

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Astronomia

Laiz Cristina Rodrigues Mello

**Análise Multiescalar da Tempestade Severa  
de Granizo de 14/07/2016 no Oeste do  
Paraná**

São Paulo 2022



Laiz Cristina Rodrigues Mello

**Análise Multiescalar da Tempestade Severa  
de Granizo de 14/07/2016 no Oeste do  
Paraná**

Dissertação apresentada ao Departamento de  
Astronomia do Instituto de Astronomia, Geofísica  
e Ciências Atmosféricas da Universidade de  
São Paulo como requisito parcial para a ob-  
tenção do título de Mestre em Ciências.

Versão corrigida. O original encontra-se na  
Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hallak

São Paulo 2022







# Agradecimentos

Ao meu orientador Prof. Dr. Ricardo Hallak, pelos ensinamentos para a elaboração deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento do projeto.

Ao Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) e aos profissionais Benetti, Sheila Paz e Rafael Toshio por me proporcionarem o crescimento profissional, oportunidade de desenvolver e incentivar os meus estudos em programação.

Aos pesquisadores do Instituto Butantã e envolvidos na elaboração da vacina contra a COVID-19. Este momento marcou a minha volta às atividades em comunidade e também a possibilidade de retomar os estudos presenciais no IAG. Foram momentos difíceis para todos, mas desenvolver uma pesquisa de mestrado à distância foi uma tarefa desafiadora.

À equipe de TI da meteorologia por configurar e fornecer o acesso remoto durante os anos de pandemia, foram diversos pedidos e atendimentos para esta equipe para que eu pudesse utilizar os computadores do laboratório.

Aos grandes professores do departamento de Meteorologia da USP por compartilharem conhecimentos e pelas discussões que colaboraram para o meu aprendizado durante os anos de mestrado. É incrível poder conversar com grandes pesquisadores.

Aos meus amigos mestres, pesquisadores e doutores que tiveram paciência e que compartilharam os seus conhecimentos os quais ajudaram em momentos que eu não encontrava soluções: Iuri, Julio, Melissa, Andressa, Otávio, Estella, Gabriel Mandanda, Alejandro, Iara, Vinicio, Danilo, Carol, Ronald, Gabriel Canivel, Letícia, Malu e Cris. Mesmo sendo à distância grande parte das vezes, a amizade foi essencial para enfrentar o mestrado.

À família Tolentino por ter me ajudado a chegar na cidade de São Paulo. Aos meus

amigos paulistas que me ajudaram com momentos de desabafo, animação e muitos jogos de tabuleiro durante esses anos que estive na cidade.

À toda minha família por todo esforço investido, apoio e ensinamentos, especialmente aos meus pais, avô, irmãos e namorado que foram fundamentais para superar momentos difíceis e ter força para realizar esta pesquisa.

*“The true definition of science is this: the study of the beauty of the world.”*

Simone Weil



## Resumo

O registro de granizo ocorrido em 14 de julho de 2016 no Oeste do Paraná foi associado a uma tempestade severa de curta duração, no período da noite às 2200 UTC. No município de Barracão (PR) foram encontrados granizos e grandes impactos na população rural relatados pela Defesa Civil, categorizando o evento como tempestade severa. As forçantes de escala sinótica associadas a este evento surgem a partir do ciclone extratropical e a presença de Jatos de Altos Níveis (JAN). A fim de determinar as condições físicas predominantes na escala sinótica e mesoescala, realiza-se simulações com o modelo de área limitada *Weather Research and Forecasting* (WRF), o qual possui parametrizações e metodologias que permitem realizar simulações em diferentes escalas espaço-temporais. O modelo é executado com um domínio aninhado com grades de 9 km e 3 km usando os esquemas de parametrizações de *cumulus* elaborada por Grell e Dévényi (2002) e microfísica de Lin et al. (1983). Os dados de condição inicial e de fronteira são as análises globais do *Global Forecast System* (GFS) de 0,25° de espaçamento horizontal e disponibilizadas nos horários sinóticos. Os resultados mostram que o posicionamento dos JAN favorece a convergência em baixos níveis e o efeito do acoplamento com o Jato de Baixos Níveis (JBN) aumentam as condições instáveis na região de estudo. A presente combinação de parametrização do modelo é capaz de representar a nuvem associada ao evento, mas deslocada mais a sul e com magnitudes de vento subestimadas. A simulação não registra a queda de granizo em superfície, apenas chuvas intensas na localidade. Para os meteorologistas e pesquisadores, a simulação de eventos com a queda de granizo é complexa e possui uma alta variabilidade espaço-temporal.

**Palavras-chave:** Tempestades Convectivas Severas; Granizo; WRF; Jato de Altos Níveis; Jato de Baixos Níveis; Instabilidade Atmosférica; Paraná.



# Abstract

The hail record that occurred on July 14, 2016 in Western Paraná was associated with a severe storm of short duration, during the night at 2200 UTC. In the municipality of Barracão (PR), hailstones and major impacts on the rural population were reported by the Civil Defense, categorizing the event as a severe storm. The synoptic scale forcings associated with this event come from the Extratropical Cyclone and the presence of High Level Jets (JAN). In order to determine the prevailing physical conditions at the synoptic and mesoscale, simulations are performed with the limited area model *Weather Research and Forecasting* (WRF), which has parameterizations and methodologies that allow simulations to be done with different spatial scales. The model is run with a nested domain with 9 km and 3 km horizontal grids using the parameterization schemes of *cumulus* developed by Grell e Dévényi (2002) and microphysics of Lin et al. (1983). The initial condition and boundary data are global *Global Forecast System* (GFS) analyzes of 0.25° horizontal spacing and available at synoptic times. The results of show that the positioning of the JAN favors convergence at low levels and the effect of coupling with the Low Level Jet (LJB) increases the unstable conditions in the region. The present model parameterization combination can represent the cloud associated with the event but shifted further to the south and with underestimated wind magnitudes. The simulation does not record the hailstone fall on the surface, only heavy rains in the region. For meteorologists and researchers, the simulation of hailstorm events is complex and has high Spatio-temporal variability.

**Keywords:** Severe Convective Storms; Hailstorm; WRF; High Level Jets; Low Level Jets; Atmospheric Instability; Paraná.



# Lista de Figuras

1.1	(a) Granizos coletados pela equipe de pesquisa da Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTPRF) da tempestade de 14/07/2016 na beira da Rodovia BR-163 Km 06, onde as pedras encontravam-se acumuladas. Fonte: Tsay et al. (2017). (b) Foto do céu horas antes da formação da tempestade na cidade de Barracão (PR). Fonte: Arquivo pessoal do grupo de coleta de granizo da UTPRF. . . . .	25
2.1	Definições das escalas características de tempo e comprimento horizontal de uma variedade de fenômenos a partir da classificação de Orlanski (1975) e Fujita (1981). Fonte:Markowski e Richardson (2010) . . . . .	28
2.2	Modelo conceitual do JBN . . . . .	31
2.3	Perfil vertical de vento durante ocorrências de JBN no Paraguai. Fonte:Jones (2019) . . . . .	33
2.4	Modelo esquemático de uma tempestade multicelular.Fonte:Houze (2014) .	35
2.5	Comparação do levantamento pela frente de rajada em (a) um ambiente de célula única sem cisalhamento e (b) um ambiente multicelular e de cisalhamento vertical moderado (cisalhamento de oeste). Nuvens são representadas em branco, precipitação em verde e granizo em amarelo. Azul escuro delimita a área da piscina fria. As linhas de corrente em preto representam o escoamento relativo à tempestade. As setas circulares brancas indicam o sentido da vorticidade horizontal induzidas pela piscinas frias, enquanto as setas roxas, pelo cisalhamento vertical do ambiente. O nível de convecção livre ou espontânea é indicado (LFC). Fonte: Markowski e Richardson (2010).	37

2.6	Estimativa Global de dias por ano com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempo severo. . . . .	39
2.7	Diagrama para representação dos processos de conversão para a formação dos hidrometeoros.Fonte: Cotton (1990) . . . . .	41
2.8	Número de dias de granizo na Argentina,Paraná e Santa Catarina . . . . .	43
2.9	Processos resultantes entre a interação entre <i>cumulus</i> e o ambiente. Fonte: Arakawa (2004) . . . . .	48
3.1	(a) Divisões políticas do mapa da região de estudo, com destaque para a borda tripla (b) destaques para cidade Foz do Iguaçu, onde são lançadas as radiossondagens meteorológicas, e o município Barracão, local de registro de granizo em superfície. . . . .	52
3.2	Climatologia para o Estado do Paraná (PR) do (a) zoneamento climático de acordo com Camargo 1991 com a classe subtropical úmido e inverno seco (ST-UMi) em Foz do Iguaçu e subtropical muito úmido (ST-PU) para o município de Barracão e da (b) temperatura do ar anual utilizando os dados do <i>European Centre for Medium-Range Weather Forecast</i> (ECMWF). Fonte: Aparecido et al. (2016) . . . . .	54
3.3	(a) Coordenada sigma-p sendo 500 hPa o topo do modelo (b) Coordenadas retangular, isobárico, isentrópico e sigma-p,respectivamente. Fonte: Warner (2011). . . . .	55
3.4	Configuração dos Domínios (WPS) das duas grades utilizadas (9km e 3km) nas simulações com WRF e a topografia do terreno sombreado ( <i>m</i> ). . . . .	57
4.1	Imagem de satélite GOES 13 no canal infravermelho, com temperatura de brilho realçada segundo a barra de cores, às (a) 0000 UTC (b) 0600 UTC (c) 1200 UTC do dia e (d) 1800 UTC de 13/07/2016. Fonte: (DSA/INPE). . . . .	62
4.2	Pressão Média ao Nível do Mar ( <i>hPa</i> ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de 925 <i>hPa</i> obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC de 13/07/2016. . . . .	63

4.3	Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $ms^{-1}$ ) em sombreado, espessura ( $dam$ ) em linhas tracejadas em vermelho e Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) linhas contínuas em preto obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC de 13/07/2016. . . . .	64
4.4	Imagem de satélite GOES 13 no canal infravermelho, com temperatura de brilho realçada segundo a barra de cores às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. A elipse em cor azul escura destaca o sistema convectivo de interesse para o estudo. Fonte:(DSA/INPE). . . . .	65
4.5	Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de 925 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	67
4.6	Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de 925 $hPa$ obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	68
4.15	Campos de (a) CAPE ( $Jkg^{-1}$ ) sombreado, água precipitável ( $mm$ ) em linhas contínuas e (b) CINE ( $Jkg^{-1}$ ) sombreado e temperatura potencial ( $^{\circ}C$ ) em linhas contínuas obtidos a partir da reanálise do GFS e 1800 UTC de 14/07/2016 e 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	68
4.7	Campo de temperatura em superfície ( $^{\circ}C$ ) em sombreado, Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 925 $hPa$ obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	69
4.8	Campo de temperatura em superfície ( $^{\circ}C$ ) em sombreado, Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 925 $hPa$ obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	70
4.9	Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $ms^{-1}$ ) em sombreado, espessura ( $dam$ ) em linhas tracejadas em vermelho entre 1000 e 500 $hPa$ e PNMM ( $hPa$ ) em linhas contínuas obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	71

4.10	Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $ms^{-1}$ ) em sombreado, espessura ( $dam$ ) em linhas tracejadas em vermelho entre 1000 e 500 hPa e Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) (hPa) em linhas contínuas obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	72
4.11	Altura geopotencial ( $dam$ ) em linhas tracejadas em verde e Vorticidade relativa ( $10^{-9}s^{-1}$ ) em sombreado e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 500 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	73
4.12	Altura geopotencial ( $dam$ ) em linhas tracejadas em verde e Vorticidade relativa ( $10^{-9}s^{-1}$ ) em sombreado e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 500 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	74
4.13	Divergência de massa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em sombreado e linhas de corrente ( $ms^{-1}$ ) em 250 hPa obtidos a partir da reanálise do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	75
4.14	Divergência de massa ( $10^{-5}s^{-1}$ ) em sombreado e linhas de corrente ( $ms^{-1}$ ) em 250 hPa obtidos a partir da reanálise do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	76
4.16	Campo de precipitação acumulada válido para os dias 13/07/2016 às 2230 UTC a 15/07/2016 às 0130 UTC. . . . .	77
4.17	Hodógrafa ( $knot$ ) e diagrama SkewT-LogP medido pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) às 0000 UTC de 14/07/2016. . . . .	78
4.18	Hodógrafa ( $knot$ ) e diagrama SkewT-LogP medido pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) às 1200 UTC de 14/07/2016. . . . .	79
4.19	Perfis verticais de (a) temperatura (°C) em níveis médios e (b) magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) observados entre 0000 UTC e 1200 UTC de 14/07/2016 medidos pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W). . . . .	80

4.20	Hodógrafa ( <i>knot</i> ) e diagrama SkewT-LogP obtida a partir da reanálise do ERA5 para Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) às 2200 UTC de 14/07/2016.	84
4.21	Campo de Temperatura (°C) sombreado em tons de verde, umidade específica em linhas contínuas ( $q$ em $g/kg$ ) e ventos em vetores ( $ms^{-1}$ ) em 925 $hPa$ obtidos a partir da reanálise do ERA5 às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	85
4.22	Ventos em linha de corrente e Divergência de massa dos ventos ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em sombreado no nível de 850 $hPa$ obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (b) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	86
4.23	Advecção de temperatura ( $10^{-4} °C s^{-1}$ ) em sombreado no nível de 850 $hPa$ obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (b) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	87
4.24	Corte vertical na latitude de 26 °S da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) sombreado e a reta contínua preta representa a longitude de Barracão (PR) obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC, de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	98
4.25	Fluxo de umidade integrado na vertical ( $gm^{-2}s^{-1}$ ) em sombreado e em vetor simulado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. . . . .	99
4.26	Campo de vento sombreado em tons de azul ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, espessura ( $dam$ ) em linhas contínuas vermelhas e PNMM ( $hPa$ ) em linhas contínuas cinza simulados com WRF para um domínio de 9 km (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC, do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.	100
4.27	Radiação de Onda Longa Emergente (OLR) simulada com WRF em sombreado para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	101
4.28	Precipitação ( $mmh^{-1}$ ) simulado em sombreado com WRF para um domínio de 9 km (a) às 2200 UTC e (b) acumulada do dia 14/07/2016. . . . .	102
4.29	Ômega no nível de 500 $hPa$ simulado em sombreado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	103

4.30	Campos de (a) CAPE ( $Jkg^{-1}$ ) em sombreado e e NCL ( $m$ ) em linhas em tom de azul e (b) CINE ( $Jkg^{-1}$ ) simulado com WRF para um domínio de 9 km às 2200 UTC do dia 14/07/2016. . . . .	104
4.31	Corte vertical na latitude de 27 °S (posição referente ao convectivo na simulação) da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) simulado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	105
4.32	Diagramas de caixa da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) no nível de 750 hPa em 27 °S e 54°W (posição referente ao convectivo na simulação) para GFS, WRF e ERA entre os dias 13/07/2016 e 15/07/2016. . . . .	106
4.33	Evolução temporal dos perfis fixados em 26.70 °S e 53.35 °W simulados com WRF para uma grade de 3 km. . . . .	107
4.34	Diagrama SkewT-LogP calculado em 26.70 °S e 53.35 °W às 2100 UTC simulado com WRF para uma grade de 3 km. . . . .	108
4.35	Diagrama SkewT-LogP calculado em 26.70 °S e 53.35 °W às 2200 UTC simulado com WRF para uma grade de 3 km. . . . .	109
4.36	Secção Transversal na latitude de 26,7 °S de W de razão de mistura de partículas de gelo ( $Q_{groupel}, Q_{ice}$ e $Q_{snow}$ ) em linhas contínuas ( $g kg^{-1}$ ) simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	110
4.37	Secção Transversal na latitude de 26,7 °S de W e razão de mistura de partículas de água ( $Q_{cloud}$ e $Q_{rain}$ ) em linhas contínuas ( $g kg^{-1}$ ) simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	111
4.38	Secção Transversal na latitude fixado em 6000 metros de altura de w e razão de mistura de partículas de gelo precipitantes ( $Q_{groupel}$ e $Q_{snow}$ ) em $g kg^{-1}$ simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	112
4.39	Secção Transversal na latitude de 26,7 °S do fator de refletividade equivalente em $dBz$ simulados com WRF para uma grade de 3 km às (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016. . . . .	113

## Lista de Tabelas

2.1	Tabela de Considerações de Paramametrização <i>Cumulus</i> . Fonte: (Skamarock et al., 2008) . . . . .	49
3.1	Tabela de configurações gerais do WRF para as simulações. . . . .	56
3.2	Esquema de parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF. . . . .	56
4.1	Índices calculados pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) do dia 14/07/2016 às 1200 UTC. . . . .	81



# Sumário

1. <i>Introdução</i> . . . . .	23
1.1 Objetivo Geral . . . . .	25
1.1.1 Objetivos Específicos . . . . .	26
2. <i>Revisão Bibliográfica</i> . . . . .	27
2.1 Espectro das Perturbações Atmosféricas . . . . .	27
2.2 Interação Entre Escalas para a Origem do Jato de Baixos Níveis (JBN) . . . . .	29
2.3 A Morfologia de uma <i>Cumulonimbus</i> (Cb) . . . . .	33
2.4 A Fase de Gelo na Nuvem . . . . .	39
2.5 Modelagem Numérica da Atmosfera . . . . .	44
2.6 Esquemas de Parametrizações de Microfísica e <i>Cumulus</i> . . . . .	46
2.6.1 Parametrizações de Microfísica . . . . .	46
2.6.2 Parametrizações de <i>Cumulus</i> . . . . .	47
3. <i>Dados e Metodologia</i> . . . . .	51
3.1 Dados Observados e Análises do Modelo Global . . . . .	51
3.2 Área de Estudo e a Climatologia . . . . .	52
3.3 Metodologia . . . . .	53
3.3.1 Funcionamento e Descrição do Modelo WRF . . . . .	53
3.3.2 Simulações Numéricas . . . . .	55
3.3.3 Critérios para Identificação do JBN . . . . .	56
3.3.4 Índices de Instabilidade . . . . .	57
3.3.5 Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado . . . . .	59

4. <i>Resultados e Discussões</i> . . . . .	61
4.1 <i>Análise Sinótica do Evento</i> . . . . .	61
4.1.1 <i>Condição Sinótica do dia 13/07/2016</i> . . . . .	61
4.1.2 <i>Condição Sinótica do dia 14/07/2016</i> . . . . .	65
4.2 <i>Análise do Perfil Vertical da Atmosfera e do Produto de Precipitação TMPA</i>	76
4.2.1 <i>Estimativa de Precipitação para o Período da Simulação</i> . . . . .	76
4.2.2 <i>Perfil vertical da Atmosfera no Momento Antes do Evento: 0000 UTC</i>	77
4.2.3 <i>Índices de Instabilidade Avaliados no Momento Mais Próximo do</i>	
<i>Evento: 1200 UTC</i> . . . . .	78
4.3 <i>Reanálises ERA 5 (ECMWF)</i> . . . . .	83
4.4 <i>Simulação WRF</i> . . . . .	89
4.4.1 <i>Análises do Domínio de 9 km</i> . . . . .	89
4.4.2 <i>Análises do Domínio de 3 km</i> . . . . .	92
5. <i>Conclusões</i> . . . . .	115
6. <i>Sugestões para Trabalhos Futuros</i> . . . . .	117
<i>Referências</i> . . . . .	119

## Introdução

A combinação entre a capacidade de observação e visualização gráfica de dados com o desenvolvimento da modelagem numérica proporcionou um aumento na compreensão da física associada às tempestades. Os campos de pesquisa e previsão de tempestades eram inexplorados há um século pela ausência de observações na escala convectiva. A motivação para o avanço nos estudos de tempestades certamente advém das tomadas de medidas para a proteção da sociedade e do entusiasmo científico de uma comunidade de pesquisadores interessados no tema, o que tem levado a uma compreensão crescente dos processos físicos e mecanismos dinâmicos que ocorrem durante a formação dos fenômenos atmosféricos convectivos. Ainda hoje, o conhecimento sobre as tempestades convectivas enfrenta grandes desafios devido à sua pequena escala individual, mas mesmo assim fornece informações importantes para o desenvolvimento de métodos de previsão (Brooks et al., 2019).

As tempestades convectivas severas constituem-se em uma das principais investigações para as atividades científicas meteorológicas nas universidades e nos centros de pesquisa e previsão do tempo, em razão do impacto em diferentes atividades humanas como aviação, distribuição de energia elétrica e biodiversidade existente numa dada região. No Brasil, fenômenos de mesoescala são delimitados por fatores geográficos e pela sua interação com diferentes sistemas de grande escala, tais como ciclones extratropicais e subtropicais, seus sistemas frontais associados, áreas de divergência de massa de altos níveis, presença de jatos e outras condições as quais favorecem a intensificação de um fenômeno de mesoescala que, por sua vez, frequentemente causam eventos como chuvas torrenciais, vendavais, descargas elétricas, granizo e tornados.

Propor medidas mitigatórias para os fenômenos intensos oriundos de sistemas convec-

tivos de mesoescala exige um estudo integrado e, do ponto de vista meteorológico, um reconhecimento de padrões de repetição, bem como a aplicação de metodologias adequadas de análise diagnóstica e de prognóstico. Além disso, para alcançar este propósito, é preciso encontrar respostas de questões científicas que ainda não estão solucionadas e utilizar modelos numéricos de alto desempenho computacional, para que tomadas de decisão sejam implementadas de forma segura para cada ocorrência de fenômeno.

No caso específico de tempestades com potencial de queda de granizo é ainda mais complexa, desde que o desenvolvimento do sistema convectivo associado é de rápida duração. A precipitação de granizo em superfície causa danos consideráveis em diversas partes do mundo e, no âmbito científico, é uma das variáveis meteorológicas de difícil análise e prognóstico em qualquer escala espaço-temporal. Sobretudo, a insuficiência de dados observados afeta a ampla compreensão deste sistema. De acordo com Raupach et al. (2021), tempestades de granizo totalizam perdas de até 10 bilhões de dólares por ano nos Estados Unidos e um único evento severo pode causar mais de 1 bilhão de dólares de danos.

Os setores agrícola e elétrico frequentemente utilizam informações necessárias para tomadas de medidas e redução do impacto na produção causados por tempestades de granizo as quais podem atingir tamanhos significativos, o que também gera perigo para a segurança da população (Martins et al., 2017).

Ademais, são escassos os estudos de modelagem de alta resolução para granizo no Brasil e, assim, são diversos os questionamentos a responder, de forma que a precipitação de granizo à superfície é justificada como um objeto de pesquisa. Uma das questões que intrigam os pesquisadores até hoje é: **Esse fenômeno é um evento aleatório ou existem padrões físicos?**

Autores como Reboita et al. (2010); Brooks (2009); Beal et al. (2019) mostram que a região composta por Paraguai, norte da Argentina e sul do Brasil, localizada entre as latitudes de 24 °S e 30 °S, possui elementos físicos, como a climatologia e a topografia, favoráveis para a formação de sistemas convectivos com potencial de queda de granizo. Além disso, o Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul tem papel preponderante no transporte do fluxo de calor e de umidade da região amazônica para a Região Sul e parte sul do Sudeste do Brasil.

A escolha do caso estudado advém a partir do levantamento feito por Beal et al. (2019) sobre a tempestade de granizo observada na cidade de Barracão, localizada no oeste do

estado do Paraná, em 14 de julho de 2016. Os granizos foram coletados pela equipe de pesquisa da Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTPRF), os quais são apresentados na Figura 1.1. O fenômeno produziu pedras de granizos no município de Barracão (PR), sendo uma cidade onde se observa maior frequência de eventos de granizo e grandes impactos na população rural relatados pela Defesa Civil.



(a) Granizos coletados.

(b) Foto do céu horas antes do evento.

*Figura 1.1:* (a) Granizos coletados pela equipe de pesquisa da Universidade Tecnológica Federal do Paraná (UTPRF) da tempestade de 14/07/2016 na beira da Rodovia BR-163 Km 06, onde as pedras encontravam-se acumuladas. Fonte: Tsay et al. (2017). (b) Foto do céu horas antes da formação da tempestade na cidade de Barracão (PR). Fonte: Arquivo pessoal do grupo de coleta de granizo da UTPRF.

Neste contexto, esta dissertação propõe aprofundar o nível de detalhamento físico dos padrões de distribuição das variáveis físicas de mesoescala, as quais estão associadas à precipitação de granizo no evento da cidade de Barracão na noite de 14/07/2016, por meio dos resultados de simulações numéricas com o modelo de mesoescala *Weather and Research Forecasting* (WRF) com alta resolução espaço-temporal, em busca de fatores que expliquem a severidade da precipitação de granizo naquele dia.

## 1.1 Objetivo Geral

O objetivo principal deste trabalho é determinar as condições físicas predominantes na escala sinótica e na mesoescala, que expliquem a severidade da tempestade de granizo observada na cidade de Barracão (PR) na noite do dia 14/07/2016. Logo, esta pesquisa propõe responder às seguintes questões:

- I. **Quais são os efeitos dinâmicos de escala sinótica para a formação da tempestade nos dias avaliados?**
- II. **Como a estrutura termodinâmica vista na mesoescala afeta o desenvolvimento da tempestade?**
- III. **É possível identificar a estrutura microfísica e a distribuição de granizo no interior da nuvem?**

### *1.1.1 Objetivos Específicos*

Enumeram-se a seguir, os objetivos específicos do estudo, derivados do objetivo principal:

- I. Simular o evento convectivo com o modelo WRF a fim de determinar se as características de mesoescala predominantes são responsáveis pela severidade do fenômeno, ou se os padrões de escala sinótica são suficientes para definir a severidade do fenômeno;
- II. Avaliar o modelo WRF quanto à sua capacidade em reproduzir as propriedades das correntes ascendentes e descendentes para o mesmo fenômeno, a fim de determinar a importância de cada uma delas para as questões relacionadas à formação de granizo;
- III. Determinar qual a influência do Ciclone Extratropical, Jato de Altos Níveis (JAN) e do Jato de Baixos Níveis (JBN) observados na formação e intensidade do evento convectivo em Barracão (PR).

## Revisão Bibliográfica

### 2.1 *Espectro das Perturbações Atmosféricas*

A dinâmica da atmosfera é o resultado de oscilações de campos de pressão, temperatura, umidade e vento que se propagam no tempo e espaço, devido a interação com elementos locais e os demais elementos do sistema climático (hidrosfera, litosfera, criosfera e biosfera). O conhecimento sobre os efeitos das ondas em eventos atmosféricos é resultado de avaliações empíricas e teóricas sobre as principais forçantes que atuam sobre a atmosfera, empregando os princípios da mecânica dos fluidos (Nappo (2002)).

Um fluido estável é dado pela capacidade de propagar movimentos de ondas. Na condição de instabilidade atmosférica, as perturbações adquirem energia do estado básico do ambiente suficiente para o aumento da energia de perturbação, cujo crescimento é exponencial. Em outro cenário, a instabilidade local contribui para a formação de um ambiente de instabilidade. Neste caso, quando a amplitude vertical da oscilação for suficientemente grande, a parcela deslocada pode atingir o nível de condensação e formar uma nuvem, dependendo dos fatores locais de umidade e temperatura do ambiente, por exemplo.

As perturbações são complexas e ocorrem diferentes escalas do tempo e do espaço, afetando o tempo e o clima e o conjunto de equações fundamentais que regem os movimentos atmosféricos, representadas por funções tetradimensionais em  $(x,y,z,t)$  no sistema cartesiano.

Dessa maneira, o espectro de escala espaço-temporal dos fenômenos atmosféricos podem variar de segundos a milênios, passando por inúmeros estados intermediários de acordo com a sua extensão horizontal. Quando se estuda um evento meteorológico, a dinâmica deve ser fundamentada na particularidade da extensão de espaço e tempo, a qual delimita o

fenômeno. Portanto, a classificação é pautada de acordo com as suas respectivas dimensões, organizadas em diferentes grupos. A escala planetária, por exemplo, é associada com oscilações de mais de 4000 km na sua escala horizontal e com duração vários dias a poucas semanas; a micrometeorologia possui o enfoque na dinâmica espacial de metros com uma escala de tempo em minutos, e a escala sinótica apresenta escala espacial acima de 2000 km e temporal de poucos dias (Markowski e Richardson, 2010).

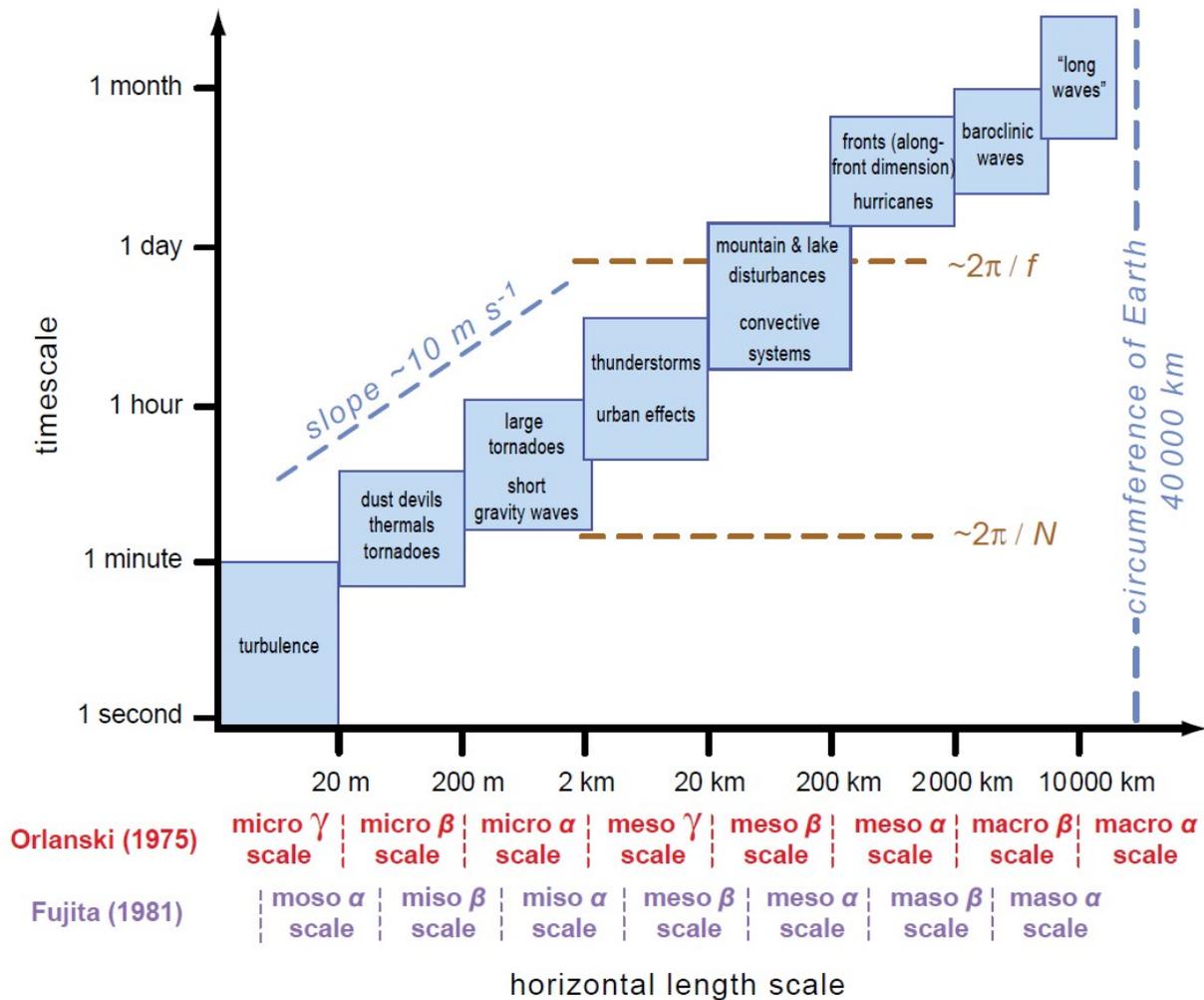


Figura 2.1: Definições das escalas características de tempo e comprimento horizontal de uma variedade de fenômenos a partir da classificação de Orlandi (1975) e Fujita (1981).  
 Fonte: Markowski e Richardson (2010)

Para a escala média entre a micrometeorologia e a escala sinótica, Orlandi (1975) elaborou uma subdivisão com três categorias, como mostra a Figura (2.1). Segundo esta classificação, sistemas que possuem dimensões horizontais entre 2 a 2000 km pertencem à

mesoescala, com as seguintes subdivisões: meso- $\alpha$  (200 a 2000 km), meso- $\beta$  (20 a 200 km) e meso- $\gamma$  (2 a 20 km). Diante desta classificação, a mesoescala é bastante complexa, pois é afetada pelos movimentos de macro e microescala, com a adição de que muitos deles ainda não são bem compreendidos.

Na atmosfera, o gradiente vertical de pressão e a aceleração vertical das parcelas de ar associam-se com os processos de aquecimento e resfriamento, seguindo as circulações locais como brisas vale-montanha e marítimas, compondo uma das principais variáveis que influenciam na formação dos fenômenos convectivos observados de mesoescala.

Estas considerações são implementadas em regimes não hidrostáticos, os quais retratam as condições físicas adequadas para configurar e reproduzir os fenômenos de tempestades locais, caracterizadas por circulações ageostróficas e a existência da aceleração vertical, originada pelo desbalanço do regime hidrostático (Cotton, 1990; Blustein, 1992; Markowski e Richardson, 2010).

## 2.2 *Interação Entre Escalas para a Origem do Jato de Baixos Níveis (JBN)*

A origem geográfica e a importância do JBN tem relação direta com os regimes de precipitação em latitudes médias na América do Sul (AS), sendo reconhecido por processos termodinâmicos associados à convecção e a elementos que compreendem a dinâmica de grande escala. A união destes processos torna o JBN uma importante fração da dinâmica de mesoescala (Silva Dias, 2000).

Nas planícies da América do Norte (AN), as ocorrências do JBN são vinculadas às oscilações diurnas dos campos de pressão e temperatura formados pela combinação de brisas continente-oceano, vale-montanha e circulações entre regiões secas, devido ao gradiente de temperatura entre as setores ocidental e oriental das montanhas rochosas na AN (Bonner, 1968).

De acordo com as hipóteses de formação do JBN propostas para a AN na década de 60 por Wexler (1961), o JBN é decorrência da deflexão dos ventos causado pelas Montanhas Rochosas, em direção ao norte, oriundos do escoamento oriundo no Golfo do México, que é uma região reconhecidamente quente e úmida. Nesta região, a formação da estreita zona de ventos intensos em baixos níveis ao longo das montanhas ocorre pela junção de

dois efeitos: o primeiro efeito é uma consequência do aumento do valor do parâmetro de Coriolis, de forma que a massa de ar que se desloca em direção ao norte é compensada pelo forte cisalhamento anticiclônico; o segundo, advém do aclave do terreno a oeste da corrente, onde o ar é retardado pelo efeito do atrito (Wexler, 1961; Bonner, 1968) .

A partir de radiossondagens e dados derivados de satélite, os aspectos gerais do JBN na AS foram identificados pelo padrão de cisalhamento do vento horizontal e forte aspecto termodinâmico (e.g., fluxo de calor e umidade) capazes de intensificar instabilidades, os quais foram estudados ao longo de décadas quando os recursos computacionais tornaram-se capazes de realizar simulações (Marengo e Soares, 2002; Marengo et al., 2004).

O JBN na AS é observado a leste dos Andes a partir do fluxo de umidade da região amazônica em direção ao Polo Sul. A configuração sinótica do JBN na AS é proposta pelo modelo conceitual apresentado em Baez et al. (2006), como mostra a Figura 2.2. Os ventos alísios transportam umidade do Oceano Atlântico para o continente, ao norte da região amazônica, deslocam-se por esta região, adquirindo maior conteúdo de umidade e calor, e são defletidos pela presença dos Andes, iniciando o seu desenvolvimento. Após este estágio inicial, ocorre a canalização no sentido de noroeste para as latitudes entre 20°S e 40°S, que compreendem as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. A massa de ar transportada pelo JBN possui propriedades da região equatorial, tais como temperatura e teor de umidade mais elevados, modificando as condições de tempo na região de saída do jato.

O ciclo sazonal de precipitação entre o Sul do Brasil e o Sul do Paraguai e Uruguai está vinculado com sistemas frontais e seu ciclones sub ou extratropicais associados, Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), sistemas ciclônicos em níveis médios e bloqueios atmosféricos (Reboita et al., 2010). Dessa maneira, a convergência de umidade advinda do JBN torna-se um fator importante para a formação de SCM em latitudes médias.

Outro conceito com relação direta com o JBN é a Esteira Transportadora Quente (ETQ). Este sistema é visto durante o surgimento de Linhas de Instabilidade (LI) pré-frontais com a formação do levantamento inclinado do ar quente e úmido em direção ao polo, fazendo com que o ar quente seja elevado acima da cunha de ar frio que avança paralelo à extensão da frente fria. Ao mesmo tempo, o ar seco e frio, oriundo de níveis superiores, colide com a ETQ em superfície, originando uma frente fria em altitude. Além disso, o ar quente e úmido passa a ter uma configuração de JBN com uma maior profundidade na camada a partir de uma convecção organizada, produzindo uma larga banda de

precipitação (Reboita et al., 2010; Brownig, 1986).

A climatologia do JBN desenvolvida para a AS por Marengo et al. (2004) utiliza as reanálises do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) para o período de 1950 a 2000, avaliando as diferenças entre as estações de verão e inverno. As análises de Marengo et al. (2004) possuem uma resolução horizontal de 2.5° de latitude/longitude e admite ventos máximos em 850 hPa, e o fluxo de umidade integrado na vertical entre os níveis 850h Pa e 300 hPa. Este estudo mostra que os mecanismos sinóticos para a formação do JBN diferem de acordo com a estação do ano e posição latitudinal. A região a norte do Paraguai possui a maior ocorrência de formação do JBN mais intensos na AS. No inverno, foi observado que os ventos de norte possuem maior magnitude e o teor de umidade é menor, se comparado com o verão.

O padrão sinótico predominante durante a estação de inverno é relacionada com as perturbações de latitudes médias e atuação de sistemas transientes, como a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e o Jato Subtropical de Altos Níveis (JAN). As influências tropicais não são observadas durante este período quando se nota o enfraquecimento dos ventos alísios e o ciclo diurno do JBN exhibe uma maior possibilidade de formação entre 0600 e 1200 UTC em latitudes abaixo de 20 °S Marengo et al. (2004).

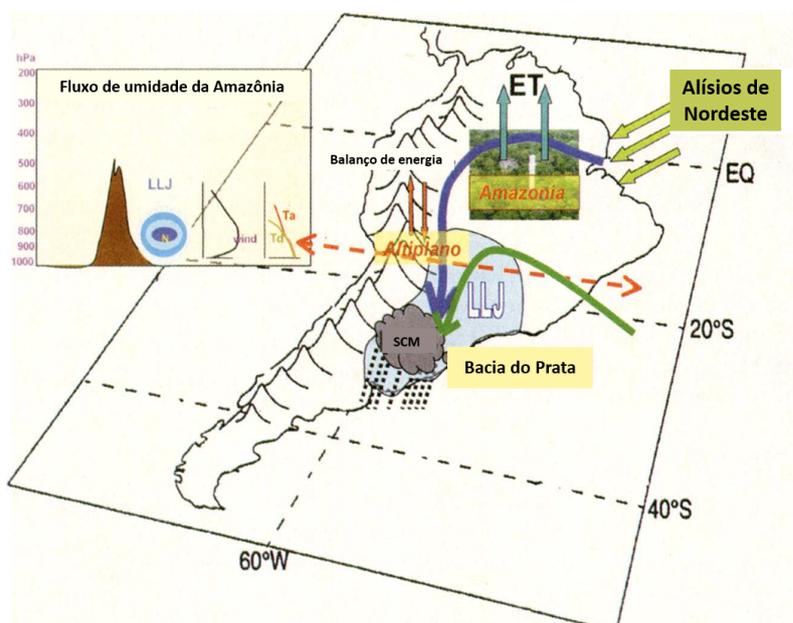


Figura 2.2: Modelo conceitual do transporte de umidade para a Bacia do Prata proporcionado pelo JBN. Fonte: Baez et al. (2006)

Embora esse sistema possua uma grande importância sobre o regime de precipitação

nas regiões onde há inúmeras atividades econômicas e geração de energia elétrica, os estudos científicos sobre a contribuição e intensificação dos sistemas convectivos ainda geram grandes questionamentos atualmente. Um exemplo é sua climatologia de ocorrência na AS. De fato, é necessário adotar critérios objetivos para a identificação do JBN, a fim de que se possa construir uma climatologia. Bonner (1968) propôs três critérios sobre o JBN na AN considerando a sazonalidade e estruturas horizontais, bem como verticais, a fim de determinar a sua climatologia.

Considerando o critério nº 1 de Bonner (1968), o JBN é identificado nos primeiros 1500 metros a partir da superfície, utilizando dados de radiossondagens. Esse critério requer velocidades do vento igual ou superior a  $12 \text{ m s}^{-1}$  no nível de vento máximo, decréscimo do vento de até  $6 \text{ m s}^{-1}$  em até 3 km acima do nível de 850 hPa e a componente meridional mais intensa do que a zonal.

Entretanto, as características climatológicas que formularam esses critérios não correspondem ao padrão geográfico existente na AS. Os Andes, por exemplo, são mais estreitos do que as Montanhas Rochosas da AN (Marengo e Soares, 2002). Outra diferença é que a AS é predominantemente tropical e a fonte de umidade surge na Floresta Amazônica. Não obstante, o critério nº1 de Bonner (1968) ainda é aplicado para a obtenção da climatologia do JBN na AS.

Na última década, a disponibilidade de dados e o desenvolvimento de esquemas avançados de assimilação dos mesmos em modelos numéricos, bem como o aumento das resoluções horizontais e verticais das grades desses modelos possibilitam uma investigação mais detalhada com relação à magnitude do JBN, a qual varia de acordo com as características sazonais. Jones (2019) investiga a variabilidade do JBN a partir das velocidades máximas de vento em diferentes posições relativas aos Andes na AS. A parte central (Peru, Bolívia e Paraguai) mostra que, na presença do JBN, os ventos excedem  $10 \text{ m s}^{-1}$ , especialmente no Paraguai (Figura 2.3), e os máximos são identificados no nível de 850 hPa nos trimestres de março a maio e de junho a agosto. Porém, enquanto as velocidades do vento nos Andes centrais são geralmente maiores durante junho a agosto, o transporte de umidade é superior no verão e na primavera.

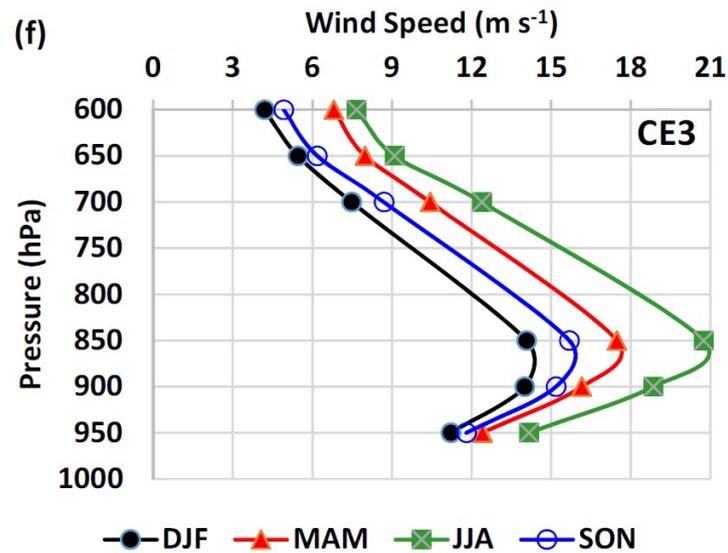


Figura 2.3: Perfil vertical de vento durante ocorrências de JBN no Paraguai. Fonte: Jones (2019)

### 2.3 A Morfologia de uma *Cumulonimbus* (Cb)

Existe uma variabilidade de tipos de nuvens no sul da AS em decorrência dos efeitos dinâmicos de latitudes médias, os quais formam o processo de ativação da instabilidade, tais a orografia ou devido às circulações de mesoescala. Por consequência, as estruturas das células convectivas podem adquirir diferentes organizações e duração, dependendo da intensidade do cisalhamento do vento (Ahrens, 2008). As nuvens do tipo *cumulus* podem exibir as seguintes formas (adaptado de Houze (2014)):

- ***Cumulus Humilis***: nuvens de bom tempo que apresentam pequeno desenvolvimento vertical;
- ***Cumulus Congestus***: atingem larguras e profundidades de alguns quilômetros, tais como agregados convectivos que podem produzir precipitação abundante e capazes de se transformar em uma Cb;
- ***Cumulonimbus Individuais***: podem produzir tempo severo e ocorrem isoladamente ou em forma de linha; têm larguras da ordem de dezenas de quilômetros. Densas e com grande desenvolvimento vertical, possuem uma textura fibrosa ou estriada e a porção superior da nuvem é geralmente achatada à medida que se aproxima da tropopausa, onde seus topos se espalham em forma de bigorna;

- ***Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)***: têm topos de nuvens que se estendem por regiões da ordem de centenas de quilômetros de escala; produzem grandes quantidades de chuva, a precipitação estratiforme que pode desenvolver padrões de circulação de mesoescala e apresentam a forma aproximadamente circular, ou em linhas de células convectivas profundas, ou em aglomerados irregulares.

A busca pelo detalhamento físico dos sistemas convectivos é dependente da representação física do fluxos no interior da nuvem, os quais atuam em conjunto com a interação entre a termodinâmica a partir das estimativas de calor e umidade nos perfis verticais (Marengo e Soares, 2002; Houze, 2004; Dos Santos et al., 2008; Seluchi e Saulo, 2012).

Especificamente, as convecções profundas dão origem a tempestades severas, pois as mesmas são capazes de alcançar alturas maiores, produzindo chuvas torrenciais, atividade elétrica e a possibilidade de queda de granizo. Outro processo que interfere na formação de nuvens é o entranhamento, o qual ocorre em razão da mistura turbulenta nas fronteiras da nuvem (i.e., intrusão do ar ambiente no interior da mesma). Com isso, as correntes ascendentes tendem a causar uma mistura mais efetiva, alterando os perfis verticais de temperatura e umidade da parcela de ar. Outro parâmetro, que é definido como desentranhamento, refere-se à intrusão do ar da nuvem no ambiente, de forma a satisfazer a condição de continuidade de massa.

O ciclo de vida de uma Cb é subdividida em 3 estágios: cúmulos, maduro e dissipação. (Rogers e YAU, 1989; Wallace e Hobbs, 2006; Houze, 2014). A princípio, o movimento de massa oriundo da corrente ascendente ocasiona o processo de entranhamento nas bordas laterais, ocorrendo uma mistura do ar de modo contínuo, conforme o estágio inicial de cúmulos. Além disto, os hidrometeoros no interior da nuvem são elevados pela corrente ascendente, favorecendo o processo de condensação da água líquida e liberação de calor latente (Roger, 1986; Houze, 2004).

No estágio maduro, a estrutura básica de uma cb multicelular, como a mostrada na Figura 2.4, apresenta um cisalhamento vertical do vento horizontal, originando fortes correntes ascendentes (*updrafts*) inclinadas, as quais favorecem as taxas elevadas de condensação, que são distintas, localizadas no plano vertical. A associação do cisalhamento do vento ambiente com as regiões que apresentam a variação horizontal de temperatura (e.g., frente) implica em um potencial de rotação em torno do eixo horizontal do fluxo de ar (i.e., vorticidade), representado pelos fluxos verticais na Figura 2.4. Em latitudes médias, correntes

ascendentes alcançam a magnitude próxima de  $40 \text{ m s}^{-1}$  em tempestades severas no estágio maduro (Trapp, 2013; Houze, 2014; Knight et al., 2019).

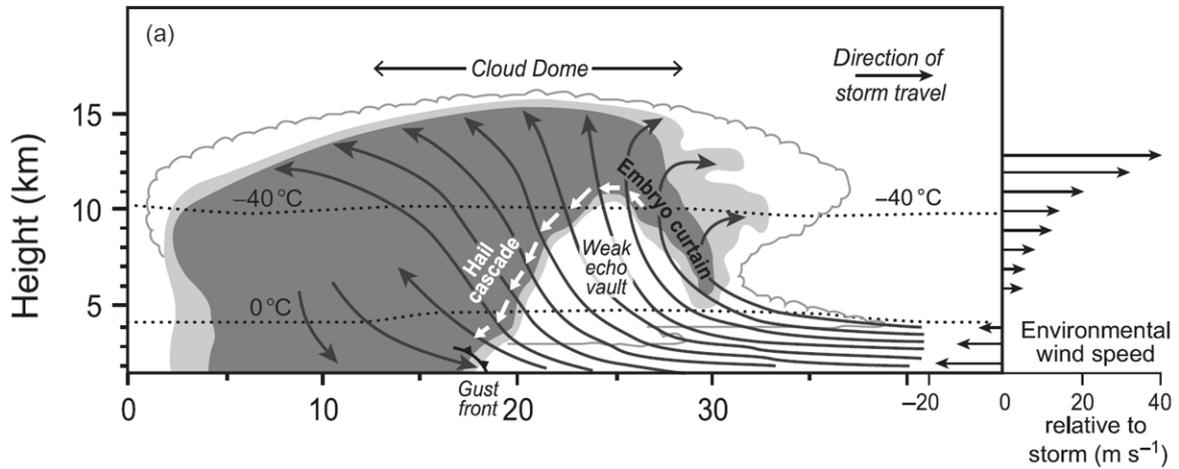


Figura 2.4: Modelo esquemático de uma tempestade multicelular. Fonte: Houze (2014)

A liberação de calor latente, além de favorecer o crescimento vertical da nuvem, interfere na formação dos hidrometeoros. Acima da isoterma de  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , os mesmos são majoritariamente partículas de gelo e o seu crescimento é delimitado pelos processos de microfísica de nuvens, os quais acumulam camadas de gelo sobre a partícula que, posteriormente, pode alcançar tamanhos suficientes de granizo e graupel precipitantes à superfície (Knight et al., 2019).

Quando há correntes ascendentes, a atmosfera necessita de uma compensação em outra região, na forma de subsidência de compensação no exterior da nuvem. No interior das nuvens Cb, correntes descendentes (*downdrafts*) (i.e., local onde o ar na região movimentar-se para baixo) podem ficar bastante intensa.

Assim que o movimento descendente ocorre, as partículas passam pelo processo de evaporação e a parcela de ar sofre a redução da flutuabilidade, resultando em uma corrente descendente que atinge o solo se espalhando lateralmente com o núcleo frio, formando a frente de rajada (termo em inglês: *gust front*) e a piscina fria (região delimitada pela cor azul na Figura 2.5). Logo, a interação entre a vorticidade horizontal do ambiente com a borda da piscina fria, em uma região preferencial (representação na Figura 2.5b), causa o surgimento de novas células devido a ascensão do ar quente e úmido. Neste sentido, esse

processo aumenta a longevidade de nuvens multicelulares com potencial de tempestade severa e podem produzir rajadas de vento em superfície e granizos cujos diâmetros podem atingir a ordem de bolas de golfe (Ahrens, 2008).

Apesar de moverem-se para baixo, os hidrometeoros podem atravessar novas correntes ascendentes que surgem no interior da célula, sustentando a flutuabilidade das partículas no interior da nuvem e também aumentando as taxas de condensação. O ciclo de vida de Cbs garantem um maior tempo de duração e uma vida útil mais longa se comparado com células individuais. Guo e Huang (2002) mostram que, para uma tempestade multicelular, os embriões de granizo são formados em células cúmulos alimentadoras e, em seguida, são direcionados para a corrente principal, causando o processo de recirculação.

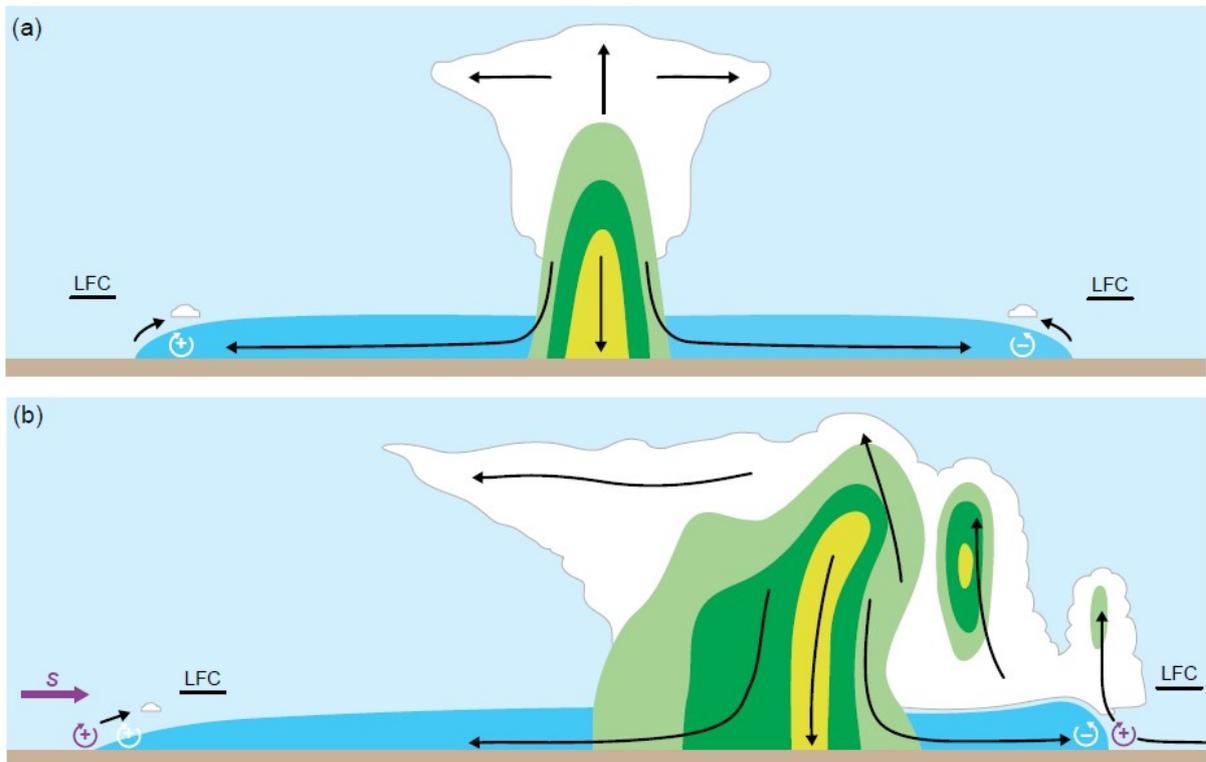
Por meio desse, algumas partículas têm maior possibilidade de evoluírem para granizo de diâmetros maiores, onde acontece o balanço entre a velocidade de queda do hidrometeoro e a velocidade da corrente ascendente. Quando as correntes são fracas, os embriões acabam sedimentando-se antes que o crescimento substancial possa ocorrer. Para que os embriões alcancem tamanhos significativos, a sua trajetória deve ser horizontal para garantir a sobrevivência dos embriões por mais tempo (Figura 2.4). Para tal efeito, a trajetória dos embriões depende diretamente da extensão da largura da corrente ascendente (Browning et al., 1976; Dennis e Kumjian, 2017).

Resultados de simulações de supercélulas, examinando o impacto do cisalhamento zonal do vento, revelam que o aumento do mesmo estimula o alongamento da corrente ascendente na direção leste-oeste oferecendo processos microfísicos mais efetivos na formação de granizo e maior tempo de residência do embrião (Dennis e Kumjian, 2017; Kumjian e Lombardo, 2020).

Para que o caso de estabilidade atmosférica seja retomado, a perturbação a qual forma a convecção profunda deve ser cessada e em um sentido abrangente, as correntes atuam para aquecer e umedecer o ambiente local na troposfera superior e esfriar e secar o ambiente na baixa troposfera. Em baixos níveis, as correntes descendentes acabam anulando a intensidade da ascendente, sendo o estágio de dissipação do sistema convectivo. A decadência da corrente descendente de compensação enfraquece os gradientes verticais de pressão e, com a precipitação, ocorre o resfriamento do ambiente, diminuindo a flutuação das parcelas (Trapp, 2013; Houze, 2004).

De um modo simplificado, as convecções com a corrente ascendente impulsionada ex-

clusivamente pela flutuabilidade das parcelas são denominadas células comuns. Quando o processo é dependente da flutuabilidade e as forçantes dinâmicas, a célula é classificada como supercélula (Markowski e Richardson, 2010; Potter e Colman, 2003).



*Figura 2.5:* Comparação do levantamento pela frente de rajada em (a) um ambiente de célula única sem cisalhamento e (b) um ambiente multicelular e de cisalhamento vertical moderado (cisalhamento de oeste). Nuvens são representadas em branco, precipitação em verde e granizo em amarelo. Azul escuro delimita a área da piscina fria. As linhas de corrente em preto representam o escoamento relativo à tempestade. As setas circulares brancas indicam o sentido da vorticidade horizontal induzidas pela piscinas frias, enquanto as setas roxas, pelo cisalhamento vertical do ambiente. O nível de convecção livre ou espontânea é indicado (LFC). Fonte: Markowski e Richardson (2010).

Por sua vez, supercélulas podem provocar vendavais, granizos, descargas elétricas e tornados, constituindo-se numa ameaça potencial para várias atividades humanas e também para a flora e a fauna. As tempestades severas são objetos de monitoramento contínuo pela defesa civil, na transmissão e distribuição de energia elétrica e pela aviação, além de ter aplicação direta na agricultura, entre outras atividades, como discutido em Nascimento (2005). O mesmo autor ainda ressalta os critérios utilizados operacionalmente nos Estados Unidos para diferenciar tempestades comuns, tempestades severas e supercélulas, os quais são listados abaixo:

1. Granizo na superfície acima de 1,9 cm de diâmetro;
2. Ventos intensos acima de  $25 \text{ ms}^{-1}$  medida em superfície;
3. Tornados;
4. Taxa de de precipitações muito altas.

Brooks (2009) evidencia que a região Sul da AS apresenta grande número de registros de tempo severo, pois contém os dois fatores geográficos fundamentais para a formação e intensificação de convecção profunda: a posição geográfica a leste dos Andes e latitudes na região extratropical (Figura 2.6). Neste sentido, estudos como: Velasco e Fritsch (1987), Ruiz et al. (2010), Akay et al. (2013), Nunalee e Basu (2013), Dolif Neto et al. (2016) e (Escobar et al., 2019) têm contribuído para a compreensão de como a posição geográfica é favorável à formação de tempestades em função da sua alta sensibilidade aos processos físicos que ocorrem nas zonas baroclínicas (Seluchi e Saulo, 2012).

Com relação à passagem de sistemas frontais na região deste estudo, a convecção profunda pode ser originada a partir de condições ideais de instabilidade proporcionadas pelos eventos de frentes frias clássicas, as quais são identificadas a partir da mudança evidente do vento e uma estreita linha de convecção Cb em superfície (Hobbs et al., 1980). Embora seja um evento observado em todo o ano, as frentes frias são mais frequentes no inverno e, na sequência, pela primavera, conforme a classificação de Escobar et al. (2019).

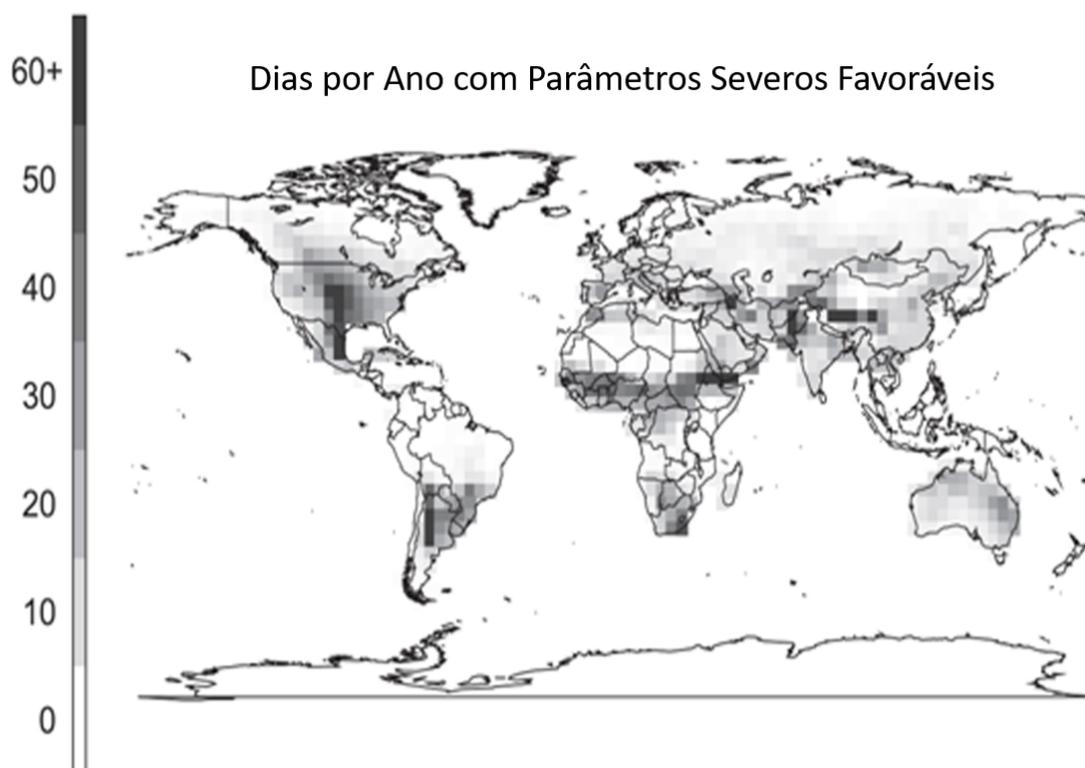


Figura 2.6: Estimativa Global de dias por ano com parâmetros favoráveis à ocorrência de tempo severo. Fonte: Brooks et al. (2003).

O fato das tempestades severas no sul da AS serem eventos relativamente frequentes justifica maiores esforços no seu estudo, visando uma contribuição para sua identificação com antecedência por meio da observação das condições atmosféricas favoráveis à sua formação e pelo uso de técnicas diversas para sua previsão. Quando os sistemas convectivos são severos, é essencial a adoção de estratégias que minimizem o impacto negativo destes fenômenos (Nascimento, 2005).

## 2.4 A Fase de Gelo na Nuvem

Como discutido na seção anterior, a dinâmica das tempestades é diretamente dependente dos processos de microfísica de nuvens que ocorrem durante o desenvolvimento da convecção, onde os processos de conversão do vapor de água modificam o crescimento dos hidrometeoros no interior da nuvem (Roger, 1986). O surgimento de cristais de gelo inicia-se na expansão de nuvens frias acima da isoterma de 0 °C. As gotículas presentes na corrente ascendente que atravessam a isoterma tornam-se gotas super-resfriadas, as quais podem ser encontradas em até -40 °C. Os grupos essenciais e os tipos de hidrometeoros

em uma nuvem podem ser: água líquida de nuvem, gotas de água super-resfriadas e gelo de nuvem e neve e, de acordo com as suas espécies, podem ser representadas conforme a sua razão de mistura. Estudos clássicos sobre os cristais de gelo mostram que o granizo e graupel ocorrem simultaneamente em nuvens frias (Hallett, 1964; Rogers e YAU, 1989; Knight et al., 2019).

Um dos estudos observacionais com aeronaves na AS para a descrição da estrutura física de uma tempestade severa foi feito por Rosenfeld et al. (2006). Durante janeiro e fevereiro de 2000, a aeronave averiguou nuvens alimentadoras com bases de até  $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$  na província de Mendoza, localizada no oeste da Argentina ( $32^{\circ}\text{S}$  e  $68^{\circ}\text{W}$ ). Durante as fases de evolução da tempestade convectiva severa, foram registrados granizos com diâmetros acima de  $3,0\text{ cm}$ . Quanto aos aspectos gerais, a base da nuvem da nuvem é identificada entre  $6\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $14\text{ }^{\circ}\text{C}$  e correntes ascendentes com magnitudes de  $4\text{ m s}^{-1}$  a  $7\text{ m s}^{-1}$  que aumentam com a altura, excedendo os  $25\text{ m s}^{-1}$  em camadas acima dos  $7\text{ km}$  da superfície. Essas correntes possuem condições para manter granizos de aproximadamente  $6\text{ cm}$  de diâmetro. Além disso, foram identificadas gotas de água líquida supercongelada de até  $4\text{ g m}^{-3}$  em temperaturas abaixo de  $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

A variedade de hidrometeoros é claramente representada em diagramas de processos de formação de gelo de forma mais realista, em que são propostos os esquemas microfísicos tradicionais para representar os mecanismos de formação de gelo, separando-os em categorias: gelo de nuvem, neve e graupel (Beal et al., 2019), como mostra a Figura 2.7.

Na fase da nuvem mista, as gotas líquidas e congeladas podem coexistir em regiões com temperatura inferior a  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . As gotas de nuvem congelam-se ao entrar em contato com gotas super-resfriadas, formando também cristais de gelo, os quais não possuem um padrão esférico, viabilizando o congelamento a partir do contato e posteriormente a formação de núcleos de gelo para graupel e granizo (Rogers e YAU, 1989).

As partículas com diâmetros suficientes para manterem uma velocidade terminal (i.e. velocidade de queda do hidrometeoro) igual à magnitude da corrente ascendente removem o vapor d'água do ar advindo de partículas menores, as quais não alcançam o diâmetro limítrofe e acabam evaporando. Essa remoção é um contribuinte para a formação de cristais de gelo, denominado como o processo de deposição de vapor.

O congelamento das gotículas de água líquida e a sublimação do vapor d'água são os principais processos de formação de cristais de gelo. O primeiro processo ocorre em função

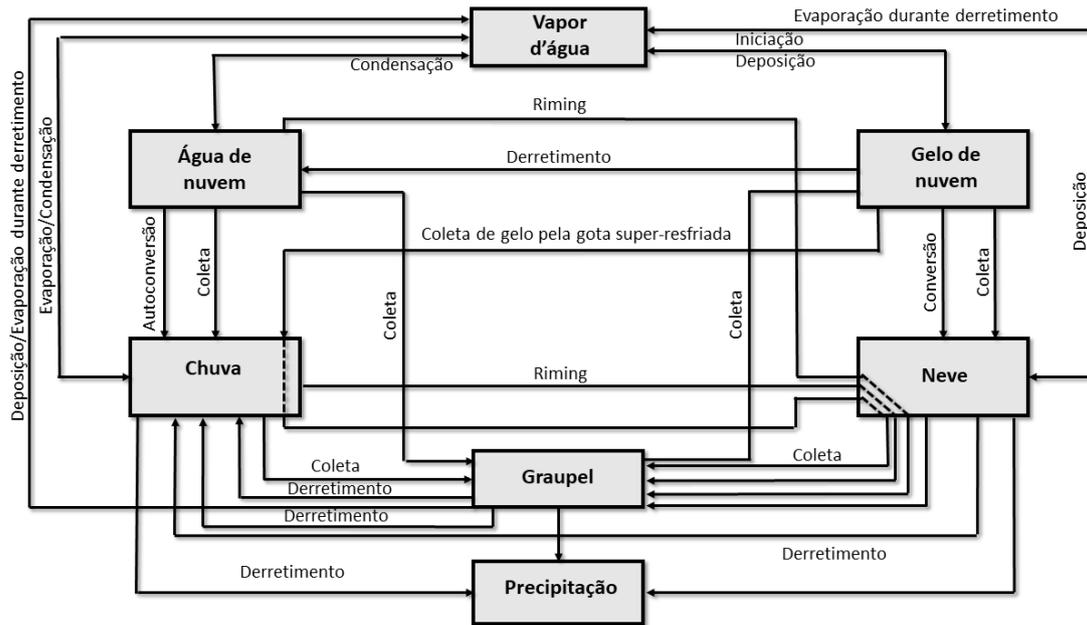


Figura 2.7: Diagrama para representação dos processos de conversão para a formação dos hidrometeoros. Fonte: Cotton (1990)

da temperatura da nuvem, podendo ocorrer entre 0 °C e -40 °C, onde as gotículas de água se transformam em gotas super-resfriadas e congelam rapidamente. O processo de sublimação proporciona modificações no cristal de gelo (i.e., gelo de nuvem) criado a partir da dinâmica da nuvem, devido ao ambiente apresentar diferentes mecanismos de interação entre os hidrometeoros.

Em conformidade com o Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia (AMS), o granizo é um tipo de precipitação em forma esférica regular ou irregular de gelo. Quando possuem diâmetros de 5 mm ou menos, são classificados como graupel.

À medida que a partícula de gelo cresce, ocorre o desequilíbrio entre a velocidade terminal e a corrente ascendente, transformando a partícula em um cristal de gelo de tamanho precipitável que se move para baixo. Quando esse processo ocorre, a mesma colide (conhecido como processo de coleta) com outras partículas, tais como gelo de nuvem, água de nuvem, água super-resfriada, neve ou até mesmo outra partícula de graupel.

Esse efeito de colisão descrito no parágrafo anterior causa a agregação, devido à interação entre os cristais de gelo, que acabam se unindo e formando neve. O contato mecânico ocorre entre gotículas super-resfriadas e neve (i.e., aglomerado de cristais de gelo), onde as gotas congelam instantaneamente e originam as pelotas de gelo também co-

nhecidas como graupel. Este processo é classificado como *riming* (Wang (2010)). Algumas vezes pequenas partículas de gelo podem atuar com embriões onde há gotas-superesfriadas e as temperaturas entre  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$  e  $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$  são ideais para o crescimento eficiente do granizo, quando são expostos por um tempo prolongado na corrente úmida (Knight et al., 2019; Lin et al., 1983).

Na ocorrência da deposição de diversas camadas de hidrometeoros do tipo água de nuvem que congelam sobre o embrião, o qual alcança tamanho precipitante, o processo é designado como acreção, um mecanismo básico para a formação de granizo, conforme Knight et al. (2019). As linhas tracejadas no diagrama da Figura 2.7 indicam várias interações que levam à produção de graupel/granizo.

A complexidade dos processos descritos acima demonstra que há diversas interações entre os três processos microfísicos (coleta, contato mecânico e *riming*) que podem modificar a precipitação em superfície e também as diferentes taxas de crescimento dos hidrometeoros, pois existem inúmeros tamanhos de hidrometeoros, o que causa a competitividade entre as partículas (Wang, 2010).

Em síntese, os fatores limitantes para o crescimento do granizo são (Dennis e Kumjian, 2017; Knight et al., 2019):

- Magnitude e amplitude da corrente ascendente para proporcionar a suspensão do granizo;
- Quantidades suficientes de gotículas de água super-resfriadas;
- Temperaturas ideais para o crescimento dos embriões;
- Trajetórias horizontais que transportam os embriões para as zonas de crescimento.

A perspectiva atual de estudos de granizo no Brasil divide-se em dois grandes grupos: laboratoriais e simulações numéricas. Os estudos realizados em laboratórios concentram-se em determinar as composições químicas dos granizos. As simulações numéricas, por sua vez, tentam identificar os sistemas sinóticos e os principais processos de mesoescala que influenciam no crescimento dos mesmos (Knight et al., 2019; Beal et al., 2019).

A climatologia de granizo feita por Beal et al. (2019) entre os anos 1956 a 2016 na região denominada Borda Tripla, que compreende Paraná, Santa Catarina e Argentina, mostrada em Figura 2.8, enfatiza que as tempestades de granizo provocam danos anualmente. Essa

localidade é a região com a maior incidência de granizo na América Latina e é influenciada pelos sistemas frontais e ciclones extratropicais.

Por sua vez, conforme os resultados mostrados por Beal et al. (2019), o padrão geral de eventos de granizo foram mais predominantes no período de inverno e primavera, correspondendo por mais de 70% dos eventos anuais. Além desse resultado, Beal et al. (2022) apresentam avaliações de amostras de granizo para determinar a composição de embriões formadores de granizo. O evento ocorreu no dia 14 de julho de 2016 no município de Barracão (PR) e Bom Jesus do Sul (PR), localizadas na região da Borda Tripla. Os resultados mostram que as amostras possuem um padrão na concentração de íons e compostos advindos de regiões que possuem atividade agrícola, sendo uma característica de partículas que são transportadas por longas distâncias. Embora o sistema seja formado na Região Sul, outra componente vista na composição química é a presença de íons provenientes de queimadas que ocorrem na Região Norte e Centro-oeste do país. Os autores defendem que as concentrações de espécies químicas possuem uma alta variabilidade devido às características da região.

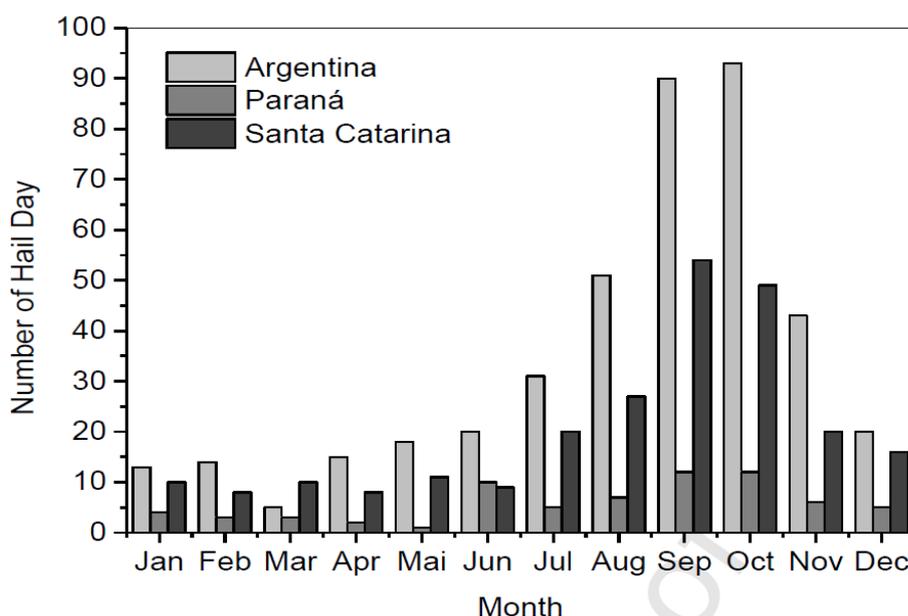


Figura 2.8: Variabilidade sazonal (1956 a 2016) do número de dias de granizo na Argentina, Paraná e Santa Catarina. Fonte: Beal et al. (2019)

Cassol (2019) examina o papel do JBN na passagem de um sistema frontal pelo estado do Paraná por meio de simulações com o modelo regional WRF, e mostra a importância do JBN como fonte de umidade que alimenta as bandas de precipitação continentais associadas

a frentes frias no Sul do Brasil. Constatou-se que há uma sequência bem definida de eventos meteorológicos em mesoescala associados à saída do JBN entre Paraná, Paraguai e sul do Mato Grosso do Sul, em que o máximo de quantidade de água precipitável verticalmente integrada entre 900 e 700 hPa viaja através do JBN e causa um máximo de precipitação em superfície.

## 2.5 Modelagem Numérica da Atmosfera

Para Nirmalakhandan (2002), a modelagem, no seu sentido mais generalizado, é o processo de aplicação de conhecimento ou experiência para simular ou descrever o desempenho de um sistema real. Os modelos de previsão numérica do tempo, em específico, empregam métodos complexos de simulação numérica, dados pelo conjunto de equações governantes. As principais forças que regem os movimentos atmosféricos são: conservação do momento tridimensional (equações do movimento), conservação da energia (Primeira Lei da Termodinâmica), a conservação de massa (equação da continuidade) e as equações para a conservação de umidade em concordância com a equação de estado para os gases ideais, com o propósito de diagnosticar e prever eventos, combinados com as observações disponíveis em uma dada região (Potter e Colman, 2003; Warner, 2011).

Os primeiros experimentos numéricos de previsão do tempo foram efetuados na década de 50 por Charney e seus colaboradores (Charney et al., 1950). O modelo era fundamentado na integração numérica da equação da vorticidade barotrópica. Uma simulação na escala sinótica nas latitudes médias dos EUA foi capaz de capturar qualitativamente a propagação de ondas de oeste nos níveis médios. A previsão do tempo foi feita para 24 horas com tempo computacional de cerca de 24 horas e o número de pontos de grade era bastante restrito em razão da limitação de memória do Electronic Numerical Integrator and Computer (ENIAC).

Do ponto de vista de domínio dos modelos numéricos da atmosfera, são dois os tipos disponíveis, que são definidos a partir da sua extensão espacial: os modelos globais e os modelos de área limitada. Um exemplo é o modelo global americano, o Global Forecast System (GFS), que possui um espaçamento de grade de 25 km e 64 níveis verticais para representar a atmosfera do globo terrestre por completo e, conseqüentemente, é incapaz de representar fenômenos de pequena escala. À vista disto, os modelos globais são aplicados

para previsões de médio prazo (mais de 2 dias) e simulações climáticas. Para previsões mais detalhadas, é necessário o aumento da resolução do modelo (Warner, 2011).

Quando o propósito do modelo é representar os fenômenos que ocorrem em um subvolumen específico da atmosfera, este é classificado como modelo regional ou de área limitada. Modelos de área limitada, dependendo da configuração espacial de grade, são suficientes para resolver explicitamente fenômenos entre a atmosfera e a superfície terrestre, os quais são parametrizados em modelos globais. São aplicados para previsões de curto prazo (duração de 1 a 3 dias) e executados com resoluções superiores ao modelo global e com alta resolução de tempo (Warner, 2011). No entanto, as relações físicas existentes para o modelo de alta resolução devem seguir as condições de um regime não hidrostático.

Os modelos não hidrostáticos consideram a aceleração causada pelo desbalanço do regime hidrostático, onde a força de gravidade é balanceada pela componente vertical do gradiente de pressão (Holton, 2004). Em decorrência da aceleração vertical das parcelas de ar, a força de empuxo excede a força do gradiente de pressão, gerando o movimento vertical da parcela. Conforme este processo ocorre, novos mecanismos de interação entre o ambiente e a parcela em movimento são formados na escala de subgrade. Em modelos de resolução de nuvem, a condição não hidrostática é fundamental (Nirmalakhandan (2002)).

A condição não hidrostática é implementada no *Weather Research and Forecasting (WRF)*. Desenvolvido pelo National Center for Atmospheric Research (NCEP) nos Estados Unidos. O WRF é projetado para pesquisas atmosféricas e previsão operacional em várias escalas. Com a progressão do sistema de assimilação de dados, o modelo atingiu um amplo espectro de aplicações as quais abrangem, por exemplo, o desenvolvimento de estudos climáticos, qualidade do ar e pesquisas de previsão numérica e operacional (Skamarock et al., 2008).

A utilização do WRF na área de previsão numérica do tempo advém de ser um modelo eficiente, de domínio público e *software* livre, que possibilita diversas configurações para a realização de simulações com esquemas de física e parametrizações configuradas para obter resultados dentro da disponibilidade de tempo computacional, conforme as condições iniciais e de contorno para as simulações com aplicações distintas (Skamarock et al., 2008).

Com a gama de parametrizações e metodologias existentes no ramo de modelagem numérica e décadas de estudos, as simulações para fenômenos de escala convectiva ainda são um grande desafio, mesmo com os meios de sensoriamento remoto e com computadores

capazes de realizar previsões com alta densidade de dados. Hoje, a busca pela significância de dados mais relevantes são um grande foco da modelagem (Mapes et al., 2006).

## 2.6 Esquemas de Parametrizações de Microfísica e Cumulus

Os processos que ocorrem em escala de subgrade são explorados por meio de parametrizações físicas sofisticadas para alcançarem uma representação mais precisa desses fenômenos. As parametrizações são advindas de estudos experimentais de forma a simplificar estes processos e viabiliza chegar em soluções aproximadas. Movimentos verticais ascendentes, liberação ou absorção de calor latente e dos fluxos de superfície, como de calor, momento e umidade, são exemplos destes processos (Potter e Colman, 2003).

Os processos de convecção entre 3 km e 10 km de espaçamento de grade são representados parcialmente pela parametrização de microfísica de nuvens e parcialmente pela parametrização de nuvens *cumulus* (conhecida, então, como zona cinza das parametrizações). Fenômenos com escala espacial abaixo de 3 km podem ser resolvidas explicitamente pelas equações da microfísica de nuvens (Skamarock et al., 2008).

### 2.6.1 Parametrizações de Microfísica

As parametrizações de microfísica que consideram *Bulk Microphysics Schemes* (BMSs) empregam uma distribuição específica do tamanho de gotas para os hidrometeoros, constante no tempo. A microestrutura dos hidrometeoros é definida pela função de distribuição de tamanhos de partículas de água, dada pela função gamma de três parâmetros:

$$N_D = (n_0) * e^{(-D\alpha)} \quad (2.1)$$

Sendo  $N_D$  ( $m^{-3} cm^{-1}$ ) equivalente ao número de partículas por intervalo de tamanho de unidade do diâmetro ( $D$  em  $cm$ ) da partícula,  $n_0$  ( $m^{-3} cm^{-1}$ ) e  $\alpha$  ( $cm^{-1}$ ) os parâmetros da distribuição (Ulbrich, 1983). Diversos esquemas de massa usam a distribuição gama para realizar o cálculo do conteúdo de massa. Outras parametrizações, além do conteúdo de massa, calculam a concentração de número de partículas ( $N_D$ ), permitindo que  $n_0$  varie conforme os três parâmetros prognósticos (chuva, neve e granizo) quando fixado a forma espectral  $\alpha$ , os quais são obtidos pela multiplicação das equações de  $N_x D_x$  pela massa da

partícula e integrado sobre todos os diâmetros, igualando-se o resultado pelo conteúdo de água na coluna (Ulbrich, 1983; Lin et al., 1983; Milbrandt e Yau, 2005).

A primeira parametrização de microfísica de precipitação, esquematizada por Kessler (1969), surgiu a partir da distinção entre gotículas de nuvem, gotas de chuva e pela formulação dos processos de nuvem mais relevantes em termos de taxas de mudança de massa. A introdução do processo de conversão de água de nuvem e a acreção como os principais mecanismos de crescimento de gotas são assumidas em equações na modelagem de microfísica de nuvens a fim de criar o prognóstico, como discutido em Seifert e Beheng (2006).

Nuvens frias possuem a microfísica formada a partir da transformação de gelo de nuvem em neve admitindo seis formas de hidrometeoros (vapor de água, água de nuvem, gelo de nuvem, chuva, neve e granizo/graupel) e três categorias de partículas precipitantes (água de chuva, neve e granizo). Contudo, a sofisticação de cada esquema varia consideravelmente. O modelo proposto por Lin et al. (1983) é desenvolvido para nuvens quentes e frias concomitantemente, onde os processos de autoconversão do vapor de água dependem diretamente da temperatura e da supersaturação para formar a precipitação. Esta parametrização considera que a concentração de cristais de gelo (não precipitantes) segue uma distribuição monotônica constante (i.e, todos os cristais de gelo possuem um mesmo tamanho). Os efeitos de colisão-coalescência e colisão-agregação são parametrizados e o granizo é produzido a partir dos mecanismos de congelamento por contato de gotas de chuva de forma probabilística (Lin et al., 1983).

### 2.6.2 Parametrizações de *Cumulus*

A formação de *cumulus* na atmosfera, além do âmbito de formação de precipitação em superfície, tende a modificar a distribuição vertical de calor e umidade para retomar o equilíbrio (Calvetti, 2017). As interações entre o ambiente e a atmosfera possuem uma interação bidirecional, como mostra o esquema elaborado por Arakawa (2004) apresentado na Figura 2.9. A junção dos efeitos da interação entre os sistemas dinâmicos e hidrológicos são vistos na redistribuição de calor e momento na atmosfera. O outro fator que representa a associação entre os processos radiativos e hidrológicos/dinâmicos é mantido pela reflexão, absorção e emissão de radiação devido à física da nuvem.

Além da formação da precipitação em superfície, a parametrização *cumulus* modifica

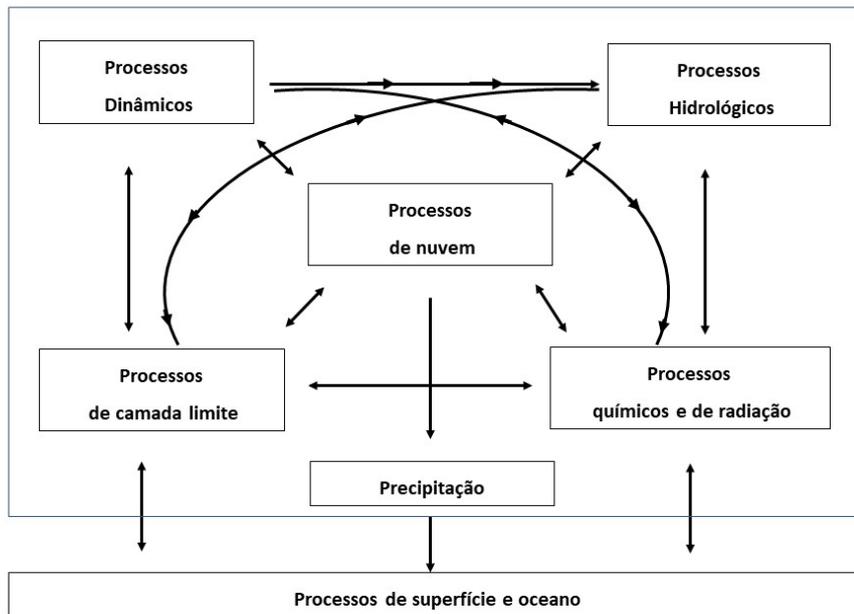


Figura 2.9: Processos resultantes entre a interação entre *cumulus* e o ambiente. Fonte: Arakawa (2004)

também os processos existentes na camada limite planetária. Dessa maneira, esta parametrização desempenha um papel central em estimar estes efeitos de interação entre o sistema climático e a atmosfera. Diante das diferentes propostas de parametrizações, as parametrizações clássicas determinam os efeitos descritos em (Arakawa, 2004), quais sejam:

- **Aquecimento verticalmente integrado:** determinado em relação à massa contínua conforme o desenvolvimento e atividade do *cumulus* sob determinadas condições de escala sinótica;
- **Distribuição vertical dos efeitos de *cumulus*:** quando o foco é destinado à interação dos processos hidrológicos com processos dinâmicos de escala sinótica, o aquecimento/resfriamento e a secagem/umedecimento sobre o efeito *cumulus*.

A tabela a seguir mostra as considerações para algumas parametrizações de *cumulus*:

Grell e Dévényi (2002) desenvolvem uma parametrização do tipo *cumulus* baseada em métodos estatísticos, fornecendo uma solução por ensemble. O método ensemble consiste em utilizar o modelo original de Grell (1993) variando-se parâmetros de corrente ascendente/descendente, entranhamento/desentranhamento e precipitação internos ao esquema

Tabela 2.1 - Tabela de Considerações de Parametrização *Cumulus*. Fonte: (Skamarock et al., 2008)

Esquema	Classes	Momentum	Convecção Rasa
<b>Kain e Fritsch (1990)</b>	$Q_c, Q_r, Q_i, Q_s$	Não	Sim
<b>Grell et al. (2013)</b>	$Q_c, Q_i$	Não	Sim
<b>Grell (1993); Grell e Dévényi (2002)</b>	$Q_c, Q_i$	Não	Sim

numérico, que se mostraram mais sensíveis para a solução de fechamento final.



## Dados e Metodologia

### 3.1 *Dados Observados e Análises do Modelo Global*

Neste estudo são usadas as medidas atmosféricas obtidas pelas sondagens verticais da atmosfera (diagrama SkewT-LogP) disponibilizadas pela Universidade de Wyoming do aeroporto de Foz do Iguaçu (PR) posicionada em 25.6 °S e 54.48 °W, para representar o estado real da atmosfera para o município de Barracão em 26.1 °S e 53.3 °W, devido à ausência de dados na localidade. As sondagens disponibilizam medidas de perfis verticais de pressão, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho, bem como direção e magnitude do vento, para o dia 14 de junho de 2016 às 0000 UTC e às 1200 UTC.

Em adição, são usadas as imagens do satélite geoestacionário GOES 13, obtidas dos arquivos digitais da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DSA/INPE). Estas imagens no canal infravermelho com temperatura realçada são usadas para o acompanhamento do desenvolvimento do sistema convectivo em diversas horas do dia.

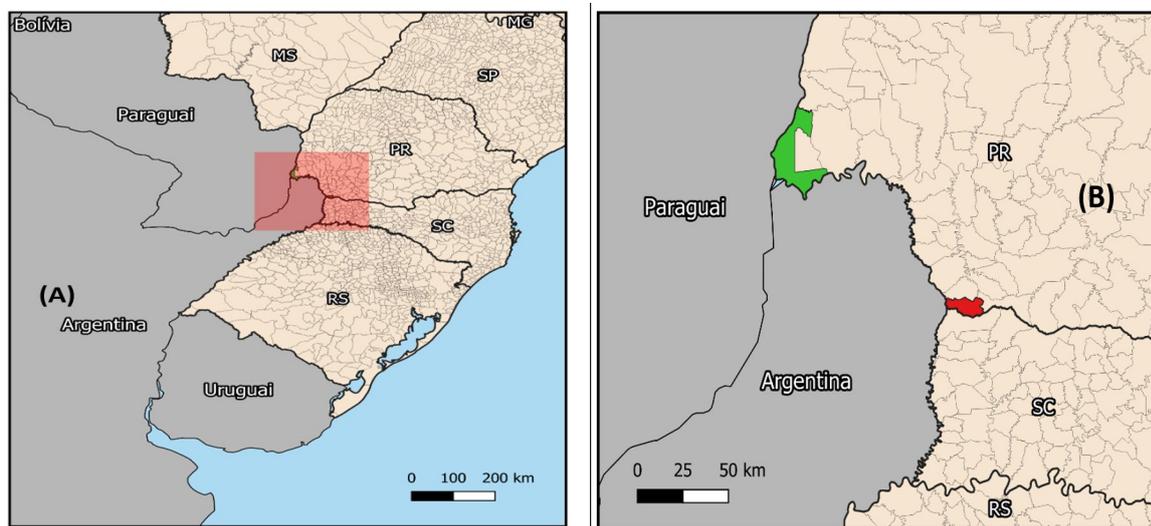
Para realizar as análises sinóticas, são usados os arquivos de análises do modelo americano *Global Forecast System* (GFS), do NOAA/NCEP, com resolução de 0,25° e disponibilizadas nos horários sinóticos no intervalo de 6 horas, com níveis isobáricos entre 1000 e 1 hPa. O período de análises sinóticas compreende de 13/07/2016 a 15/07/2016. A visualização dos dados é feita a partir do software *Python*, considerando os principais campos meteorológicos para a observação.

Como parte da avaliação da condição sinótica para os horários próximos ao período de formação do sistema de interesse, são feitas análises entre 2100 UTC do dia 14/07/2016 a 0000 UTC do dia 15/07/2016 com intervalo de 1 hora, a partir dos dados de reanálise

do modelo global *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) do ERA5 com um espaçamento de grade de  $0,25^\circ$ . Complementando a análise sinótica, os dados do produto de precipitação do *TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis* (TMPA) são avaliados a fim de estimar a precipitação durante os dias selecionados na simulação. O mesmo utiliza informações de diferentes satélites para fornecer a cobertura global de precipitação. Os dados são oriundos de combinações de medições em micro-ondas e infravermelho para medir e entender os padrões de precipitação. Este conjunto de dados é amplamente utilizado em pesquisas hidrológicas e meteorológicas, pois as estimativas de precipitação são feitas em tempo real em  $0,25^\circ$  a cada 3 horas, os quais os quais estão disponíveis no período de 1998 até o presente. Neste trabalho, será elaborado um campo de taxa de precipitação acumulada em um período de 3 horas (Huffman et al., 2010).

### 3.2 Área de Estudo e a Climatologia

O município de Barracão localiza-se na região sudoeste do Estado do Paraná a qual está inserida na região de estudo que compreende o Paraguai, nordeste da Argentina e Sul do Brasil (conhecida como Borda tripla), destacada na Figura 3.1.



(a) Borda tripla (vermelho).

(b) Foz do Iguaçu em  $25.6^\circ\text{S}$  e  $54.48^\circ\text{W}$  (verde) e Barracão em  $26.1^\circ\text{S}$  e  $53.3^\circ\text{W}$  (vermelho).

Figura 3.1: (a) Divisões políticas do mapa da região de estudo, com destaque para a borda tripla (b) destaques para cidade Foz do Iguaçu, onde são lançadas as radiossondagens meteorológicas, e o município Barracão, local de registro de granizo em superfície.

O clima da região Sul do Brasil é definida pela distribuição da temperatura e preci-

pitação ao longo das regiões durante o ano. A Classificação Climática de Camargo (1991) combina diferentes métodos já existentes na literatura usando dados do modelo do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) com os elementos de temperatura média do ar, temperatura média do mês mais frio, deficit e excedente hídrico anual e a identificação dos meses com deficit hídrico. Desta maneira, o zoneamento climático define a região é do tipo subtropical úmido e inverno seco (ST-UMi) com 24,6% da área total, a qual inclui as cidades de Cascavel e Foz do Iguaçu (Figura 3.2a). O município de Barracão é classificado com o regime subtropical muito úmido (ST-PU) (Camargo, 1991; Aparecido et al., 2016).

Observando o mapa referente à temperatura, o Estado do Paraná possui uma temperatura média anual do ar variando entre 15 °C e 24°C, com os valores extremos de máximo e mínimos em partes do noroeste e sudeste (Figura 3.2b). A posição de Barracão possui uma média entre 18,5 °C e 19,3 °C e as regiões mais frias são aquelas que apresentam temperatura média menor que 20 °C e altitudes mais elevadas e diante disto, a contribuição de ambos produzem a frequente ocorrência de geadas durante o inverno e a precipitação em forma de neve (Cavalcanti et al., 2009). A precipitação anual varia de 1100 mm a 1920 mm por ano e a mesma aumenta gradativamente com a latitude, devido a atuação de massas polares (NIMER, 1979; Aparecido et al., 2016).

### 3.3 Metodologia

#### 3.3.1 Funcionamento e Descrição do Modelo WRF

O funcionamento do modelo WRF é organizado em 4 etapas (UCAR):

- Pré-processamento;
- Inicialização do modelo;
- Execução;
- Pós-processamento.

O pré-processamento (*WRF Preprocessing System* - WPS) é formado pelo conjunto de 3 programas que realizam a preparação da entrada do modelo. O *Geogrid* define o domínio da grade com a projeção cartográfica em coordenadas de latitude e longitude para

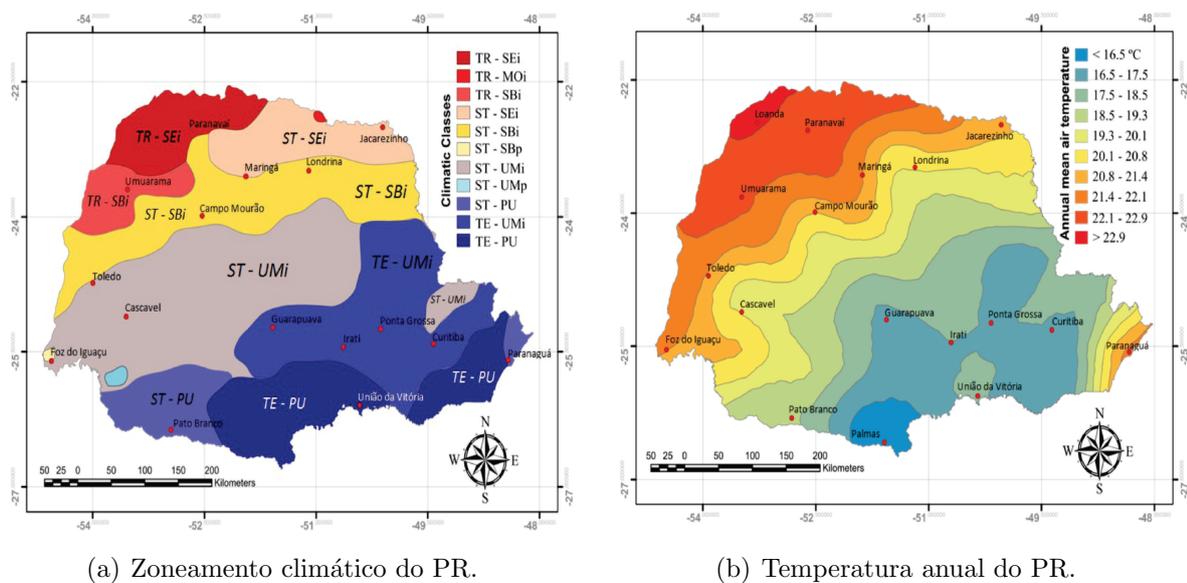
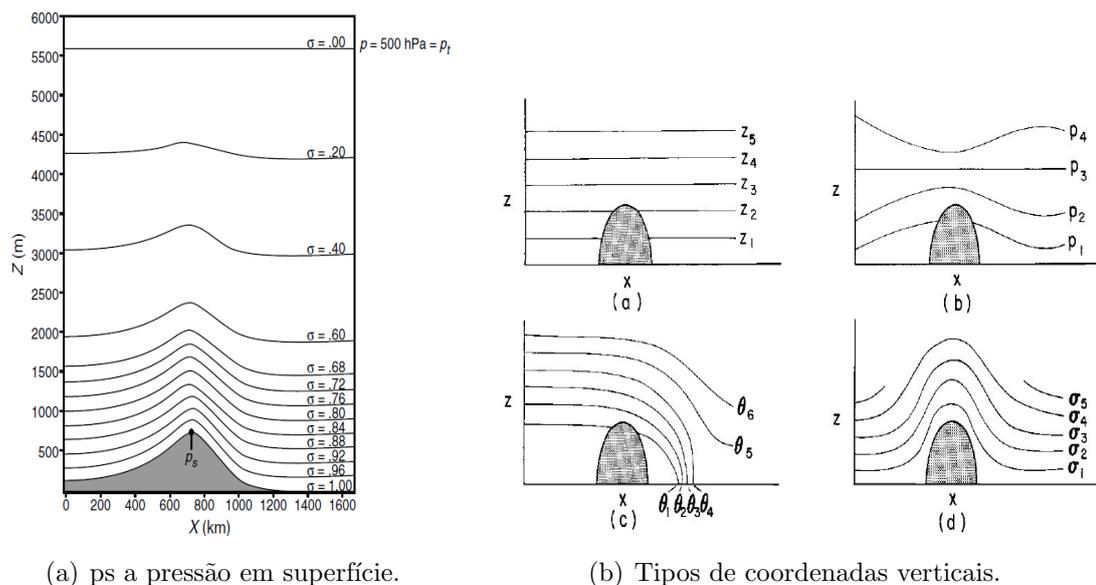


Figura 3.2: Climatologia para o Estado do Paraná (PR) do (a) zoneamento climático de acordo com Camargo 1991 com a classe subtropical úmido e inverno seco (ST-UMi) em Foz do Iguazu e subtropical muito úmido (ST-PU) para o município de Barracão e da (b) temperatura do ar anual utilizando os dados do *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF). Fonte: Aparecido et al. (2016)

a simulação e interpola os dados geográficos, tais como solo, albedo e fração vegetal. *Ungrib* faz a leitura dos campos oriundos do modelo global, contendo os campos necessários para inicializar o modelo. Para o *Metgrib*, o mesmo faz a interpolação horizontal dos dados definidos pelo *Geogrid* mantendo os mesmos níveis isobáricos do modelo global.

O processo de inicialização do modelo pode ser idealizada ou utilizar dados reais. Casos de dados reais geralmente requerem pré-processamento do pacote WPS e as simulações idealizadas criam um arquivo de condição inicial para o modelo WRF a partir de uma sondagem existente. Partindo para a execução, têm-se os controles dos diversos parâmetros físicos, dinâmicos e químicos necessários para fazer a simulação. No pós-processamento, o ARWpost faz a conversão dos dados para o formato de metadado (e.g., netCDF) os quais podem ser lidos por diferentes visualizadores gráficos.

As coordenadas verticais sigma são empregadas no WRF de forma a garantir a representação da topografia, garantindo a redução do erro no cálculo da força gradiente de pressão e dispõe de maior densidade de camadas nos níveis mais baixos da atmosfera, o que torna suficiente para expressar os processos de alta resolução (Warner (2011)).



(a) ps a pressão em superfície.

(b) Tipos de coordenadas verticais.

Figura 3.3: (a) Coordenada sigma-p sendo 500 hPa o topo do modelo (b) Coordenadas retangular, isobárico, isentrópico e sigma-p, respectivamente. Fonte: Warner (2011).

### 3.3.2 Simulações Numéricas

A definição de geometria de grade usada nas simulações baseia-se na proposta de subdivisão da mesoescala e microescala- $\gamma$  de Orlanski (1975), que classifica os sistemas meteorológicos observados de acordo com suas características espaço-temporais.

A simulação é executada usando o WRF-4.2 entre os dias 13/07/2016 das 0000 UTC e 15/07/2016 1200 UTC. A configuração experimental para as condições inicial e de fronteira são estabelecidas por meio das análises globais do modelo americano GFS com espaçamento horizontal de  $0,5^\circ$  e o intervalo de tempo de 6 horas. São utilizadas duas grades em razão de 1/3 com domínios horizontais de 9 km e 3 km, configuradas com tipo de aninhamento *two-way*, na qual a grade maior alimenta a grade menor, como exibido na Figura 3.4. A projeção geográfica aplicada é a Conforme de Lambert e o método de fechamento utilizado na integração é do tipo *Runge Kutta* de ordem 3. A tabela a seguir mostra as parametrizações empregadas nas simulações.

As parametrizações físicas empregadas são apresentadas na Tabela 3.2. A convecção profunda é composta por correntes ascendentes e descendentes que possuem uma escala de metros, o que necessita de uma grade mais refinada e com uma resolução horizontal suficiente para resolver os processos de subgrade de forma explícita (Warner, 2011). Para a simulação de sistemas convectivos com espaçamentos de grade maiores que 10 km, o

Tabela 3.1 - Tabela de configurações gerais do WRF para as simulações.

<b>Configurações WRF</b>	<b>d09</b>	<b>d03</b>
<b>Espaçamento de grade</b>	9 km	3 km
<b>Passo de tempo</b>	30 s	30 s
<b>Output</b>	60 min	60 min
<b>Pontos em L - O</b>	561	811
<b>Pontos em N - S</b>	460	781
<b>Níveis verticais (<math>\sigma</math>)</b>	65	65
<b>Topo do modelo</b>	21 hPa	21 hPa
<b>Níveis do solo</b>	4	4

processo da convecção é resolvido por meio da parametrização de cúmulos (Skamarock et al., 2008; Warner, 2011). Apara garantir a supersaturação nos pontos de grade e facilitar o desenvolvimento de nuvens cúmulos profundas no domínio de 9 km de espaçamento horizontal, além da parametrização de cúmulos, aciona-se concomitantemente a parametrização de microfísica de nuvens. Além disso, este estudo aplica apenas a parametrização de microfísica na grade de 3 km para resolver os processos associados ao desenvolvimento de nuvens, partículas líquidas e sólidas de água e precipitação, conforme Skamarock et al. (2008).

Tabela 3.2 - Esquema de parametrizações físicas utilizadas nas simulações com o WRF.

<b>Cumulus</b>	Ensemble scheme Grell e Dévényi (2002)
<b>Microfísica</b>	Lin et al. scheme Lin et al. (1983)
<b>Radiação de Onda Curta</b>	RRTM scheme (Mlawer et al., 1997)
<b>Radiação de Onda Longa</b>	RRTM scheme (Mlawer et al., 1997)
<b>Camada Limite</b>	TKE scheme Mellor e Yamada (1982)
<b>Camada Superficial</b>	Similarity scheme Sun e Mahrt (1994)
<b>Modelo de Superfície</b>	NCEP/NCAR/AFWA scheme (Sastre et al., 2012)

### 3.3.3 Critérios para Identificação do JBN

Para a definição e caracterização da presença do JBN, ilustrado na Figura 2.2, utiliza-se o critério 1 de Bonner (1968) adaptado para AS, que especifica:

- Magnitude do vento no nível de 850 hPa igual ou superior a  $12 \text{ ms}^{-1}$  no nível de vento máximo;



Figura 3.4: Configuração dos Domínios (WPS) das duas grades utilizadas (9km e 3km) nas simulações com WRF e a topografia do terreno sombreado (m).

- Cisalhamento do vento deve decrescer até  $6 \text{ m s}^{-1}$  em relação ao máximo do vento, em até 3 km acima do nível de  $850 \text{ hPa}$ ;
- Componente meridional mais intensa do que a zonal.

### 3.3.4 Índices de Instabilidade

Os parâmetros convencionais para o diagnóstico de instabilidade calculados a partir dos diagramas SkewT-LogP pelo Wyoming consideram o método da parcela que, pressupõe que parcelas de ar deslocam-se verticalmente na atmosfera de forma isolada da atmosfera ambiente e realizando processos termodinâmicos adiabáticos.

Para o processo de ascensão, a quantidade de energia para a convecção é definida como Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE na sigla em Inglês) em  $J \text{ kg}^{-1}$ , entre o Nível de Convecção Livre (LFC sigla em Inglês) e o Nível de Equilíbrio (EL sigla em inglês), sendo o nível que a parcela assume, novamente, a mesma temperatura do ambiente.

A força de empuxo negativa ou Energia de Inibição de Convecção (CINE sigla em Inglês) em  $J \text{ kg}^{-1}$ , é proporcional à energia que precisa ser fornecida mecanicamente à parcela para que a mesma atinja o Nível de Convecção Espontânea (NCE). O nível de pressão

inicial é dado pela pressão da superfície na sondagem, e o limite superior é definido pela LFC. Numa condição ambiente com CINE muito intensa, a convecção profunda não se forma.

$$CAPE = \int_{p_f}^{p_i} R_d(T_{vp} - T_{ve})d \ln p \quad (3.1)$$

$$CINE = \int_{p_f}^{p_i} R_d(T_{ve} - T_{vp})d \ln p \quad (3.2)$$

Sendo  $p_i$  a pressão do nível inicial,  $p_f$  a pressão do nível final,  $R_d$  a constante específica dos gases para o ar seco,  $T_{vp}$  a temperatura virtual da parcela em ascensão e  $T_{ve}$  a temperatura virtual do ambiente, dadas as condições de um ambiente em balanço hidrostático e a pressão da parcela sendo a mesma do ambiente. A temperatura virtual é utilizada de acordo com o efeito da umidade sobre a densidade do ar (Riemann Campe et al., 2009).

O Índice K, definido por (Scorer, 1961), considera as diferenças de temperatura, a partir da equação:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + Td_{850} - (T_{700} - Td_{700}) \quad (3.3)$$

O índice Total Totals (Scorer, 1961) é associado ao tipo de instabilidade atmosférica de acordo com a diferença de temperaturas entre os níveis de 850 e 500 hPa, definido por:

$$TOTL = (T_{850} - Td_{850}) - (T_{700} - 2T_{500}) \quad (3.4)$$

Para o Índice Levantado (LI) (Galway, 1956), o caculo segue a seguinte expressão:

$$LI = (T_{500} - T_{500m}) \quad (3.5)$$

onde a  $T_{500m}$  é a temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar a partir da superfície com a razão de mistura média entre a superfície e 850 hPa (Galway, 1956; Scorer, 1961; Silva Dias, 2000).

O índice Bulk Richardson Number (BRCH) combina as variáveis CAPE e cisalhamento vertical do vento horizontal (CIS) conforme definido em Weisman e Klemp (1986):

$$CIS = \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2} \quad (3.6)$$

Onde  $u$  e  $v$  são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento para cada nível médio entre as duas medidas da radiossondagem, ponderados pela densidade do ar naquele nível médio.

$$BRCH = \frac{CAPE}{CIS^2} \quad (3.7)$$

### 3.3.5 Fluxo de Umidade Verticalmente Integrado

A variação na disponibilidade de vapor d' água é determinada em concordância com a lei dos gases ideais, conforme a equação de Clausius-Clapeyron (Bolton, 1980), expressa pela pressão exercida pelo vapor d' água ( $e_s$  em  $hPa$ ) em função da temperatura do ambiente ( $T$ ) em  $^{\circ}C$ :

$$e_s = 6.11 * (\exp(\frac{17.67T}{T + 243.5})) \quad (3.8)$$

Outros parâmetros que definem o teor de umidade do ar são expressas a seguir:

A razão de mistura ( $w$  em  $gkg^{-1}$ ) é a relação entre a pressão de vapor ( $e$ ) e a pressão atmosférica  $P$ , sendo  $UR$  a umidade relativa:

$$e = UR * (\frac{e_s}{100}) \quad (3.9)$$

$$w = 0.622 * (\frac{e}{(P - e)}) \quad (3.10)$$

Define-se a umidade específica do ar ( $q$  em  $gkg^{-1}$ ) como a relação entre as equações 3.5, 3.6, e 3.7, sendo a contribuição da massa de vapor d' água por unidade de massa de ar úmido, expressa por:

$$q = \frac{w}{1 + w} \quad (3.11)$$

Por fim, para o cálculo e a avaliação do fluxo de umidade verticalmente integrado, aplica-se a equação do vetor fluxo  $\vec{Q}$  (Chen, 1985):

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{p_f}^{p_i} q \vec{V} dp \quad (3.12)$$

Onde  $g$  representa a força da gravidade,  $\vec{V} = (u, v)$  dado pelo vento horizontal (componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ )) e  $p_i$  e  $p_f$  os níveis inferior e superior da camada atmosférica entre 900 e 700 hPa.

## Resultados e Discussões

### 4.1 *Análise Sinótica do Evento*

Os sistemas sinóticos associados à formação da tempestade na região de estudo são descritos a seguir, segundo os diagnósticos do GFS. São apresentadas as análises para o dia 13/07/2016, um dia antes da formação do evento e para o dia 14/07/2016, dia do evento, em intervalos de 6 horas.

#### 4.1.1 *Condição Sinótica do dia 13/07/2016*

A Figura 4.1 mostra as imagens do canal infravermelho provenientes do satélite GOES 13, com a temperatura de brilho realçada segundo a barra de cores e expressa em °C. A visão geral da Figura 4.1 entre as 0000 UTC e 1800 UTC do dia 13/07/2016, mostra um ciclone extratropical no Oceano Atlântico, com nebulosidade bastante fragmentada na sua região de atuação. Uma banda de nebulosidade no continente denota o sistema frontal já remanescente, desprendido do deslocamento do ciclone no oceano, que se dirige para leste-sudeste. Esta banda frontal apresenta-se de forma semi-estacionária durante todo o dia, abrangendo grande parte do Paraná (PR) e Santa Catarina (SC).

O campo de pressão média ao nível do mar (PNMM) (Figura 4.2) corrobora a análise das imagens GOES13 (Figura 4.1), onde se observa o centro do ciclone extratropical posicionado em 36 °S e 44 °W. Ao longo do dia, este sistema desloca-se para leste-sudeste e, conseqüentemente, reduz a influência da frente semi-estacionária que atinge o continente. No estado do PR, verifica-se a formação de um fluxo de massa em 925 hPa advindo de noroeste em direção ao sudeste, formando-se a partir das 0600 UTC (Figura 4.2a), o qual se intensifica nas 18 horas seguintes.

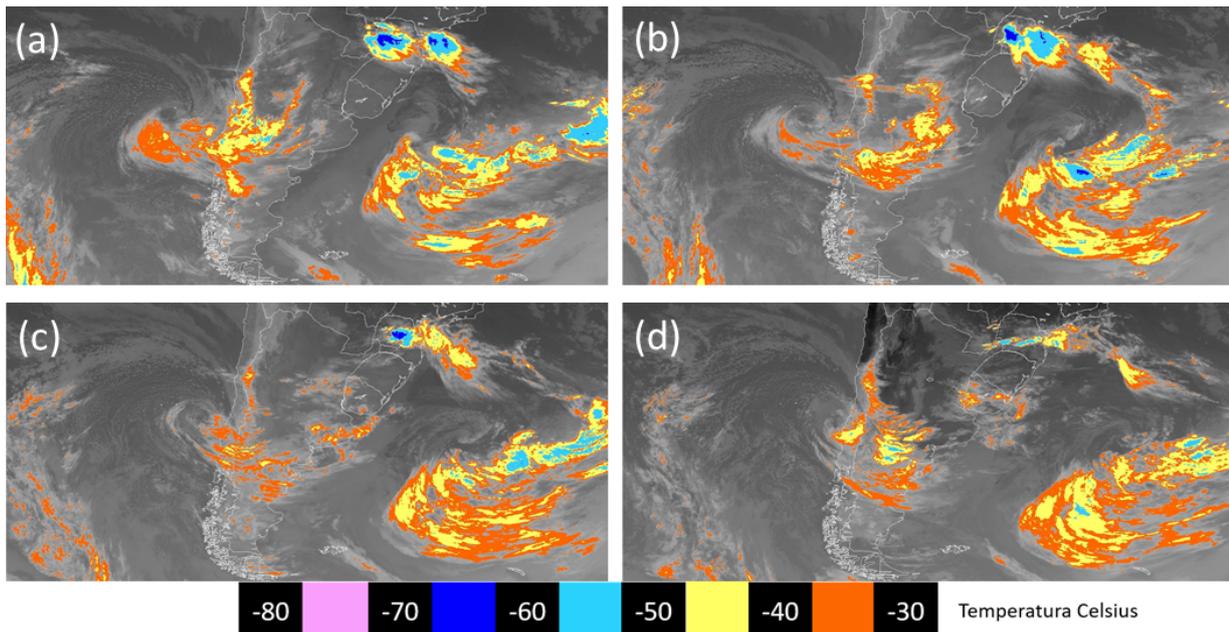


Figura 4.1: Imagem de satélite GOES 13 no canal infravermelho, com temperatura de brilho realçada segundo a barra de cores, às (a) 0000 UTC (b) 0600 UTC (c) 1200 UTC do dia e (d) 1800 UTC de 13/07/2016. Fonte: (DSA/INPE).

Na costa do Chile é observado outro ciclone extratropical, já intenso, e prestes à atravessar os Andes com centro em  $35^{\circ}\text{S}$  e  $75^{\circ}\text{W}$ . A aproximação do ciclone pelo oeste interfere na convergência de noroeste, modificando a direção do mesmo, induzindo o giro ciclônico dos ventos na altura do Paraguai, PR e SC. Com isso, os ventos passam a fluir de nordeste em 925 hPa sobre as partes norte e central da Argentina (Figuras 4.2b, c e d).

É importante notar que a configuração do fluxo de noroeste discutido no parágrafo anterior está diretamente ligada à formação e atuação do JBN da AS, o que potencializa a formação de uma zona de baixa pressão entre a Bolívia e Paraguai às 1800 UTC (Figura 4.2d). Por sua vez, este novo centro de baixa pressão favorece a formação de sistemas convectivos na área onde está posicionado, por meio da convergência de massa e de umidade e cria um potencial para a evolução de tempestades.

A Figura 4.3 mostra os campos vetoriais de vento ( $m\ s^{-1}$ ) em 250 hPa, espessura entre 100 e 500 hPa ( $dam$ ) e pressão ao nível médio do mar (hPa). A Figura 4.3b evidencia uma aproximação das isolinhas de espessura da camada com valores de  $560\ dam$  e  $570\ dam$  às 0600 UTC, indicando a passagem da frente fria sobre o continente. Na região do Pacífico, observa-se o posicionamento do Jato de Altos Níveis (JAN) com valores máximos na costa

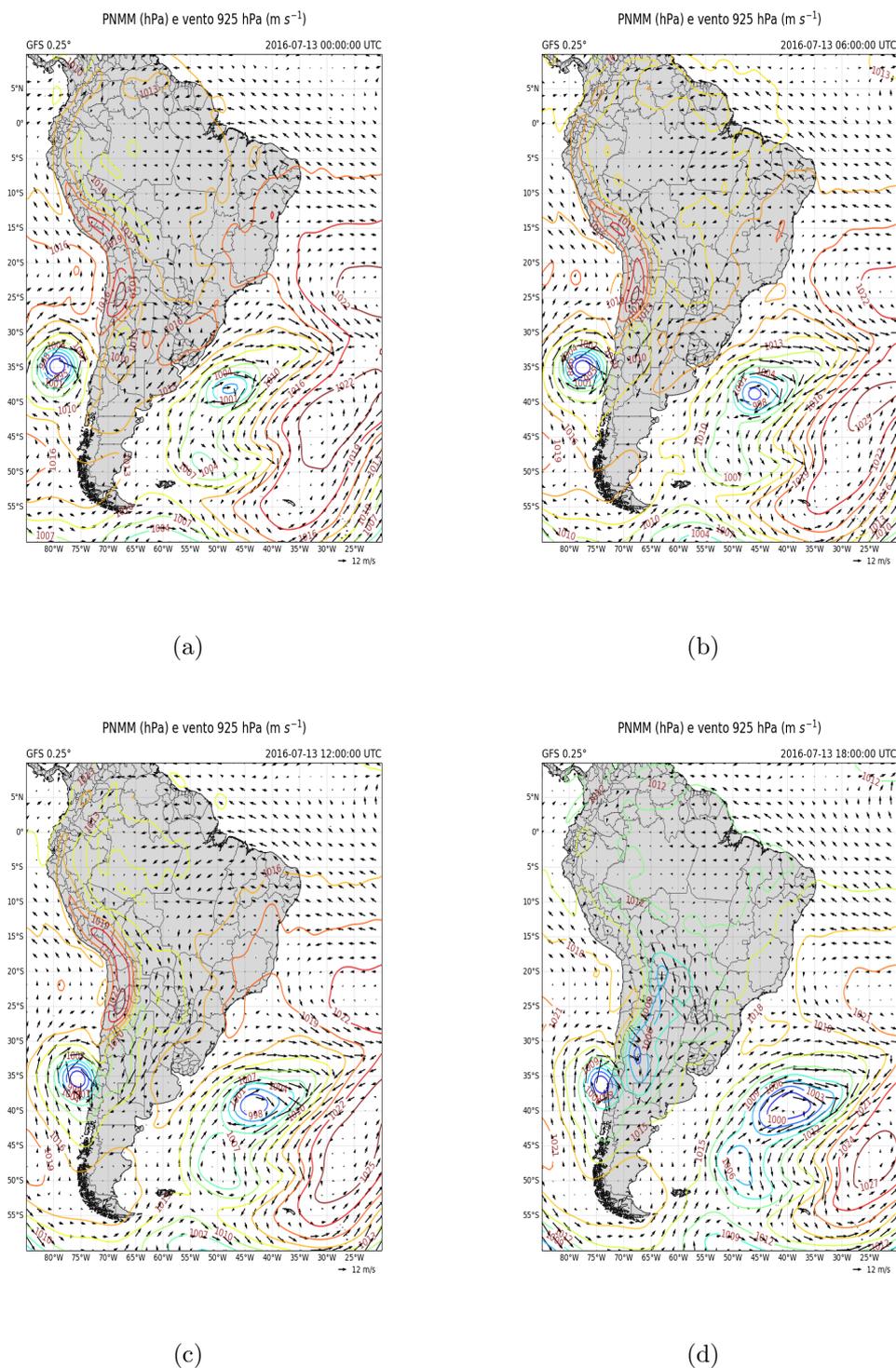


Figura 4.2: Pressão Média ao Nível do Mar ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de  $925 hPa$  obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC de 13/07/2016.

oeste da AS, que se aproxima do interior do continente ao longo do dia com a magnitude do JAN variando de  $40 m s^{-1}$  a  $46 m s^{-1}$ . A combinação de ambos permite a formação

de sistemas convectivos identificados na imagem de satélite sobre o PR e SC.

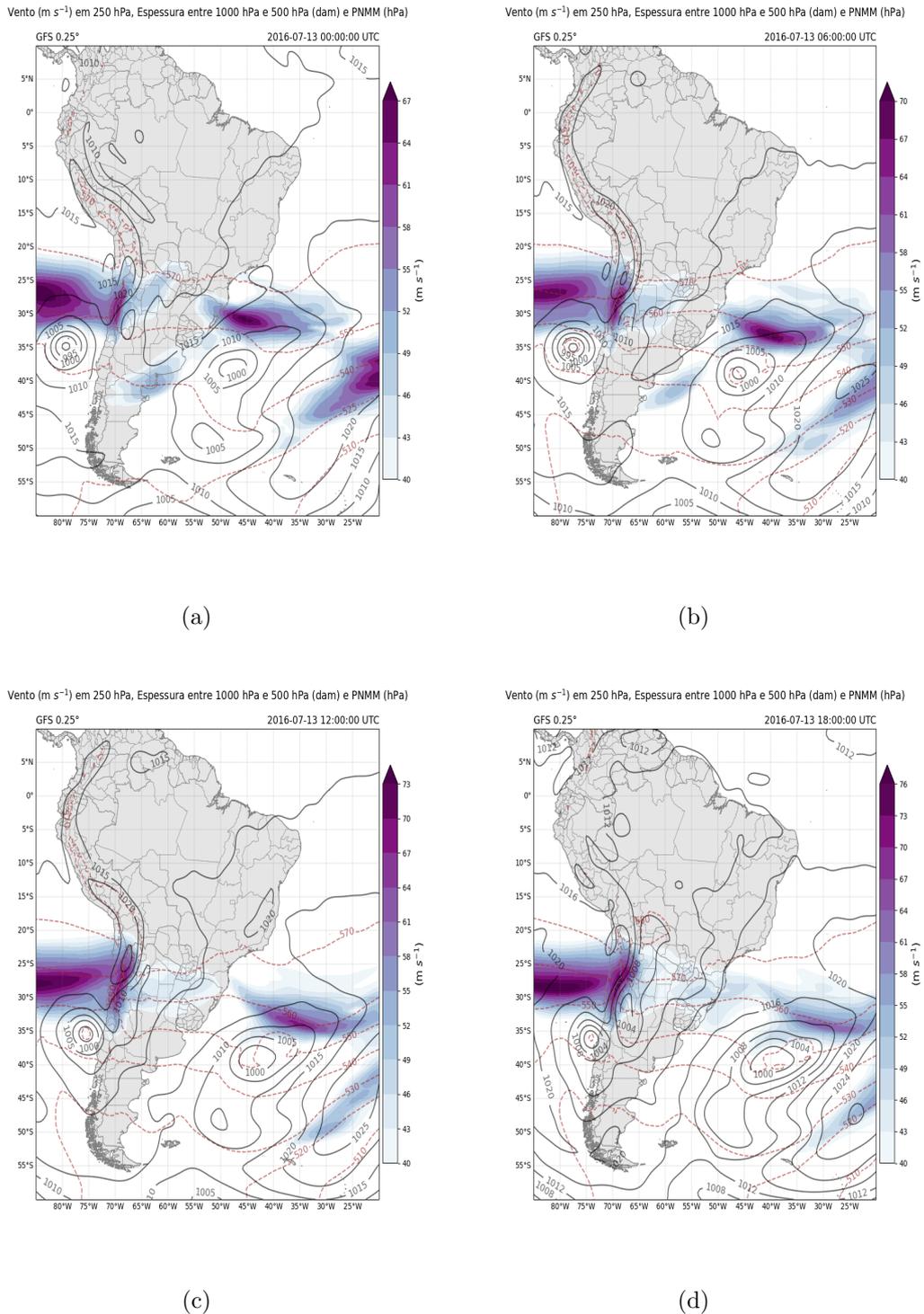


Figura 4.3: Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $m s^{-1}$ ) em sombreado, espessura (*dam*) em linhas tracejadas em vermelho e Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) (*hPa*) linhas contínuas em preto obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC de 13/07/2016.

#### 4.1.2 Condição Sinótica do dia 14/07/2016

O período de formação, intensificação e decaimento do sistema convectivo que produziu o granizo de grandes dimensões observados na superfície na cidade de Barracão (oeste do PR) acontece durante o intervalo das 0600 UTC do dia 14/07/2016 a 0000 UTC do dia 15/07/2016. O ciclone extratropical no Oceano Atlântico está deslocado mais a sudeste nesse dia do que no dia anterior, associado ainda à banda frontal na costa da Região Sul do Brasil observada nas imagens do GOES13 (Figura 4.4).

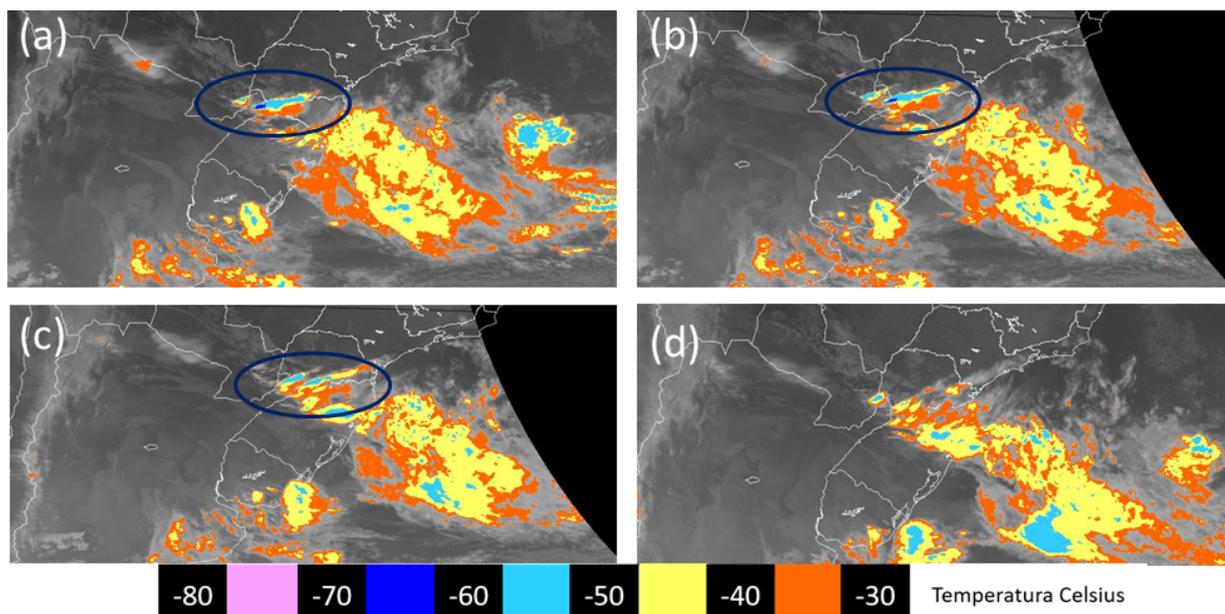


Figura 4.4: Imagem de satélite GOES 13 no canal infravermelho, com temperatura de brilho realçada segundo a barra de cores às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016. A elipse em cor azul escura destaca o sistema convectivo de interesse para o estudo. Fonte:(DSA/INPE).

As imagens do satélite GOES13 (infravermelho) para o dia do evento (Figura 4.4) mostram um sistema convectivo em decaimento na costa do da região Sul do Brasil e nuvens com topo em diferentes altitudes, denotadas pelas diferentes temperaturas de brilho associadas a cada cor da paleta em °C. Próximo ao sistema frontal, há a formação de convecção intensa, com topo de nuvem de -70 °C, denotada pela cor azul escuro na barra de cores, posicionada na fronteira tripla entre o Paraguai, SC e sudoeste do PR às 2100 UTC (Figura 4.4a) e às 2200 UTC (Figura 4.4b), que é o momento exato do registro da queda de granizo de grandes dimensões na cidade de Barracão. A tempestade perdurou até às 0000 UTC do dia 15/07/2016 (Figura 4.4d), com um ciclo de vida acima da duração

de uma célula convectiva ordinária (que é de aproximadamente 1 hora).

Por se tratar de uma região topograficamente mais elevada (Figura 3.4), a análise dos ventos em 925 hPa tem o objetivo de evitar as influências da topografia na circulação. As isolinhas de pressão em superfície em diversos horários do dia do evento (Figura 4.5) apontam a presença de um cavado invertido situado na Região Sul do Brasil, formado pelo aquecimento na baixa troposfera provocado pela advecção positiva de temperatura durante o período de formação e intensificação da tempestade, o qual permanece até o início do dia 15. Nota-se que o deslocamento do ciclone para a direção leste, distanciando-se do continente, não influencia a formação do sistema convectivo em estudo. Uma organização do JBN a leste dos Andes é observada ao longo do tempo entre 0000 UTC de 14/07/2016 (Figura 4.5a) e 1800 UTC do mesmo dia (Figura 4.5c).

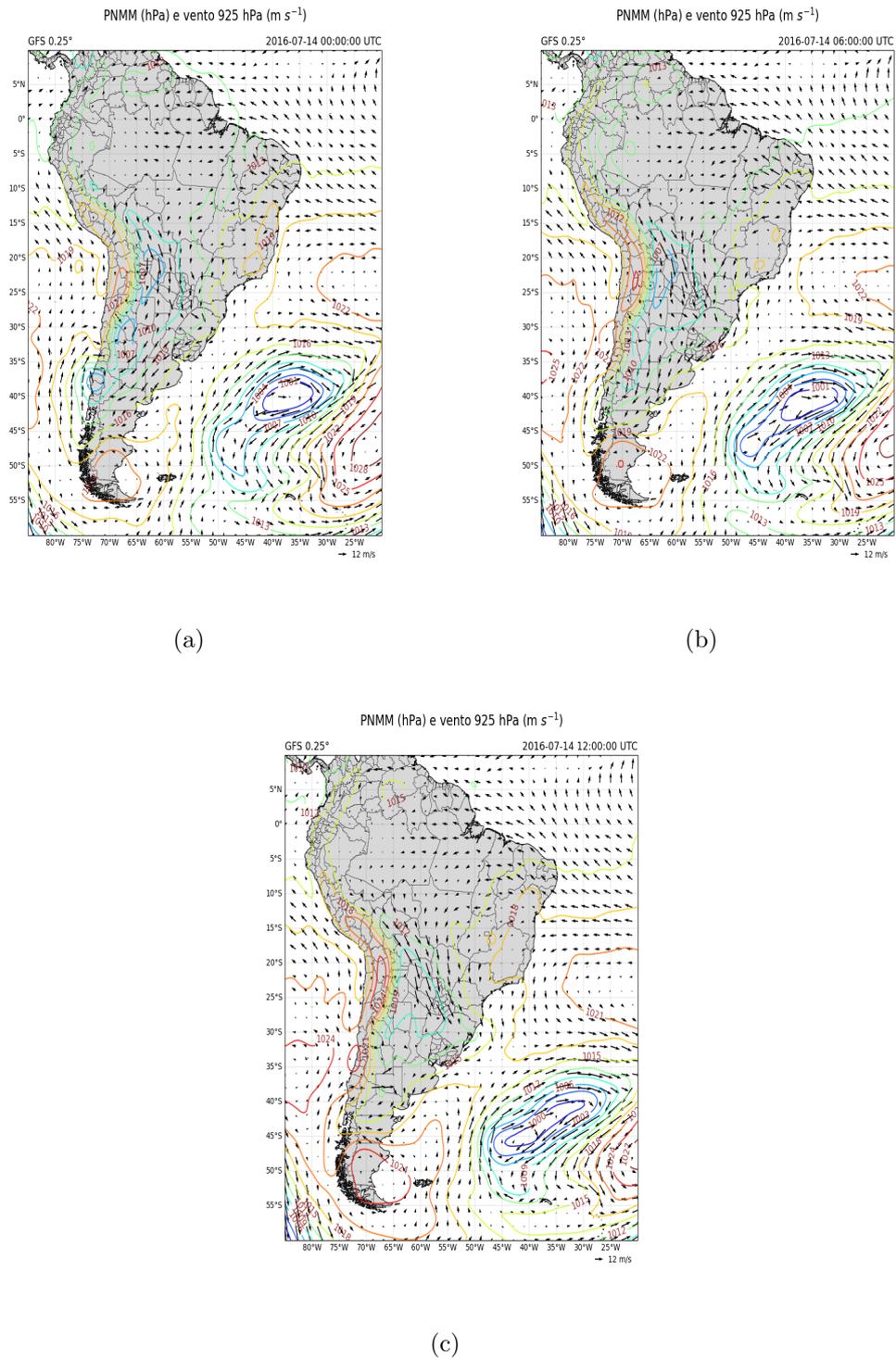


Figura 4.5: Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de 925 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016.

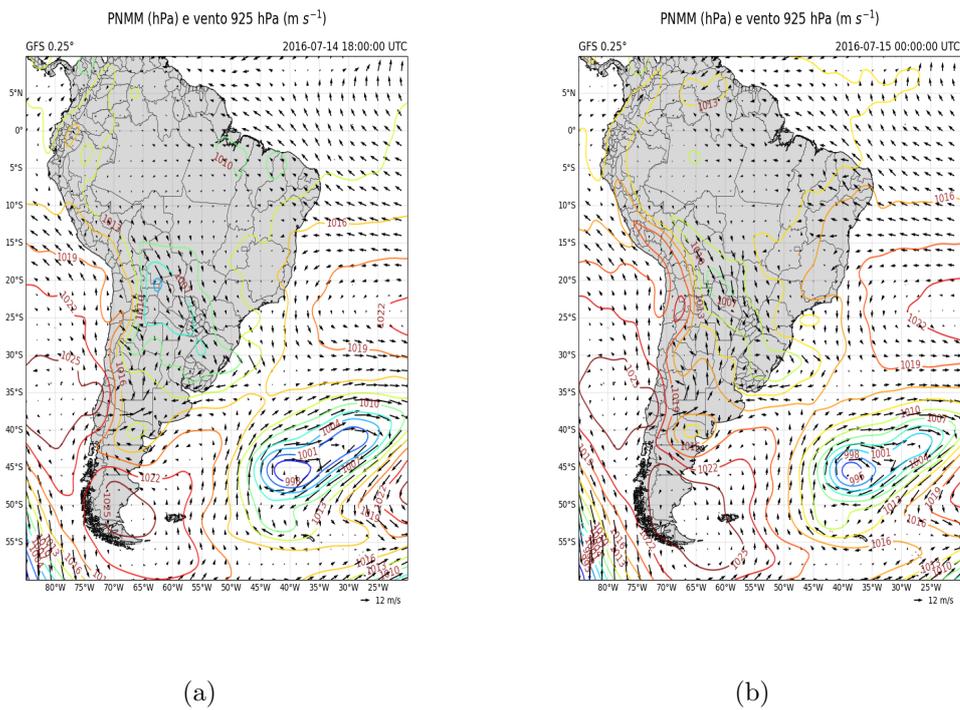


Figura 4.6: Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos em vetores no nível de  $925 hPa$  obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016.

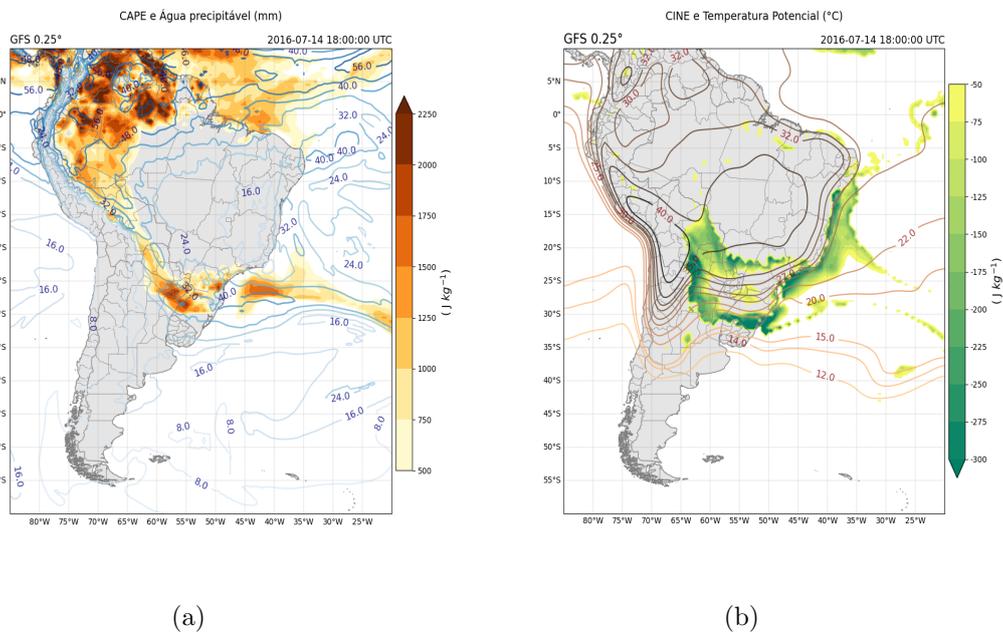


Figura 4.15: Campos de (a) CAPE ( $Jkg^{-1}$ ) sombreado, água precipitável ( $mm$ ) em linhas contínuas e (b) CINE ( $Jkg^{-1}$ ) sombreado e temperatura potencial ( $^{\circ}C$ ) em linhas contínuas obtidos a partir da reanálise do GFS e 1800 UTC de 14/07/2016 e 0000 UTC de 15/07/2016.

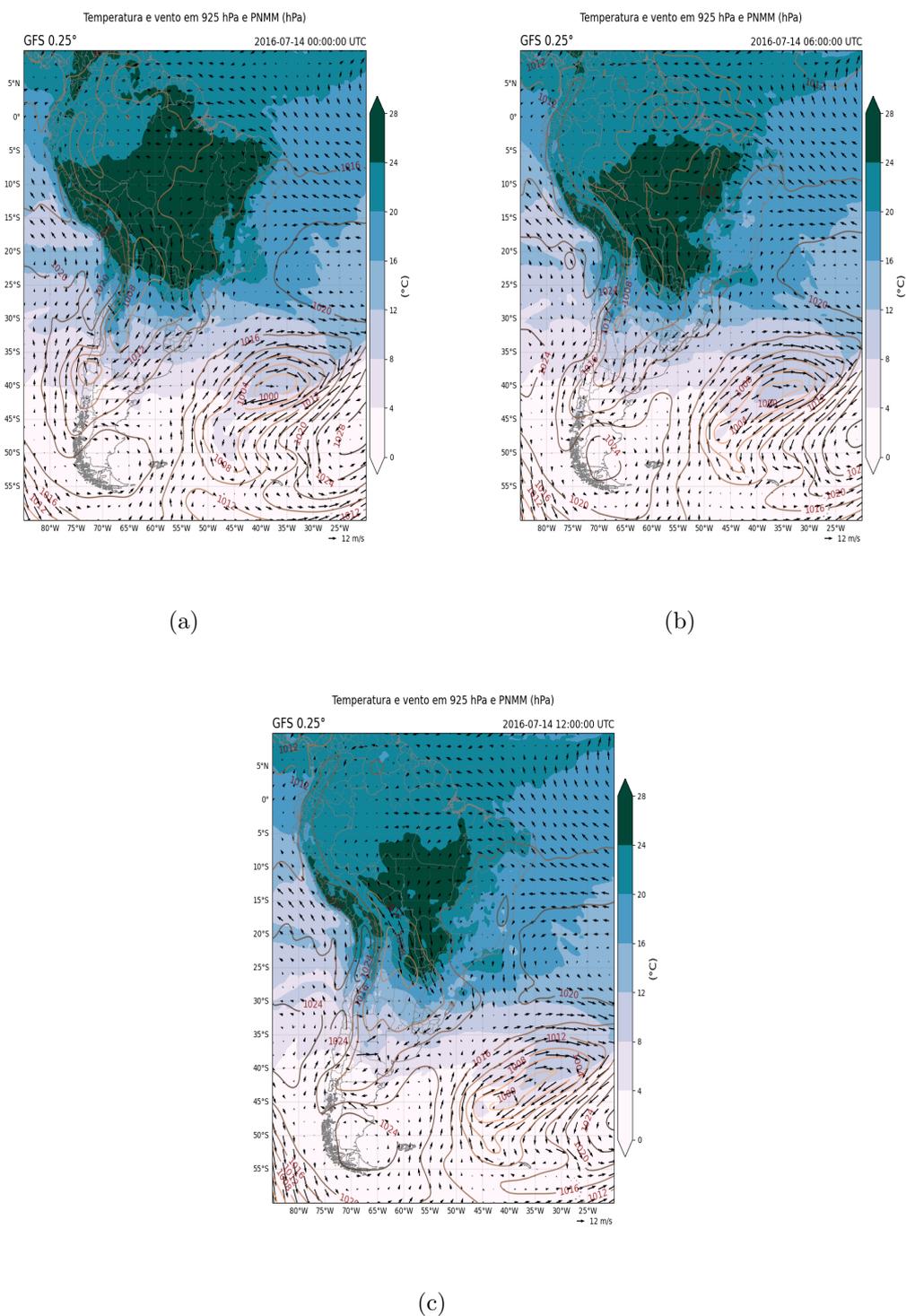


Figura 4.7: Campo de temperatura em superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) em sombreado, Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $\text{hPa}$ ) em linhas contínuas e ventos ( $\text{ms}^{-1}$ ) em vetores no nível de 925  $\text{hPa}$  obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016.

Observa-se que o padrão de temperatura em superfície evidencia o gradiente de temperatura associado à passagem da frente fria durante o dia 14 (Figura 4.7). A confluência

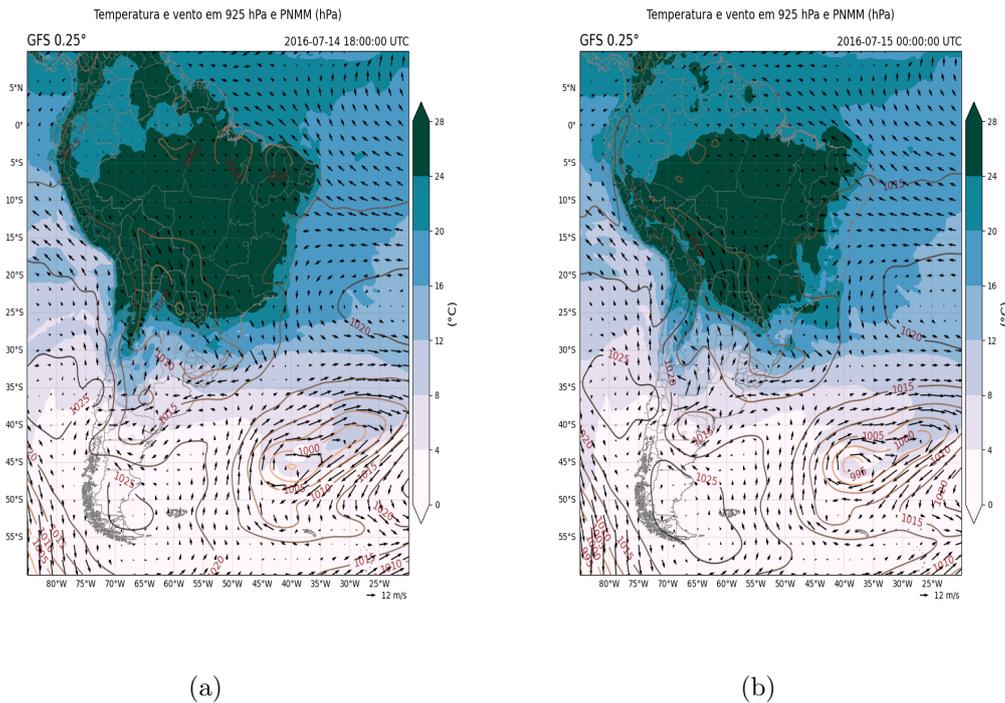


Figura 4.8: Campo de temperatura em superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) em sombreado, Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) ( $hPa$ ) em linhas contínuas e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 925  $hPa$  obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016.

do vento entre RS, SC e Paraguai às 1200 UTC evidencia o forte transporte dos jatos em baixos níveis, produzindo a convergência em superfície e, por conseguinte, a formação de movimentos verticais.

No horário das 1800 UTC (Figura 4.8a), o JBN abrange grande parte do RS, oeste do PR e atinge ainda a borda oeste de SC, coincidindo com o horário de maior aquecimento da superfície. Sobre o PR, há um gradiente de temperatura significativo, o que causa uma forte zona baroclínica sobre o sul do Brasil. Nesta localidade, observa-se um padrão de vento composto pelos ventos de noroeste, provenientes do JBN, e ventos de sudoeste localizados na Argentina, que podem provocar uma formação de um giro ciclônico acima da região de estudo, favorecendo a mistura das massas quente e fria oriunda do polo. Observa-se dois núcleos de temperaturas entre  $8^{\circ}\text{C}$  a  $12^{\circ}\text{C}$  na costa de SC, tais valores encontram-se menores se comparados com os arredores, o que podem ser originados em resposta a fase de decaimento do sistema convectivo devido a precipitação nesta localidade.

A espessura da camada entre 1000  $hPa$  e 500  $hPa$  não evidencia valores de gradientes significativos, bem como não se observa a presença de cristas e cavados na região. Em

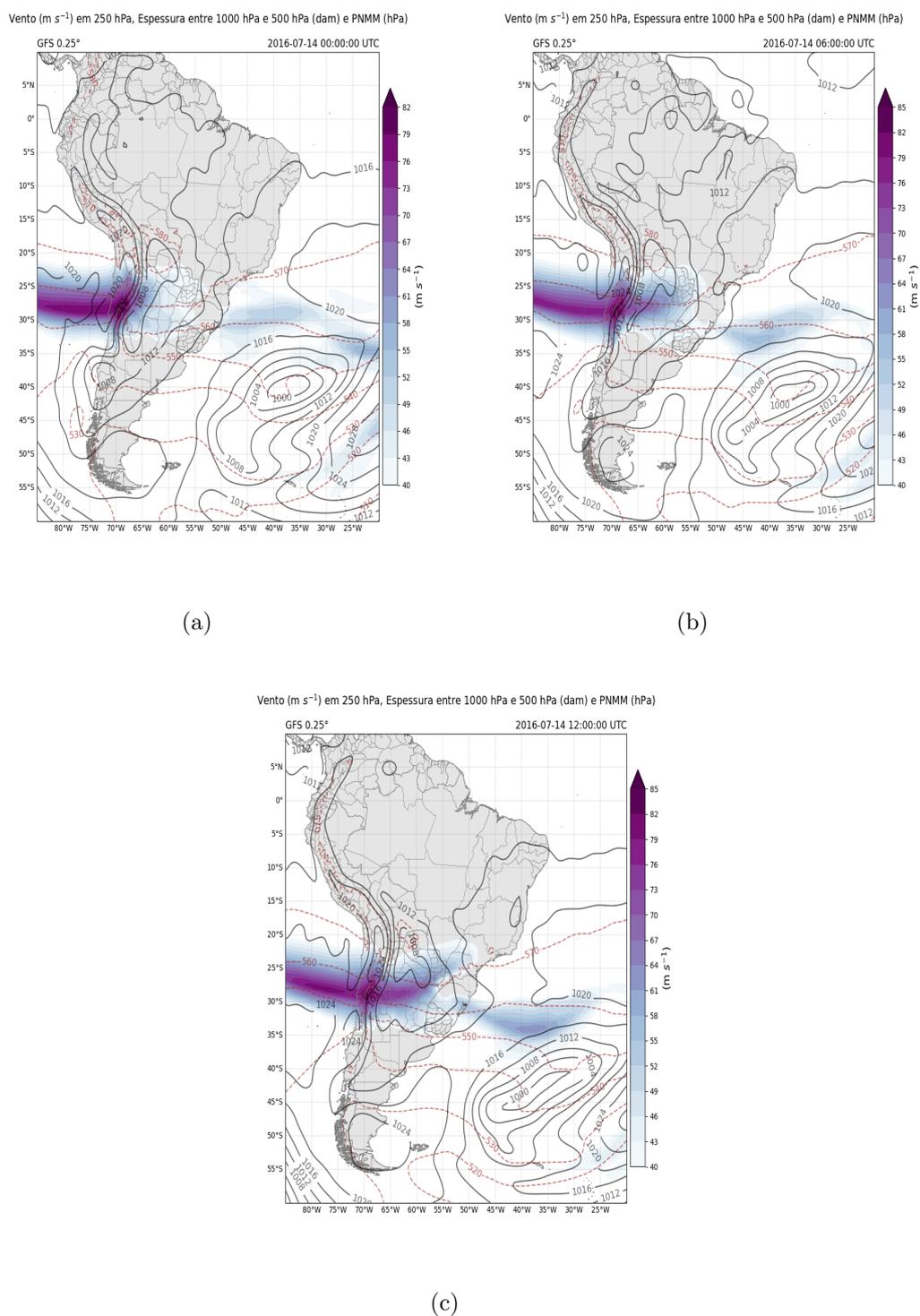


Figura 4.9: Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $ms^{-1}$ ) em sombreado, espessura (dam) em linhas tracejadas em vermelho entre 1000 e 500 hPa e PNMM (hPa) em linhas contínuas obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016.

altos níveis, o posicionamento do JAN sobre a região concorda com o perfil vertical do vento, onde a saída do jato está localizada acima da região de estudo no dia 14 (Figura

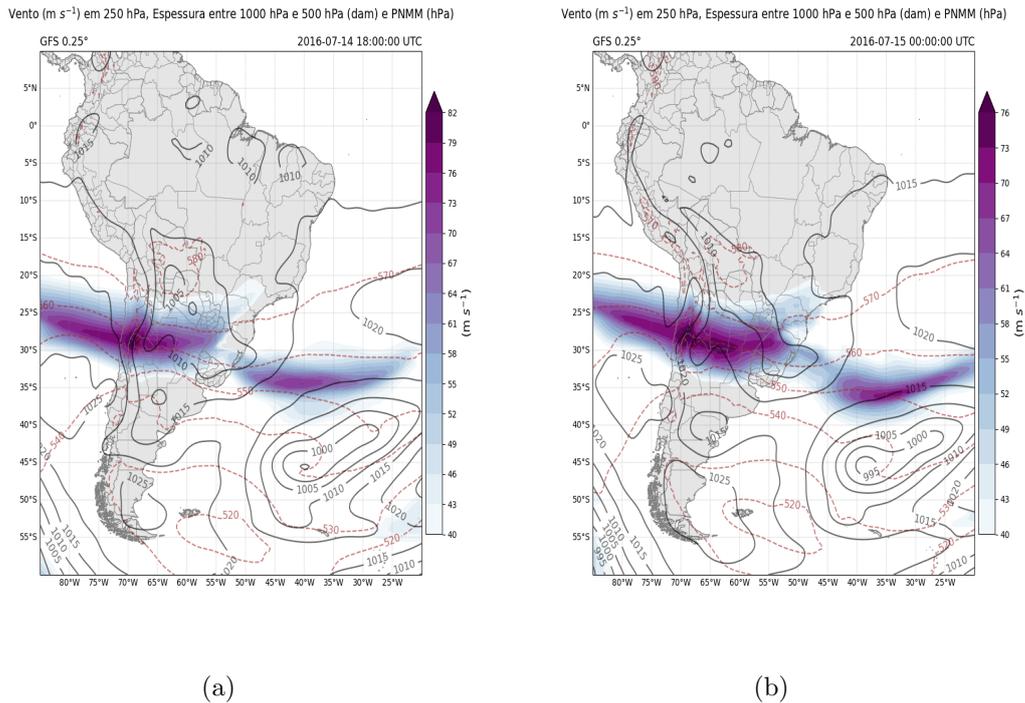


Figura 4.10: Campo de magnitude de vento em 250 hPa ( $m s^{-1}$ ) em sombreado, espessura ( $dam$ ) em linhas tracejadas em vermelho entre 1000 e 500 hPa e Pressão Média ao Nível do Mar (PNMM) (hPa) em linhas contínuas obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016.

4.9a) e permanece até o início do dia seguinte (Figura 4.10a). Com o avanço do JAN para leste, fica notório que o deslocamento do sistema convectivo segue o mesmo padrão do escoamento de altos níveis, conforme observado nas imagens de satélite.

Em níveis médios (Figura 4.11), verifica-se um escoamento tipicamente zonal ao longo do dia 14, tal como a ausência de advecção de vorticidade relativa sobre a área de interesse. No horário anterior à formação do sistema, observa-se um cavado de onda curta na latitude de 35°S às 1800 UTC (Figura 4.12a), o que não interfere na dinâmica do sistema em estudo devido à sua distância latitudinal.

As linhas de corrente no em altos níveis (Figura 4.13) evidenciam o máximo de divergência sobre o estado de SC no horário das 1200 UTC do dia 14 (Figura 4.13c). Este padrão é persistente nos quatro horários da análise do dia 14, horas antes da formação da tempestade severa, a qual está vinculada ao sistema convectivo em decaimento formado pela passagem da frente. Entretanto, no município de Barracão (PR), este sinal só é observado às 0000 UTC do dia 15 (Figura 4.14b). As linhas de corrente sinalizando difluência e os valores de divergência ( $14 \cdot 10^{-5} s^{-1}$  às 1200 UTC do dia 14) em altos níveis na região

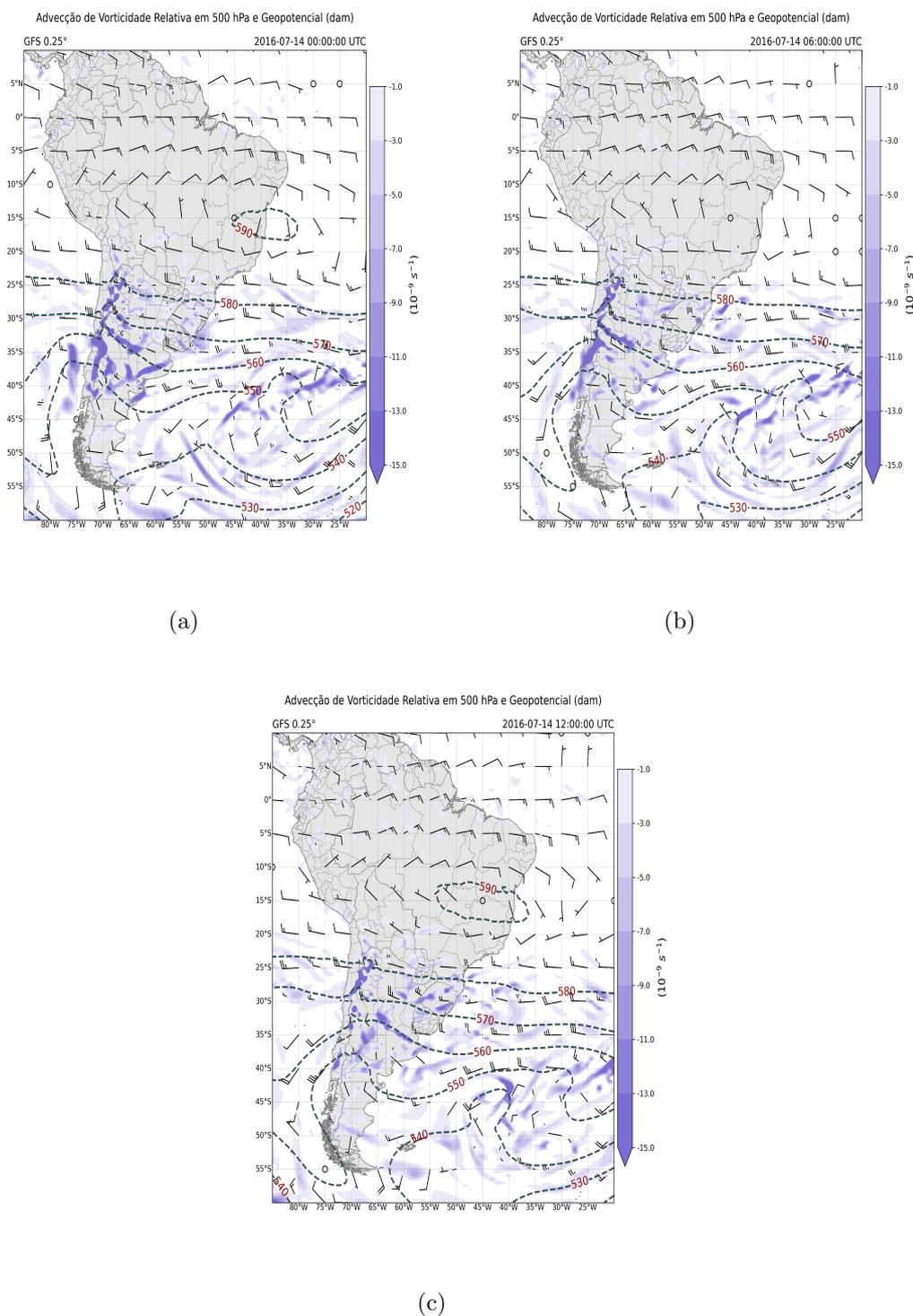


Figura 4.11: Altura geopotencial ( $dam$ ) em linhas tracejadas em verde e Vorticidade relativa ( $10^{-9} s^{-1}$ ) em sombreado e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 500 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016.

de estudo promovem a convergência em baixos níveis e este padrão, em conjunto com as forçantes termodinâmicas ainda presentes, intensificaram a instabilidade.

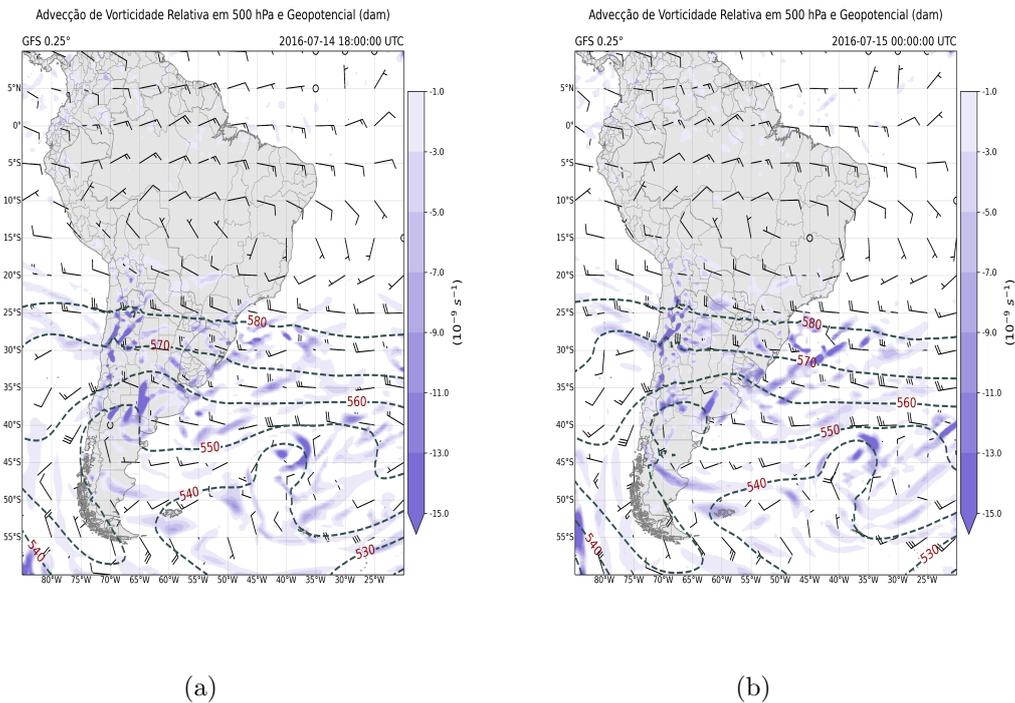


Figura 4.12: Altura geopotencial ( $dam$ ) em linhas tracejadas em verde e Vorticidade relativa ( $10^{-9} s^{-1}$ ) em sombreado e ventos ( $ms^{-1}$ ) em vetores no nível de 500 hPa obtidos a partir das análises do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016.

Os campos de CAPE e água precipitável apresentam sinais mais intensos no horário das 1800 UTC e são mostrados na Figura 4.15a. Nota-se um núcleo sombreado de altos valores (de até  $2000 Jkg^{-1}$ ) de CAPE entre  $25^{\circ}S$  e  $30^{\circ}S$  sobre a fronteira tripla em análise, os quais indicam um potencial de moderado a alto para movimento ascendente (Hallak e Pereira Filho, 2012).

Por se tratar de um sistema convectivo formado no período de inverno, tipicamente não são esperados altos valores desta variável, mas a atuação do transporte meridional de ar quente pelo JBN promove o aquecimento na região, em adição ao aquecimento diurno da superfície, proporcionando valores significativos que favorecem o desenvolvimento de tempestades uma vez iniciado o processo de convecção.

De forma semelhante ao que ocorre com a variável CAPE, verificam-se altos valores de água precipitável sobre toda a Região Sul do Brasil (Figura 4.15a) e, em especial, na saída do JBN, entre RS e Argentina, no período imediatamente anterior a formação da tempestade. Na região de estudo a água precipitável atinge 32 mm, o que indica disponibilidade de umidade na coluna atmosférica, mesmo sendo um mês climatologicamente

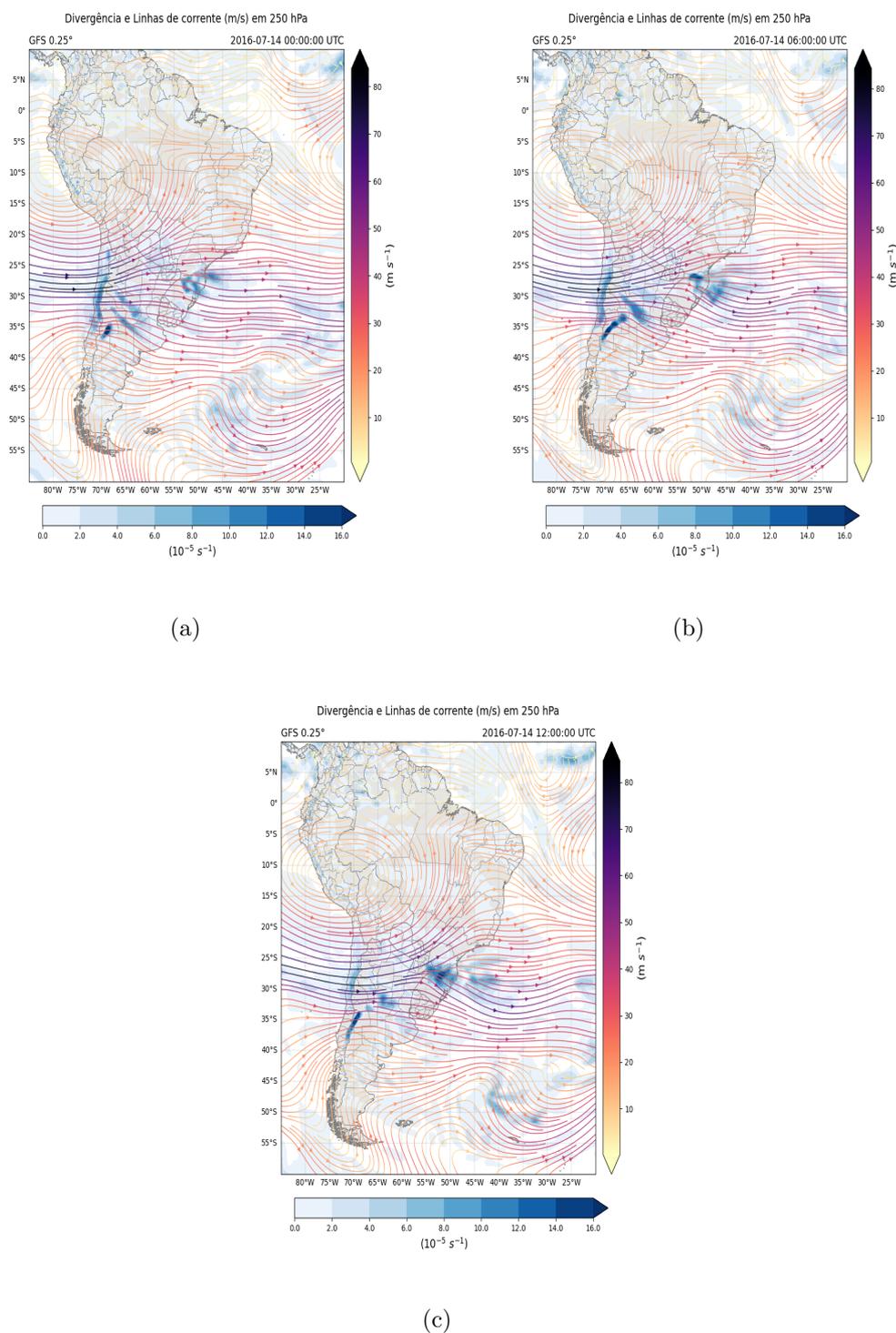


Figura 4.13: Divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em sombreado e linhas de corrente ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 250 hPa obtidos a partir da reanálise do GFS às (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC e (c) 1200 UTC de 14/07/2016.

seco na região. Além disso, esse valor de água precipitável favorece a formação de hidrometeoros precipitantes, respeitadas as condições termodinâmicas e microfísicas para que a condensação ocorra. Estes pontos serão discutidos com mais detalhes nas próximas seções.

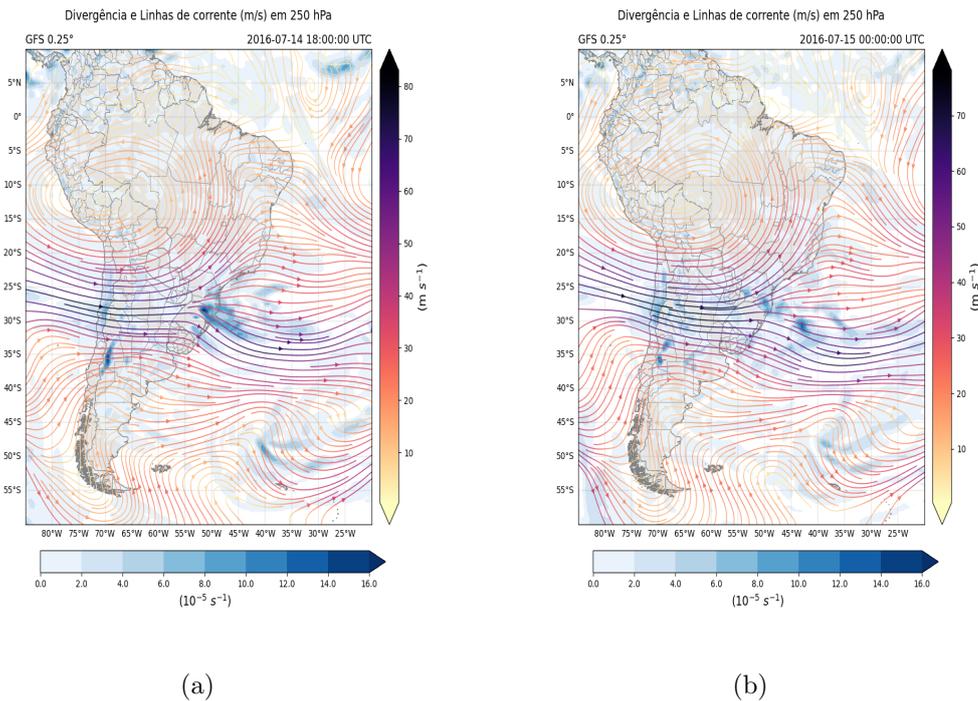


Figura 4.14: Divergência de massa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em sombreado e linhas de corrente ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa obtidos a partir da reanálise do GFS às (a) 1800 UTC de 14/07/2016 e (b) 0000 UTC de 15/07/2016.

Ademais, vale ressaltar que se faz necessária a contribuição da CINE, pois valores muito baixos da mesma (abaixo de  $-100 J kg^{-1}$ ) implicam em total inibição de convecção e, assim, formam-se nuvens sem grande espessura, denominadas cúmulos de bom tempo. No entanto, valores de CINE superiores a esse limiar são favoráveis ao disparo vigoroso da convecção profunda, desde que haja um mecanismo de levantamento forte o suficiente para vencer a energia de inibição (Hallak e Pereira Filho, 2012). Na Figura 4.15b, notam-se valores entre  $-50 J kg^{-1}$  e  $-100 J kg^{-1}$  na localidade da tempestade às 1800 UTC.

## 4.2 Análise do Perfil Vertical da Atmosfera e do Produto de Precipitação TMPA

### 4.2.1 Estimativa de Precipitação para o Período da Simulação

Neste estudo, as estimativas de precipitação são de origem dos dados do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (Huffman et al., 2010) apresentadas na Figura 4.16. Pelas análises dessas Figuras, cabe ressaltar que não foram registrados grandes acumulados de precipitação sobre a região de estudo, como ilustra a taxa de precipitação acumulada

para os dias na Figura 4.16. Como visto nas análises sinóticas, a região com maiores taxas de precipitação acumulada acompanha as regiões que apresentaram sistemas convectivos no dia anterior abrangendo SC, norte do RS e e o litoral. Observa-se um pequeno núcleo de  $100 \text{ mmh}^{-1}$  próximo ao extremo oeste do PR, podendo ser um indicativo do sistema convectivo em análise.

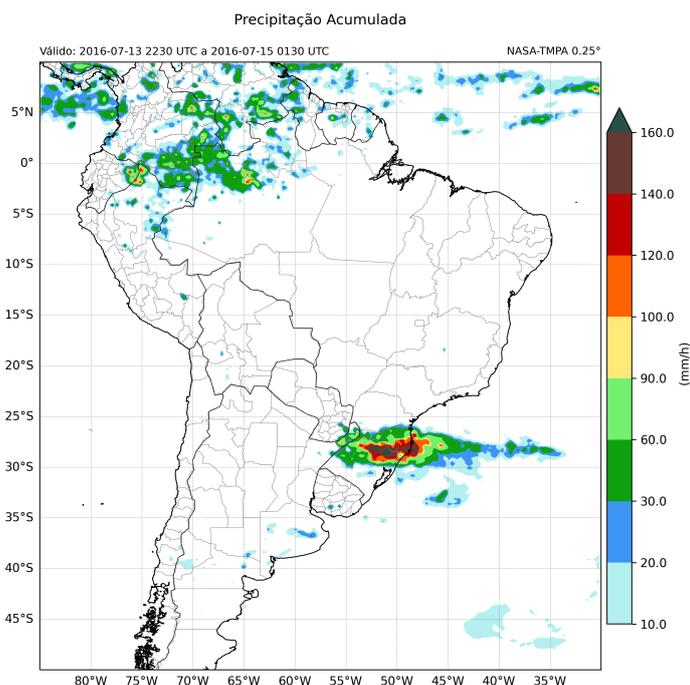


Figura 4.16: Campo de precipitação acumulada válido para os dias 13/07/2016 às 2230 UTC a 15/07/2016 às 0130 UTC.

#### 4.2.2 Perfil vertical da Atmosfera no Momento Antes do Evento: 0000 UTC

Para a avaliação das condições termodinâmicas, aqui são analisados os diagramas SkewT-LogP obtidos dos perfis verticais de temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, pressão atmosférica e vento horizontal medidos pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu (PR), sendo a localização mais próxima da cidade de Barracão (PR) com disponibilidade de dados.

A Figura 4.17 corresponde ao horário das 0000 UTC, em que ainda não existiam sinais da tempestade. Inicialmente, o perfil vertical apresenta-se úmido na superfície e nos baixos

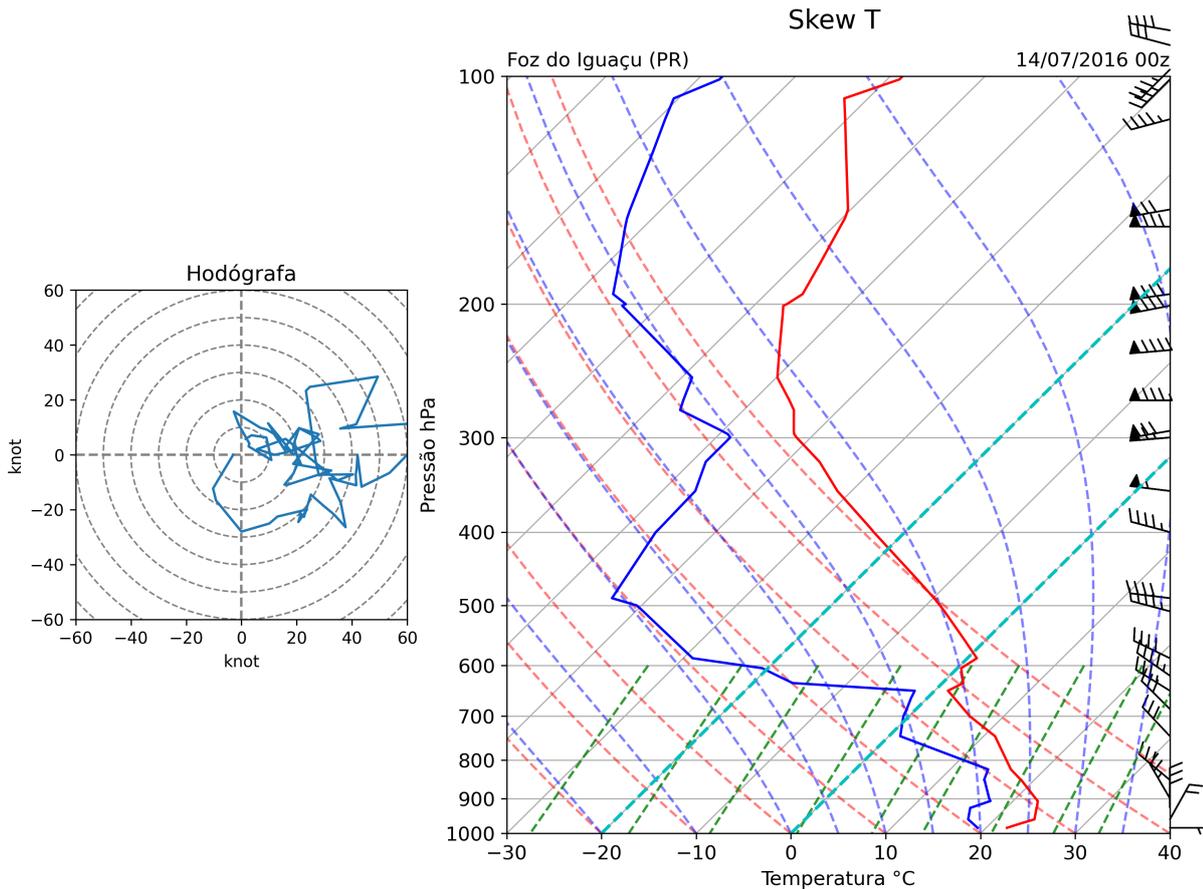


Figura 4.17: Hodógrafa (*knot*) e diagrama SkewT-LogP medido pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) às 0000 UTC de 14/07/2016.

níveis, mas com uma grande ressecamento em níveis médios, denotado pelo afastamento entre os perfis de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho. A hodógrafa mostra intenso cisalhamento vertical do vento horizontal. Ainda, o perfil vertical do vento mostra a presença do JAN na região da sondagem, com a magnitude das barbelas ultrapassando 80 nós acima dos 400 *hPa*. O giro anticiclônico da direção do vento entre os baixos e médios níveis observados na sondagem indica que ocorre uma advecção quente de temperatura na região do extremo sudoeste do PR.

#### 4.2.3 Índices de Instabilidade Avaliados no Momento Mais Próximo do Evento: 1200 UTC

Para o horário das 1200 UTC (Figura 4.18), o giro do vento com a vertical nas camadas mais baixas da atmosfera ainda permanece, mas com registro de ventos superiores a

$20 \text{ m s}^{-1}$  entre os níveis de  $880 \text{ hPa}$  e  $750 \text{ hPa}$ , validando um dos critérios delimitados por Bonner (1968). Dessa forma, é possível confirmar a presença do JBN no dia do evento e a análise subsequente do mesmo, a qual será apresentada com especificidade nos itens subsequentes. Assim, espera-se um ambiente sinótico mais aquecido e úmido com o passar do dia após o horário da sondagem das 1200 UTC, o que contribui para o pré-condicionamento da atmosfera para o desenvolvimento de convecção profunda nos horários seguintes (Johnson e Mapes, 2001).

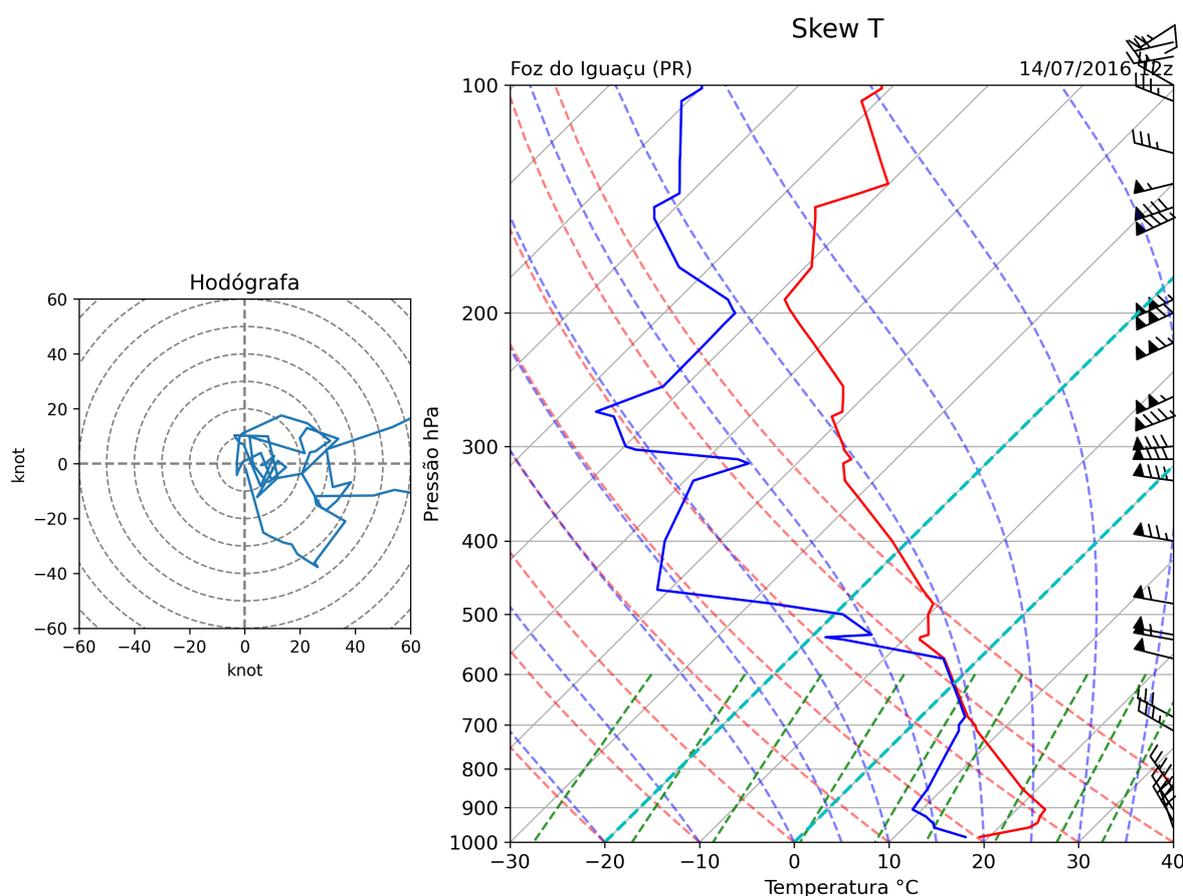


Figura 4.18: Hodógrafa (*knot*) e diagrama SkewT-LogP medido pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) ( $25^\circ \text{ S}$  e  $54^\circ \text{ W}$ ) às 1200 UTC de 14/07/2016.

A Figura 4.19 exibe os perfis de temperatura em baixos e médios níveis entre as 0000 UTC e 1200 UTC do dia 14/07/2016. Entre os níveis de  $920 \text{ hPa}$  e  $850 \text{ hPa}$ , a Figura 4.19a demonstra um aquecimento como fator indicativo da atuação do JBN, em conformidade com a descrição feita anteriormente. Em níveis médios há ocorrência de um deslocamento do perfil de temperatura para regiões mais frias no horário das 1200 UTC, sendo veri-

ficado um resfriamento maior na camada próximo do nível de 550  $hPa$  (Figura 4.19b). Estas condições de aquecimento em baixos níveis e resfriamento em níveis médios também indicam um potencial para a formação de convecção.

A Figura 4.19b, referente ao perfil vertical da magnitude do vento medida nas sondagens analisadas nos parágrafos anteriores, evidencia a presença do JBN próximo ao nível de 850  $hPa$  e também o JAN na camada entre 270  $hPa$  e 150  $hPa$ . A variação no perfil vertical do vento em direção ou magnitude, ou em ambos concomitantemente, forma o cisalhamento vertical do vento horizontal, que é uma variável associada ao tipo preferencial de desenvolvimento de sistema convectivo (se tempestade isolada ordinária, sistema multicelular ou supercélula), segundo Weisman e Klemp (1986).

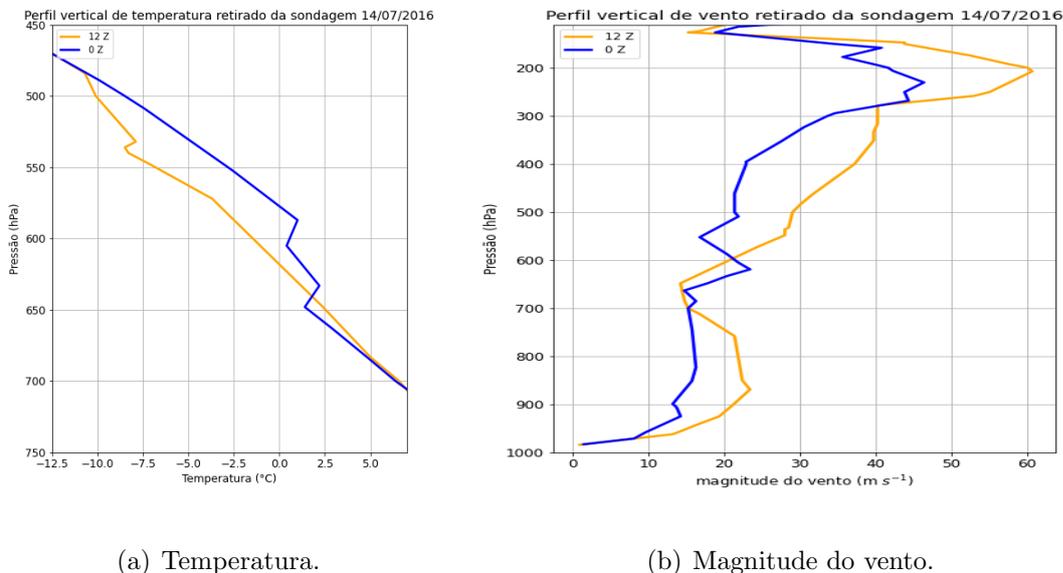


Figura 4.19: Perfis verticais de (a) temperatura ( $^{\circ}C$ ) em níveis médios e (b) magnitude do vento ( $m.s^{-1}$ ) observados entre 0000 UTC e 1200 UTC de 14/07/2016 medidos pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) ( $25^{\circ}S$  e  $54^{\circ}W$ ).

Nascimento (2005) ressalta que a presença de ventos fortes de oeste em altos níveis promovem a advecção de ar frio e seco até a região onde o JBN apresenta a saída (região mais quente e úmida em baixos níveis), evidenciando condições para o aumento da instabilidade e maior probabilidade de intensificação do sistema com o cisalhamento vertical do vento. Neste caso, em níveis médios, há um deslocamento do perfil de temperatura para regiões mais frias do gráfico no horário das 1200 UTC (Figura 4.19a), sendo verificado um resfriamento maior na camada próximo ao nível de 550  $hPa$ . Portanto, esta condição de

resfriamento em níveis médios e o aquecimento em baixos níveis são condições ideais para a formação de convecção, como ressaltado por Nascimento (2005).

Segundo o Glossário de Meteorologia da *American Meteorological Society* (AMS), um índice de instabilidade é qualquer das diversas quantidades que tentam avaliar o potencial para a atividade convectiva (i.e., tempestades) e que podem ser prontamente calculadas a partir dos dados obtidos pelas sondagens verticais operacionais da atmosfera. Alguns deles são combinações de variáveis para descrever o processo físico com expressões matemáticas bastante arbitrárias (Doswell e Schultz, 2006). Não é o caso da CAPE, a qual indica a quantidade de energia que pode ser convertida em energia cinética vertical de uma parcela de ar, caso a atmosfera fosse 100% eficiente para realizar esta conversão.

Tabela 4.1 - Índices calculados pela radiossondagem lançada no aeródromo de Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) do dia 14/07/2016 às 1200 UTC.

<b>Índice Levantado (LI)</b>	1.09 °C
<b>Energia de Inibição de Convecção (CINE)</b>	-465 $Jkg^{-1}$
<b>Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE)</b>	5.38 $Jkg^{-1}$
<b>Índice K (K)</b>	35.20 °C
<b>Bulk Richardson Number (BRCH)</b>	0.07
<b>Total Totals (TOTL)</b>	47.00 °C
<b>Água Precipitável (PWAT)</b>	36.28 mm
<b>Pressão no nível de Condensação Livre (LCLP)</b>	852.07 $hPa$
<b>Nível de Convecção Espontânea (LFCT)</b>	554.6 $hPa$

O início da conversão de energia depende também da inibição convectiva de baixos níveis e algum mecanismo de levantamento mecânico das parcelas de ar. O valor calculado da CAPE pela Universidade de Wyoming, como registrado na Figura 4.18, indica um baixo valor para a mesma de aproximadamente 5  $J kg^{-1}$ , que é um valor esperado para dias secos e frios (de inverno). Este valor implica em pouca ou nenhuma corrente ascendente caso haja a formação de nuvens convectivas.

A CINE de valor de -465  $J kg^{-1}$  elimina a possibilidade de convecção naquele horário das 1200 UTC. No entanto, com o aquecimento superficial durante o dia e com a contribuição do JBN, espera-se um aumento nos valores de CAPE e uma diminuição nos de CINE no período da tarde.

Quando a parcela é levantada adiabaticamente até o Nível de Condensação Livre (NCL), posteriormente, a mesma torna-se mais instável e mais quente do que o meio, aumentando também a energia cinética à medida que sobe. O nível onde ocorre a instabilidade da parcela é classificado como o Nível de Convecção Espontânea (NCE). Nesta sondagem, o NCE encontra-se em aproximadamente 555 *hPa* (Tabela 4.1) e pode-se obter a pressão (*hPa*) no NCL (LCLP), o qual está posicionado por volta de 853 *hPa*, sendo acima de 1500 metros da superfície.

O Índice Levantado (LI) indica a instabilidade na camada atmosférica e pode ser interpretado como o excesso de temperatura da parcela de ar em 500 *hPa* a qual é levantada até o NCL a partir da camada mais úmida em baixos níveis, de acordo com Hallak e Pereira Filho (2012). Espera-se valores de LI negativos para o início de mecanismos de levantamento suficientes, neste caso, o valor de 1,09 °C está classificado como estável ou possível convecção fraca na presença de mecanismos forçantes (Hallak e Pereira Filho, 2012).

Entre os índices calculados nas sondagens pela Universidade de Wyoming (EUA), os índices cinemáticos ressaltam a presença do cisalhamento vertical do vento no ambiente de mesoescala para a previsão convectiva severa. Outros índices, como exemplo o BRCH, descrito em Nascimento (2005), indicam o tipo de tempestade esperada a partir de uma sondagem da atmosfera.

O valor de  $BRCH = 0,07$  para a sondagem das 1200 UTC de 14/07/2016 especifica que pode haver a ocorrência de uma tempestade isolada ordinária, as quais são esperadas quando  $0 \leq BRCH \leq 10$  (Weisman e Klemp, 1986), mas não uma tempestade severa para produzir granizo de grande tamanho à superfície naquele horário. Em síntese, a hipótese para a ocorrência de uma tempestade severa no dia em análise sustenta-se na presença de calor e umidade trazidos pelo JBN durante aquele dia e presença de um cisalhamento vertical muito intenso devido à interação física entre o JBN e o JAN (Figura 4.19).

Para que o K seja significativo, deve haver calor e umidade em abundância em baixos níveis, o que dá origem a camadas instáveis em baixos níveis. Com um valor de K acima de 35°C obtido pela sondagem, há um indicativo de aquecimento em baixos níveis e alto teor de umidade desde a superfície até o nível de 700 hPa. Combinando este valor com o valor do índice TOTL de 47 °C, segundo (Silva Dias, 2000), há indicações de ocorrência de chuva intensa, ao invés de tempestade severa. Para tempestade severa, espera-se  $TOTL \geq 45$  °C, mas baixos valores do índice K, o que mostraria o entranhamento de massa seca no

nível de 700 *hPa* numa possível tempestade em formação.

O efeito desse entranhamento é gerar fortes correntes descendentes por evaporação das gotas líquidas e cristais de gelo dentro da nuvem. Contudo, ao longo do passar do dia e com a evolução do ciclo de vida do JBN, sugere-se a hipótese de que as condições ambientes tenham evoluído para possibilitar a ocorrência de uma tempestade severa.

Outra variável de interesse para este trabalho é a água precipitável (PWAT) que quantifica o vapor d'água total em uma coluna vertical de área unitária, se todo vapor fosse condensado próximo à superfície se a atmosfera fosse 100 % eficiente em condensar todo o vapor disponível na coluna atmosférica. Estudos de tempestades severas dos Santos et al. (2004); Peters e Neelin (2006) apontam que há um abrupto aumento na precipitação quando se observam altos valores de vapor d'água na coluna atmosférica. No caso em estudo, observa-se um valor de 36,3 *mm* que, para um dia de inverno, é um valor bastante alto.

Devido ao intervalo de tempo de 12 horas entre as sondagens na localidade, o diagnóstico baseado em índices termodinâmicos no horário das 1200 UTC não identifica a situação ambiente mais provável para o horário do evento (2200 UTC). Hallak e Pereira Filho (2012) destacam que a sensibilidade do cálculo dos índices termodinâmicos de estabilidade às variações de situações atmosféricas com o tempo, sugerem maior cautela quanto ao uso indiscriminado dos mesmos baseados somente nos horários padrão.

### 4.3 Reanálises ERA 5 (ECMWF)

A evolução e intensificação de sistemas convectivos localizados dependem das características do cisalhamento e flutuabilidade do ambiente nas proximidades de ocorrência da tempestade. A intensidade e o grau de severidade da tempestade aumentam devido à presença do JBN, que é responsável pela advecção meridional positiva de temperatura e de umidade oriundas de regiões amazônicas, sendo esta uma das principais contribuições físicas deste sistema para a atividade convectiva do Sul do Brasil (Cavalcanti et al., 2009).

Devido ao intervalo de tempo de 6 horas entre as análises do modelo GFS, são analisados os campos oriundos das reanálises ERA5, disponíveis a cada 1 hora, para uma avaliação do desenvolvimento das condições sinóticas durante a formação do sistema. Em contrapartida, apresenta-se concomitantemente uma avaliação sumária dos resultados da simulação com

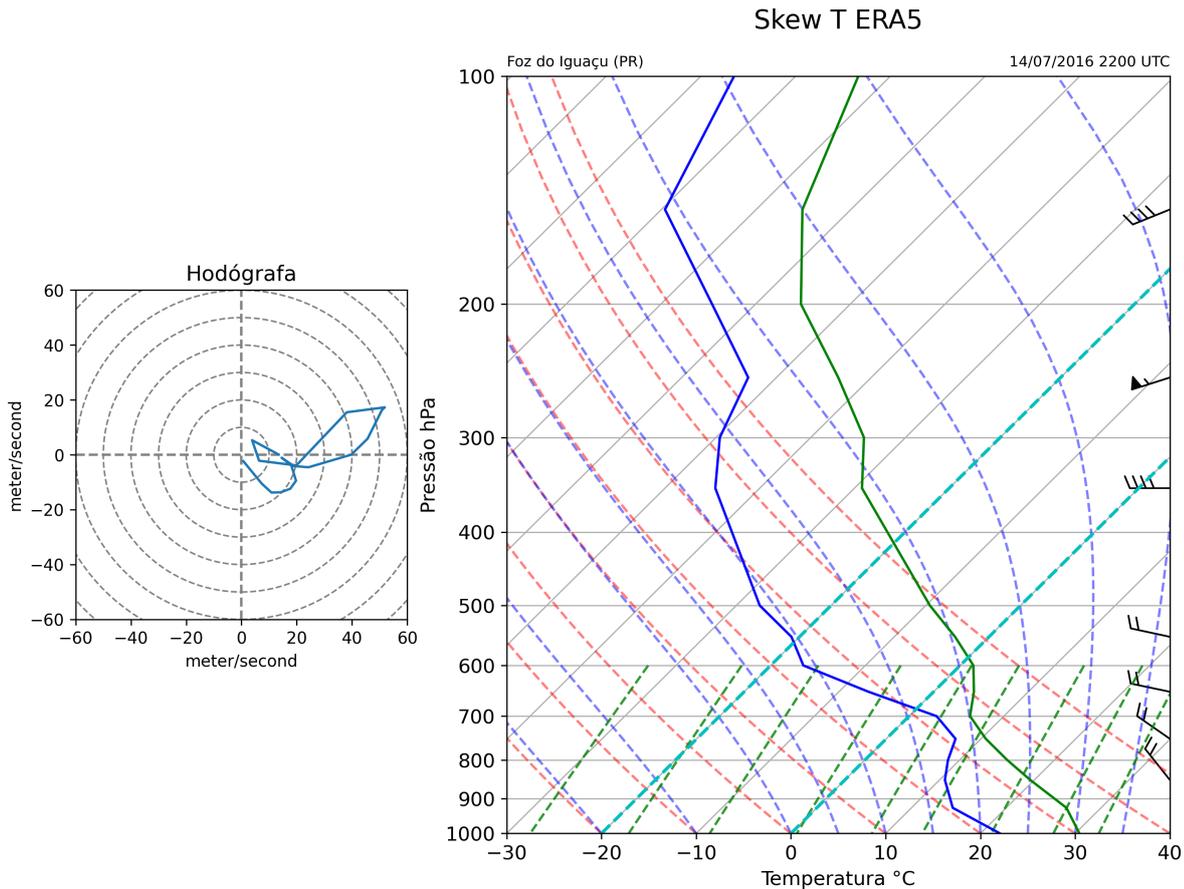


Figura 4.20: Hodógrafa (*knot*) e diagrama SkewT-LogP obtida a partir da reanálise do ERA5 para Foz do Iguaçu(PR) (25 °S e 54 °W) às 2200 UTC de 14/07/2016.

o modelo regional WRF na grade de 9 km de espaçamento horizontal.

Os perfis verticais de temperatura (T), temperatura do ponto de orvalho (Td) e vento horizontal extraídos do ERA5 para as 2200 UTC e mostrados na Figura 4.20 são suavizados em comparação às sondagens reais da atmosfera (Seção 4.2.2). O perfil aponta para um padrão mais úmido em toda a extensão vertical da atmosfera, e uma camada relativamente mais seca entre 700 hPa e 250 hPa. Há um aumento da umidade atmosférica com possível formação de nuvem no nível de 700 hPa, dada a proximidade das linhas de T e Td.

A hodógrafa evidencia que o cisalhamento não apresenta um padrão linear em baixos níveis, mas, ainda assim, há ventos intensos e um giro razoável com a altura, de noroeste para sudoeste. A presença do JAN é notada próximo ao nível de 250 hPa, o que acompanha, de um modo geral, as análises efetuadas com os campos das reanálises do GFS e radiossondagens.

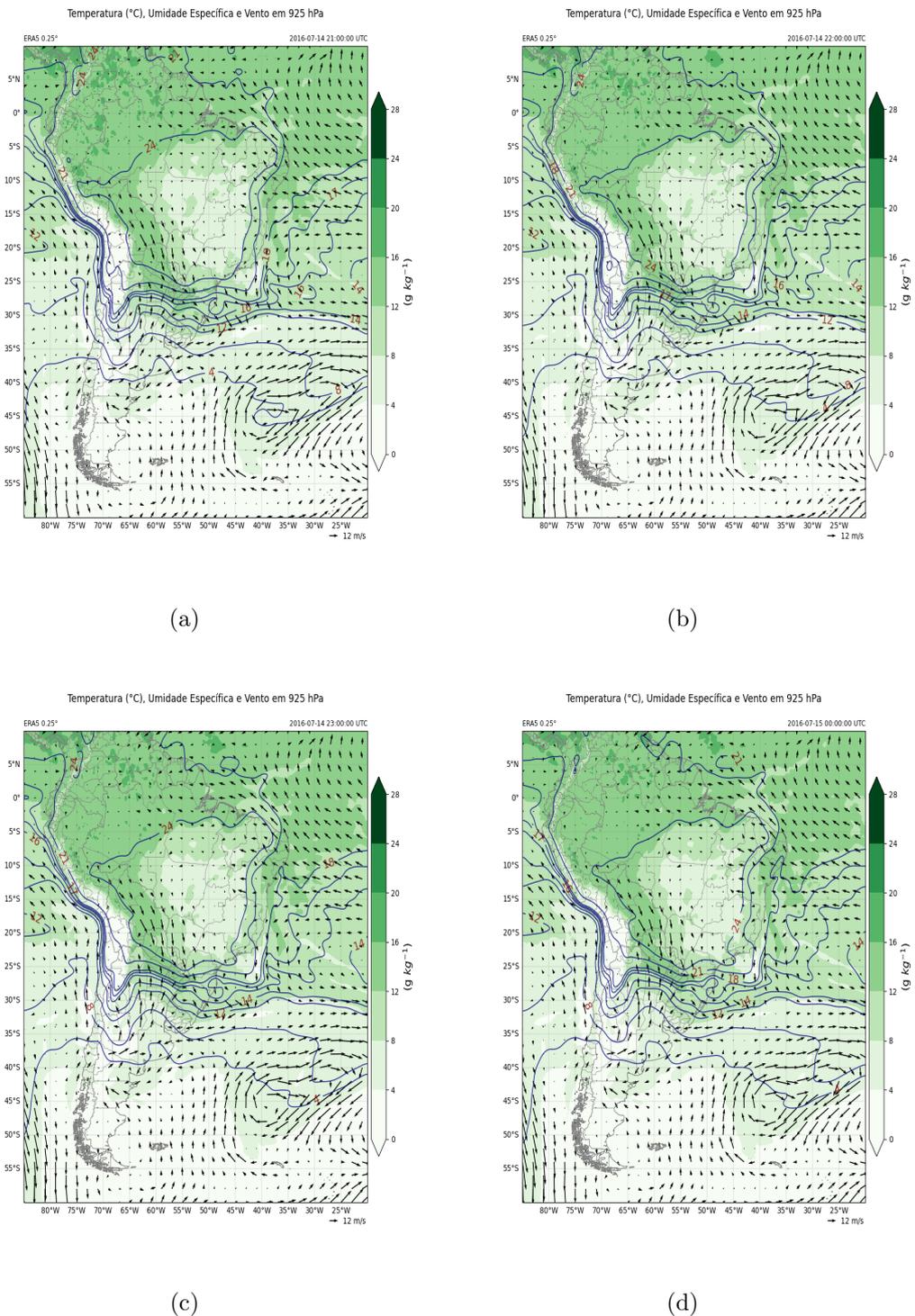


Figura 4.21: Campo de Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) sombreado em tons de verde, umidade específica em linhas contínuas ( $q$  em  $\text{g}/\text{kg}$ ) e ventos em vetores ( $\text{ms}^{-1}$ ) em 925 hPa obtidos a partir da reanálise do ERA5 às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016.

No campo de umidade específica e temperatura em 925 hPa (Figura 4.21), há um padrão particular, que demonstra o pico de precipitação constatado na Figura ??, em que

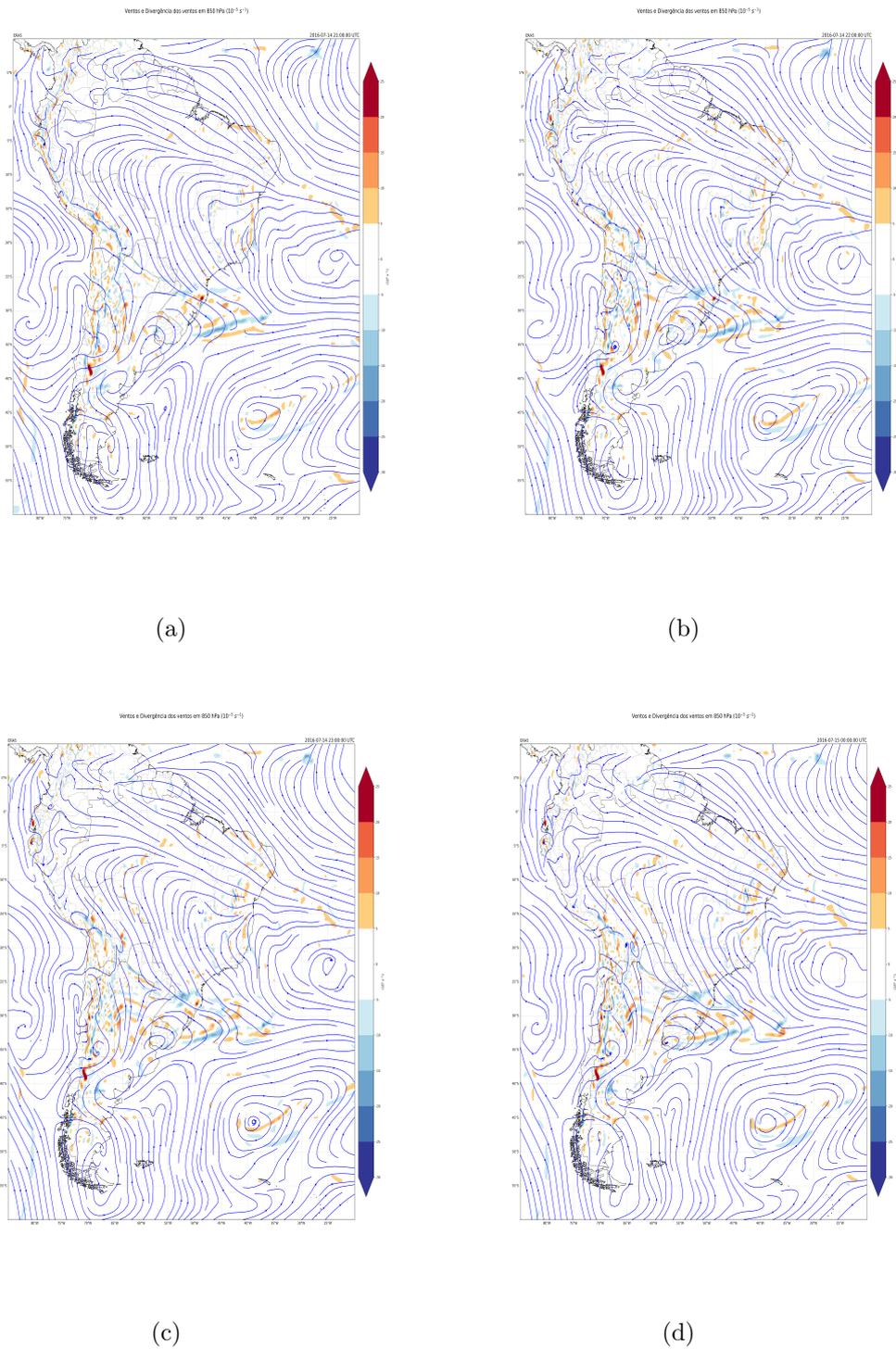


Figura 4.22: Ventos em linha de corrente e Divergência de massa dos ventos ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em sombreado no nível de 850 hPa obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (b) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016.

existe uma região de temperaturas mais elevadas, evidenciando o sistema convectivo em declínio. No horário correspondente à formação do sistema de estudo, ocorre a ondulação

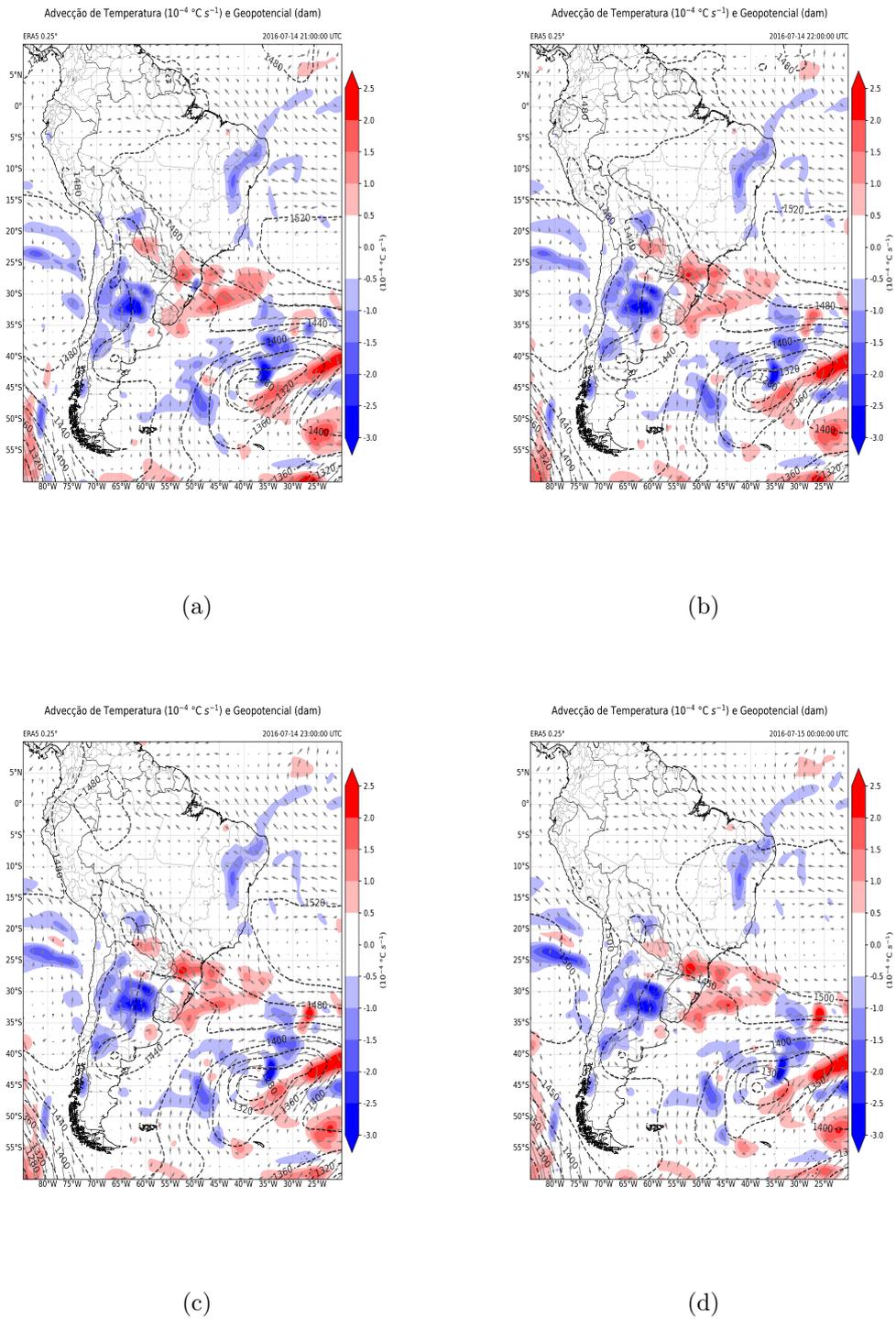


Figura 4.23: Advecção de temperatura ( $10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C s}^{-1}$ ) em sombreado no nível de 850 hPa obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (b) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016.

das isothermas na costa litorânea de SC. O mesmo padrão permanece até as 0000 UTC do dia 15 e observa-se um gradiente de temperatura no extremo oeste do estado de SC, devido

à passagem da frente sobre o continente.

A divergência de massa em baixos níveis (Figura 4.22) mostra a formação de sistemas convectivos. Neste caso, o modelo global apresenta uma pequena área de convergência sobre a divisa entre os estados de PR e SC e não se observa giro dos ventos sobre a região de interesse, mas o mesmo segue o fluxo do JBN com um deslocamento para sudeste 1 hora antes do evento (Figura 4.22a). No horário das 2200 UTC (Figura 4.22b), o modelo delimita uma região de convergência em baixos níveis que abrange o oeste de SC e o norte do RS, sem a presença de giro dos ventos, que permanece até o horário seguinte. Para Foz do Iguaçu (PR) não há registros de valores significativos de convergência ao longo dos horários em análise.

A estrutura da advecção de temperatura em 850 *hPa* durante a formação do sistema completa um dos conjuntos de fatores que mostram o contraste de duas massas de ar associadas à passagem da frente fria, o que corrobora a discussão feita na seção 4. A Figura 4.23 mostra um predomínio do aumento de temperatura em superfície ocasionada pela advecção positiva de temperatura sobre o PR e SC associado ao transporte de calor devido ao intenso fluxo ocasionado pelo JBN.

A Figura 4.23 mostra ainda que, a oeste, há advecção positiva e, a leste, advecção negativa de temperatura entre SC e RS. Este padrão possivelmente indica a formação da tempestade com a contribuição de ambas as massas, que pode potencializar a ascensão do ar quente sobre a massa de ar frio, do qual aumenta a condição de formação de instabilidades, sendo um reflexo do sistema frontal que ainda atua sobre o continente. Verifica-se a redução da advecção negativa de temperatura na costa de SC e um predomínio da advecção de temperatura positiva em localizada em grande parte de SC entre 2100 UTC e 2300 UTC (Figura 4.23).

Para a análise do ERA5 (Figura 4.24), a seção vertical e longitudinal na latitude de Barracão (26 °S) mostra que o JBN atinge a máxima magnitude do vento horizontal às 2200 UTC (Figura 4.24b) na altitude próxima de 700 *hPa*, com um valor entre 24  $m s^{-1}$  e 26  $m s^{-1}$ . O JBN exhibe um padrão de bifurcação no horário anterior ao evento (Figura 4.24b), produzindo uma maior aceleração vertical, o que pode explicar a possível intensificação do sistema para a formação de granizos de grandes diâmetros na cidade.

## 4.4 Simulação WRF

### 4.4.1 Análises do Domínio de 9 km

A Figura 4.25 apresenta o fluxo de umidade integrado na vertical entre 900 *hPa* e 700 *hPa* utilizando os dados do modelo WRF no domínio de 9 km de espaçamento horizontal entre os pontos de grade. Este campo mostra a contribuição do JBN para o transporte de umidade nos níveis médios da atmosfera. No horário das 2100 UTC (Figura 4.25a), o fluxo máximo, com valor de  $500 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ , abrange a fronteira entre RS, SC, PR, Paraguai e Argentina, e coincide com a posição de saída do JBN. Constata-se que o JBN perde intensidade ao fim do dia 14, identificado no horário das 2300 UTC (Figura 4.25c). O fluxo exibe um padrão alongado e se sobrepõe ao escoamento associado ao JBN. Verifica-se, portanto, que existe um núcleo bem localizado de fluxo máximo na costa Oeste de SC, favorecendo a atividade convectiva na região no horário do evento às 2200 UTC (Figura 4.25b).

Na comparação com os resultados das análises do GFS, nota-se que a magnitude do vento em altos níveis ainda segue a configuração e posição semelhante aos resultados da análise no horário mais próximo do evento (Figura 4.9c). Na simulação, os ventos na localidade estudada alcançam magnitudes entre  $90 \text{ m s}^{-1}$  e  $110 \text{ m s}^{-1}$  no horário do evento. No extremo oeste do RS, verificam-se magnitudes mais intensas, devido à entrada do JAN. O cavado térmico em superfície se mantém ao longo dos 4 horários analisados, com um posicionamento alongado de noroeste, que compreende Paraguai, oeste de SC e RS (Figura 4.26).

A Figura 4.27 mostra o campo de Radiação de Onda Longa Emergente (OLR) estimada pelo modelo WRF e sombreada em níveis de cinza. Estes campos de OLR podem ser diretamente comparados às imagens do canal infravermelho do satélite GOES-13 (Figura 4.4). Observam-se ondas de gravidade na trajetória do JBN sobre a Argentina nos campos simulados de OLR, dada a alta resolução do domínio de grade (9 km). Próximo à borda tripla entre PR, SC e Argentina, constata-se o desenvolvimento de atividade convectiva. Estima-se que a posição da convecção profunda no extremo oeste de SC fica cerca de 0,7 graus de latitude mais ao sul do constatado nas imagens de satélite (i.e., 77,7 km), localizado próximo a borda tripla, o que é um erro de fase bastante pequeno (Figura 4.27a). Outras técnicas de modelagem podem ser aplicadas, tais como assimilação de

dados para alcançar um melhor posicionamento do sistema. Observando a imagem de satélite (Figura 4.4), o núcleo da corrente ascendente do evento posiciona-se bem próximo do extremo oeste de SC, o que indica que o modelo obteve uma boa representatividade do mesmo, correspondendo com o ponto de máximo fluxo de umidade integrado na vertical.

O resultado da simulação do máximo fluxo de umidade delimita o posicionamento da atividade convectiva e, em conjunto com a localização dos JAN, a contribuição de ambos implica na convergência de massa em baixos níveis. O fluxo de umidade atingindo magnitudes elevadas e a adição do efeito da posicionamento dos JAN estabelecem uma condição ideal para a formação de correntes ascendentes e, por consequência, a geração de convecção profunda nesta região mais ao Sul do que o que é verificado nas observações. Tais influências são evidentes na estrutura alongada e cisalhada da célula convectiva em questão, vista no padrão de OLR acompanhando o mesmo padrão visto na imagem de satélite.

A precipitação registrada pelo modelo no horário da tempestade não demonstrou acumulados sobre o PR e, para a convecção no oeste de SC, são estimados valores de  $30 \text{ mm h}^{-1}$ , indicando uma precipitação moderada causada por um sistema convectivo (Figura 4.28a). Além disso, este campo segue o padrão do ciclone, mas com grandes acumulados entre o RS e SC, onde foi identificado o núcleo de saída do JBN (Figura 4.28b).

Para avaliar os efeitos da precipitação concomitantes com a formação da tempestade severa, os movimentos ascendente e descendente são analisados por meio dos campos de velocidade vertical  $\omega$  em  $500 \text{ hPa}$  (Figura 4.29). O  $\omega$  é um reflexo do favorecimento ou não de movimentos verticais da escala sinótica. Movimentos ascendentes ( $\omega$  negativo) são associados à instabilidades e a subsidência resulta em estabilidade atmosférica.

No horário precedente à formação da tempestade (2100 UTC), observa-se regiões de movimentos compensatórios no oeste de SC, que se estendem até o RS, correspondendo ao padrão de onda sob a trajetória do jato (Figura 4.29a). Na posição coincidente com o sistema convectivo analisado, existe um núcleo de uma intensa corrente ascendente em vermelho circundada por correntes descendentes, mostrada na Figura 4.29b. Esta observação determina que o sistema convectivo é de alto grau de desenvolvimento vertical causado pela corrente ascendente.

Pelo exposto até o momento, a simulação do sistema em questão corresponde aos

padrões sinóticos das análises globais. A forte corrente ascendente faz com que as partículas de gelo permaneçam por mais tempo dentro do Cb, o que favorece o maior tamanho das mesmas. Após esse horário, o sistema desloca-se para leste, o que induz o deslocamento da posição das correntes verticais. Na região de Barracão(PR), verifica-se o predomínio de ômega negativo (i.e., movimentos ascendentes) no horário às 2300 UTC e a ausência de valores significativos às 0000 UTC do dia 15/07/2016 (Figura 4.29d). O campo de OLR mostra que ocorre a formação de nuvens sobre Barracão(PR), mas estas são de topos mais quentes.

O campos da CAPE (Figura 4.30a) mostra que a simulação captura o escoamento associado ao JBN. Na região de formação do sistema convectivo em estudo, os valores de CAPE alcançam os  $1700 J kg^{-1}$ , e o Nível de Convecção Livre (NCL), que representa o valor crítico para a condensação da umidade no interior das parcelas de ar, está a 1200 metros acima da superfície, próximo do medido pela radiossondagem, que alcança o nível de 853 hPa (valor próximo de 1500 metros), conforme a Tabela 4.1. Estes valores refletem o fato de que existe a possibilidade de formação de uma nuvem profunda e que a base da nuvem está em um nível suficientemente baixo, para que o granizo em queda atinja o chão ainda com um bom tamanho. Para efeito de severidade do sistema, a CINE indica valores entre  $-200 J kg^{-1}$  e  $-250 J kg^{-1}$  (Figura 4.30b). Em concordância com os parâmetros e índices para identificar instabilidade atmosférica do National Weather Service NOAA, valores de CAPE entre  $1000 J kg^{-1}$  a  $2500 J kg^{-1}$  indicam instabilidade moderada e o valor de CINE não tem a capacidade de suprimir o desenvolvimento convectivo, ou seja, há valores suficientes para o desenvolvimento da convecção profunda na localidade. Em geral, quando CINE atingir valores acima de  $-20 J kg^{-1}$  existe uma inibição que pode ser suprimida por levantamento forçado (Silva Dias, 2000).

As seções verticais da magnitude do vento na localidade do sistema, posicionado em  $27^{\circ}S$  e  $54^{\circ}W$ , a Figura 4.31a evidencia que o JBN posiciona-se mais acima do nível de 850 hPa (i.e., corresponde ao nível de 1500 m) o que reduz o transporte de umidade e calor para níveis baixos. Um padrão peculiar é visto no horário do evento (Figura 4.31b). O perfil de vento indica uma ondulação, elevando ainda mais a posição do JBN na localidade, o que pode ser justificado pela corrente descendente do interior da nuvem, causando a redução drástica da intensidade do jato. Às 2300 UTC, o padrão de vento retoma com um núcleo de ventos acima de  $26 m s^{-1}$ .

Fundamentando-se nos dados de reanálise do GFS, em que o JBN foi identificado acima do nível de 850 *hPa*, os diagramas de caixa (Figura 4.32) delimitam o padrão e a distribuição dos dados avaliados conforme a área dos quartis para a magnitude do vento no nível de 750 hPa. Neste caso, não são indicados *outliers* em razão da pequena quantidade de dados e a não ocorrência de desvios significativos da média nos três diagramas. Apesar da mediana do modelo WRF (linha interna do diagrama) estar posicionada abaixo comparada com as reanálises, grande parte da série subestima os limites inferiores e os valores do primeiro quartil, com os valores de 4  $m s^{-1}$  e 6  $m s^{-1}$ , respectivamente, sendo próximo do valor estimado para o ERA e abaixo para o GFS. Esta avaliação é de suma importância para a identificação do JBN, o qual é classificado a partir de valores a partir de 12  $m s^{-1}$ , pois a sua presença induz a intensificação/desintensificação de sistemas convectivos.

A concentração dos dados para o nível de 750 hPa encontra-se em torno da mediana de 8  $m s^{-1}$ , muito aquém das reanálises avaliadas, tendendo a reduzir a intensidade do jato. De modo geral, a simulação com modelo WRF subestima a intensidade do JBN na localidade, esta tendência afeta a precisão de severidade do evento simulado, o que reduz o transporte meridional de calor e umidade para o sistema.

#### 4.4.2 Análises do Domínio de 3 km

Para a simulação com uma grade mais refinada, o foco é investigar os campos e variáveis de microfísica de nuvem para entender a formação e a distribuição dos hidrometeoros no sistema discutido na seção anterior. A Figura 4.33 mostra a evolução temporal do perfil vertical da umidade específica e a magnitude do vento no ponto de coordenadas 27 °S e 54 °W. O perfil de umidade específica às 2100 UTC (linha laranja) tende a aumentar por alguns  $g kg^{-1}$  com o passar do tempo em baixos níveis. A camada entre 900 *hPa* e aproximadamente 770 *hPa* mostra-se bem misturada, com valores constantes de umidade específica com a altitude dentro dessa camada de mistura. Fica evidente que a umidade concentra-se nas camadas mais baixas da atmosfera e é verticalmente advectada para níveis acima da camada da mistura, potencializando a formação de hidrometeoros e o crescimento dos mesmos no interior do sistema convectivo. No horário do evento (2200 UTC), verifica-se um aumento da umidade específica no nível de 800 *hPa* (entre 2  $g kg^{-1}$  e 3  $g kg^{-1}$ ), nível o qual coincide com a posição do JBN (Figura 4.33a).

Conforme analisado anteriormente, o perfil de vento assemelha-se ao observado. Os

ventos em níveis médios e altos permanecem com o mesmo padrão visto na radiossondagem das 1200 UTC. No horário do evento, a magnitude alcança o valor de  $20 \text{ m s}^{-1}$  no nível de 700 hPa (Figura 4.33b).

A interpretação conjunta de ambas as variáveis pode ser efetuada da seguinte maneira: no período da tarde, a atmosfera atinge o seu máximo de umidade e ventos mais intensos na região, o que faz com que ocorra a introdução de umidade na atmosfera horas antes da formação do sistema. À medida que este se desenvolve verticalmente, as variáveis tendem a aumentar durante e depois do período de formação.

A sequência de Figuras mostradas a seguir são analisadas para obter-se uma condição diagnóstica da termodinâmica durante o período de formação da tempestade severa, bem como a interpretação dos dados para a formação de granizo. A Figura 4.34 aponta um perfil vertical da atmosfera inicialmente mais seco nos primeiros níveis de altura, mas uma curvatura no perfil de temperatura, originado pelo JBN. Entre 3 km e 7 km (i.e., 650 hPa e 450 hPa), observa-se uma extensa camada seca. O perfil exhibe também a proximidade das linhas de T e Td entre 800 hPa e 700 hPa, indicando uma camada mais úmida a qual possibilita a formação de hidrometeoros.

A temperatura do bulbo úmido representa a menor temperatura que a parcela pode ser resfriada por evaporação até o ponto de saturação à pressão constante. Considerando que a temperatura do bulbo úmido abaixo de  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  (*Height of the Wet-Bulb Zero* termo em Inglês (WBZ)) favorece a precipitação do tipo neve em superfície, o processo de resfriamento da nuvem move a isoterma de  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  para altitudes mais baixas (Svoma, 2011). Fawbush e Miller (1953); Silva Dias (2000) ressaltam que, para a ocorrência de granizo, a WBZ deve estar posicionada entre 2000 e 3500 metros acima da superfície.

Diante disto, a Figura 4.34 mostra o momento antes do registro de queda de granizo a base da nuvem encontra-se em 850 hPa (1500 m) e a WBZ está posicionada em 650 hPa correspondendo a 3400 metros acima da superfície, nota-se que a mesma está em uma altura ideal considerando os limites de Fawbush e Miller (1953); Silva Dias (2000). Em superfície, a temperatura do ar é de  $15 \text{ }^\circ\text{C}$ . O giro anticiclônico do vento indica advecção positiva de temperatura nos níveis iniciais, oriundo da influência do JBN.

A CAPE mais instável (*most unstable parcel* em Inglês) é calculada nos primeiros 300 hPa a partir da superfície. O estudo de Craven et al. (2002) destaca que durante a convecção profunda as correntes ascendentes interagem com ar potencialmente instável

acima de uma camada mais fria e, diante disso, deve ser usado a CAPE mais instável. A sondagem para 2100 UTC possui a CAPE mais instável com um valor de  $1239 \text{ kg}^{-1}$  indicando uma parcela suficiente para gerar instabilidade e correntes ascendentes mais intensas. Nascimento (2005) faz a seguinte relação: quando mais alta a CAPE e mais baixo for a WBZ têm-se maiores chances de precipitação de granizo. Logo, Os resultados de CAPE e WBZ correspondem à sinais de favorecimento de queda de granizo na localidade. Apoiando-se no padrão descrito, a hodógrafa apresenta forte cisalhamento do vento, o que sustenta a possibilidade de inclinação do sistema (Nascimento, 2005). O outro parâmetro a ser avaliado é o LI =  $-3,9 \text{ }^\circ\text{C}$  considerando a , sendo um valor indicativo de instabilidade moderada, conforme os limiares apresentados por Hallak e Pereira Filho (2012).

Entretanto, o perfil para o horário da tempestade severa em que foi relatada a queda de granizo em Barracão muda inteiramente (Figura 4.35). As linhas de T e Td permanecem com o padrão de aquecimento nos primeiros metros da superfície (reflexo da permanência do JBN) mas com o seu núcleo deslocado para baixo (i.e.,  $925 \text{ hPa}$ ). Em níveis médios, a região seca é substituída por uma camada mais umedecida pela proximidade das linhas de T e Td. A WBZ é elevada para  $600 \text{ hPa}$ , aproximadamente, 4200 metros acima da superfície, ainda pertencente aos limiares ideais para a queda de granizo. Neste momento, nota-se a redução da CAPE mais instável para  $276 \text{ J kg}^{-1}$  e a intensificação da CINE para  $-83 \text{ J kg}^{-1}$  (Figura 4.35). A base da nuvem encontra-se em  $930 \text{ hPa}$  e abaixo há uma inversão do perfil de temperatura, evidenciando um gradiente vertical de temperatura. Em poucos metros, os hidrometeoros precipitantes no momento do registro do evento, deslocam-se entre as temperaturas de  $10 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $20 \text{ }^\circ\text{C}$ . O perfil de vento indica um cisalhamento moderado do vento, o qual ainda mantém as correntes ascendentes e descendentes separadas, como mostra a curvatura presente na hodógrafa. Em consequência disto, espera-se chuvas torrenciais e a possibilidade de queda de granizo. O LI conforme a alcança o valor de  $-1.6 \text{ }^\circ\text{C}$ , classificado como marginalmente instável (Hallak e Pereira Filho, 2012).

A fim de obter a posição das correntes ascendentes e descendentes do sistema convectivo, faz-se a seção transversal do movimento vertical numa latitude fixa de  $26,7 \text{ }^\circ\text{S}$  mais a razão de mistura de gelo composta por  $Q_{groupel}$ ,  $Q_{ice}$  e  $Q_{snow}$ , como mostra a Figura 4.36. O corte é perpendicular à localização do sistema durante o mesmo período em que se observa sua formação (2100 utc do dia 14/07/2016 a 0000 UTC do dia 15/07/2016). Entre  $53.3^\circ \text{ W}$  e  $54.3^\circ \text{ W}$  há movimentos ascendentes e descendentes na região com razão de mistura de gelo

de 0,1 a 2,0  $g\ kg^{-1}$  para o momento antes da observação de granizo (Figura 4.36a). Com um padrão mais alongado, nota-se que a corrente ascendente alcança a altura máxima de 12000  $m$  e com velocidades acima de 1,6  $m\ s^{-1}$  e a mesma encontra-se embebida em um ambiente de temperaturas entre 10 e -40 °C. A razão de mistura de 2  $g\ kg^{-1}$  está posicionada entre 3000  $m$  e 9000  $m$  acima da superfície durante o desenvolvimento da convecção.

No momento seguinte o sistema desloca-se rapidamente para noroeste e com mudanças na sua configuração, dentro do intervalo de 1 hora. Neste momento, as correntes analisadas estão posicionadas entre 55.4° W e 53° W e com as correntes ascendentes levemente inclinadas para leste. Verifica-se que a concentração de gelo ainda permanece entre 0,1 a 2,0  $g\ kg^{-1}$ , mas com uma concentração de 2,0  $g\ kg^{-1}$  mais ao centro do sistema entre 3500  $m$  e 6700  $m$  acima da superfície. A extensão vertical da corrente ascendente é reduzida para 10000  $m$  e nota-se a formação da corrente descendente abaixo da convecção, evidenciada pela curvatura na isoterma de 10 °C (Figura 4.36b), contudo, sem englobar a precipitação de gelo precipitante (graupel ou snow). No horário das 2300 UTC ocorre a redução da área de abrangência dos hidrometeoros, concentrados entre 4400  $m$  e 8000  $m$  e a corrente descendente abaixo da convecção é reduzida em área de abrangência (Figura 4.36c).

A Figura 4.37 mostra o conteúdo de água líquida em adição de chuva ( $Q_{cloud}$  e  $Q_{rain}$ ). Nota-se que no horário das 2100 UTC (Figura 4.37a) já ocorre a precipitação de água líquida ( $Q_{rain}$ ) em 55° W e coincide com a posição abaixo da isoterma de 0°C. A corrente ascendente em 4000  $m$  apresenta concentrações de 1 a 1,5  $g\ kg^{-1}$  e não há concentrações significativas de conteúdo de água no interior da convecção, apenas de 0.1  $g\ kg^{-1}$ . Nota-se que 2,0  $g\ kg^{-1}$  está localizado abaixo de 0 °C, posicionada em aproximadamente 4340  $m$ , e no início da corrente ascendente mais elevada. A precipitação permanece para o horário seguinte, (Figura 4.37b) com maiores concentrações nas correntes descendentes da nuvem em 53 °W. No interior da convecção, verificam-se concentrações de razão de mistura de 0,1 e 0,5  $g\ kg^{-1}$  (Figura 4.37c) e a isoterma de 0 °C permaneceu em sua posição próxima a 4340  $m$ . Às 2300 UTC ocorre o deslocamento do sistema e a perda de intensidade, com a convecção permanecendo com maiores concentrações de água em seu interior e ao final do período analisado (0000 UTC do dia 15), o sistema já está na fase de dissipação (Figura 4.37d).

Para identificar a extensão espacial das correntes, apresenta-se o corte paralelo à su-

perfície em 6000 *m* acima da superfície para mais detalhes da extensão horizontal da corrente ascendente. Na Figura 4.38, às 2100 UTC, a corrente ascendente, representada pela cor verde, inicia em 53.65 °W sem grandes dimensões. Quando o sistema desloca-se (Figura 4.38b), surgem dois setores de correntes ascendentes: o primeiro, posicionado em 26,75 °S, apresenta 3 grandes núcleos, os quais se localizam de 53.45 °W a 53.15 °W, o que corresponde à aproximadamente 33,3 km de extensão horizontal. O segundo, mais a norte em 26,55 °S, possui um padrão arredondado e com núcleo único em 53,40 °W a 53,25 °W e com diâmetro de 17 km.

Na parte central dos dois setores há movimentos descendentes destacados pela cor roxa no horário do evento. Nesta localidade, notam-se concentrações de gelo de 2 *g kg*<sup>-1</sup>, o que pode sinalizar a queda de granizo devido à presença de correntes descendentes (Figura 4.38b). As correntes descendentes mais afastadas do núcleo do sistema possuem concentrações menores de 1 *g kg*<sup>-1</sup>. Posteriormente, ocorre o deslocamento do sistema e resta apenas o predomínio de regiões com correntes descendentes de menor magnitude (Figura 4.38c). No dia 15 já não há mais registros do sistema, conforme a Figura 4.38d.

A refletividade equivalente do radar é analisada para o estudo dos tipos de precipitação e as relações aproximadas entre a refletividade equivalente, distribuição de tamanho e velocidade de queda das partículas precipitantes podem ser convertidas em taxa de precipitação em *mm h*<sup>-1</sup> (Matrosov, 1992). O produto de refletividade simulada pelo modelo WRF calcula o fator de refletividade equivalente (*dBZ*) em cada ponto de grade do modelo, assumindo densidade constante para as partículas e com a distribuição de tamanho exponencial.

Para a análise da precipitação associada ao sistema convectivo, a Figura 4.39a mostra a refletividade com um intervalo de 35 *dBz* a 50 *dBz* na parte interna do sistema e em 3000 *m*, nota-se o núcleo de valor máximo de 50 *dBz*. Os valores de *dBz* definem a intensidade da precipitação conforme a escala de cores. Para este intervalo, é esperado chuva moderada a muito forte segundo a interpretação de IPMET. Na borda da convecção o valor de refletividade é acima de 20 *dBz*, indicando uma taxa de precipitação muito fraca.

No horário de registro da queda de granizo (Figura 4.39b), nota-se que os maiores valores de refletividade de 45 *dBz* A 50 *dBz* encontram-se abaixo de 2000 *m* e também abaixo da isoterma de 0°C como visto na Figura 4.37b. Este intervalo possui uma taxa de

---

precipitação muito forte a forte (IPMET).

Para os horários seguintes (2300 UTC e 0000 UTC do dia 15) o sistema entra em dissipação e não há valores indicativos de precipitação intensa na região de estudo (Figura 4.39c e 4.39d).

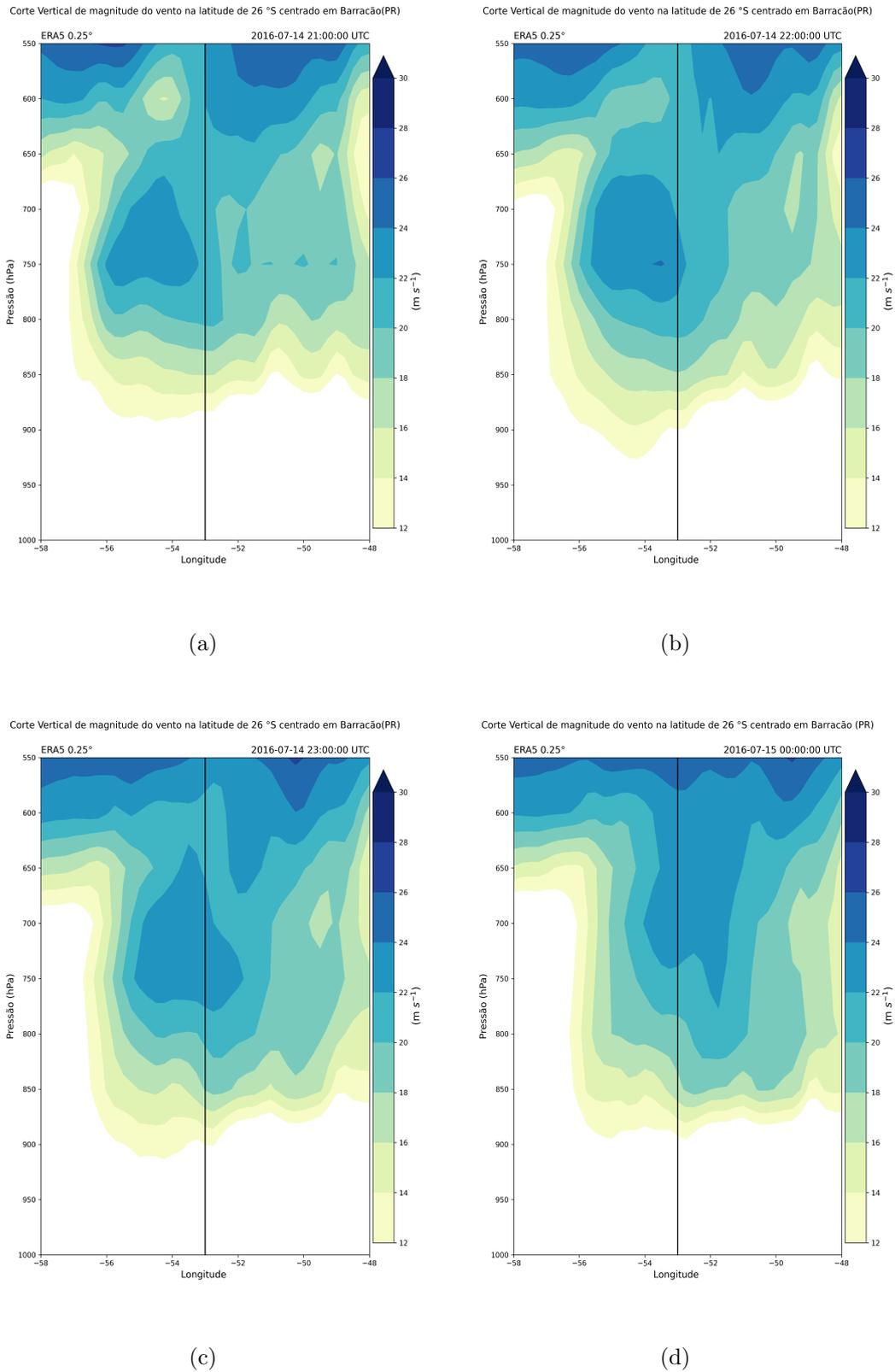


Figura 4.24: Corte vertical na latitude de 26 °S da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) sombreado e a reta contínua preta representa a longitude de Barracão (PR) obtidos a partir da reanálise do ERA5 (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC, de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016.

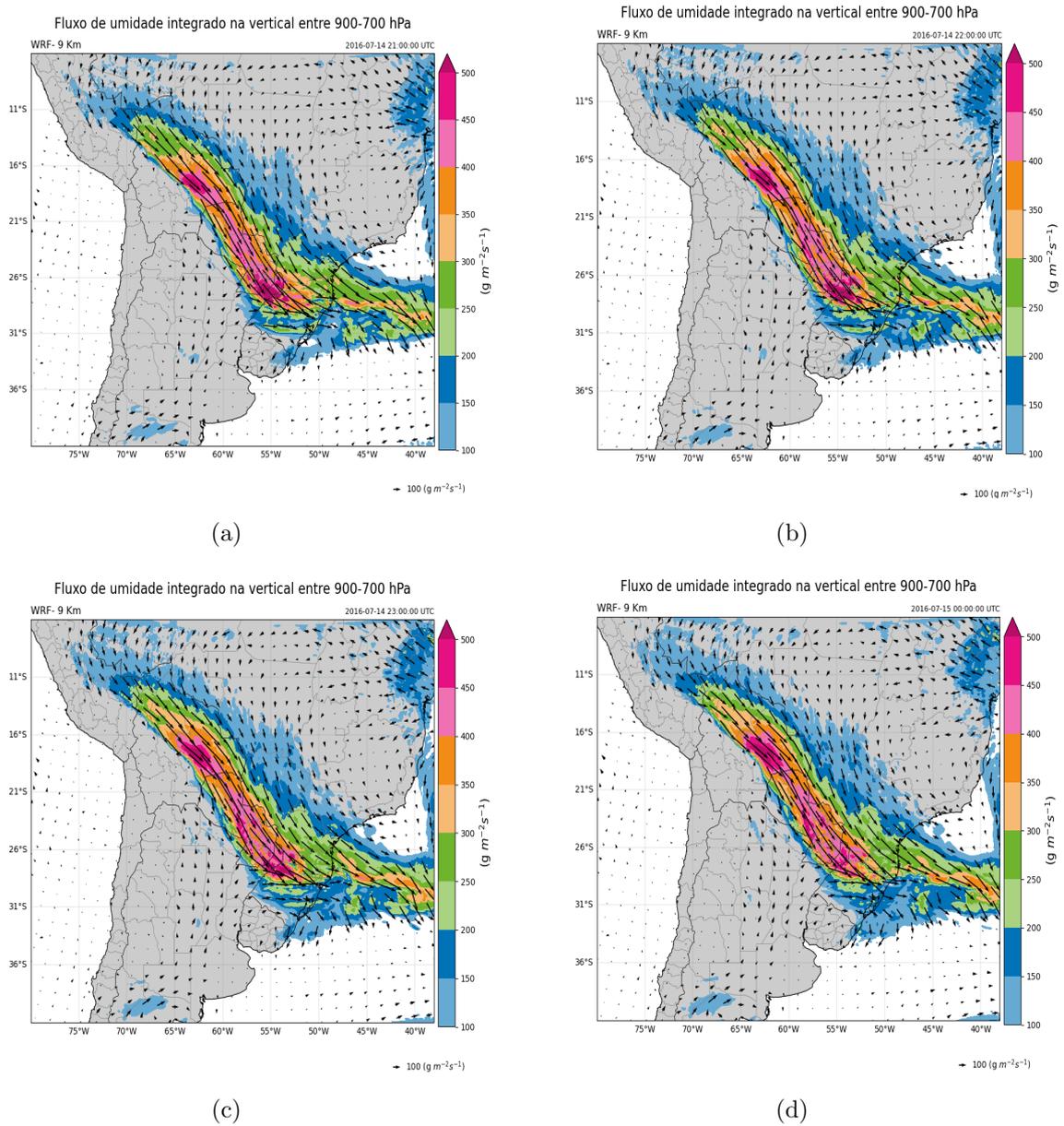
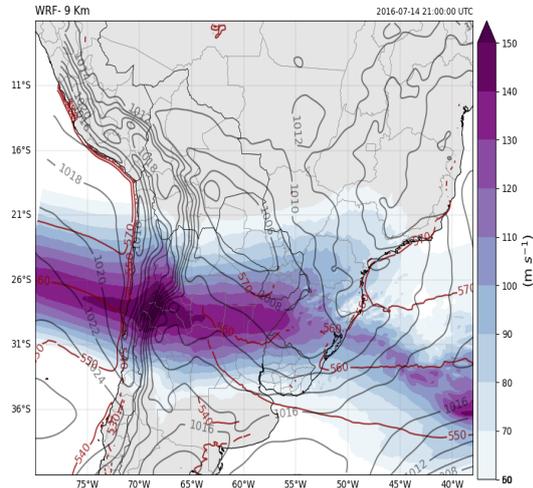
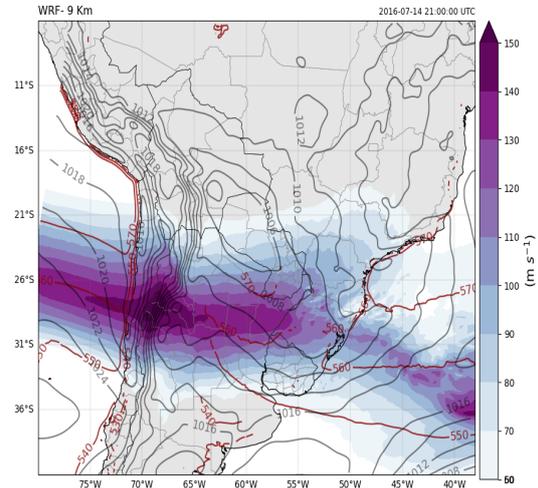


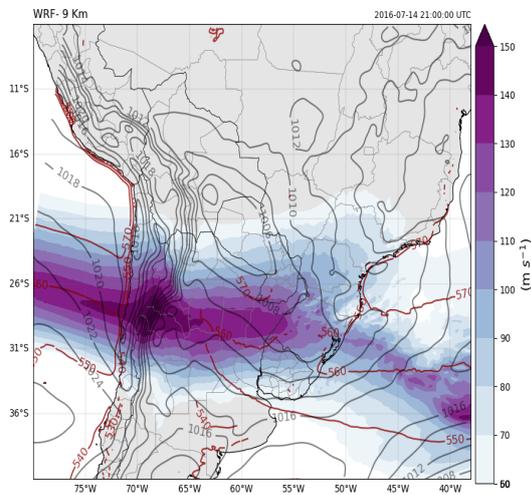
Figura 4.25: Fluxo de umidade integrado na vertical ( $g\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) em sombreado e em vetor simulado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC de 14/07/2016 e (d) 0000 UTC de 15/07/2016.

Vento ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, Espessura entre 990 hPa e 500 hPa (dam) e PNMM (hPa)

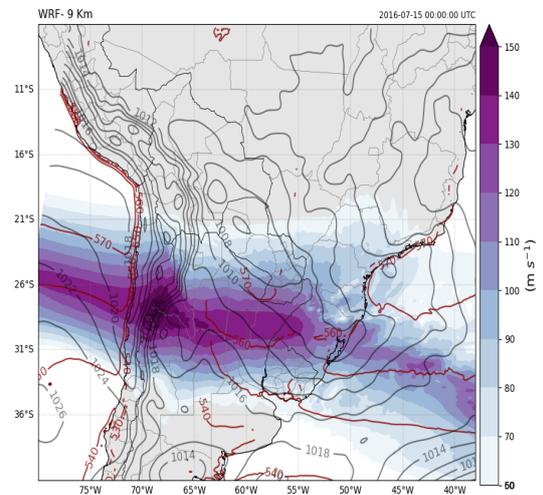
(a)

Vento ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, Espessura entre 990 hPa e 500 hPa (dam) e PNMM (hPa)

(b)

Vento ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, Espessura entre 990 hPa e 500 hPa (dam) e PNMM (hPa)

(c)

Vento ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, Espessura entre 990 hPa e 500 hPa (dam) e PNMM (hPa)

(d)

Figura 4.26: Campo de vento sombreado em tons de azul ( $m s^{-1}$ ) em 250 hPa, espessura (dam) em linhas contínuas vermelhas e PNMM (hPa) em linhas contínuas cinza simulados com WRF para um domínio de 9 km (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC, do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

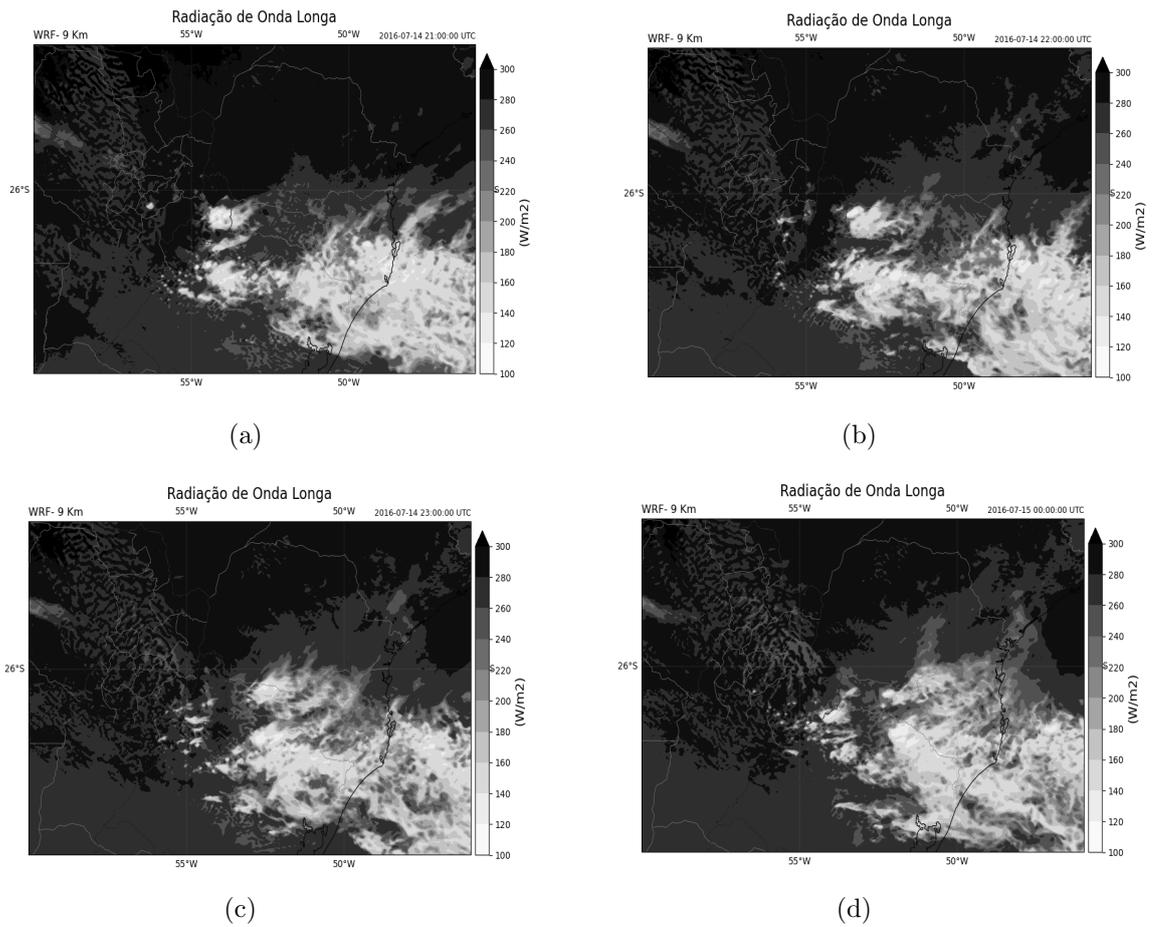
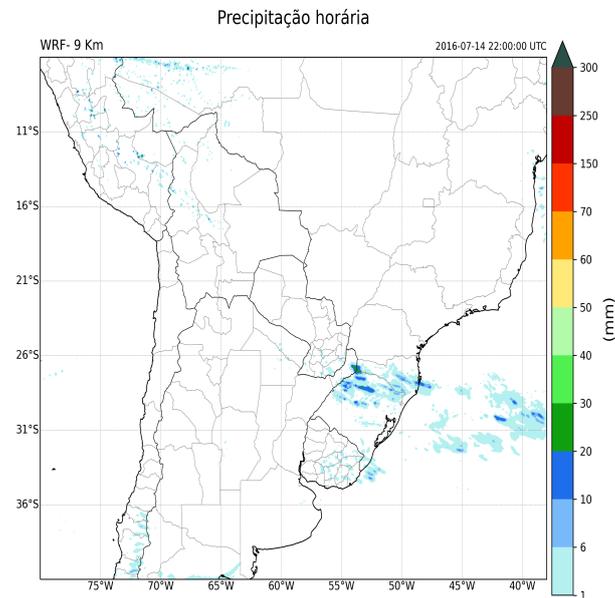
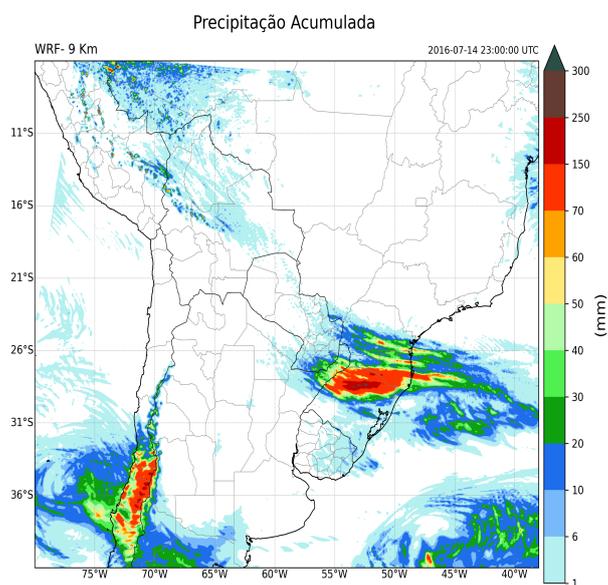


Figura 4.27: Radiação de Onda Longa Emergente (OLR) simulada com WRF em sombreado para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.



(a) Precipitação ( $mmh^{-1}$ ) às 2200 UTC.



(b) Precipitação ( $mmh^{-1}$ ) acumulada.

Figura 4.28: Precipitação ( $mmh^{-1}$ ) simulado em sombreado com WRF para um domínio de 9 km (a) às 2200 UTC e (b) acumulada do dia 14/07/2016.

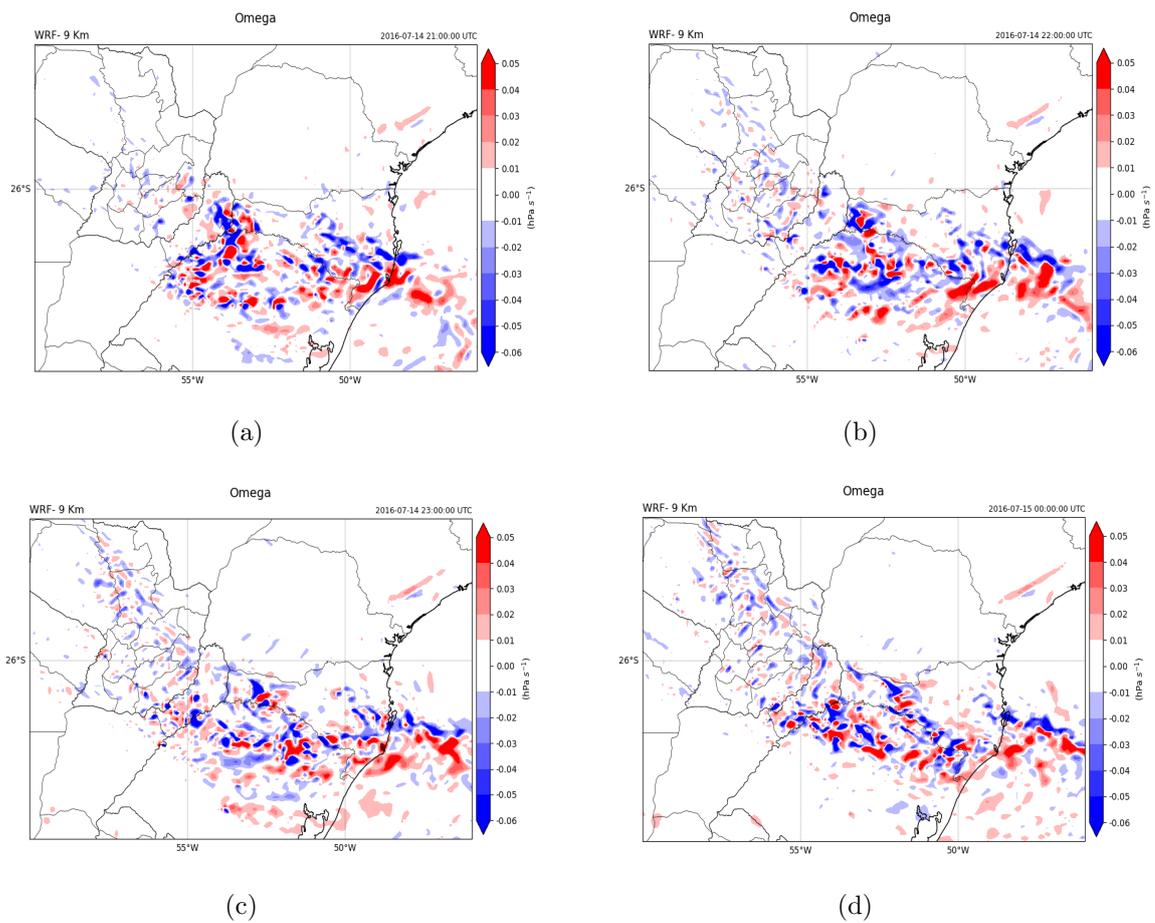


Figura 4.29: Ômega no nível de 500 hPa simulado em sombreado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

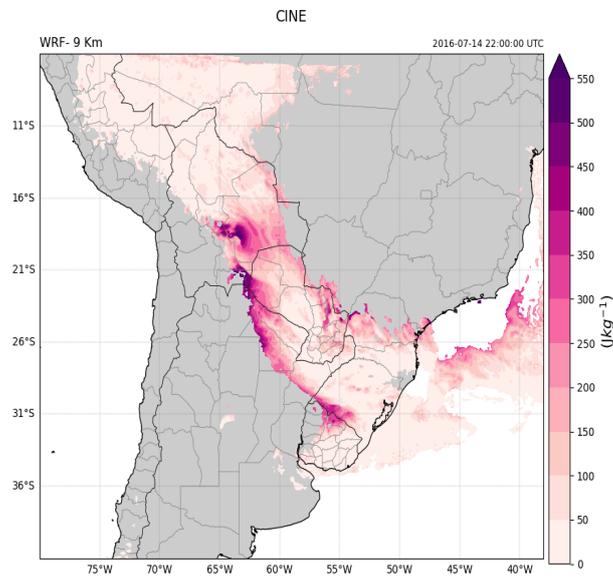
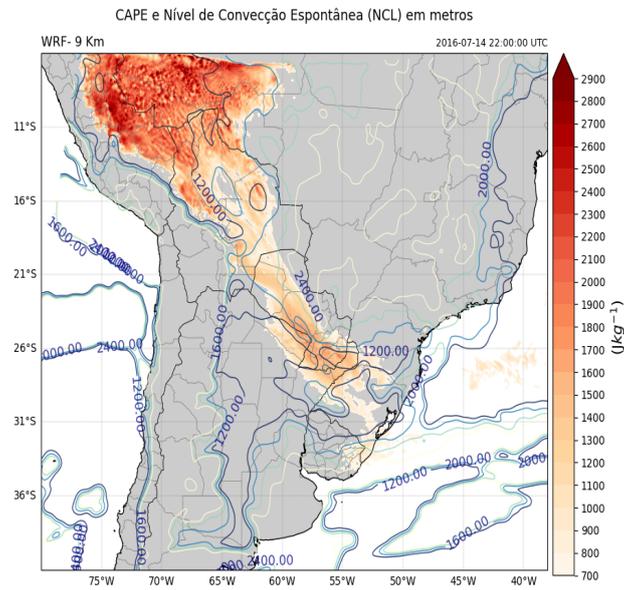


Figura 4.30: Campos de (a) CAPE ( $Jkg^{-1}$ ) em sombreado e e NCL ( $m$ ) em linhas em tom de azul e (b) CINE ( $Jkg^{-1}$ ) simulado com WRF para um domínio de 9 km às 2200 UTC do dia 14/07/2016.

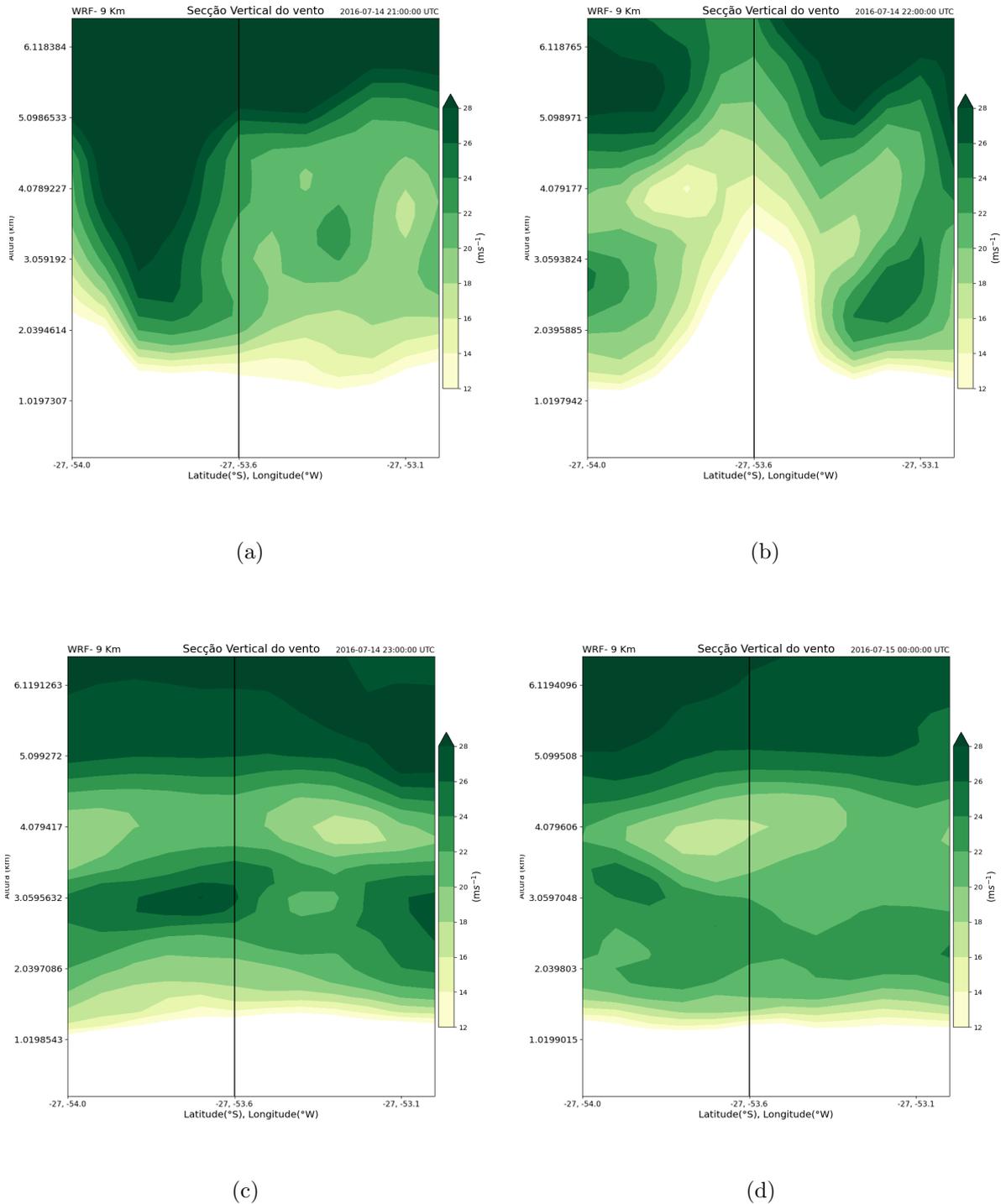


Figura 4.31: Corte vertical na latitude de 27 °S (posição referente ao convectivo na simulação) da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) simulado com WRF para um domínio de 9 km às (a) 2100 UTC, (b) 2200 UTC, (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

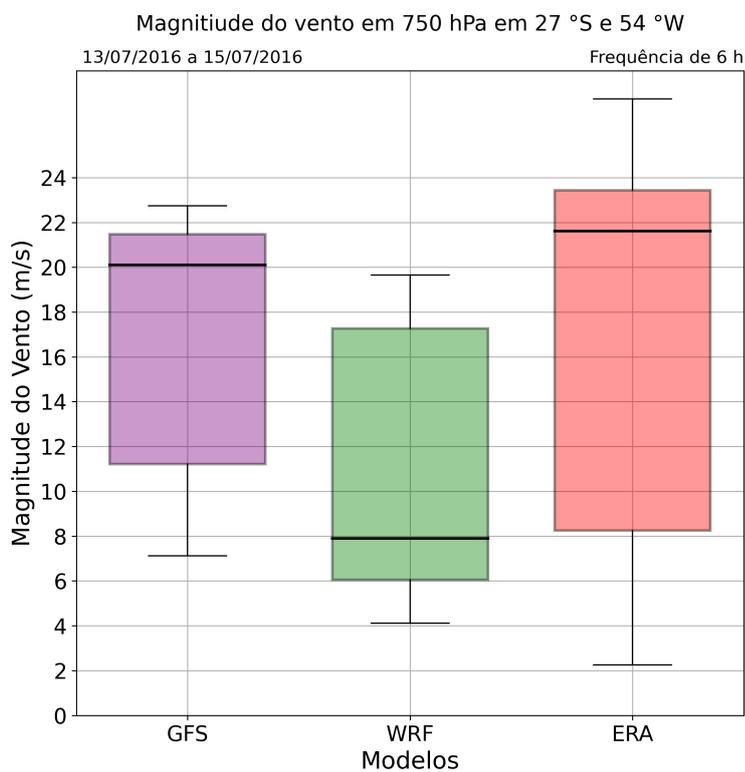
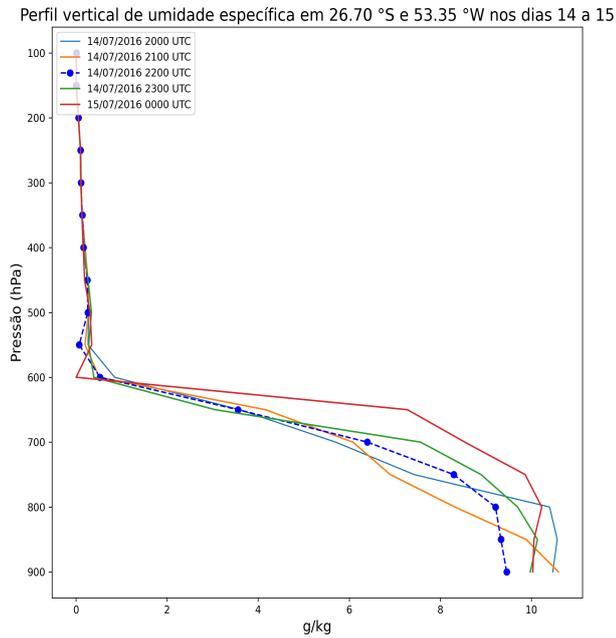
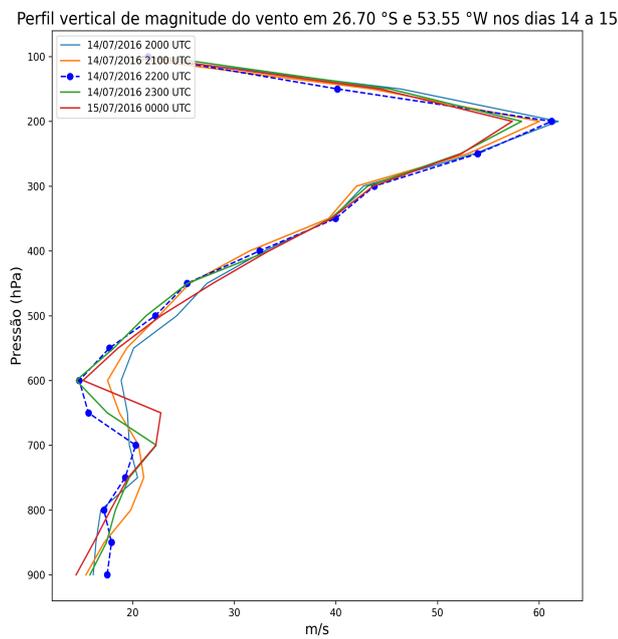


Figura 4.32: Diagramas de caixa da magnitude do vento ( $ms^{-1}$ ) no nível de 750 hPa em 27 °S e 54°W (posição referente ao convectivo na simulação) para GFS, WRF e ERA entre os dias 13/07/2016 e 15/07/2016.

(a) Umidade específica ( $q$ ).

(b) Magnitude do vento.

Figura 4.33: Evolução temporal dos perfis fixados em 26.70 °S e 53.35 °W simulados com WRF para uma grade de 3 km.

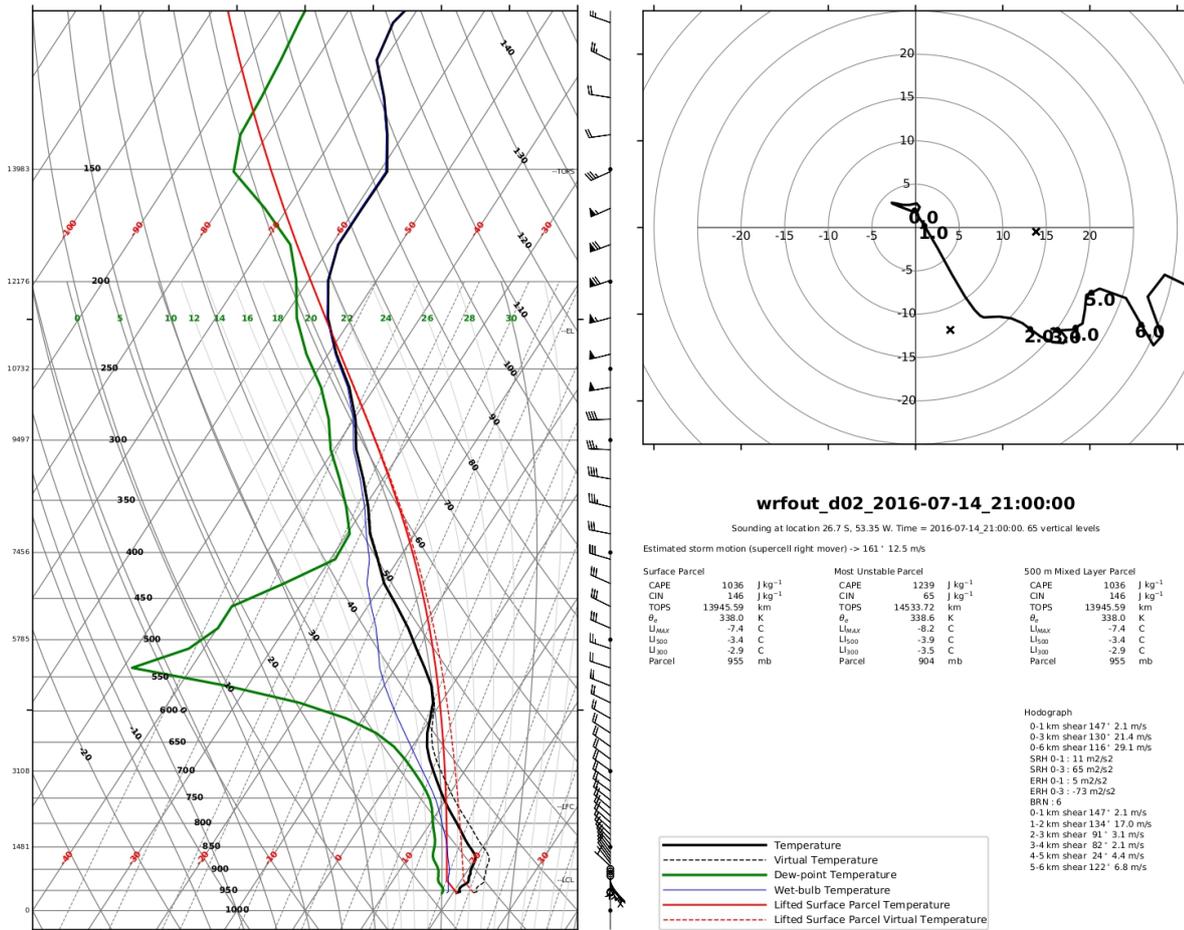


Figura 4.34: Diagrama SkewT-LogP calculado em 26.70 °S e 53.35 °W às 2100 UTC simulado com WRF para uma grade de 3 km.

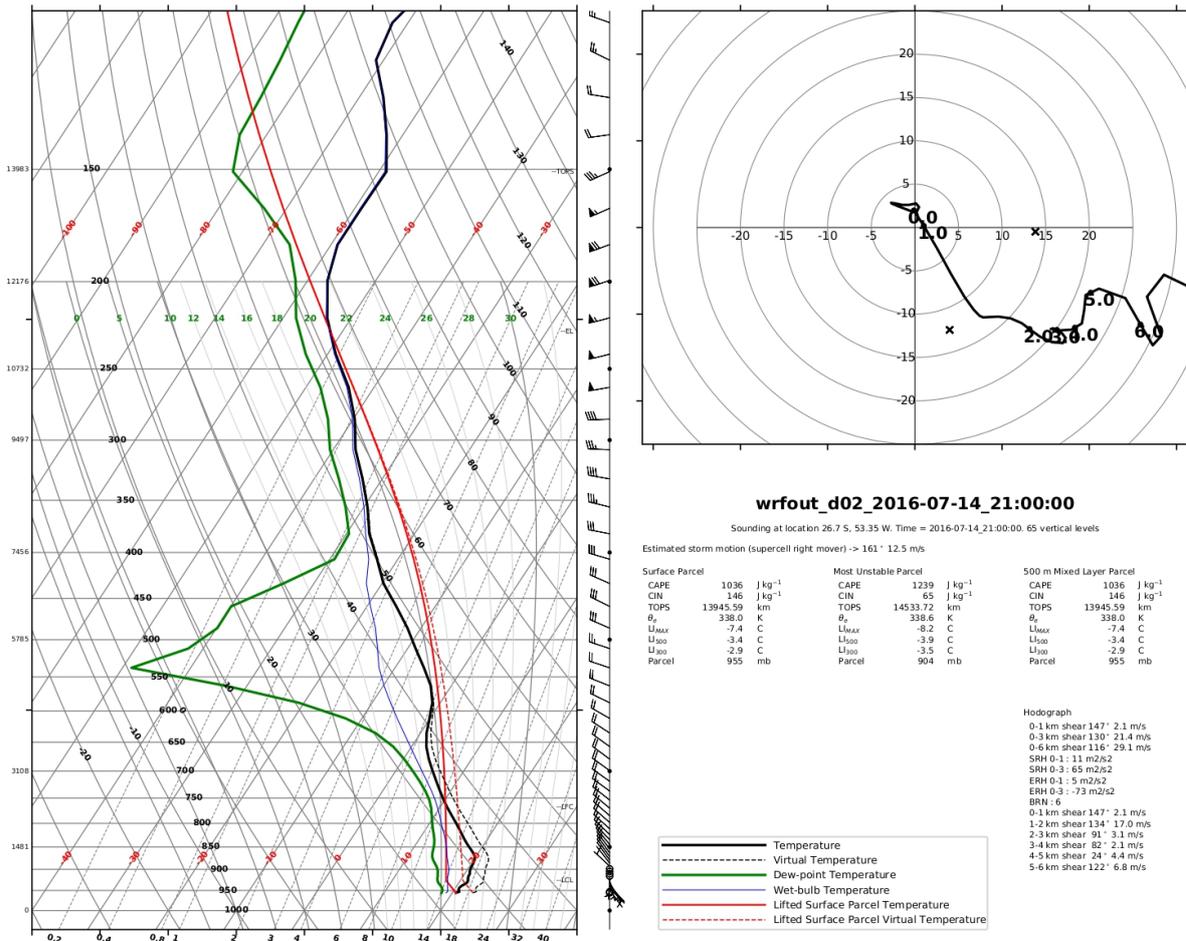


Figura 4.35: Diagrama SkewT-LogP calculado em 26.70 °S e 53.35 °W às 2200 UTC simulado com WRF para uma grade de 3 km.

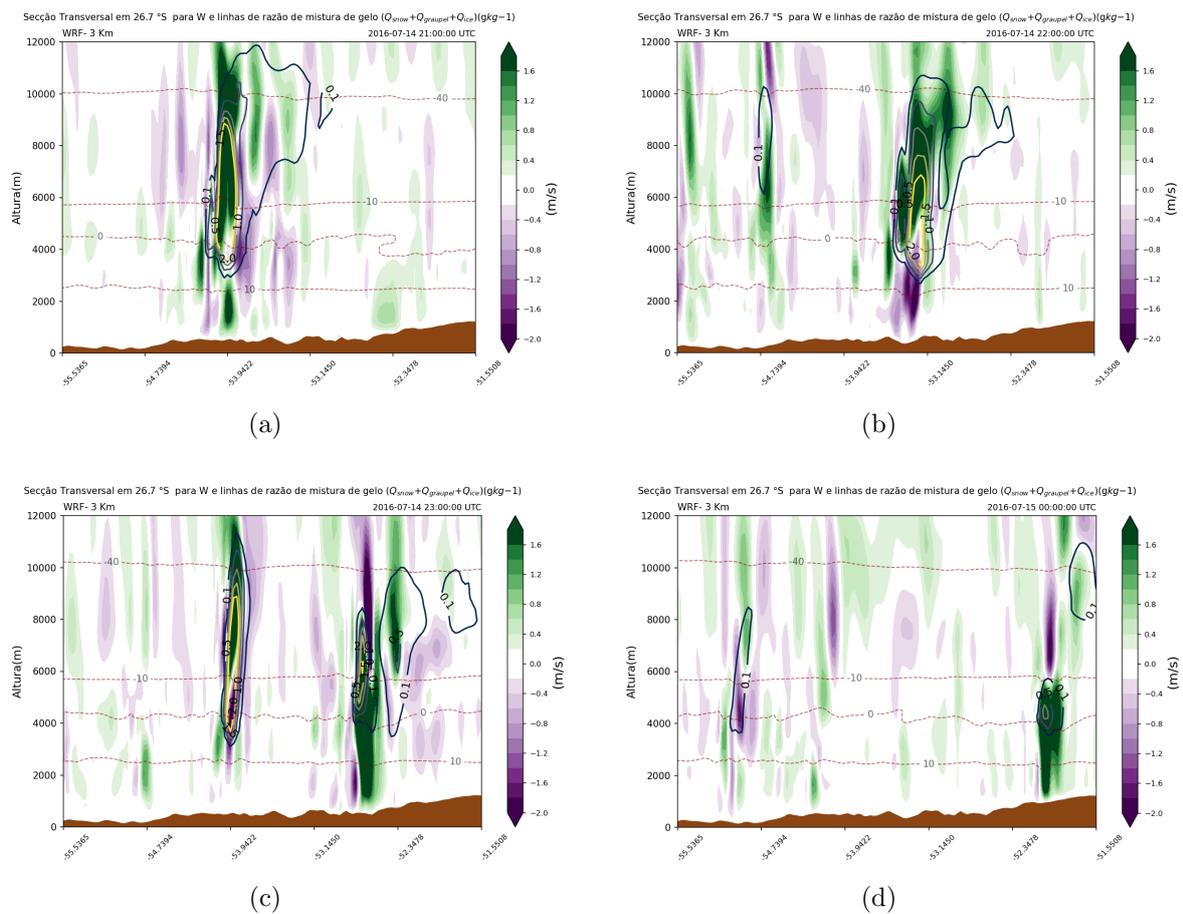


Figura 4.36: Secção Transversal na latitude de  $26,7\ ^\circ S$  de W de razão de mistura de partículas de gelo ( $Q_{groupel}, Q_{ice}$  e  $Q_{snow}$ ) em linhas contínuas ( $g\ kg^{-1}$ ) simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

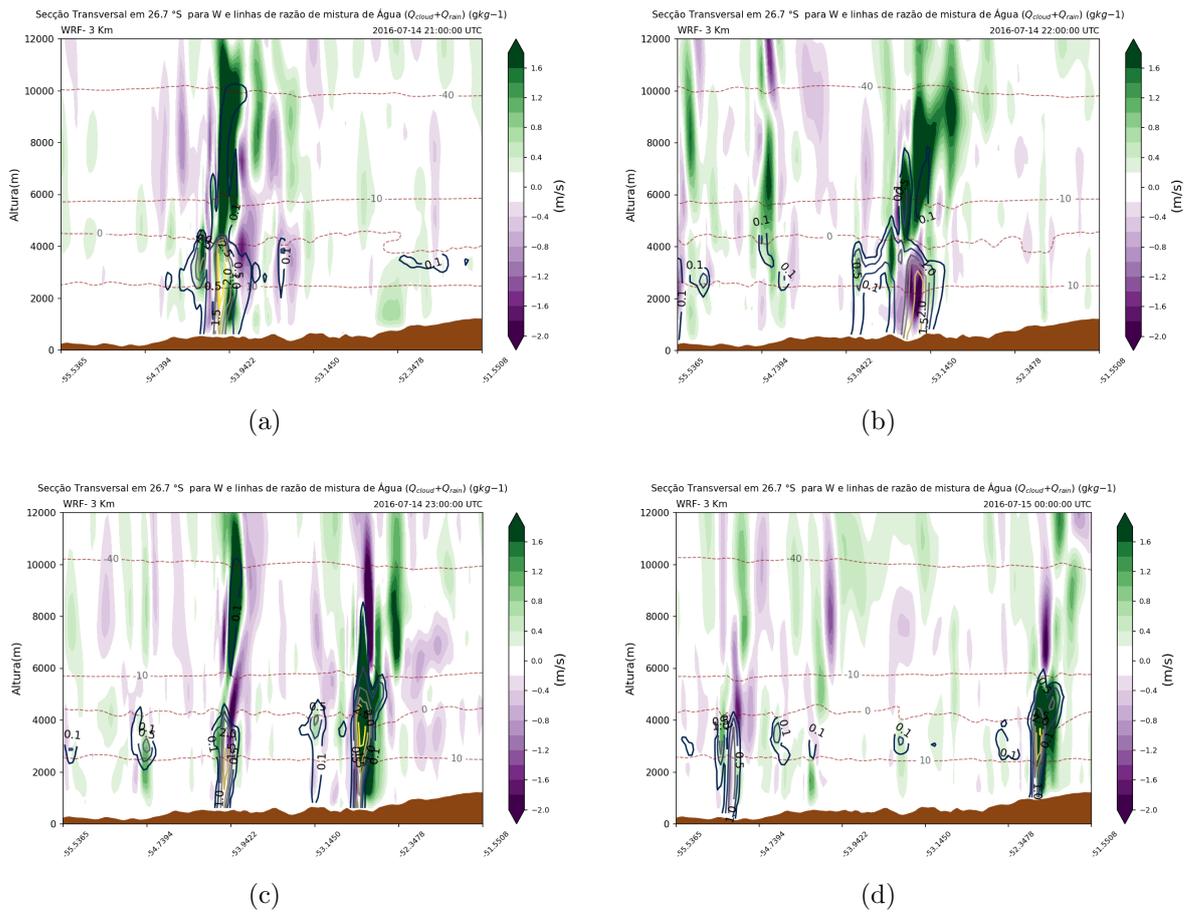


Figura 4.37: Seção Transversal na latitude de 26,7 °S de W e razão de mistura de partículas de água ( $Q_{cloud}$  e  $Q_{rain}$ ) em linhas contínuas ( $g kg^{-1}$ ) simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

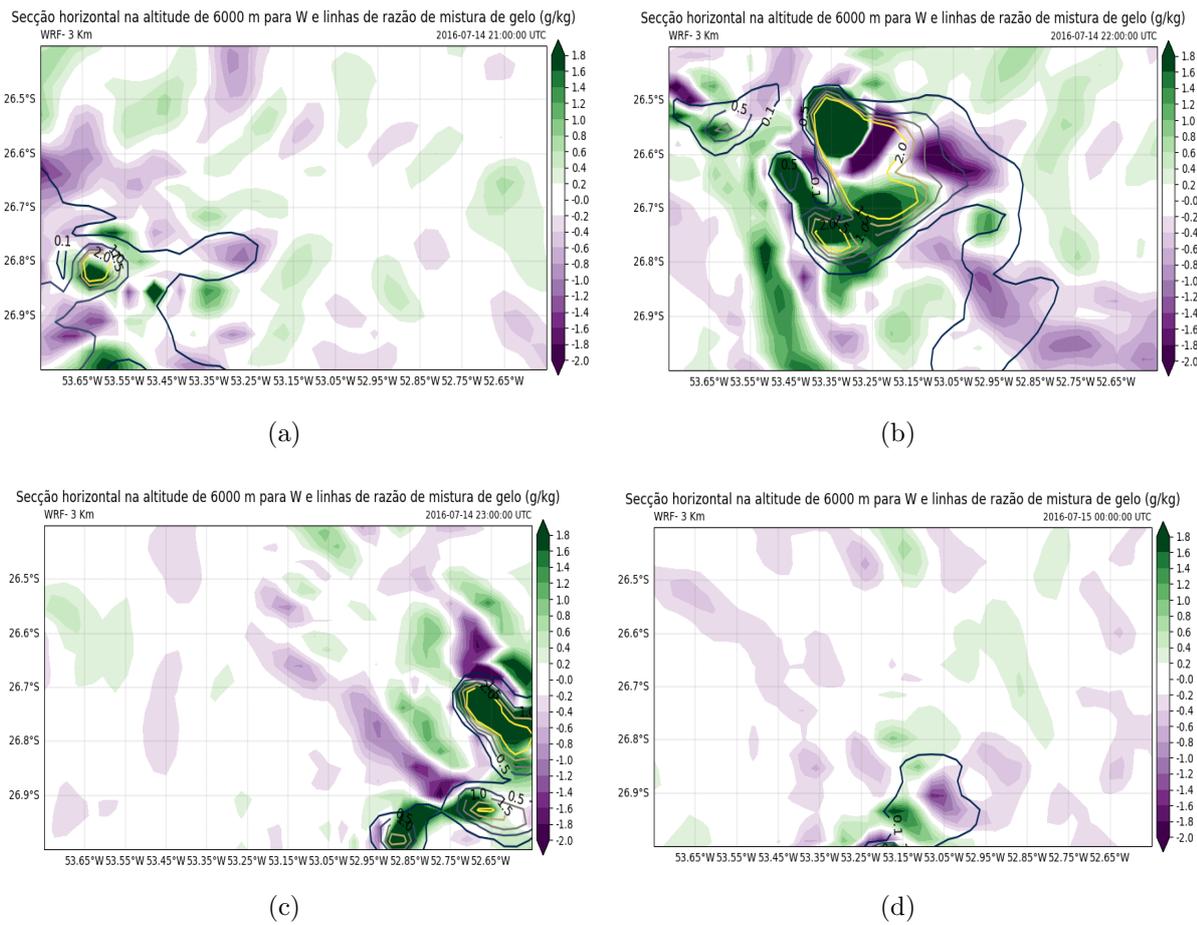


Figura 4.38: Secção Transversal na latitude fixado em 6000 metros de altura de  $w$  e razão de mistura de partículas de gelo precipitantes ( $Q_{groupel}$  e  $Q_{snow}$ ) em  $g\ kg^{-1}$  simulados com WRF para uma grade de 3 km (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.

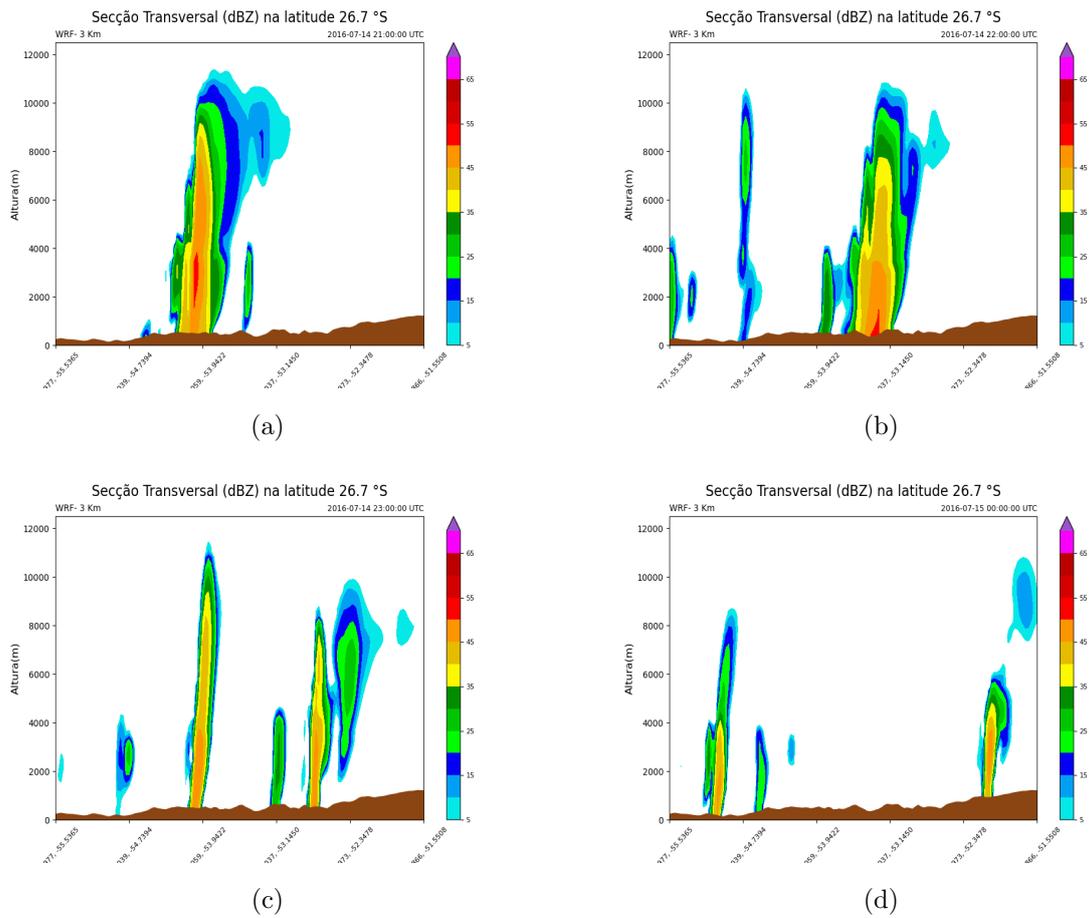


Figura 4.39: Secção Transversal na latitude de 26,7 °S do fator de refletividade equivalente em dBz simulados com WRF para uma grade de 3 km às (a) 2100 UTC (b) 2200 UTC (c) 2300 UTC do dia 14/07/2016 e (d) 0000 UTC do dia 15/07/2016.



## Conclusões

O objetivo desta pesquisa é determinar os fatores físicos predominantes na escala sinótica e na mesoescala que expliquem a severidade da tempestade de granizo observada na cidade de Barracão (PR) durante à noite no dia 14/07/2016. Os resultados mostram que uma combinação de condições físicas agem concomitantemente para aumentar a severidade da convecção profunda. No dia do evento, foi detectada a presença dos seguintes fenômenos de escala sinótica que atuaram nas latitudes próximas daquela da cidade de Barracão: Ciclone Extratropical, Jatos de Altos Níveis (JAN) e Jato de Baixos Níveis (JBN).

Do ponto de vista da mesoescala, a partir de simulações com o modelo de área limitada *Weather Research and Forecasting* (WRF), avaliou-se a capacidade do modelo em simular o evento com duas grades aninhadas, uma com resolução espacial de 9 km e outra, de 3 km. As simulações foram capazes de reproduzir o ambiente de escala sinótica e de mesoescala daquele dia, dado que as simulações concordam com as análises do modelo global GFS e da reanálise ERA5. No entanto, as simulações subestimam a intensidade do JBN, afetando o transporte meridional de calor e umidade para a região de Barracão. Diante disto, o posicionamento da convecção fica cerca de 0,7 graus de latitude mais a sul comparado com a imagem de satélite, algo em torno de 80 km em distância cartesiana. Logo, ferramentas como assimilação de dados podem melhorar os resultados gerados nesta pesquisa.

Mesmo considerando as limitações dos resultados alcançados, estes foram suficientes para responder às principais dúvidas, listadas a seguir:

- I. **Quais são os efeitos dinâmicos de escala sinótica para a formação da tempestade nos dias avaliados?**

- II. **Como a estrutura termodinâmica vista na mesoescala afeta o desenvolvimento da tempestade?**
- III. **É possível identificar a estrutura microfísica e a distribuição de granizo no interior da nuvem?**

Com a grande escala, a dinâmica de latitudes médias possui uma alta influência em convecções, favorecendo a instabilidade atmosférica na região, a posição de saída do JAN e de acordo com o modelo de 4 células, a divergência em altos níveis tem o favorecimento de convergência em baixos níveis. Neste mesmo instante ocorre a contribuição do JBN através da advecção de calor e umidade em em baixos níveis, surgindo o acoplamento dos jatos, aumentando as condições de instabilidade na localidade. Em níveis médios, o ômega negativo observado aponta para um alto grau de desenvolvimento vertical do fenômeno convecção causado pela corrente ascendente.

Avaliando a resposta termodinâmica com relação ao transporte de umidade e calor, nota-se um aumento de umidade ao longo da evolução temporal do sistema e o transporte de fluxo de umidade integrado na vertical exibiu valores máximos na posição de saída do JBN. As combinações dos parâmetros atmosféricos indicam o desenvolvimento de convecção profunda na localidade. A base da nuvem 1 hora antes do evento era baixa. Este fator provavelmente reduz a intensidade das correntes descendentes e diminui a probabilidade de frentes de rajada (*outflow*) forte e fria o que pode interromper a profundidade do sistema Craven et al. (2002).

Quanto à estrutura microfísica da nuvem, as simulações foram capazes de reproduzir as interações iniciais entre a concentração de gotas de água e formação de gelo no interior do sistema. Os processos que discretizam a conversão de água em partículas de gelo e o crescimento de hidrometeoros, mas não são suficientes para determinar o diâmetro do granizo no interior da convecção. Vale ressaltar que o crescimento de cristais de gelo e a formação de granizo possuem uma alta variabilidade na escala espaço-temporal, o que torna este fenômeno bastante complexo. Portanto, sugerem-se estudos específicos para quantificar e avaliar a formação de gelo na convecção com simulações considerando maior resolução temporal em conjunto com os dados observados de radar para avaliar a intensificação do sistema e, além disso, o melhor entendimento do crescimento de cristais de gelo.

## Sugestões para Trabalhos Futuros

Este trabalho apresenta alguns indicativos na escala sinótica e na mesoescala que levam à configuração da tempestade severa registrada na cidade de Barracão (PR) em 14/07/2016. Contudo, para um detalhamento microfísico dos processos de nuvem, faz-se necessário destacar algumas considerações e sugestões para trabalhos futuros:

- É necessário elaborar novas simulações para se obter conclusões mais precisas com relação aos processos de microfísica de nuvens, e incluir grades iguais ou menores que 1 km com saídas do modelo em 15 minutos;
- Realizar diferentes testes de parametrizações físicas e aplicações de técnicas como a assimilação de dados;
- Realizar investigações quanto à altura da base da nuvem (NCL) e as condições dos índices termodinâmicos conforme os testes;
- A partir da estimativa da magnitude e amplitude das correntes ascendentes, determinar as possíveis trajetórias horizontais dos cristais de gelo na nuvem;
- Identificar se a dinâmica dos ventos na simulação possui outro padrão;
- Alcançar uma melhor compreensão do ciclo de vida da tempestade com observações e medidas de radar de refletividade e ventos radiais;
- Estimar a energia cinética do granizo por radares com a utilização de medidas refletividade de radares dual-polarimétricos e determinar o diâmetro do granizo;
- Desenvolver um centro de repositório de casos que são associados e confirmados à queda de granizo, tornado e descargas elétricas intensas, os quais possam reunir

fotos e comentários relatados pela população, com acesso livre e de domínio público, abrangendo todas as regiões do Brasil;

- Que a elaboração de trabalhos de modelagem numérica para casos de ocorrência de granizo possam contribuir para pesquisas e na compreensão dos mecanismos microfísicos da formação de graupel e granizo no Brasil;

## Referências Bibliográficas

- Ahrens C. D., *Essentials of Meteorology An Invitation to the Atmosphere*. vol. 67, 2008, 454
- Akay B., Ragni D., Ferreira C. S., Bussel G. J. W. V., Investigation of the root flow in a Horizontal Axis, *Wind Energy*, 2013, pp 1–20
- Aparecido L. E. O., Rolim G. S., Richetti J., Souza P. S., Johann J. A., Köppen, Thornthwaite and Camargo climate classifications for climatic zoning in the State of Paraná, Brazil, *Ciencia e Agrotecnologia*, 2016, vol. 40, p. 405
- Arakawa A., The cumulus parameterization problem: Past, present, and future, *Journal of Climate*, 2004, vol. 17, p. 2493
- Baez J., Marengo J., Meitin J., Paegle J., Salio P., Dias P. S., Zipser E., the South American Low-Level Jet Experiment, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2006, pp 63–78
- Beal A., Hallak R., Martins L. D., Martins J. A., Biz G., Rudke A. P., Tarley C. R., Climatology of hail in the triple border Paraná, Santa Catarina (Brazil) and Argentina, *Atmospheric Research*, 2019, vol. 234
- Beal A., Martins J. A., Rudke A. P., Almeida D. S., S. Iara S. O. M., de Fátima Andrade M., Tarley C. R., Martins L. D., Chemical characterization of PM<sub>2.5</sub> from region highly impacted by hailstorms in South America, *Environmental Science and Pollution Research*, 2022, vol. 29, p. 5840
- Blustein H. B., *Synoptic Dynamic Meteorology in Midlatitudes*. Oxford University Press New York, 1992, 437

- Bolton D., The computation of equivalent potential temperature, *Monthly weather review*, 1980, vol. 108, p. 1046
- Bonner W. D., Climatology of the Low Level Jet, *Monthly Weather Review*, 1968, vol. 96, p. 833
- Brooks H. E., Proximity soundings for severe convection for Europe and the United States from reanalysis data, *Atmospheric Research*, 2009, vol. 93, p. 546
- Brooks H. E., Doswell III C. A., Zhang X., Chernokulsky A. M. A., Tochimoto E., Hansstrum B., de Lima Nascimento E., Sills D. M. L., Antonescu B., Barrett B., A Century of Progress in Severe Convective Storm Research and Forecasting, *Meteorological Monographs*, 2019, vol. 59, p. 18.1
- Brooks H. E., Lee J. W., Craven J. P., The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data, *Atmospheric Research*, 2003, vol. 67-68, p. 73
- Brownig K. A., *Conceptual Models of Precipitation Systems*, 1986, vol. 9, p. 23
- Browning K. A., Fankhauser J. C., Chalon J. P., Eccles P. J., Structure of an Evolving Hailstorm, Part V : Synthesis and Implications for Hail Growth and Hail Suppression, *Monthly Weather Review*, 1976
- Calvetti L., *Previsão hidrometeorológica probabilística na Bacia do Alto Iguaçu-PR com os modelos WRF e TopModel*, Universidade de São Paulo, 2017, Tese de Doutorado
- Camargo Â. d., *Classificação climática para zoneamento de aptidão agroclimática*. In Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Viçosa, MG , 1991
- Cassol F., O papel do transporte de umidade pelo Jato de Baixos Níveis da América do Sul pela observação e simulação com o modelo WRF de uma banda frontal continental, 2019, p. 122
- Cavalcanti I. F. A., Ferreira G. A. J. S., Silva M. G. A. J., Silva Dias M. A. F., *Tempo e Clima no Brasil.pdf*. São Paulo, 2009, 459
- Charney J. G., Fjortoft R., J. N., Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation, *A quarterly journal of geophysics*, 1950, vol. 2, p. 237

- Chen T. C., Global water vapor flux and maintenance during FGGE, *Monthly Weather Review*, 1985, vol. 113, p. 1801
- Cotton W. R., Storm and cloud dynamics, *Choice Reviews Online*, 1990, vol. 27, p. 27
- Craven J. P., Jewell R. E., Brooks H. E., Comparison between observed convective cloud-base heights and lifting condensation level for two different lifted parcels, *Weather and Forecasting*, 2002, vol. 17, p. 885
- Dennis E. J., Kumjian M. R., The impact of vertical wind shear on hail growth in simulated supercells, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2017, vol. 74, p. 641
- Dolif Neto G., Market P. S., Pezza A. B., Morales Rodriguez C. A., Calvetti L., da Silva Dias P. L., Escobar G. C. J., Thundersnow in Brazil: A case study of 22 July 2013, *Atmospheric Science Letters*, 2016, vol. 17, p. 26
- dos Santos A. F., Ferreira N. J., Gan M. A., , 2004 Estudo Preliminar De Caso De Jato Em Baixos Níveis Associado a Chuvas Intensas Na Região Sul Do Brasil
- Dos Santos J. G. M., De Campos C. R. J., Carla Lima E. K., Análise de jatos de baixos níveis associados a um sistema convectivo de mesoescala na América do Sul: um estudo de caso, *Revista Brasileira de Geofísica*, 2008, vol. 26, p. 451
- Doswell C. I., Schultz D. M., On the use of Indices and Parameters in Forecasting Severe Storms, *E-Journal of Severe Storms*, 2006, vol. 1, p. 1
- Escobar G. C. J., Reboita M. S., Souza A., Climatology of surface baroclinic zones in the coast of Brazil, *Atmosfera*, 2019, vol. 32, p. 129
- Fawbush E., Miller R. C., A Method for Forecasting Hailstone Size at the Earth's Surface, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1953, vol. 34, p. 650
- Galway J. G., The Lifted Index as a Predictor of Latent Instability, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1956, vol. 37, p. 528
- Grell G., Prognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parametrizations, *American Meteorological Society*, 1993, vol. 131, p. 764

- Grell G., A. Freitas S. R., A scale and aerosol aware convective parameterization, *Atmos. Chem. Phys.*, 2013, vol. 14, p. 5233
- Grell G., Dévényi D., A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophysical Research Letters*, 2002, vol. 29, p. 10
- Guo X., Huang M., Hail formation and growth in a 3D cloud model with hail-bin microphysics, *Atmospheric Research*, 2002, vol. 63, p. 59
- Hallak R., Pereira Filho A. J., Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2012, vol. 27, p. 173
- Hallett J., Experimental Studies of the Crystallization of Supercooled Water, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1964, vol. 21, p. 671
- Hobbs P., Mateika T.J. and Herzegh P., Locatelli J., Houze J., The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, *Journal of Atmospheric Science*, 1980, vol. 37, p. 568
- Holton J. R., An introduction to dynamic meteorology: Fifth edition 4 edn. vol. 88, San Diego, 2004, 1
- Houze R. A., Mesoscale convective systems, *Reviews of Geophysics*, 2004, vol. 104, p. 237
- Houze R. A. J., *Cloud Dynamics* 2 edn. vol. 4, Washington, 2014, 457
- Huffman G. J., Adler R. F., Bolvin D. T., Nelkin E. J., , 2010 *The TRMM Multi-Satellite Precipitation Analysis (TMPA)*. Springer Netherlands Dordrecht pp 3–22
- Johnson R. H., Mapes B. E., *Mesoscale Processes and Severe Convective Weather*. American Meteorological Society Boston, 2001, 567
- Jones C., Recent changes in the South America low-level jet, *npj Climate and Atmospheric Science*, 2019, vol. 2, p. 1

- Kain J. S., Fritsch M. J., A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parametrization, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1990, vol. 47, p. 2784
- Kessler E., On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation. vol. 4, American Meteorological Society Boston, 1969, 96
- Knight C., Knight N., Brooks H., Skripnikova K., , 2019 Hail and Hailstorms
- Kumjian M. R., Lombardo K., A Hail Growth Trajectory Model for Exploring the Environmental Controls on Hail Size: Model Physics and Idealized Tests, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2020, vol. 77, p. 2765
- Lin Y. L., Farley R. D., Orville H. D., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model., *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, vol. 22, p. 1065
- Mapes B., Tulich S., Lin J., Zuidema P., The mesoscale convection life cycle: Building block or prototype for large-scale tropical waves?, *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2006, vol. 42, p. 3
- Marengo J., Soares R. W., Episódios de Jatos de Baixos Níveis ao Leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2002, vol. 17, p. 35
- 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*, 2004, vol. 17, p. 2261
- Markowski P., Richardson Y., *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes* 1 edn. Wiley-Blackwell Chichester, 2010, 1
- Martins J. A., Brand V. S., Capucim M. N., Felix R. R., Martins L. D., Freitas E. D., Gonçalves F. L., Hallak R., Dias M. A., Cecil D. J., Climatology of destructive hailstorms in Brazil, *Atmospheric Research*, 2017, vol. 184, p. 126
- Matrosov S. Y., Radar Reflectivity in Snowfall, *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1992, vol. 30, p. 454
- Mellor G. L., Yamada T., Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phy*, 1982, vol. 102, p. 851–875

- Milbrandt J. A., Yau M. K., A multimoment bulk microphysics parameterization. Part II: A proposed three-moment closure and scheme description, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2005, vol. 62, p. 3065
- Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J., Clough S. A., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1997, vol. 102, p. 16663
- Nappo C. J., *An introduction to Atmospheric Gravity Waves* 1 edn. Academic Press Florida, 2002, 300
- Nascimento E. L., Previsão De Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos E Modelos De Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil?, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2005, vol. 20, p. 121
- NIMER E., *Climatologia do Brasil* segunda edn. Secretaria de Planejamento e Coordenação da Previdência da República Fundação do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística -IBGE Rio de Janeiro, 1979, 9
- Nirmalakhandan N., *Modeling Tools for Environmental Engineers and Scientists*, 2002
- Nunalee C. G., Basu S., Mesoscale modeling of coastal low-level jets: implications for offshore wind resource estimation, *Wind Energy*, 2013, vol. 17, p. 1199
- Orlanski I., A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes, *American Meteorological Society*, 1975, vol. 56, p. 527
- Peters O., Neelin J. D., Critical phenomena in atmospheric precipitation, *Nature Physics*, 2006, vol. 2, p. 393
- Potter T. D., Colman B. R., *Handbook of Weather, Climate and Water*, 2003
- Raupach T. H., Martius O., Allen J. T., Kunz M., Lasher-Trapp S., Mohr S., Rasmussen K. L., Trapp R. J., Zhang Q., The effects of climate change on hailstorms, *Nature Reviews Earth and Environment*, 2021, vol. 2, p. 213
- Reboita M. S., Gan M. A., Porfírio R., Rocha D. A., Ambrizzi T., Regimes de Precipitação na América do Sul : uma Revisão Bibliográfica, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2010, vol. 25, p. 185

- Riemann Campe K., Fraedrich K., Lunkeit F., Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis, *Atmospheric Research*, 2009, vol. 93, p. 534
- Roger A. P., *Mesoscale Meteorological Modeling*. vol. 2, Academic Press, 1986
- Rogers R., YAU M. K., *A Short Course in Cloud Physics*. vol. 4, Butterworth Heinemann Canada, 1989
- Rosenfeld D., Woodley W. L., Krauss T. W., Makitov V., Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorm feeder clouds in Argentina, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2006, vol. 45, p. 1261
- Ruiz J. J., Saulo C., Nogués-Paegle J., WRF model sensitivity to choice of parameterization over South America: Validation against surface variables, *Monthly Weather Review*, 2010, vol. 138, p. 3342
- Sastre M., Yagüe C., Román-Cascón C., Maqueda G., Salamanca F., Viana S., Evening transitions of the atmospheric boundary layer: characterization, case studies and WRF simulations, *Adv. Sci. Res.*, 2012, vol. 8, p. 39–44
- Scorer R. S., *Weather Forecasting for Aeronautics*. Joseph J. George (with contributions by seven other authors). Academic Press, New York and London. 1960. 673 pp. Diagrams. £ 5 7s. 6d., *The Aeronautical Journal*, 1961, vol. 65, p. 68
- Seifert A., Beheng K. D., A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 1: Model description, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2006, vol. 92, p. 45
- Seluchi M. E., Saulo A. C., Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2012, vol. 27, p. 49
- Silva Dias M. A. F., Índices De Instabilidade Para Previsão De Chuva E Tempestades Severas, Instituto Astronômico e Geofísico Universidade de São Paulo, 2000, pp 1–10
- Silva Dias M. A. F., Thunderstorm Dynamics in a Scale Interaction, *Ciência e Natura*, 2000, pp 55–74

- Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J. B., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Huang X., Wang W., Powers J. G., A description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note. No. June, 2008, 113
- Sun J., Mahrt L., Determination of Surface Fluxes from the Surface Radiative Temperature, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1994, vol. 52, p. 1096
- Svoma B. M., Trends in snow level elevation in the mountains of central Arizona, *International Journal of Climatology*, 2011, vol. 31, p. 87
- Trapp R. J., *Mesoscale-Convective Processes in the Atmosphere*, 2013
- Tsay G. S., et al., Composição microbiológica cultivável do granizo de uma tempestade no sudoeste do Paraná, Universidade Tecnológica Federal do Paraná, 2017, Dissertação de Mestrado
- Ulbrich C. W., Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution., *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 1983, vol. 22, p. 1764
- Velasco I., Fritsch J. M., Mesoscale Convective Complexes in Americas, *Monthly Weather Review*, 1987, vol. 92, p. 9591
- Wallace J. M., Hobbs P. V., *Atmospheric Science: An Introductory Survey: Second Edition*, 2006, 1
- Wang P. K., *Physics and dynamics of clouds and precipitation*. vol. 1, 2010, 1
- Warner T., *Numerical Weather and Climate Prediction*, 2011, 550
- Weisman M. L., Klemp J. B., *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, 1986
- Wexler H., A Boundary Layer Interpretation of the Low-level Jet, *Tellus*, 1961, vol. 13, p. 368