANG, Y. Projected future changes of tropical cyclone activity over the western north and south pacific in a 20-km-mesh regional climate model. **Journal of Climate**, v. 30, n. 15, p. 5923–5941, 2017. 35
- ZHANG, J.; LIN, L.-F.; BRAS, R. L. Evaluation of the quality of precipitation products: a case study using wrf and imerg data over the central United States. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 12, p. 2007–2020, 2018. 33
- ZHAO, B.; ZHANG, B. Assessing hourly precipitation forecast skill with the fractions skill score. **Journal of Meteorological Research**, v. 32, n. 1, p. 135–145, 2018. 98, 102
- ZHOU, J.; LAU, K.-M. Does a monsoon climate exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, may 1998. ISSN 0894-8755. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442\(2018\)29:0113C1020\(3ADAMCEO3E2.0.CO;3B2\)](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442(2018)29:0113C1020(3ADAMCEO3E2.0.CO;3B2)>. 6
- ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1072, 2006. 1, 8
- ZOMEREN, J. V.; DELDEN, A. V. Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. **Atmospheric Research**, v. 83, n. 2-4, p. 435–445, 2007. 70, 88