

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

Leandro do Nascimento Rocha

**Estudo de caso de Sting Jet num ciclone
extratropical do tipo Shapiro-Keyser no
Atlântico Sul**

São Paulo

2018

Leandro do Nascimento Rocha

**Estudo de caso de Sting Jet num ciclone
extratropical do tipo Shapiro-Keyser no
Atlântico Sul**

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Ricardo Hallak

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2018

Aos sonhadores e apaixonados por Meteorologia.

Agradecimentos

À minha família, por todo apoio e incentivo dado ao longo dessa jornada.

Ao meu orientador Prof. Dr. Ricardo Hallak, pela amizade e orientação em todos os momentos desde a graduação, assim como na liberdade de escolha e desenvolvimento do projeto.

Aos meus amigos do Laboratório de Meteorologia de Mesoescala e aos demais colegas do IAG pelo companheirismo e ajuda em momentos adversos. Uma menção especial ao André e ao Hepatite pelo companheirismo durante todo esse tempo.

Aos professores e funcionários do IAG por todo conhecimento e suporte que me foi fornecido.

Aos meus amigos externos ao IAG pela amizade, crescimento e descobrimento pessoal.

À CAPES, pelo suporte financeiro durante a elaboração do trabalho.

“O homem nasceu para aprender, aprender tanto quanto a vida lhe permita.”

João Guimarães Rosa

Resumo

Sting Jet é o termo cunhado pelo pesquisador inglês Keith Browning em 2004 para se referir a ventos intensos observados próximos à superfície e que acompanham o jato de baixos níveis que ocorre ao longo das frentes frias associadas a ciclones extratropicais do tipo Shapiro-Keyser. Em ciclones Shapiro-Keyser há uma fratura da frente fria, que progride então através do setor quente na direção perpendicular à frente quente. Sting Jet refere-se à aparência em forma de gancho ou à cauda de um escorpião, usada para descrever os fortes ventos observados na porção da seclusão quente que se dobra em direção à retaguarda do seu movimento. Por sua baixa frequência, não se registram estudos sobre Sting Jets para a América do Sul. Este trabalho tem o objetivo de determinar se o evento de fortes ventos observados em superfície entre 24 e 26 de agosto de 2014 na costa sul da América do Sul é ou não um fenômeno do tipo Sting Jet por meio de análise diagnóstica nas escalas sinótica e mesoescala. Em adição, são estudados os mecanismos físicos que contribuem para a formação e o ciclo de vida dos fortes ventos observados. Para análises em mesoescala, é usado o modelo regional WRF. As análises sinóticas baseadas em imagens GOES-13, análises dos campos de transporte de umidade e vorticidade vertical do modelo global GFS, caracterizaram inicialmente o sistema em escala sinótica. Com o auxílio dos resultados do diagrama de fase para ciclones extratropicais, verificou-se que o ciclone tem início assimétrico, com núcleo profundo e frio, evoluindo para um ciclone mais circular de núcleo quente raso, apresentando região de seclusão quente, semelhante a ciclones tropicais. A confirmação de que o ciclone extratropical estudado é do tipo Shapiro-Keyser veio por meio das análises dos resultados do modelo WRF de 9 km de espaçamento de grade, onde a estrutura de fratura frontal entre as frentes quente e fria fica realçada. A análise frontogenética apontou a região do ciclone estudado mais provável para a ocorrência do

Sting Jet, identificando-se um mínimo abaixo de $-4 \text{ Km}^{-1}\text{s}^{-1}$ (frontólise) naquela área. O fluxo de calor sensível mostrou um máximo de até $125 \text{ Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$ na mesma região, o qual, em associação às camadas mais frias do núcleo do ciclone ainda em desenvolvimento, apontou a diminuição da estabilidade estática, o que favorece o surgimento do Sting Jet pela aceleração vertical do movimento descendente local. As simulações WRF de mais alta resolução espacial mostraram que os locais onde foram reproduzidos os núcleos de magnitude do vento horizontal de baixos níveis de até 35 m s^{-1} e vertical entre -20 e -30 cm s^{-1} coincidem com boa aproximação com a região da presença do Sting Jet. Verificou-se ainda, por meio de cortes verticais em várias posições do sistema ciclônico simulado, a presença de intrusão de ar estratosférico sobre a área de formação do Sting Jet, identificada pela isolinha de vorticidade potencial isentrópica de -2 UVP . Nesses mesmos cortes, a inclinação do gradiente da temperatura potencial de bulbo úmido designou o caminho estabelecido pela esteira transportadora fria e seca que acompanha os Stings Jets, como relatado em estudos efetuados para o Hemisfério Norte. Esses cortes verticais mostraram a estrutura vertical do sistema como um todo, esmiuçando os componentes da nuvem vírgula associada ao ciclone Shapiro-Keyser, a cabeça da nuvem vírgula invertida, sua cauda e seu entalhe. O aumento da resolução espacial do modelo regional para 3 km de espaçamento entre os pontos de grade não acrescentou maiores detalhes à estrutura tridimensional estudada, concluindo-se que a escala espaço-temporal do fenômeno Sting Jet parece estar muito bem resolvida já na grade de 9 km de espaçamento entre seus pontos. A hipótese de que a presença de gelo teria alguma importância para o fenômeno foi rejeitada pelos experimentos com a parametrização de microfísica de nuvens na grade de 3 km com e sem a inclusão da fase gelo nas simulações. Comparando-se os resultados alcançados nesta pesquisa com aqueles estabelecidos na literatura científica sobre o assunto, conclui-se que o fenômeno aqui estudado pode ser de fato classificado como Sting Jet.

Abstract

Sting Jet is the term coined by the English researcher Keith Browning in 2004 to refer to intense winds observed near the surface and accompanying the low level jet that occurs along the cold fronts associated with extratropical cyclones of the Shapiro-Keyser type. In Shapiro-Keyser cyclones there is a cold front fracture, which then progresses through the hot sector in the perpendicular direction to the warm front. Sting Jet refers to the hook-shaped appearance or to the tail of a scorpion, used to describe the strong winds observed in the portion of warm seclusion that bends toward the rear of its move. Due to their low frequency, no studies on Sting Jets for South America are recorded. This work has the objective of determine if the event of strong surface winds observed between August 24 and 26, 2014 on the south coast of South America is a phenomenon of the Sting Jet type by means of diagnostic analysis in the synoptic and mesoscale scales. In addition, the physical mechanisms that contribute to the formation and life cycle of strong winds are studied. For mesoscale analyzes, the regional model WRF is used. The synoptic analyzes based on GOES-13 images, the analysis of the transport fields of moisture and the vertical vorticity of the global GFS model, they initially characterized the system in the synoptic scale. Using the cyclone phase diagram results for extratropical cyclones, it was verified that the cyclone has an asymmetric beginning with deep and cold core, evolving to a more circular cyclone of shallow warm core, showing a region of warm seclusion, similar to cyclones tropical. The affirmation that the extratropical cyclone studied is one of the Shapiro-Keyser type came through the analyzes of the results of the 9 km WRF grid model, where the frontal fracture structure between the warm and cold fronts is enhanced. The frontogenetic analysis indicated to the region of the cyclone that is most likely to occur a Sting Jet, with a minimum below $-4 \text{ Km}^{-1}\text{s}^{-1}$ (frontolysis) in that area. The sensible heat

flux showed a maximum of up to $12 \text{ Wm}^{-2}\text{s}^{-1}$ in the same region, which, in association with the colder core layers of the still in development cyclone, indicated to the decrease of static stability, which favors the appearance of the Sting Jet by the vertical acceleration of the local downward movement. The highest spatial resolution WRF simulations have shown that the locations where the low level horizontal wind magnitude cores of up to about 35 m s^{-1} and vertical wind between -20 and -30 cm s^{-1} coincides properly with the region of the presence of Sting Jet. The presence of stratospheric air intrusion on the Sting Jet formation area, identified by the isothermal potential vorticity isolines of -2 PVU , was also verified by means of vertical sections at various positions of the simulated cyclonic system. In these same profiles, the slope of the wet bulb potential temperature gradient appointed the path established by the cold and dry conveyor belt that accompanies the Stings Jets, as reported in studies conducted for the Northern Hemisphere. These vertical sections showed the vertical structure of the system as a whole, setting out through the components of the comma cloud associated with the cyclone Shapiro-Keyser, the inverted comma cloud head, its tail and its notch. The increase of the spatial resolution of the regional model to 3 km of spacing between the grid points did not add more details to the three-dimensional structure that was studied. It was concluded that the space-time scale of the Sting Jet phenomenon seems to be very well solved in the grid of 9 km of spacing between its grid points. The hypothesis that the presence of ice would have some importance for the phenomenon was rejected by the experiments with the parameterization of cloud microphysics in the 3 km grid with and without the inclusion of the ice phase in the simulations. Comparing the results obtained in this research with those established in the scientific literature on the subject, it is concluded that the phenomenon studied here may actually be classified as Sting Jet.

Lista de Figuras

1.1	Modelos conceituais de evolução de um ciclone extratropical no Hemisfério Sul mostrando altura geopotencial na baixa troposfera e frentes (em baixo), e temperatura potencial na baixa troposfera (em cima). (a) Modelo Norueguês e (b) Modelo Shapiro-Keyser. Figura adaptada para o Hemisfério Sul de Schultz et al. (1998).	26
1.2	Pressão reduzida ao nível médio do mar, magnitude do vento e linhas de temperatura potencial (a), frontogênese, linhas de temperatura potencial e linha de magnitude do vento para a análise do GFS (b). Fonte: Schultz e Sienkiewicz (2013).	31
1.3	Comparação para a baixa troposfera (850 hPa) da oclusão do modelo norueguês (a) e da fratura da frente do modelo de Shapiro-Keyser. Fonte: Schultz e Sienkiewicz (2013).	32
1.4	Mapa da América do Sul com destaque para a foz do Rio da Prata, região de ocorrência de ciclogêneses e que será utilizada para estudo.	33
2.1	Exemplos de classificações a partir da fase do ciclone. Fonte: (Hart, 2003).	38
2.2	Temperatura potencial equivalente (K) e vento em 925 hPa. Linhas pretas com triângulo da mesma cor indicam a frente fria, e linhas pretas com semi-círculos pretos indicam a frente quente. Fonte: Gozzo e da Rocha (2013) .	41
2.3	Pressão reduzida ao nível médio do mar e corte onde é traçado o corte vertical de VPI.	43
2.4	Corte vertical de vorticidade potencial isentrópica em 35°S.	43
2.5	Domínios da simulação realizada pelo WRF com grades de 27, 9 e 3 km com altitude do terreno.	47

3.1	Imagens do satélite GOES13 às 2100 UTC de 24 de agosto de 2014.	50
3.2	Imagens do satélite GOES13 às 1800 UTC de 25 de agosto de 2014.	51
3.3	Imagens do satélite GOES13 às 0900 UTC de 26 de agosto de 2014.	51
3.4	Gráfico de intensidade do vento ao decorrer dos dias 23 a 28 de agosto de 2014 para estações SYNOP localizadas no Uruguai.	52
3.5	(a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 22 de agosto de 2014. Figura geradas a partir de dados do GFS.	53
3.6	Assim como na figura 3.5, mas para 0000 UTC do dia 24 de agosto de 2014.	54
3.7	Assim como na figura 3.5, mas para 0000 UTC do dia 26 de agosto de 2014.	55
3.8	Assim como na figura 3.5, mas para 0000 UTC do dia 28 de agosto de 2014.	55
3.9	Diagrama de fase para o ciclone analisado mostrando os valores do vento térmico em baixos níveis e o parâmetro de assimetria B, de acordo com o seu deslocamento.	56
3.10	Diagrama de fase para o ciclone analisado mostrando os valores do vento térmico em baixos níveis em relação ao valor em níveis mais alto de acordo com o seu deslocamento.	57
3.11	Temperatura potencial equivalente e vento (m/s) em 925 hPa para o dia 25 de agosto de 2014 às 0000 UTC. Seta amarela indica a região de fratura da frente. Figura gerada através da análise do GFS de 0.5°	58
3.12	Pressão reduzida ao nível médio do mar, magnitude do vento e linhas de temperatura potencial (a), frontogênese em sombreado, linhas de temperatura potencial de magnitude do vento para a análise do GFS (b).	59

3.13	(a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 24 de agosto de 2014. Figura geradas a partir da simulação isolada da grade de 27 km do WRF.	60
3.14	(a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 26 de agosto de 2014. Figura geradas a partir da simulação isolada da grade de 27 km do WRF.	61
3.15	Temperatura potencial equivalente (K) e vento em 950 hPa para o dia 25 de agosto de 2014 às 0000 UTC. Figura gerada através da simulação D02 do WRF.	62
3.16	Média horária de fluxo de calor sensível para o dia 25 de Agosto de 2014 em W m^{-2}	63
3.17	Magnitude horizontal do vento para a simulação D02 (m/s).	64
3.18	Pressão reduzida ao nível médio do mar, termo de cisalhamento (a) e confluência (b) da equação frontogenética, e vetores de vento horizontal para a simulação D02 do WRF.	65
3.19	Pressão reduzida ao nível médio do mar, termos de inclinação (a) e diabático (b) da equação frontogenética, e vetores de vento horizontal para a grade de 9 km do WRF.	66
3.20	Pressão reduzida ao nível médio do mar, termo total da equação frontogenética, e vetores de vento horizontal para a simulação D02 do WRF.	67
3.21	Radiação de onda longa emergente em cinza para valores de até 220 W m^{-2} e temperatura potencial de bulbo úmido em 700 hPa entre os valores de 281 a 283 K para às 1800 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Fonte: simulação D02 do WRF.	68

3.22	Radiação de onda longa emergente em sombreado com limite superior de 220 $W m^{-2}$, pressão reduzida ao nível médio do mar e magnitude horizontal do vento em 900 hPa com limite inferior em 20 m/s. Figura gerada através da simulação D02 do WRF.	69
3.23	Temperatura potencial de bulbo úmido θ_w em 900 hPa e magnitude do vento em 900 hPa às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Figura gerada através da simulação D02 do WRF.	70
3.24	Mapeamento das regiões onde foram realizados os cortes verticais traçados com magnitude do vento horizontal em 900 hPa. Fonte: simulação D09 do WRF.	71
3.25	Corte vertical na latitude de A-A' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	72
3.26	Corte vertical na latitude de B-B' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	73
3.27	Corte vertical na latitude de C-C' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	75
3.28	Corte vertical na latitude de D-D' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	76
3.29	Corte vertical na latitude de E-E' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	78
3.30	Corte vertical na latitude de F-F' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	79
3.31	Corte vertical em C-C' às 0400 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	80
3.32	Corte vertical em A-A' às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	81
3.33	Corte vertical em B-B' às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	82
3.34	Corte vertical em E-E' às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	83
3.35	Corte vertical em C-C' sem gelo às 0400 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	84
3.36	Corte vertical em A-A' sem gelo às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	85
3.37	Corte vertical em B-B' sem gelo às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	86
3.38	Corte vertical em E-E' sem gelo às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014.	87
3.39	DCAPE partindo de 600 hPa em sombreado ($J kg^{-1}$)	88

3.40	Mapa das trajetórias realizadas pelas parcelas de ar com magnitude do vento horizontal na altitude de 1000 m.	89
3.41	Gráfico das variáveis ao longo do tempo para a trajetória retrógrada terminando em 54°W e 36°S a 1500 metros.	90

Lista de Tabelas

2.1	Parametrizações Utilizadas no WRF	46
2.2	Simulação realizada pelo WRF	47

Lista de Siglas e Abreviaturas

COSMO Consortium for Small-scale Modeling

GFS Global Forecast System

GrADS Grid Analysis and Display System

ISC Instabilidade Simétrica Condicional, ou CSI em inglês

METAR Meteorological Aerodrome Report

MetUM Met Office Unified Model

NCEP National Centers for Environmental Prediction

SJ Sting Jet

SYNOP Surface Synoptic Observations

UTC Coordinated Universal Time

VPI Vorticidade Potencial Isentrópica

WRF Weather Research and Forecasting

Sumário

1. <i>Introdução</i>	25
1.1 Motivação do Estudo	25
1.2 Revisão Bibliográfica	27
1.3 Região de Estudo	33
1.4 Motivação e Objetivos do Trabalho	34
2. <i>Metodologia</i>	35
2.1 Dados Observados	35
2.1.1 Medidas de Superfície	35
2.1.2 Satélites	36
2.2 Diagrama de Fase para Ciclones	36
2.3 Análises das Temperaturas Potenciais	37
2.4 Transporte e Divergência de Umidade	39
2.5 Frontogênese	40
2.6 Identificação da Fratura da Frente Fria em Ciclones Extratropicais	41
2.7 Vorticidade Potencial Isentrópica em Coordenadas Isobáricas	41
2.8 Instabilidade Simétrica Condicional e DCAPE	44
2.9 Trajetórias de Parcelas em Coordenadas Isobáricas	44
2.10 O Modelo Regional WRF	45
2.10.1 Configuração do Modelo	46
2.11 Linguagens de Programação e Scripts Utilizados no Trabalho	48
3. <i>Resultados</i>	49
3.1 Análise Sinótica	49

3.1.1	Imagens de Satélite	49
3.1.2	Dados de Superfície	51
3.1.3	Análise do Modelo Global GFS	52
3.1.4	Diagrama de Fase	55
3.1.5	Identificação do Ciclone Shapiro-Keyser	57
3.1.6	Análise Frontogenética	58
3.2	Resultados da Simulação com o Modelo Regional WRF	59
3.2.1	Comparação WRF 27 km e GFS	59
3.2.2	Identificação do Ciclone Shapiro-Keyser na Simulação WRF de 9 km de Resolução Espacial	61
3.2.3	Magnitude do vento	63
3.2.4	Análise Frontogenética	64
3.2.5	Temperatura Potencial do Bulbo Úmido e OLR	67
3.2.6	Cortes Verticais	70
3.2.6.1	Grade de 9 Km do WRF	70
3.2.6.2	Grade de 3 Km do WRF	79
3.2.6.3	Grade de 3 km do WRF sem inclusão da fase gelo (D03 - sem gelo)	83
3.2.7	DCAPE	87
3.2.8	Análise das Trajetórias de Parcelas de Ar na Grade WRF de 3 km .	88
4.	<i>Considerações Finais</i>	91
4.1	Conclusão	91
4.2	Sugestão para trabalhos futuros	96
	<i>Referências</i>	97

Introdução

1.1 *Motivação do Estudo*

Ventos intensos próximos à superfície, e que acompanham o jato de baixos níveis que ocorre ao longo das frentes frias associadas a ciclones extratropicais, são fenômenos frequentes. No entanto, ao estudar um evento de ventos muito fortes à superfície num ciclone extratropical de rápida evolução ocorrido no sudeste da Inglaterra em 15 e 16 de outubro de 1987, Browning (2004) cunhou o termo em inglês “Sting Jet” para se referir aos fortes ventos associados a uma classe especial de ciclone extratropical, conhecidos como ciclones Shapiro-Keyser e que ocorrem sobre os oceanos (Shapiro e Keyser, 1990). Diferentemente da teoria da Escola Norueguesa sobre o ciclo de vida dos ciclones extratropicais com origem em massas de ar continentais, como representado no esquema da Figura 1.1a, na teoria de Shapiro-Keyser (Figura 1.1b) há uma fratura da frente fria (Frontal Fracture no termo originalmente cunhado em Inglês), que progride então através do setor quente perpendicularmente à frente quente, além do tratamento da oclusão quente e da frente quente como um mesmo fenômeno.

Não há uma tradução direta do termo Sting Jet para o Português. Sting Jet se refere à aparência de um jato de ar em forma de gancho ou, mais precisamente, à cauda de um escorpião (sting, em Inglês), em alusão à descrição originalmente dada por Grønås (1995) sobre a “cauda venenosa da frente dobrada para a retaguarda” para descrever os fortes ventos observados na porção da frente oclusa que se dobra em direção à retaguarda do seu movimento em ciclones Shapiro-Keyser (Schultz e Browning, 2011).

Diversos estudos têm levantado hipóteses para explicar a origem desses fortes ventos, que são estruturalmente diferentes dos ventos intensos associados às frentes quentes e frias

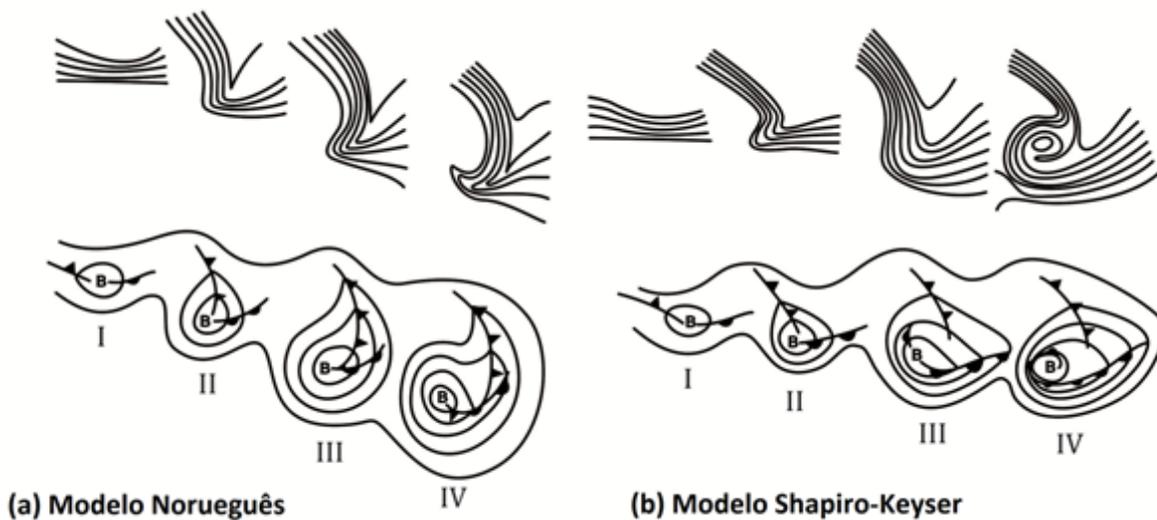


Figura 1.1: Modelos conceituais de evolução de um ciclone extratropical no Hemisfério Sul mostrando altura geopotencial na baixa troposfera e frentes (em baixo), e temperatura potencial na baixa troposfera (em cima). (a) Modelo Norueguês: (I) ciclone frontal incipiente, (II) e (III) estreitando o setor quente, (IV) oclusão; (b) Modelo Shapiro-Keyser: (I) ciclone frontal incipiente, (II) fratura frontal, (III) estrutura frontal do tipo “T-bone” e frente bent-back (dobrada para a retaguarda), (IV) estrutura frontal T-bone e isolamento do setor quente. O painel (b) é uma adaptação de Shapiro e Keyser (1990) para realçar o alongamento zonal do ciclone e frentes e para refletir a existência continuada da estrutura frontal T-bone no estágio IV. As fases nas respectivas evoluções de ciclone estão separadas por aproximadamente 6-24h e os símbolos frontais são os convencionais. A escala característica dos ciclones com base na distância a partir da altura mínima geopotencial, denotada por B, para a altura geopotencial do contorno mais externo no estágio IV, é de 1000 km. Figura adaptada para o Hemisfério Sul de Schultz et al. (1998).

de um ciclone extratropical, mas a questão permanece em aberto. Eventos de máximos na velocidade do vento à superfície que se assemelham a Sting Jets têm sido observados em várias regiões do globo, como no Atlântico Norte, Pacífico Norte e Europa (Von Ahn et al. (2005), Parton et al. (2009), Baker et al. (2013); Martínez-Alvarado et al. (2010)). Browning (2004) associa a ocorrência de Sting Jets em ciclones Shapiro-Keyser com a presença de esteiras transportadoras frias secundárias (Browning (1967); Carlson (1980); Browning (1986); Schultz (2001)). A esteira transportadora fria é uma corrente de ar frio próxima à superfície que ocorre por debaixo da zona frontal quente num ciclone extratropical (Schultz, 2001).

1.2 Revisão Bibliográfica

Böttger et al. (1975) identificou a cabeça da nuvem vírgula (em alusão ao formato da nuvem observada por satélite no canal infravermelho, que lembra o sinal gráfico que representa a vírgula e é invertida no Hemisfério Sul em relação ao observado no Hemisfério Norte) como a região de surgimento do Sting Jet, facilmente visualizada em imagens de satélite. Essa mesma área é identificada naquele trabalho como precursora do desenvolvimento de tempestades intensas no Atlântico Norte. Em Browning e Shutts (2002), estudou-se a relação da instabilidade simétrica úmida e a anomalia de vorticidade potencial em altos níveis na evolução da cabeça da nuvem vírgula. No artigo, relaciona-se ainda esse fenômeno com a ocorrência de rápidas ciclogêneses, evidenciada pela anomalia intensa de vorticidade potencial.

Os processos físicos propostos para explicar a origem dos Sting Jets em ciclones extratropicais são o resfriamento por evaporação na camada subnuvem e a instabilidade simétrica condicional. Browning (2004) propôs que o resfriamento oriundo da evaporação e sublimação de hidrometeoros advindos da chamada cabeça da nuvem vírgula associada ao ciclone deve aumentar a magnitude dos ventos à superfície, uma vez que o ar mais denso na região subnuvem produz uma corrente descendente mais vigorosa. Contudo, trabalhos posteriores, como o de Smart e Browning (2014), têm encontrado evidências de que, embora possa ocorrer evaporação na camada de ar subnuvem, que então se torna um fenômeno do tipo Sting Jet, a evaporação pode não ser crucial para a formação dos ventos intensos observados.

Por outro lado, a instabilidade simétrica condicional (ISC), conforme descrita em Bennetts e Hoskins (1979) e revista em Xu (1986) e Schultz e Schumacher (1999), tem sido identificada em diversos estudos de caso de Sting Jets, conforme trabalhos de Parton et al. (2009) e Gray et al. (2011). Segundo Browning (2004), a ISC é responsável pelo surgimento de padrões de circulação com levantamento inclinado (*slantwise circulation*, em Inglês) (Browning et al., 2001), que se refletem em múltiplas bandas de nuvens e precipitação na região da borda da cabeça da nuvem vírgula.

Para entender melhor a evolução dos ciclones de variados tipo e origens, sejam eles tropicais, subtropicais, extratropicais ou híbridos, Hart (2003) desenvolveu um diagrama chamado Diagrama de Fase que descreve o comportamento de um ciclone usando parâmetros

relacionados à assimetria térmica horizontal do sistema e à espessura do mesmo na região das suas bordas, podendo ser simétrico ou assimétrico, além do vento térmico, calculado a partir da diferença do vento geostrófico entre diferentes níveis da atmosfera. Por meio desses parâmetros, um diagrama é gerado com o objetivo de criar classes dos diferentes tipos de ciclone. Para essa classificação, foi elaborado um método de detecção e rastreamento de ciclones para uma climatologia utilizando a reanálise de 2.5° do NCEP entre 1980 e 1999. Para os ciclones tropicais, que têm menor escala, os valores de intensidade foram superestimados. Com alguns exemplos de casos estudados, um diagrama de classificação foi criado com ciclones em diferentes estágio de desenvolvimento. O estudo conclui afirmando que, após estudar 17000 casos, é evidente que não há barreira natural entre os tipos de ciclones, que ciclones podem mudar de categoria, como tropical para extratropical ou vice-versa, assim como um apresentar características da outra categoria, sendo a seclusão quente em ciclones extratropicais um exemplo disso.

O desenvolvimento dos ciclones também foi analisado através do estudo da gênese e do aprofundamento explosivo de um ciclone (Browning e Roberts, 1994) que ocorreu em uma tempestade de outubro de 2000 (Browning et al., 2001) e que relacionou as estruturas de mesoescala que ocorrem simultaneamente nas vizinhanças da cabeça da nuvem vírgula, com a intrusão seca e a frente polar (Browning, 2005). Já em Browning e Field (2004), imagens de satélite da grande tempestade de outubro de 1987 foram utilizadas para entender a relação das características de nuvens baixas, no topo da camada limite planetária, com o transporte de momento na vertical, identificado como Sting Jet.

Clark et al. (2005) produziu um segundo artigo complementando Browning (2004), que consiste na modelagem em alta resolução espacial através de estruturas tridimensionais da cabeça da nuvem vírgula da grande tempestade de 1987, também estudada por outros grupos (Allo (2015), Shutts (1990)). Em Clark et al. (2005), mostrou-se que o Sting Jet descende até o nível de 900 hPa dentro de um período de 4 horas. A velocidade do vento acelera de valores menores que 20 m/s a quase 50 m/s, até o nível de 900 hPa, assim como durante todo o processo a temperatura potencial de bulbo úmido se mantém constante. O processo de evaporação reduz em até 5 K a temperatura potencial em determinadas regiões do jato. Em Baker (2009) estudou-se um caso de um ciclone extratropical chamado Gudrun, que ocorreu em janeiro de 2005 no oeste e norte da Europa. Nessa tempestade as rajadas atingiram valores acima de 40 m/s, causando muito danos materiais no Reino Unido

e, posteriormente, na Escandinávia. A magnitude dos ventos em superfície e a estrutura da cabeça da nuvem vírgula indicam que pode ter acontecido um Sting Jet. Foram analisadas as características do ciclone e feita uma modelagem do fenômeno, obtendo-se evidências de que um Sting Jet ocorreu naquele caso.

No ano seguinte ao estudo de Baker (2009), foi realizado um estudo de Sting Jet (Martínez-Alvarado et al., 2010) por meio de simulações de um ciclone que ocorreu no Reino Unido em fevereiro de 2002. As simulações foram realizadas por dois modelos de mesoescala, o MetUM e o COSMO. Mostrou-se que ambos os modelos são capazes de simular as características do fenômeno do Sting Jet de maneira similar, mas não idêntica, devido ao posicionamento do jato e aos valores indicados pelas variáveis analisadas. Esses artigos reafirmam que a instabilidade simétrica condicional é responsável pelo mecanismo de desenvolvimento do Sting Jet (Gray et al., 2011). Além disso, os estudos mostraram que o Sting Jet é diferente das esteiras transportadoras frias e quentes. Também em (Gray et al., 2011) foram analisadas quatro tempestades, e em três delas é identificado o fenômeno. Concluiu-se que a diferença entre tempestades que produzem ou não Sting Jets está na presença de regiões de maior magnitude de instabilidade condicional e instabilidade simétrica condicional. É analisada a instabilidade da parcela através de índices termodinâmicos, como o DSCAPE (*Downdraught Slantwise Convective Available Potential Energy*, ou Energia Convectiva Potencial Disponível de Circulações Inclinadas Descendentes) (Gray e Thorpe, 2001). Outro fator identificado em (Rivière et al., 2012) e outros artigos é a variação da vorticidade potencial.

Maue (2010) discorreu sobre o processo de seclusão quente nos ciclones extratropicais. Nesse estudo concluiu-se que muitos dos ciclones que tem momentos de intensificação ou aprofundamento explosivo (Sanders e Gyakum, 1980) estão associados a processos dinâmicos não-lineares devido à liberação de calor latente (Raymond (1992), Slater et al. (2016)). Neste caso, são centros de ciclones muito parecidos com centros quentes apresentados por ciclones tropicais e que até podem apresentar a característica do olho de um furacão. Esse processo também é relacionado com a anomalia de vorticidade potencial em altos níveis, indicando intrusão de ar seco estratosférico (Reed e Danielsen, 1958) e um abaixamento da tropopausa (Vaughan et al., 1995). A partir disso, o trabalho de Maue (2010) constrói uma climatologia de seclusões quentes com objetivo de diagnosticar e estudar o desenvolvimento desse padrão, assim como os ventos intensos associados, utilizando

reanálises para criar as climatologias, assim como o modelo regional WRF para simular o fenômeno.

Baker et al. (2013), ao rever diversos trabalhos que desenvolveram análises diagnósticas para identificação e mensuração de ISC, propôs que a liberação de instabilidade simétrica condicional é o principal mecanismo para explicar a intensidade dos ventos em Sting Jets. O estudo foi realizado através de simulações ideais da tempestade Gudrum, já estudada em outros artigos. A metodologia foi rodar o modelo regional de mesoescala MetUM variando-se a velocidade inicial máxima do jato, a estabilidade estática na troposfera e a umidade relativa inicial máxima. Posteriormente, identifica-se a intensidade dos ventos de baixos níveis e as trajetórias da parcelas oriundas do ciclone, técnica que também é utilizada no presente trabalho. Uma das principais contribuições do artigo é caracterizar o Sting Jet, já considerando as contribuições de artigos anteriores, da seguinte forma:

1. o fenômeno se origina em níveis médios, próximo ao topo da nuvem;
2. em seguida, o ar descende ao longo de uma superfície constante de temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w);
3. durante sua descendência, a corrente de ar acelera ou desacelera de acordo com a umidade relativa no trajeto, resultando em ventos fortes no topo da camada limite planetária, formando então o Sting Jet.

Segundo Baker et al. (2013), o Sting Jet é caracteristicamente distinto das esteiras transportadoras frias e quentes. Um estudo semelhante foi feito por Coronel et al. (2016), também utilizando simulações idealizadas e usando técnicas como a análise de cortes verticais e trajetórias de parcelas, e concluiu que em regiões em que a estabilidade estática é forte, não há incursão de ar ventos descendentes relacionados ao Sting Jet.

Schultz e Sienkiewicz (2013) realizaram um trabalho utilizando a frontogênese como método de identificação de Sting Jet em ciclones extratropicais. O caso selecionado foi de um tempestade intensa que ocorreu no oceano Atlântico Norte em dezembro de 2005. O fenômeno foi simulado com o WRF, sendo o primeiro trabalho relacionado a Sting Jet utilizando esse modelo regional. A metodologia consistiu em usar a análise dos termos da função frontogenética por meio de perfis verticais e em superfícies isobáricas. como o exemplo mostrado na Figura 1.2. Com esta abordagem, algumas questões são respondidas

de forma mais clara. Uma delas é o motivo dos Sting Jets ocorrerem na região da cabeça da nuvem vírgula, e isso está relacionado à frontólise presente nessa região, que combinada à uma menor estabilidade estática produzida pela advecção fria e com fluxos de calor sensível, produzem o Sting Jet. Schultz e Sienkiewicz (2013) reconhecem que o Sting Jet é um fenômeno de mesoescala, pois a frontogênese é um processo dessa escala. Logo, complementam, o Sting Jet necessariamente terá essa escala na média e na baixa troposfera. Além disso, argumentam que o fenômeno somente pode ocorrer em ciclones do tipo Shapiro-Keyser, devido à frontólise em determinadas regiões, diferentemente do que ocorre nos ciclones tradicionais do modelo norueguês, onde não há evidências de fratura da frente (Figura 1.3).

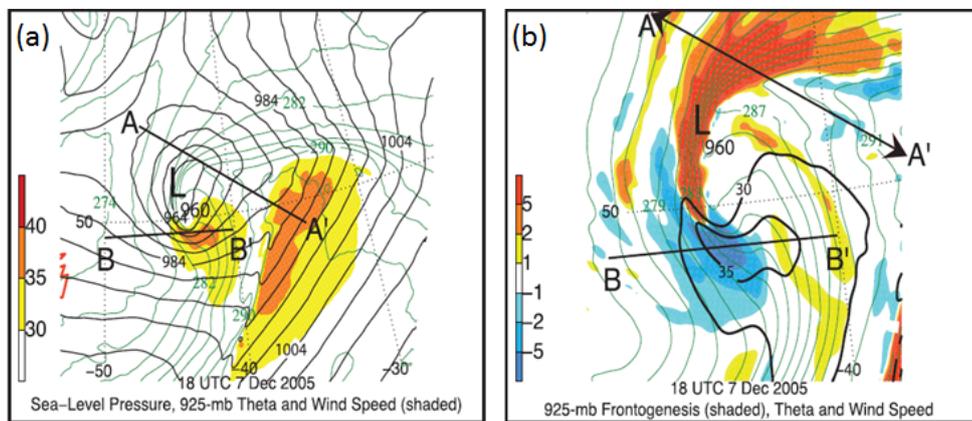


Figura 1.2: Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas, magnitude do vento (m/s) em sombreado e linhas de temperatura potencial em verde (K) (a), frontogênese em sombreado, linhas de temperatura potencial (K) em verde e linha preta de magnitude do vento (m/s) para a análise do GFS (b). Fonte: Schultz e Sienkiewicz (2013).

Assim como Schultz e Sienkiewicz (2013), Smart e Browning (2014) e Browning et al. (2015) simularam o fenômeno do Sting Jet utilizando o modelo regional WRF. Em Smart e Browning (2014), analisou-se uma tempestade com ventos fortes que ocorreu na Irlanda e na Escócia em janeiro de 2012. O modelo regional foi utilizado para associar a esteira transportadora fria e o Sting Jet com os ventos fortes observados. Foram realizadas diversas simulações com diferentes parametrizações (microfísica de nuvens, camada limite planetária e modelo de superfície) e os resultados do modelo foram comparados com uma estação meteorológica de superfície. Os autores não conseguiram visualizar no resultado das simulações uma grande importância da evaporação ou da instabilidade simétrica condicional no desenvolvimento dos jatos. Em Browning et al. (2015), a tempestade estudada

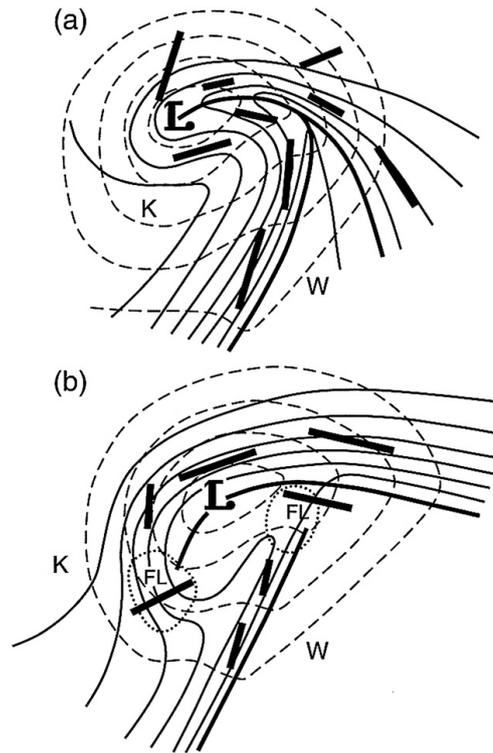


Figura 1.3: Comparação para a baixa troposfera (850 hPa) da oclusão do modelo norueguês (a) e da fratura da frente do modelo de Shapiro-Keyser. Linhas tracejadas indicam a altura geopotencial, linhas sólidas finas mostram a temperatura potencial, linhas sólidas grossas representam as frentes, e segmentos de linhas grossas mostram os eixos de dilatação do vento horizontal total com o comprimento do segmento proporcional à deformação resultante. Áreas com linhas pontilhadas em torno da sigla FL em (b) indicam regiões de frontólise e as letras K e W em (a) e (b) representam as regiões frias e quentes do ciclone, respectivamente. Fonte: Schultz e Sienkiewicz (2013).

atingiu a Inglaterra em Outubro de 2013. O objetivo foi analisar o mecanismo de transferência de momento da evaporação das chuvas no desenvolvimento do Sting Jet. O método de análise consistiu em utilizar as saídas do modelo WRF além de dados de um radar meteorológico, sendo este o primeiro estudo a utilizar estimativas de radar para Sting Jets.

Em um estudo mais recente, Hart et al. (2017) realizaram uma climatologia de Sting Jets através da técnica de rastreamento de ciclones utilizando dados do ERA-Interim durante 32 temporadas de inverno entre 1979 e 2012. Os ciclones foram classificados entre os que têm e os que não têm desenvolvimento explosivo e, posteriormente, como tempestades precursoras ou não de um Sting Jet. Para ser um ciclone precursor de Sting Jet, as tempestades tendem a ser mais ao sul e com deslocamento mais zonal e também mais intensas em relação à vorticidade relativa em 850 hPa. De todos os ciclones, 22% foram classificados com desenvolvimento explosivo, e 36% como precursores do Sting Jet, sendo

que, dos ciclones explosivos, 42% também foram classificados como precursores.

1.3 Região de Estudo

Os ciclones extratropicais são bastante frequentes em latitudes médias, tanto no hemisfério sul quanto no hemisfério norte (Wang et al., 2006). A intensidade dos ventos em superfície podem causar diversos danos físicos e econômicos. A região da foz do Rio da Prata é de grande importância econômica para a América do Sul, com a capital da Argentina, Buenos Aires, e a capital do Uruguai, Montevidéu, tendo influência significativa para este fato. Com isso, na foz do Rio da Prata, assim como em toda a bacia, existe um tráfego aquaviário intenso, tanto entre os dois países como com o comércio exterior. O litoral sul do Brasil, apesar de não fazer parte da foz do Rio da Prata, sofre influência do desenvolvimento de ciclones na região e igualmente tem importância econômica tanto no mar quanto no continente.



Figura 1.4: Mapa da América do Sul com destaque para a foz do Rio da Prata, região de ocorrência de ciclôgeneses e que será utilizada para estudo.

A primeira climatologia de ciclones para a América do Sul é devida a Gan e Rao (1991). A metodologia do trabalho utiliza 4 cartas sinóticas diárias entre o período de janeiro de 1979 e dezembro de 1988. A existência do ciclone foi diagnosticada com isóbaras de 2 hPa fechadas e que persistiam no período consecutivo de 4 cartas. Em seus resultados, as

regiões com maior ocorrência foram o Uruguai e o Golfo de São Matias. As ocorrências foram divididas entre as quatro estações, com valores intermediários na estações de transição e máximos no verão e no inverno. No verão, a máxima se localiza no Golfo de São Matias e, no inverno, na região do Uruguai.

Reboita (2008) e (Reboita et al., 2012) produziram uma revisão do estudo realizado por Gan e Rao (1991). Nesse trabalho foi utilizado um esquema numérico que rastreia centros de vortacidade relativa mínima a 10 metros da superfície. Dessa forma, foi possível identificar ciclogêneses no sudoeste do Oceano Atlântico Sul. Foi feita uma climatologia com 10 anos de dados da reanálise do NCEP (1990-1999). Descobriu-se mais uma região onde ocorre ciclogêneses, o litoral do Sul/Sudeste do Brasil. As outras regiões, onde há maior densidade de ciclogêneses, são a foz do Rio da Prata e a região do Golfo de São Matias.

1.4 Motivação e Objetivos do Trabalho

Como se infere a partir da revisão bibliográfica apresentada no item anterior, a grande maioria dos casos de Sting Jet relatados nos últimos anos têm o Hemisfério Norte como região de ocorrência. A ausência de relatos de Sting Jet para a América do Sul leva ao principal objetivo deste trabalho, que é responder se o evento de fortes ventos observados à superfície em associação ao desenvolvimento do ciclone extratropical do tipo Shapiro-Keyser de 25-26 de agosto de 2014 no Atlântico Sul pode ou não ser classificado como Sting Jet. Como objetivos correlatos, enumeram-se:

1. identificar, por meio da aplicação de técnicas avançadas de análise diagnóstica e modelagem numérica regional, as hipóteses que expliquem os fenômenos físicos que produziram os fortes ventos observados;
2. aprofundar a compreensão dos conceitos físicos associados às esteiras transportadoras frias e quentes nos ciclones extratropicais das latitudes médias da América do Sul, bem como os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados à frontogênese, à frontólise, às trajetória das parcelas de ar e à análise isentrópica;
3. avaliar o modelo regional WRF quanto à sua capacidade em reproduzir os fenômenos acima citados.

Metodologia

Para esta pesquisa, foi selecionado um caso de ciclone extratropical que ocorreu na costa da América do Sul em agosto de 2014. As análises do modelo global GFS (Global Forecast System) de 0.5° foram utilizados para obtenção dos campos para a análise sinótica e como condição inicial e de fronteira para o modelo regional. Esses dados são fornecidos pelo *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e podem ser acessados em *National Climatic Data Center* (NCDC)¹, onde são fornecidos os arquivos de análises com saídas a cada 6 horas, nos horários das 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC. As análises GFS proveem do *Global Data Assimilation System* (GDAS), que é um processo de assimilação de dados de estações de superfície, radiossondagens, satélite, e medidas não convencionais diversas que possam contribuir no aprimoramento da análise objetiva e, posteriormente, nas previsões numéricas globais.

2.1 Dados Observados

2.1.1 Medidas de Superfície

Por se tratar de um fenômeno que ocorreu no oceano, dados relacionados ao Sting Jet têm maior escassez. Esses se restringem a boias oceânicas, navios, satélites meteorológicos e ambientais, além de medidas obtidas na zona costeira. O código meteorológico SYNOP exprime os dados de estações de superfície convencionais e automáticas em determinados intervalos de tempo. Tanto essas estações, como as boias oceânicas e os navios captam dados relativos à temperatura, pressão atmosférica, vento e umidade relativa e esses da-

¹ <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>

dos podem ser obtidos no site do CPTEC² (Centro de Previsão e Estudos Climáticos) e Ogimet³.

2.1.2 Satélites

Os satélites meteorológicos são usados para monitorar o tempo e o clima, e podem visualizar as nuvens, assim como efeitos da poluição, desmatamento, correntes oceânicas e diversos produtos derivados de sua informação. Os satélites de órbita polar passam próximos aos polos e têm órbita em altitude mais baixa (aproximadamente 700 km da superfície terrestre); em geral, passam pelo mesmo local a cada 12 horas. Os satélites de órbita geoestacionária orbitam no plano da linha do equador, a uma altitude de 36.000 km, e têm órbita sincronizada à rotação terrestre, monitorando sempre uma mesma região terrestre. Devido a essa característica, os dados ficam limitados até a latitude de 55°. O GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellites*) é uma série de satélites geoestacionários americanos que são administrados pela NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). O satélite GOES 13 tem sensores que registram dados em 5 canais diferentes com um no Visível (0,55-0,75 μm), três canais no Infravermelho (3,8-4,0 μm , 10,2-11,2 μm , 11,5-12,5 μm) e o canal no Vapor d'Água (6,5-7,0 μm). As imagens de satélite usadas neste trabalho foram do satélite GOES 13, lançado em 2006 e operacional até os dias atuais, sendo as imagens extraídas do site do CPTEC. Os canais utilizados foram o vapor d'água, onde regiões mais claras representam áreas com muito vapor d'água e regiões escuras representam áreas mais secas, e o canal do infravermelho com a temperatura do topo das nuvens realçada, onde as imagens claras mostram regiões mais frias. Nesse canal apenas a emissividade dos níveis acima 700 hPa são observados.

2.2 Diagrama de Fase para Ciclones

Um método de análise e classificação de ciclones é o diagrama de fase. Nele, os valores do vento térmico são analisados juntamente com o parâmetro de assimetria B. O parâmetro B é definido como:

$$B = h(\overline{\Delta Z_R} - \overline{\Delta Z_L}) \quad (2.1)$$

² <http://satellite.cptec.inpe.br/>

³ <http://www.ogimet.com/>

onde B é o parâmetro de assimetria do ciclone, h o hemisfério, com o valor 1 para o hemisfério norte e -1 para o hemisfério sul, $\overline{\Delta Z_R}$ a espessura média da camada entre 900 e 600 hPa no semicírculo à direita do movimento do ciclone, e $\overline{\Delta Z_L}$ a espessura média da camada entre 900 e 600 hPa no semicírculo à esquerda do movimento do ciclone. No canto do diagrama, em um mapa menor, é mostrado o início e o fim do ciclo de vida do ciclone, designados pelas letras A e Z, respectivamente, assim como a trajetória realizada pelo centro do mesmo. Nesse mesmo quadro, são marcados pontos correspondentes a cada dia durante a trajetória e a temperatura da superfície do mar. Além disso, a cada marcação do gráfico, por meio de um círculo sombreado, é estimada a pressão atmosférica no centro do ciclone em superfície. Por fim, mostra-se o raio onde há influência devido a intensidade dos ventos. Como exemplo de aplicação, a figura 2.1 traz a classificação obtida em Hart (2003), onde se mostram apenas os eixos do diagrama e em qual região do diagrama de fase o ciclone estaria localizado.

2.3 Análises das Temperaturas Potenciais

A análise isentrópica é importante pelo fato de que a entropia se conserva em movimentos adiabáticos, invíscidos e hidrostáticos. A temperatura potencial de uma parcela é calculada conduzindo a parcela adiabaticamente do nível em que ela se encontra até um nível de referência (normalmente tomado a 1000 hPa), e é dada por:

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (2.2)$$

onde θ é a temperatura potencial, T é a temperatura da parcela, p o nível em que a parcela se encontra, p_0 o nível de referência, R_d a constante dos gases para o ar seco e c_p o calor específico do ar seco à pressão constante.

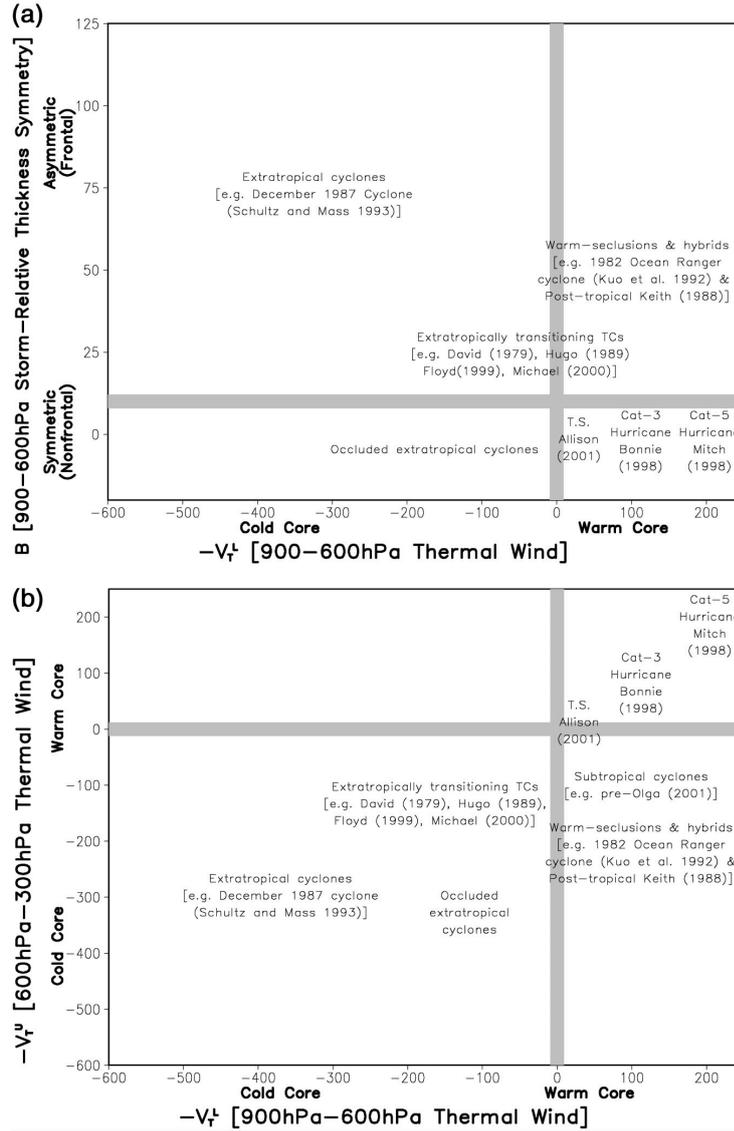


Figura 2.1: Exemplos de classificações a partir da fase do ciclone. (a) V_T^L vs B e (b) V_T^L vs V_T^U . Fonte: (Hart, 2003).

Para incluir a fase saturada do ar úmido no interior das parcelas, utiliza-se a temperatura potencial equivalente (θ_e), que é a temperatura que o ar úmido teria se o vapor d'água contido nele se condensasse à pressão constante e precipitasse, e o calor latente de condensação dessa forma liberado fosse utilizado para a elevar a temperatura do ar, trazendo-se, então, a parcela, agora totalmente seca, de forma adiabática até o nível de 1000 hPa. (θ_e) é dada por:

$$\theta_e = \theta_{NCL} \exp\left(\frac{L_v r_s}{c_p T}\right) \quad (2.3)$$

Na prática, neste trabalho, foram testadas e utilizadas as equações empíricas dadas

abaixo, calculando-se (θ_e) com excelente grau de precisão:

$$T_d = T - (14.55 + 0.114T)(1 - 0.01RH) + ((2.5 + 0.007T)(1 - 0.01RH))^3 + (15.9 + 0.117T)(1 - 0.01RH)^{14} \quad (2.4)$$

$$e_s = 6.112 \exp\left(\frac{17.67T_d}{Td + 243.5}\right) \quad (2.5)$$

$$e = 1.001e_s + \frac{P - 100}{900 \times 0.0034} \quad (2.6)$$

$$w = 0.62197 \left(\frac{e}{P - e}\right) \quad (2.7)$$

$$T_e = T + 273.16 + \left(\frac{2260000}{1004}w\right) \quad (2.8)$$

$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{P}\right)^{\frac{287}{1004}} \quad (2.9)$$

onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho, T a temperatura ambiente, RH a umidade relativa, e_s a pressão de vapor de saturação, e a pressão de vapor, w a razão de mistura, P a pressão de um nível de referência e T_e a temperatura equivalente.

2.4 Transporte e Divergência de Umidade

A variável transporte de umidade utilizada neste trabalho é calculada integrando-se verticalmente o fluxo de umidade numa determinada área. Neste trabalho, o fluxo de umidade é integrado entre os níveis de 1000 e 700 hPa e é, então, definido como:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{1000}^{700} \vec{v}qdp \quad (2.10)$$

onde g é a aceleração da gravidade, q é a umidade específica, p é a pressão atmosférica em cada nível e \vec{v} é o vetor vento. Esta equação é a mesma utilizada em (Chen, 1985). A umidade específica q é calculada com base na equação de Clausius-Clapeyron, como descrito na seção anterior. Também é calculado, a partir das componentes zonal (Q_x) e meridional (Q_y) de \vec{Q} , o divergente do transporte de umidade, com a finalidade de determinar regiões onde há convergência do transporte de umidade (Equação 2.11).

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{Q} = \frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (2.11)$$

2.5 Frontogênese

Regiões de contraste térmico e de umidade entre massas de ar são chamadas de zonas frontais. Essas áreas são geradas por meio do aquecimento diferencial da superfície terrestre ou pela advecção horizontal de propriedades físicas contrastantes de uma massa de ar sobre outra de características diferentes. A partir disso, define-se a função frontogenética, a qual consiste na medida da intensificação ou desintensificação do gradiente horizontal de temperatura. Desprezando-se os efeitos da inclinação vertical do sistema e do aquecimento/resfriamento diabático, a formulação proposta por Petterssen (1936) é dada por:

$$F = \frac{d}{dt} |\nabla_H \theta| \quad (2.12)$$

onde F é a função frontogenética de Petterssen e θ é a temperatura potencial. Valores positivos de F indicam frontogênese, causada pelo aumento do gradiente horizontal de temperatura e favorecem a ascendência do ar mais próximo à superfície. Já valores negativos indicam frontólise e uma diminuição do gradiente horizontal de temperatura. Essa condição favorece a subsidência do ar e é importante para o processo de desenvolvimento do Sting Jet e foi utilizada em Schultz e Sienkiewicz (2013).

A equação 2.12 é uma formulação em que se desprezam os efeitos da inclinação do sistema e de resfriamento/aquecimento diabático. Desprezando-se ainda os efeitos de difusão horizontal e vertical, a equação frontogenética F é escrita como:

$$F = \left(\frac{d\theta}{dx} + \frac{d\theta}{dt} \right) = \underbrace{\left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} \right)}_{(A)} + \underbrace{\left(\frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right)}_{(B)} \quad (2.13)$$

$$+ \underbrace{\left(\frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)}_{(C)} - \underbrace{\left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} \right) \right)}_{(D)}$$

onde u é o vento zonal, v é o vento meridional, w o vento na componente vertical e θ é a temperatura potencial.

O termo (A) é chamado de termo de cisalhamento, que não aumenta ou diminui o gradiente de temperatura, apenas causando rotação, ou seja, a mudança de orientação das isotermas. (B) é o termo de confluência, que pode causar a contração ou dilatação das isotermas, assim aumentando ou diminuindo o gradiente de temperatura. O termo de inclinação (C) causa inclinação do sistema, alargando ou estreitando a zona frontal, e

é um termo de segunda ordem. Os processos de aquecimento/resfriamento diabático são calculados a partir do termo (D).

2.6 Identificação da Fratura da Frente Fria em Ciclones Extratropicais

Gozzo e da Rocha (2013) estudaram a influência de processos de interação Atmosfera-Oceano em um ciclone do tipo Shapiro-Keyser que ocorreu no Atlântico Sul entre Maio e Junho de 1997. A partir de uma simulação realizada com o modelo regional WRF, análises utilizando calor sensível e calor latente foram realizadas para estudar a influência destas variáveis na ciclogênese e frontogênese daquele sistema. A figura 2.2, retirada de Gozzo e da Rocha (2013), é um exemplo de aplicação do uso do método isentrópico em conjunto com a análise do vento em 925 hPa para identificar a fratura da frente fria.

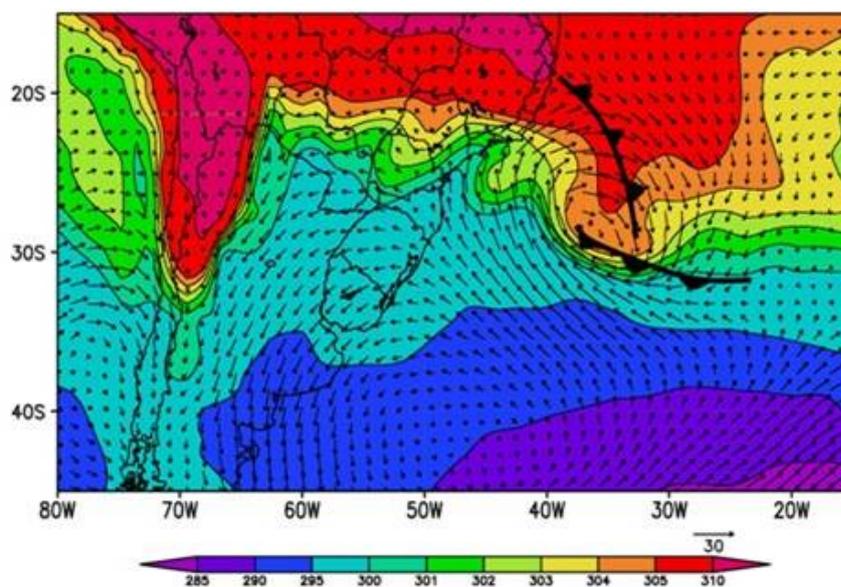


Figura 2.2: Temperatura potencial equivalente (K) e vento em 925 hPa. Linhas pretas com triângulo da mesma cor indicam a frente fria, e linhas pretas com semi-círculos pretos indicam a frente quente. Fonte: (Gozzo e da Rocha, 2013)

2.7 Vorticidade Potencial Isentrópica em Coordenadas Isobáricas

A vorticidade tridimensional é uma propriedade vetorial que mede a rotação de um fluido (Holton, 2004). Em escala sinótica ou maior, a análise de escala mostra que apenas a componente vertical da vorticidade é importante. Essa componente da vorticidade é diretamente relacionada à convergência/divergência horizontal de massa pela equação da

vorticidade. Quando essa propriedade considera a espessura de uma camada atmosférica em sua formulação, a mesma se conserva em movimentos adiabáticos, invíscidos e hidrostáticos. Nesse caso, a propriedade é denominada vorticidade potencial. Assim, a vorticidade potencial isentrópica (VPI) é extremamente útil para os estudos em que a intrusão de ar estratosférico nos níveis mais altos da troposfera é importante, como nas ocorrências de vórtices de escala sinótica ou de mesoescala alfa (Hallak, 2000). Em coordenadas isobáricas, a VPI é dada por:

$$VPI = -g \left(\underbrace{\frac{\partial \theta_e}{\partial p} (\zeta_p + f)}_{(A)} - \underbrace{\frac{\partial \theta_e}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p}}_{(B)} \right) \quad (2.14)$$

onde θ_e é a temperatura potencial equivalente, g é a aceleração da gravidade, ζ_p é a vorticidade relativa em coordenadas isobáricas, f é o parâmetro de Coriolis e u e v são as componentes zonal e meridional do vento horizontal. Em seu trabalho, Reed (1955) chamou o termo (A) de vorticidade potencial absoluta e o termo (B) do produto entre o cisalhamento vertical do vento e o gradiente horizontal de temperatura potencial (Crespo, 2015).

O presente trabalho utiliza como ferramenta o cálculo da vorticidade potencial isentrópica para uma atmosfera úmida, utilizando a temperatura potencial equivalente no lugar da temperatura potencial do ar seco. Os valores de vorticidade potencial podem ter diversos significados de acordo com a região onde é medida. Para esta variável, o interesse maior com relação ao fenômeno do Sting Jet está em níveis mais altos da atmosfera. Na região da tropopausa, onde a atmosfera é muito seca, os valores de vorticidade potencial no Hemisfério Sul são mais negativos que em níveis inferiores da troposfera. Assim, ressalta-se mais uma vez que a presença de valores negativos na alta troposfera indica um abaixamento da tropopausa e uma intrusão de ar seco estratosférico (Reed e Danielsen (1958), (Vaughan et al., 1995)).

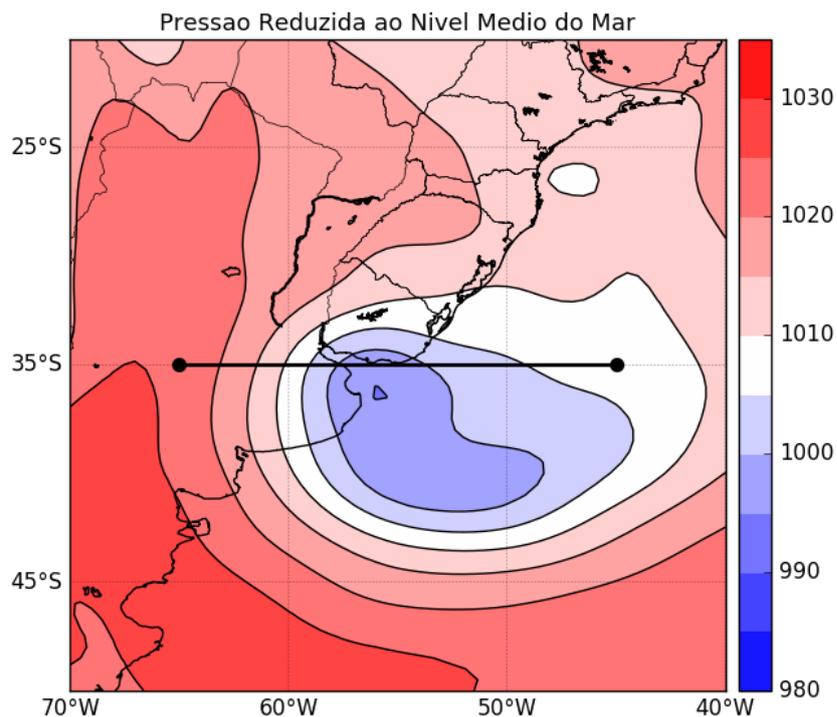


Figura 2.3: Pressão reduzida ao nível médio do mar em sombreado (hPa) e corte onde é traçado o corte vertical de VPI.

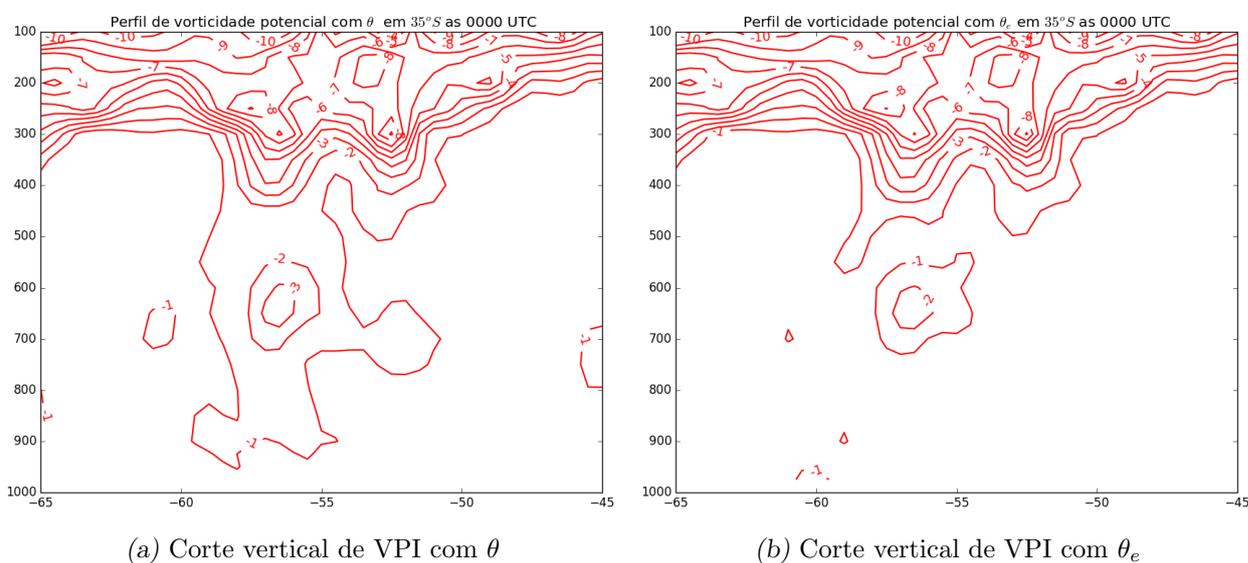


Figura 2.4: Corte vertical de vorticidade potencial isentrópica em 35°S em unidades de vorticidade potencial (PVU). $1 \text{ PVU} = 1,0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$.

Para validação desse método, um corte vertical foi gerado na latitude de 35°S às 0000 UTC do dia 26 de Agosto de 2014 (figura 2.3). A partir disso, dois perfis de vorticidade

potencial isentrópica foram traçados, um utilizando θ (figura 2.4a) e outro θ_e (figura 2.4b). As figuras indicam valor de VPI negativo em regiões mais baixas da atmosfera, associadas ao centro do ciclone, que justificam a intrusão de ar seco estratosférico. Além disso, observa-se na Fig. 2.4b que o efeito da produção de VPI por fontes diabáticas, como observado em níveis abaixo de 700 hPa na Fig. 2.4a, é minimizado.

2.8 Instabilidade Simétrica Condicional e DCAPE

A instabilidade simétrica condicional é uma instabilidade da parcela em que combinam duas outras: a estabilidade estática termodinâmica e a instabilidade inercial, relativa à rotação da terra. Dessa maneira, as parcelas de ar podem ter o movimento ascendente ou descendente de maneira inclinada na atmosfera, sendo esta uma das características do Sting Jet. Mostra-se este fenômeno pela inclinação das isentrópicas de θ_w . O DCAPE é uma medida do potencial da instabilidade da parcela para um movimento descendente e é calculado utilizando a seguinte equação:

$$DCAPE = \int_{p_0}^{p_n} R_d(T_{v,env} - T_{v,parc}) d \ln p \quad (2.15)$$

onde p_0 e p_n são os níveis da superfície e até onde será calculado o DCAPE, R_d é a constante dos gases para o ar seco, $T_{v,env}$ a temperatura virtual do ambiente e $T_{v,parc}$ a temperatura virtual da parcela. Dessa maneira, áreas que apresentem maior valor de DCAPE são favoráveis para ocorrência do Sting Jet (Gray et al. (2011), Martínez-Alvarado et al. (2013)).

2.9 Trajetórias de Parcelas em Coordenadas Isobáricas

A trajetória de uma parcela indica para que ponto da atmosfera a parcela se desloca ou de qual ponto partiu para chegar num outro ponto específico. O método utilizado neste trabalho fornece as coordenadas geográficas para cada passo de tempo de integração de uma trajetória específica. Ao mesmo tempo, obtém-se, para cada ponto da trajetória, os valores referentes às propriedades físicas da parcela. A metodologia para o cálculo das trajetórias é baseada na 2a. Equação de Newton para o movimento. O programa para o cálculo de trajetórias foi desenvolvido a partir de Codina (2001), que calcula trajetórias tridimensionais para tempos futuros (trajetória progressiva) e tempos anteriores (trajetória

retrógrada), em linguagem de programação própria do software de visualização gráfica GrADS (*The Grid Analysis and Display System*). O programa original foi adaptado para se obter os valores de temperatura, temperatura potencial equivalente, magnitude do vento horizontal, velocidade vertical, umidade relativa e altura geométrica da parcela. Esta metodologia foi utilizada e testada em Rocha (2014) e Hallak (2014), nos quais foram analisadas trajetórias de parcelas para um evento de chuva ocorrido no estado de São Paulo, com a finalidade de estudar as esteiras transportadoras. Em um trabalho posterior e utilizando a mesma metodologia, Hallak (2016) estudou a esteira transportadora quente na atuação do jato de baixos níveis por meio de análises isobáricas e isentrópicas.

2.10 O Modelo Regional WRF

O modelo atmosférico WRF (Weather Research and Forecasting) é um modelo numérico utilizado tanto para finalidade operacional quanto de pesquisa. Foi criado para desenvolver uma nova geração de modelos regionais e ajudar a evoluir a previsão da meteorologia de mesoescala acelerando a transferência de tecnologia dos centros de pesquisa até os centros operacionais. O modelo é uma colaboração de diversos centros, como os National Center for Atmospheric Research's (NCAR) Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division, the National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA), National Centers for Environmental Prediction (NCEP), Earth System Research Laboratory (ESRL), Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) na Universidade de Oklahoma, e a Federal Aviation Administration (FAA), assim como diversos cientistas (Skamarock et al., 2008).

A versão WRF-ARW, utilizada em pesquisas, é totalmente compressível, e seu núcleo dinâmico/termodinâmico resolve equações para as componentes da velocidade u , v e w em coordenadas cartesianas, perturbação da temperatura potencial e perturbação do geopotencial. A coordenada vertical segue o terreno e utiliza grade horizontal do tipo C de Arakawa. A integração do tempo é do tipo time-split, usando o esquema de segunda ou terceira ordem Runge-Kutta com passo de tempo menores para modos acústico e de gravidade. As condições iniciais são arquivos de dados de duas ou três dimensões. Há opções de condições de fronteira periódicas, abertas, simétricas ou opções específicas determinadas

pelo usuário, além de forçadas por modelos numéricos de escalas espaciais superiores à da grade simulada. No topo, as ondas de gravidade são absorvidas, sendo que a pressão é constante. Todos os termos de Coriolis estão inclusos e quatro modelos de projeção são suportados: estereográfico polar, conforme de Lambert, Mercator e latitude-longitude. É permitido o aninhamento de grades do tipo *one-way*, *two-way* ou em movimento. Na parte física são oferecidos diversos tipos de parametrização para microfísica de nuvens, parametrização cumulus, superfície, camada limite planetária e para a física da radiação. Para maiores informações é disponibilizado um guia de usuário no site⁴ do modelo.

2.10.1 Configuração do Modelo

O modelo atmosférico regional WRF (Weather Research and Forecasting) foi configurado com 3 grades aninhadas (27, 9 e 3 km, denominadas no trabalho de D01, D02, D03, respectivamente), com início às 0000 UTC do dia 24 de Agosto de 2014 e fim às 1800 UTC do dia 26 de Agosto de 2014, utilizando-se as análises GFS de 0.5° como condições iniciais e de fronteira. Os esquemas de parametrizações utilizadas são apresentados na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 - Parametrizações Utilizadas no WRF

Parametrização	Domínio 1 (D01)	Domínio 2 (D02)	Domínio 3 (D03)
Microfísica	WSM6 ^a	WSM6 ^a	WSM6 ^a
Radiação de onda longa	RRTM ^b	RRTM ^b	RRTM ^b
Radiação de onda curta	Dudhia ^c	Dudhia ^c	Dudhia ^c
Camada de superfície	MYNN ^d	MYNN ^d	MYNN ^d
Modelo de superfície	Noah ^e	Noah ^e	Noah ^e
Camada limite planetária	MYNN2 ^f	MYNN2 ^f	MYNN2 ^f
Cumulus	Kain-Fritsch ^g	Kain-Fritsch ^g	—

^aHong e Lim (2006)

^bMlawer et al. (1997)

^cDudhia (1989)

^dNakanishi e Niino (2004)

^eChen e Dudhia (2001)

^fNakanishi e Niino (2006)

^gKain (2004)

Os domínios das 3 grades (figura 2.5) foram escolhidos de maneira que as grades possuam proporção 3:1 entre si e de forma que as localizações das fronteiras das grades sofram a mínima influência em relação à Cordilheira dos Andes. Após as fases de testes, escolheu-

⁴ http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user_guide_V3/contents.html

se 60 s como passo de tempo para a grade de 27 km, denominada de D01, ativando-se o esquema de difusão de sexta ordem, com a finalidade de minimizar a quantidade de oscilações espúrias na simulação.

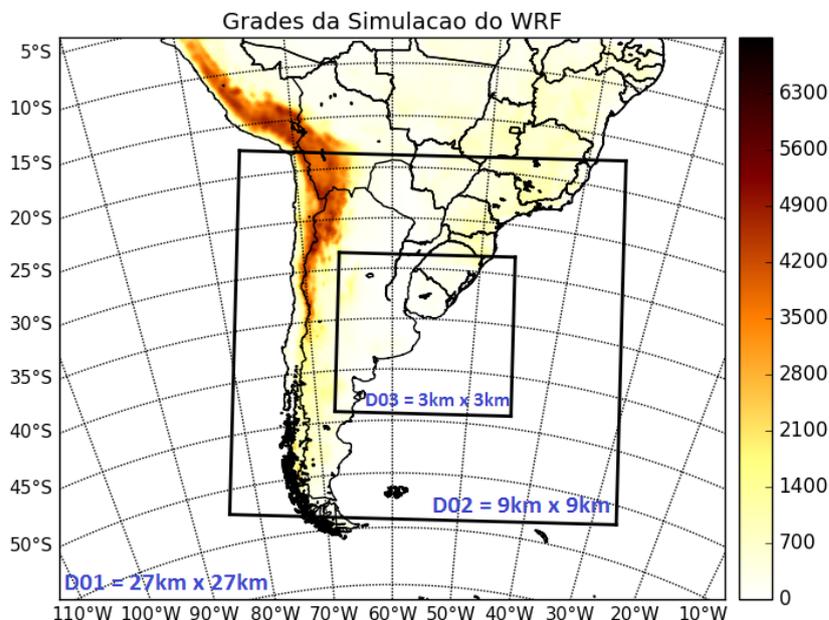


Figura 2.5: Domínios da simulação realizada pelo WRF com grades de 27, 9 e 3 km com a altitude do terreno (metros) em sombreado.

Tabela 2.2 - Simulação realizada pelo WRF

Domínio	D01	D02	D03
Condição de Fronteira e Inicial	GFS/FNL de 0.5°	Domínio 1	Domínio 2
Pontos na horizontal	270 x 230	469 x 445	640 x 583
Espaçamento de grade na horizontal	27 x 27 km	9 x 9 km	3 x 3 km
Níveis verticais	48	48	48
Primeiro nível	28 m	28 m	28 m
Topo do modelo	30 hPa	30 hPa	30 hPa
Tempo de integração	72 h	72 h	72 h
Passo de tempo	60 s	20 s	6,6 s

Inicialmente, foi efetuada uma simulação acionando-se apenas a grade de 27 km, com a finalidade de se verificar se o modelo reproduz os fenômenos sinóticos adequadamente nesta grade. As parametrizações foram as mesmas utilizadas na simulação completa, com

poucas modificações: difusão de quarta ordem, passo de tempo de 120 s e maior tempo de simulação (138 h), com início às 0000 UTC do dia 23 de agosto de 2014 até às 1800 UTC do dia 28 de agosto de 2014.

Adicionalmente, com intuito de verificar o comportamento do sistema sem a presença de gelo, foi feita um simulação nos mesmos moldes e parametrizações anteriores (tabelas 2.1 e 2.2), exceto na parametrização de microfísica, onde foi utilizada a WSM3 (Hong et al., 2004).

2.11 Linguagens de Programação e Scripts Utilizados no Trabalho

A partir da análise GFS foram gerados campos sinóticos de baixos até médios níveis, diagramas de fase do ciclone (Hart, 2003), além de uma análise frontogenética. Todos os campos foram criados a partir do software GrADS por meio de programação de scripts e das linguagens Python e Fortran. O diagrama de fase utiliza uma combinação de programação GrADS, Fortran e Shell-scripts. Com as simulações do modelo WRF foram feitas análises frontogenéticas, perfis verticais, análises isentrópicas e estudo da trajetória de parcelas utilizando-se as mesmas linguagens/scripts.

Resultados

3.1 *Análise Sinótica*

O ciclone extratropical selecionado para este estudo teve um ciclo de vida de 5 dias, com as condições antes do surgimento observadas em 23 de agosto e, após maturação, dissipação observada em 28 de agosto de 2014. No que segue, serão apresentadas as análises diagnósticas efetuadas entre os dias 24 e 26 de agosto de 2014, período centrado no evento de fortes ventos observados em superfície próximo à região central do ciclone, com exceção das medidas de vento em estações de superfície no Uruguai, disponíveis para todo o período.

3.1.1 *Imagens de Satélite*

Na figura 3.1 observa-se uma imagem do satélite GOES 13 no dia 24 de agosto de 2014 às 2100 UTC no canal do vapor d'água (3.1a), onde as cores mais claras representam uma maior quantidade de vapor d'água na atmosfera e, as mais escuras, regiões de menor umidade. Vê-se também nebulosidade na região sul do continente associada à presença de um vórtice ciclônico extratropical no sul da Argentina. Na figura 3.1b observa-se a mesma imagem de satélite mas no canal do infravermelho, com as temperaturas realçadas abaixo de -30°C , relacionadas ao topo das nuvens mais altas. É possível visualizar nuvens com topos bastantes frios com até -70°C no início do desenvolvimento do ciclone.

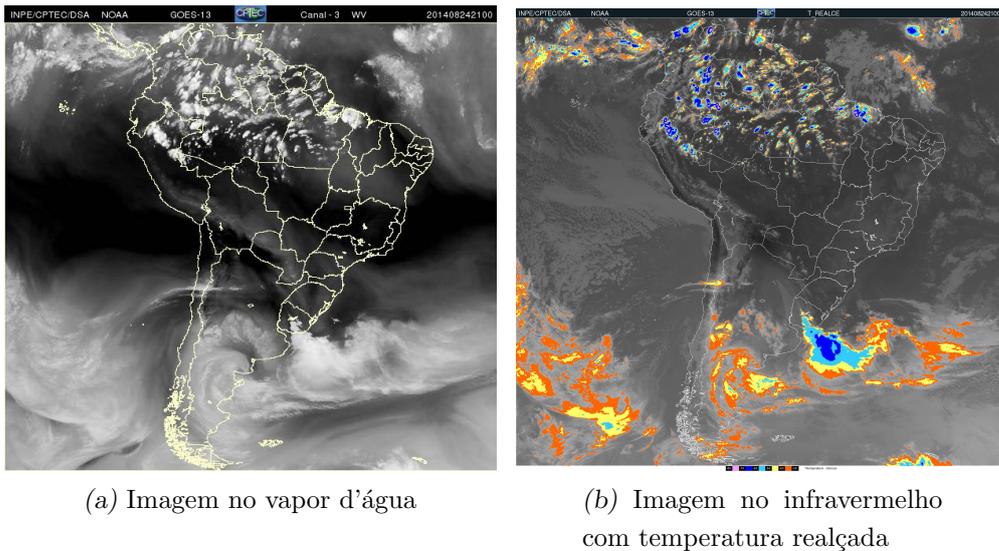


Figura 3.1: Imagens do satélite GOES13 às 2100 UTC de 24 de agosto de 2014.

No dia 25 de agosto às 1800 UTC (figura 3.2) verifica-se a expansão da região com nebulosidade na Região Sul do Brasil, resultante da intensificação da frente fria associada ao ciclone extratropical. Neste horário, o ciclone aparece intensificado, tendo como característica uma região de intrusão de ar seco proveniente do interior da Argentina, fenômeno realçado pelas cores mais escuras espiralando em torno do centro do ciclone nos dois canais e, em especial, no canal do vapor d'água (figura 3.2a). Ainda no canal do vapor, identifica-se um olho no centro do ciclone. Na figura 3.2b verifica-se que a região com nuvens de topos mais frios não é tão intensa como na figura 3.1b, apesar da expansão da nebulosidade em área. Ressalta-se que a região mais próxima do centro do ciclone, entre o litoral da Argentina e o Uruguai, com topos de nuvens apresentando -30°C e denominada cabeça da nuvem vírgula (cloud head, em Inglês), é a área de ocorrência dos Sting Jets, onde está sinalizado pelo círculo preto na figura.

No dia 26 de agosto às 0900 UTC (figura 3.3) o ciclone se desloca para leste e observa-se a presença de pequenos vórtices de mesoescala próximo ao seu centro (figura 3.3a). A intrusão de ar seco fica menos evidente do que no horário anterior, diminuindo o processo de intensificação do ciclone. A frente fria associada ao ciclone se desloca até o Estado de São Paulo e se estende até o Oceano Atlântico, região com topos de nuvens mais elevados do que no horário anterior (figura 3.2b), associada tanto à frente fria quanto à frente quente, além do processo de seclusão quente.

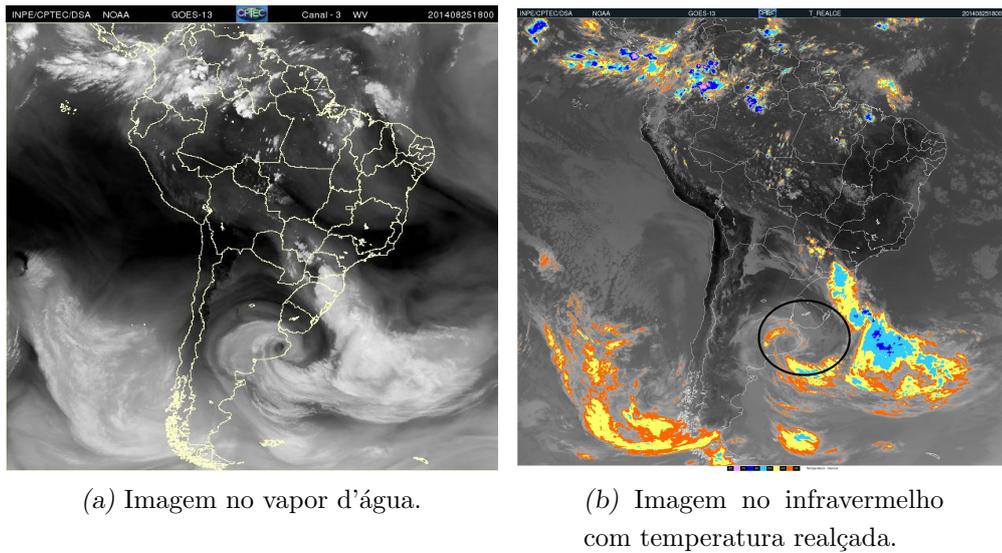


Figura 3.2: Imagens do satélite GOES13 às 1800 UTC de 25 de agosto de 2014.

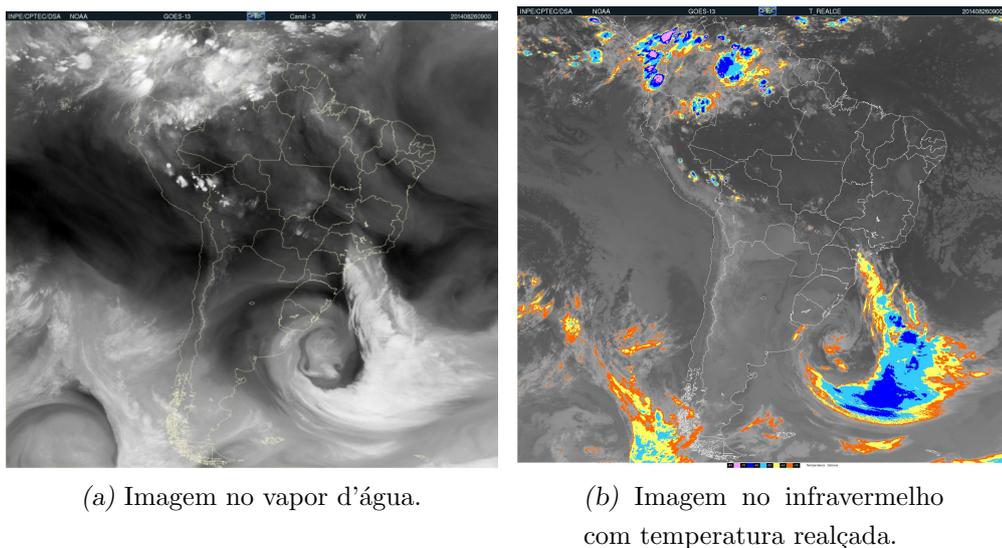


Figura 3.3: Imagens do satélite GOES13 às 0900 UTC de 26 de agosto de 2014.

3.1.2 Dados de Superfície

Estações de superfície (SYNOP) e aeródromos (METAR) no Uruguai registraram ventos fortes durante a ciclogênese e nos dias seguintes, durante o desenvolvimento do ciclone extratropical. Na figura 3.4 observa-se a série temporal de dados observados em superfície SYNOP em diversas estações localizadas nas proximidades do litoral do Uruguai. Somando à essas observações do gráfico, também tiveram ventos intensos registrados por outros meios

de mediação. No dia 25 de agosto o aeródromo de Colônia registrou ventos de 30,5 m/s às 2200 UTC. No dia 26, diversas cidades do Uruguai registraram ventos intensos, como Rocha com 12,3 m/s às 0300 UTC, Montevideu com 25,8 m/s às 0100 UTC, 23 m/s às 0200 UTC e 21,6 m/s às 0300 UTC, e Laguna Del Sauce com 16,5 m/s às 0300 UTC. Navios também fizeram medidas na região durante o período analisado: o navio 2AKI3 registrou ventos de 21,4 m/s às 1900 UTC do dia 23 de agosto e o navio ONCD registrou ventos de 24 m/s às 0600 UTC do dia 24 de agosto e 25,5 m/s às 1200 UTC do dia 26 de agosto, ambos medidos no Oceano Atlântico, próximo à costa do Uruguai.

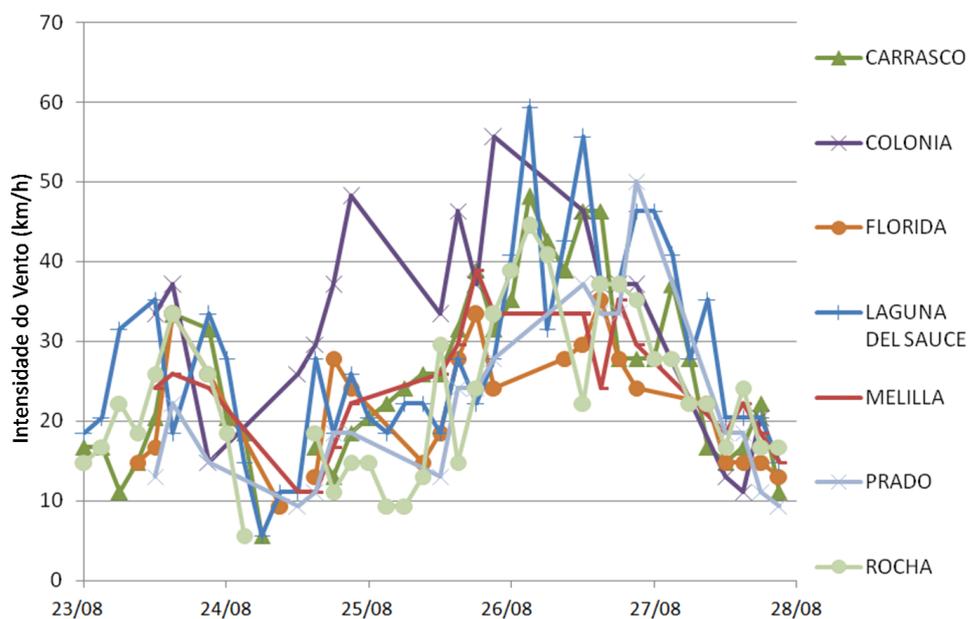


Figura 3.4: Gráfico de intensidade do vento (km/h) ao decorrer dos dias 23 a 28 de agosto de 2014 para estações SYNOP localizadas no Uruguai.

3.1.3 Análise do Modelo Global GFS

Em 22 de agosto de 2014, o campo de transporte e divergência de umidade entre 1000 e 700 hPa (figura 3.5a) mostra um fluxo de umidade proveniente da região da Bolívia, atingindo a região de 60° W e 35° S, onde a cor esverdeada indica convergência de umidade com valor de -0,5. Na figura 3.5b, verifica-se uma frente fria já no Oceano Atlântico na altura de 40° S e um cavado a oeste dos Andes no campo de geopotencial em 500 hPa. Este cavado tende a se deslocar para leste e a aumentar a vorticidade ciclônica sobre a área onde a ciclogênese é observada nas horas seguintes. Em 24 de agosto de 2014 (figura 3.6a), o transporte de umidade continua intenso e a circulação relativa ao ciclone bem perceptível,

com valores de $-1,0$ na região das frentes. Na figura 3.6b observa-se o processo de ciclogênese em andamento (60° W; 37° S), já evidente no litoral da Argentina, produzindo convergência dos ventos, aumento de vorticidade ciclônica e um mínimo de vorticidade absoluta em superfície, além de uma região de baixa pressão atmosférica com centro de 1005 hPa (figura 3.6b). O cavado no geopotencial de 500 hPa atravessa a cordilheira dos Andes e também contribui para a instabilidade dinâmica da atmosfera na região do sistema.

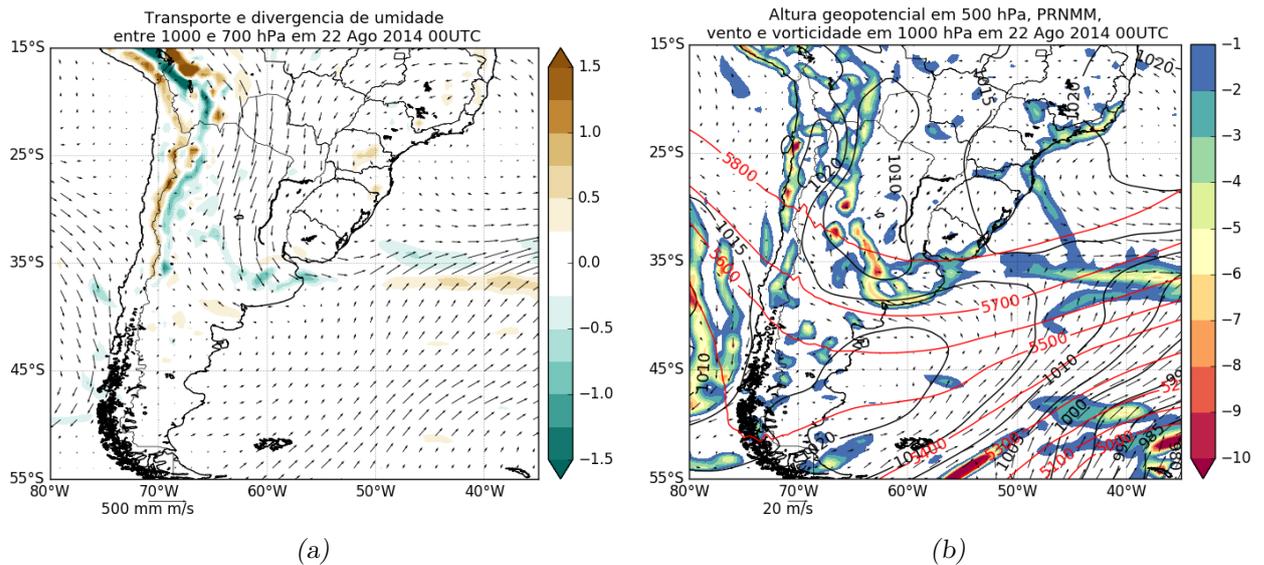


Figura 3.5: (a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 22 de agosto de 2014. Figura geradas a partir de dados do GFS.

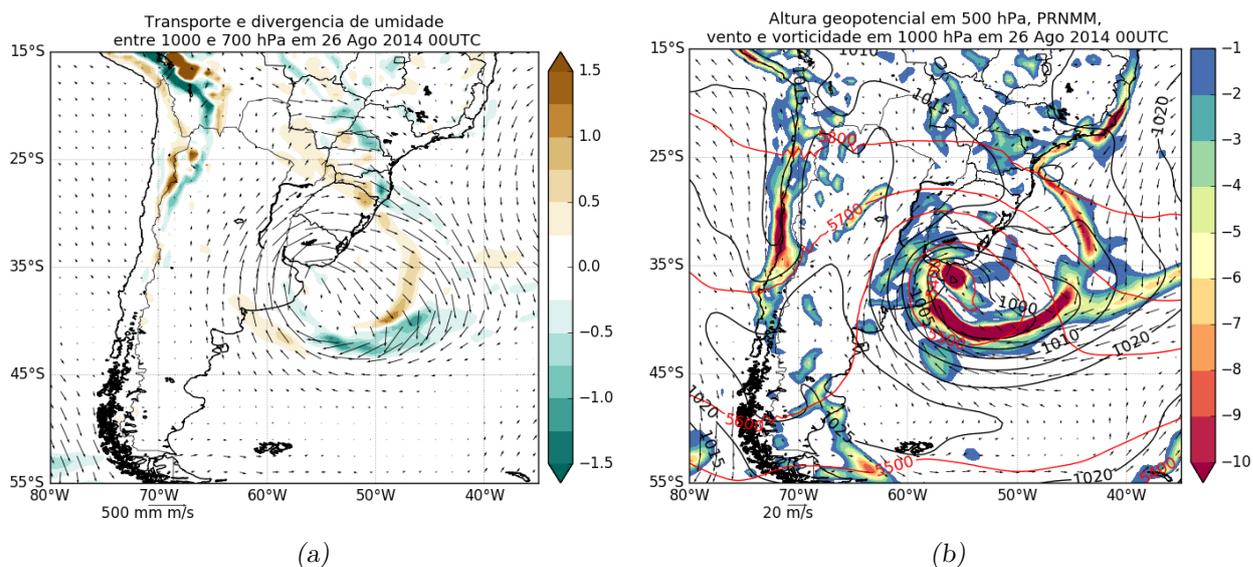


Figura 3.7: Assim como na figura 3.5, mas para 0000 UTC do dia 26 de agosto de 2014.

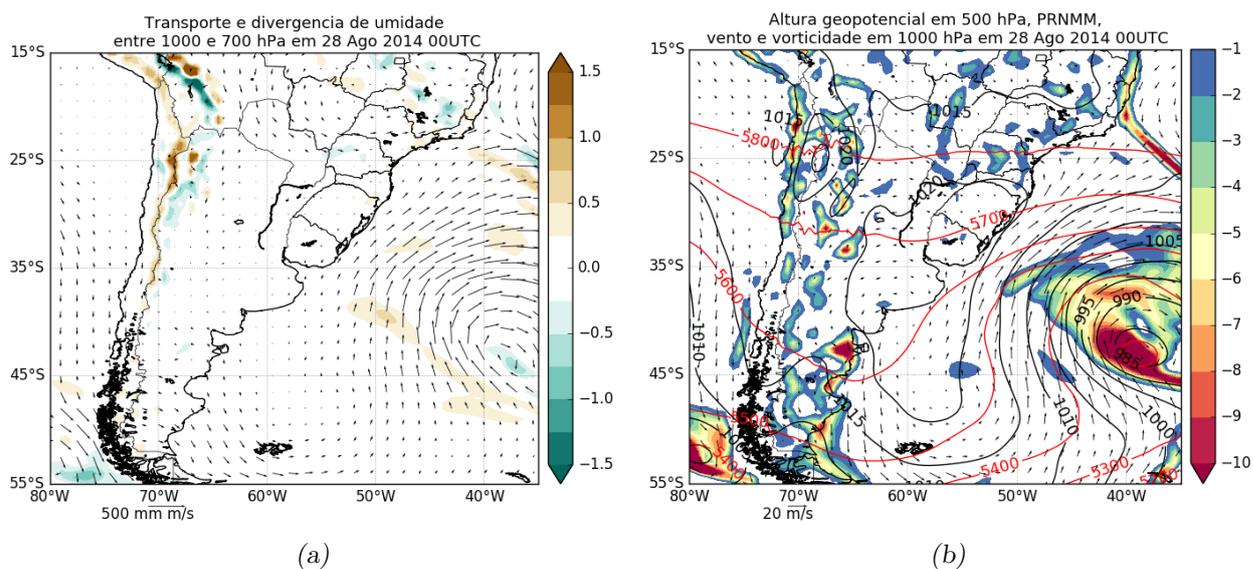


Figura 3.8: Assim como na figura 3.5, mas para 0000 UTC do dia 28 de agosto de 2014.

3.1.4 Diagrama de Fase

O diagrama de fase do ciclone (figuras 3.9 e 3.10) foi gerado do modelo global GFS. Na figura 3.9 é observado o valor do parâmetro de assimetria B do ciclone em relação ao vento térmico de níveis baixos de acordo com o deslocamento do ciclone. A letra “A” significa a ciclogênese e a letra “Z” o último período analisado, em ambas as figuras. Nos dias 24

e 25 de agosto o ciclone apresenta valores positivos de B próximos a 40 m, mostrando um centro assimétrico frio, e diminuindo com o tempo, o que significa rápido desenvolvimento e um estágio de maturação. Nos dias posteriores, o parâmetro fica levemente positivo, perto de 10 m, e a relação do vento térmico para níveis baixos com valores próximos a zero, mudando entre as regiões assimétricas e simétricas, tanto quentes quanto frias. Esses valores correspondem para um sistema subtropical ou com seclusão quente (Hart, 2003).

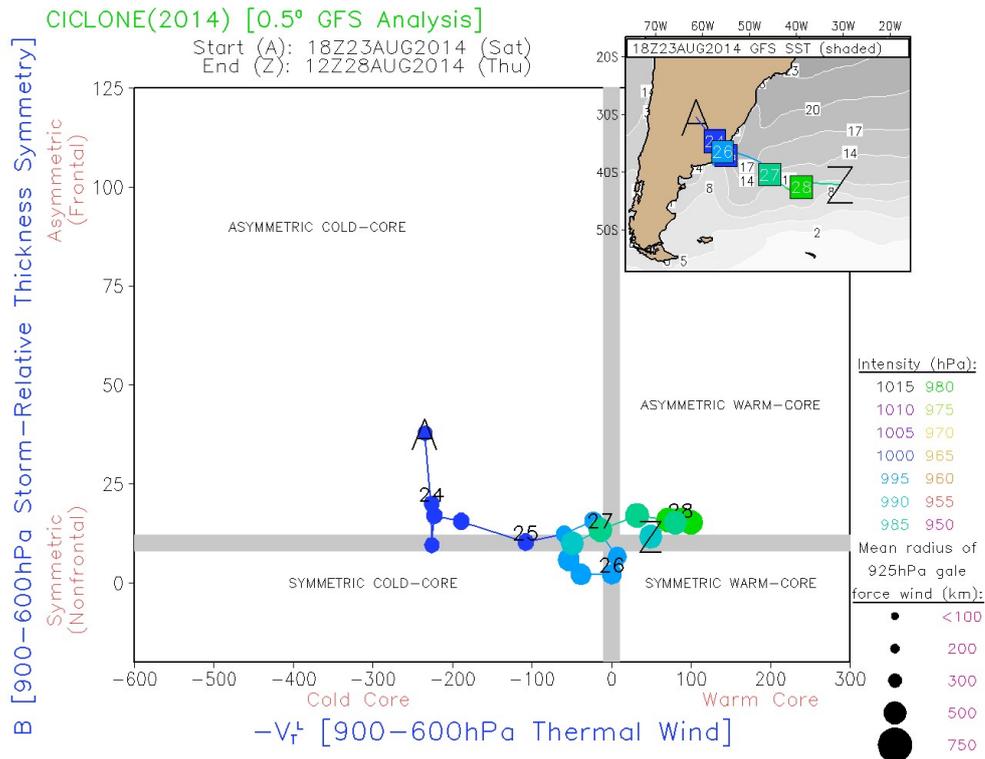


Figura 3.9: Diagrama de fase para o ciclone analisado mostrando os valores do vento térmico em baixos níveis e o parâmetro de assimetria B, de acordo com o seu deslocamento.

Já na figura 3.10, onde é observada a relação do vento térmico de níveis baixos e médios, nos dias iniciais os valores ficam bastante negativos, perto de -200, indicando um centro profundo frio. A partir do dia 26, esse valores diminuem indicando um transição de um centro profundo frio para um centro raso quente. Assim como na figura anterior, os valores indicam os mesmos tipos de sistemas.

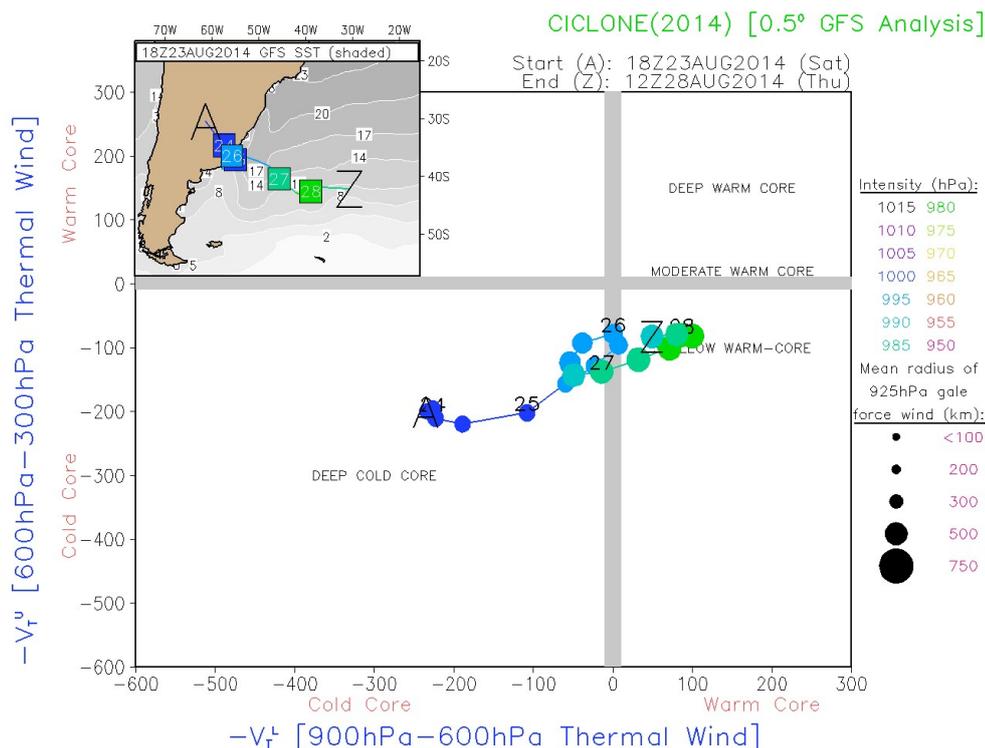


Figura 3.10: Diagrama de fase para o ciclone analisado mostrando os valores do vento térmico em baixos níveis em relação ao valor em níveis mais alto, de acordo com o seu deslocamento.

Em ambas as figuras é observado um centro que nos dias 24 e 25 tem pressão ao redor de 1000 hPa. Ao passar dos dias o ciclone se aprofunda, chegando a 990 hPa no dia 26 e a 980 hPa o dia 28 de agosto, onde termina a análise. Excetuando-se o dia 24, onde a área de raio com ventos intensos é de 300 km, nos demais dias o raio médio da área com ventos intensos em 925 hPa (no gráfico chamado de "gale force", entre 63 e 74 km/h) é de, no mínimo, 500 km, indicando um potencial de danos severos para áreas distantes de seu centro.

3.1.5 Identificação do Ciclone Shapiro-Keyser

Na análise e identificação do tipo de ciclone que ocorreu, foi utilizado o mesmo método apresentado no artigo de Gozzo e da Rocha (2013), onde as características frontais foram estudadas através da temperatura potencial equivalente e do vento no nível de 925 hPa, como reproduzido na figura 2.2.

No dia 25 de agosto (figura 3.11) verifica-se uma região de intenso gradiente de temperatura potencial equivalente entre o Uruguai e sul da Bolívia, com valores que variam

de acima de 335 K a até 300 K. Além disso, há uma região com vento de sul e sudoeste, advectando ar frio, contrapondo-se à região mais ao norte, onde há advecção de ar quente. Mais ao sul, por volta da latitude de 40° S, há outro gradiente de temperatura relacionado à frente quente, porém menos intenso, com valores de 315 K a 300 K. A característica acentuada da mudança de vento nessa região da frente fria não é tão clara nesse caso. Entre essas duas áreas há uma região onde o gradiente de temperatura potencial equivalente é muito fraco, indicado pela seta amarela. Esta é uma região de frontólise, o que condiz com a definição de um ciclone do tipo Shapiro-Keyser, sendo a região denominada de *Frontal Fracture*, ou a fratura da frente. O campo de vento mostra uma mudança na direção do vento na mesma área, dando início à região de seclusão.

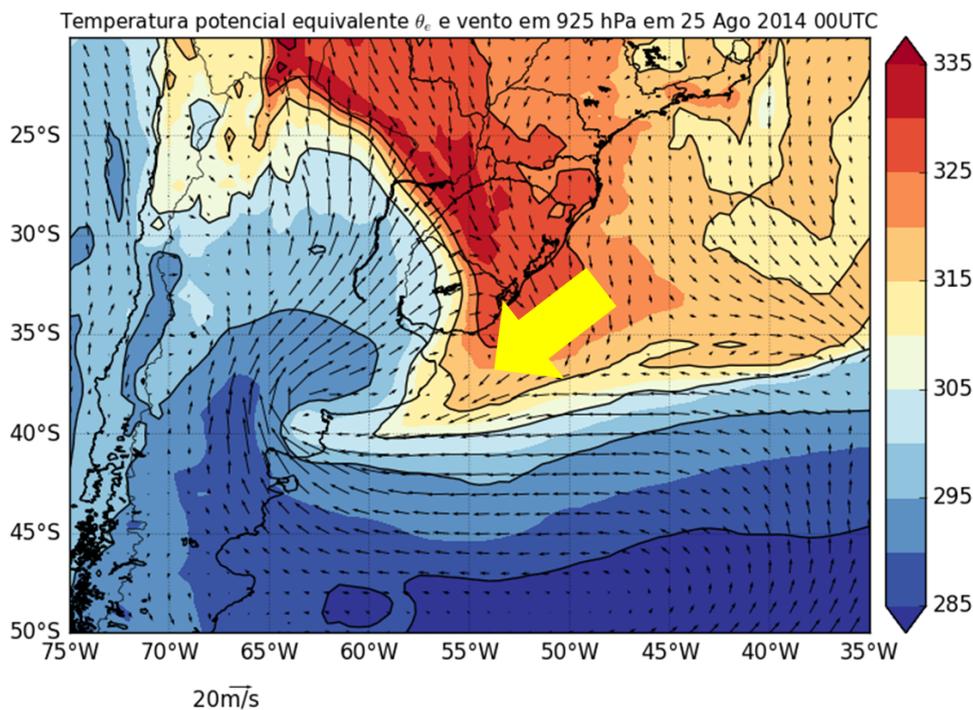


Figura 3.11: Temperatura potencial equivalente (K) e vento (m/s) em 925 hPa para o dia 25 de agosto de 2014 às 0000 UTC. Setas amarelas indicam a região de fratura da frente. Figura gerada através da análise do GFS de 0.5°.

3.1.6 Análise Frontogenética

Como os Sting Jets ocorrem apenas em ciclones do tipo Shapiro-Keyser (Schultz e Sienkiewicz, 2013), são analisadas as regiões de frontólise denominadas de *Frontal Fracture* e *Bent-Back Front* (em Português, frente dobrada para trás), nas quais há a possibilidade de ocorrer o fenômeno. Para tanto, são apresentados campos da função frontogenética

de Pettersen, os quais são comparados a campos semelhantes apresentados em Schultz e Sienkiewicz (2013), como observado na figura 1.2, na qual se tem campos de frontogênese e velocidade do vento.

Para a análise do GFS do dia 25 de agosto de 2014 (figura 3.12b) às 1800 UTC há uma extensa região de frontólise nas proximidades do centro do ciclone, com valores abaixo de $-4 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, sendo que a região da Bent-Back Front está indicada pela seta verde. Essa área está relacionada com ventos intensos acima de 30 m/s no nível de 925 hPa, delimitada pelas linhas pretas na figura 3.12b e em sombreado na figura 3.12a. Em ambas as figuras também é observado um forte gradiente de temperatura potencial na região dos estados do Paraná e Santa Catarina, indicando a presença da frente fria, além de um cavado que se estende até o centro do ciclone, indicando a região de oclusão. Na figura 3.12a, linhas pretas mostram a pressão ao nível médio do mar, com o ciclone bem definido e com centro de baixa pressão de 996 hPa.

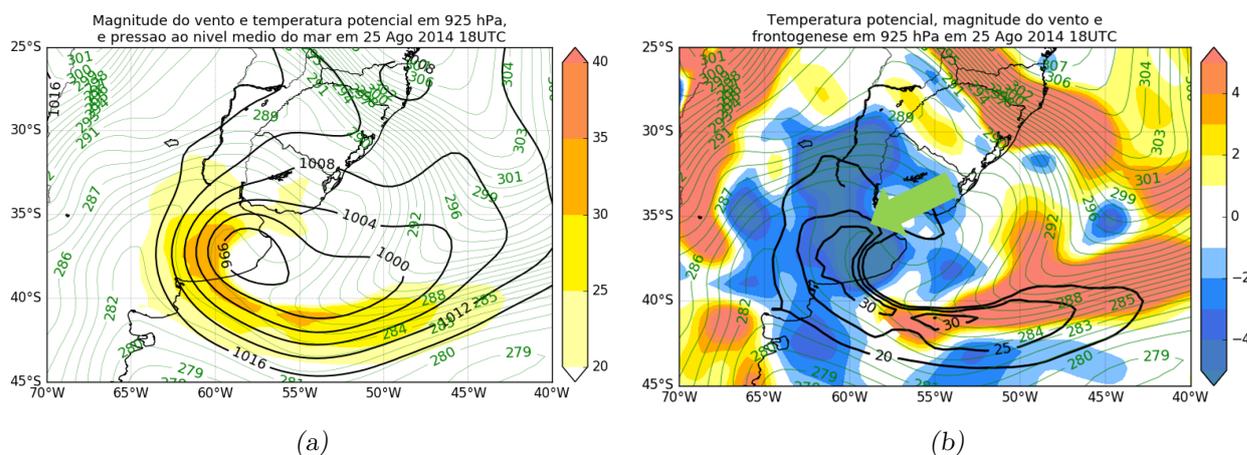


Figura 3.12: Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas, magnitude do vento (m/s) em sombreado e linhas de temperatura potencial em verde (K) (a), frontogênese em sombreado ($\text{K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), linhas de temperatura potencial (K) em verde e linha preta de magnitude do vento (m/s) para a análise do GFS (b).

3.2 Resultados da Simulação com o Modelo Regional WRF

3.2.1 Comparação WRF 27 km e GFS

Com o intuito de testar a funcionalidade do modelo e verificar sua habilidade em reproduzir os fenômenos sinóticos descritos nas seções anteriores, foi realizada uma simulação

com uma grade de 27 km de espaçamento entre os pontos de grade. Os detalhes da configuração do modelo e parametrizações utilizadas encontram-se na seção 2.10. Os dois momentos escolhidos para comparação foram às 0000 UTC dos dias 24 e 26 de agosto de 2014, próximos, respectivamente, à ciclogênese e ao momento da ocorrência do Sting Jet.

No dia 24 de agosto de 2014 (figura 3.13a), nota-se um fluxo de umidade em 850 hPa proveniente de regiões mais ao norte em direção ao extremo norte do ciclone em formação, também observado no modelo GFS (figura 3.6a). No entanto os valores de divergência de umidade na simulação realizada pelo WRF são menores. Também verifica-se (figura 3.13b) o cavado de geopotencial de 500 hPa atravessando a Cordilheira dos Andes com valores de altura geopotencial entre 5600 e 5800 m. Um núcleo de vorticidade negativa em 1000 hPa é centrado em 60° W e 40° S dando início ao processo de ciclogênese, sendo que também há um isóbara fechada em 1000 hPa em 65° W e 40° S.

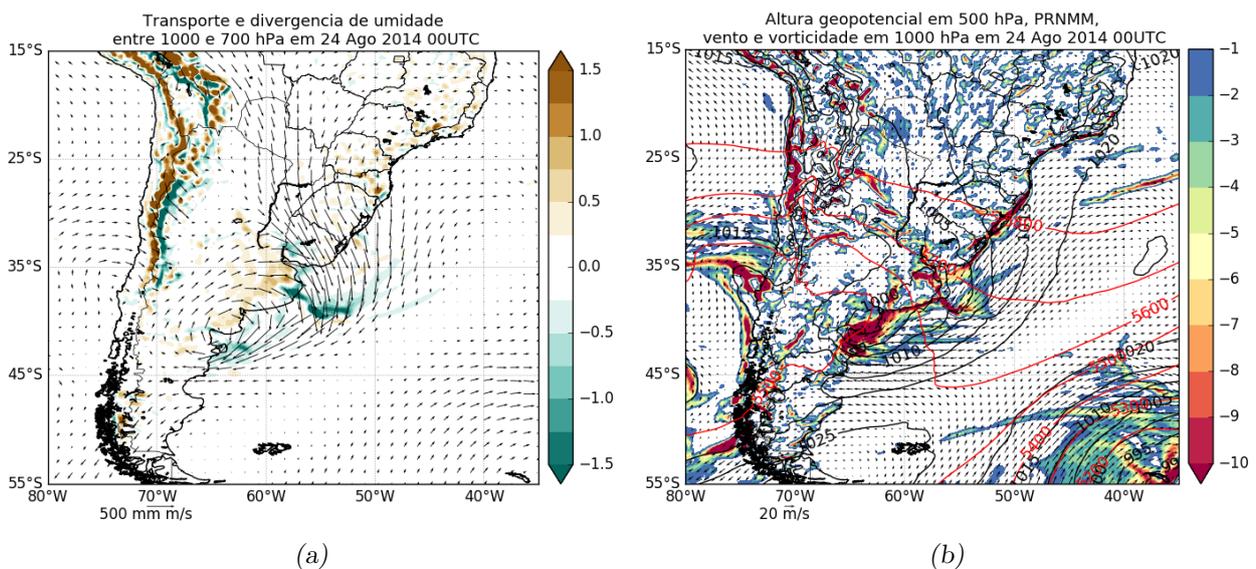


Figura 3.13: (a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 24 de agosto de 2014. Figura geradas a partir da simulação isolada da grade de 27 km do WRF.

No dia 26 de agosto de 2014 (figura 3.14a) ainda há uma região mais nítida e com valores maiores de divergência de umidade no GFS (figura 3.8b), sendo que na região central, o fluxo coincide com o centro do ciclone e se encontra mais próximo do continente no GFS do que no WRF. O ciclone já está mais desenvolvido e em um estágio mais maduro (figura

3.14a), pois o campo de altura geopotencial em 500 hPa e a pressão reduzida ao nível médio do mar (PRNMM) estão verticalmente em fase. No campo de altura geopotencial há uma linha fechada em 5400 metros geopotenciais centrada em 55° W- 40° S e em PRNMM há uma isóbara fechada em 995 hPa com centro em 55° W- 37° S. A vorticidade relativa é bastante negativa nas regiões da frente fria, que se estende desde 40° W- 36° S até o litoral do Paraná e a região da seclusão quente, que compreende desde 40° W- 40° S até o centro do ciclone, em 55° W- 37° S. Com relação às linhas de altura geopotencial e PRNMM, os valores são semelhantes mas as posições levemente diferentes do que no GFS (figura 3.7b), observando-se que as posição do modelo WRF estão um pouco mais ao sul. A vorticidade relativa está semelhante na posição e nos valores relacionados à seclusão quente. Já na frente fria, os valores de vorticidade estão menores.

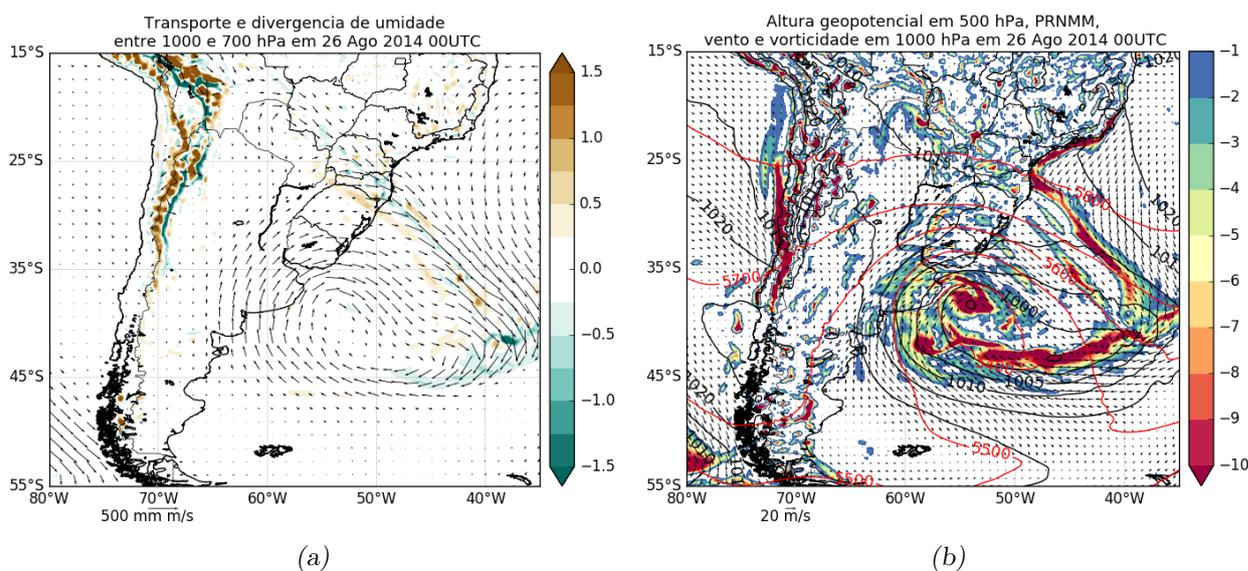


Figura 3.14: (a) Transporte de umidade integrado verticalmente entre 1000 hPa e 700 hPa em vetores (mm s^{-1}) e divergência de umidade ($10^{-3} \text{ mm s}^{-1}$) em sombreado e (b) vorticidade ciclônica em superfície em sombreado (10^{-5} s^{-1}), vento em superfície (m s^{-1}), pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas e altura geopotencial em 500 hPa (metros geopotenciais) em linhas vermelhas para 0000 UTC do dia 26 de agosto de 2014. Figura geradas a partir da simulação isolada da grade de 27 km do WRF.

3.2.2 Identificação do Ciclone Shapiro-Keyser na Simulação WRF de 9 km de Resolução Espacial

O aumento da resolução espacial sobre o ciclone extratropical obtido com a simulação WRF de 9 km de espaçamento entre os pontos de grade proporciona uma excelente visu-

alização da fratura da frente fria, como observado na figura 3.15. Esta figura mostra os campos de temperatura potencial equivalente e vento em 950 hPa, onde o forte gradiente de θ_e , que se estende do Oceano Atlântico até a divisa do Paraguai com Mato Grosso do Sul com valores entre 295 e 330 K, mostra que o ciclone em características típicas do tipo Shapiro-Keyser. As posições das frentes fria e quente estão marcadas com os símbolos usuais da meteorologia sinótica.

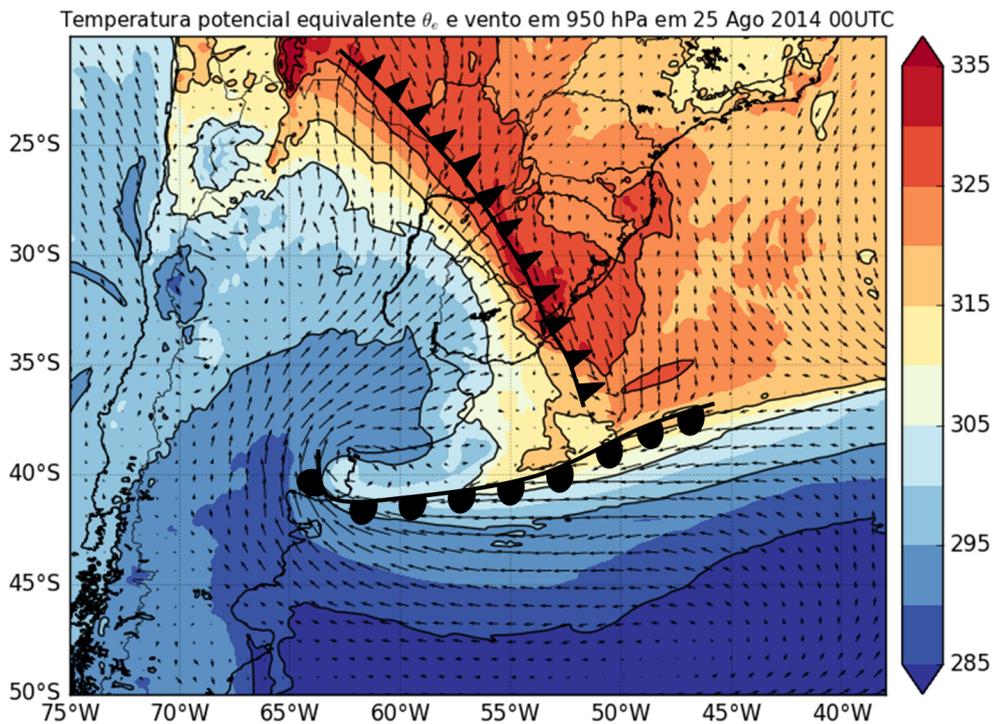


Figura 3.15: Temperatura potencial equivalente (K) e vento em 950 hPa para o dia 25 de Agosto de 2014 às 0000 UTC. Figura gerada a partir da simulação D02 do WRF.

Na figura 3.16 é observado a média horária do fluxo de calor sensível durante o dia 25 de Agosto de 2014, segundo a simulação WRF de 9 km, onde se vê altos valores dessa variável na região do Sting Jet. O fluxo de calor sensível desestabiliza a camada limite planetária, antes bastante estável, por injeção de calor em baixos níveis, resultando numa estabilidade estática próxima da neutralidade e facilitando a mistura descendente, constituída basicamente de ar mais frio, proveniente do Sting Jet (Schultz e Sienkiewicz, 2013).

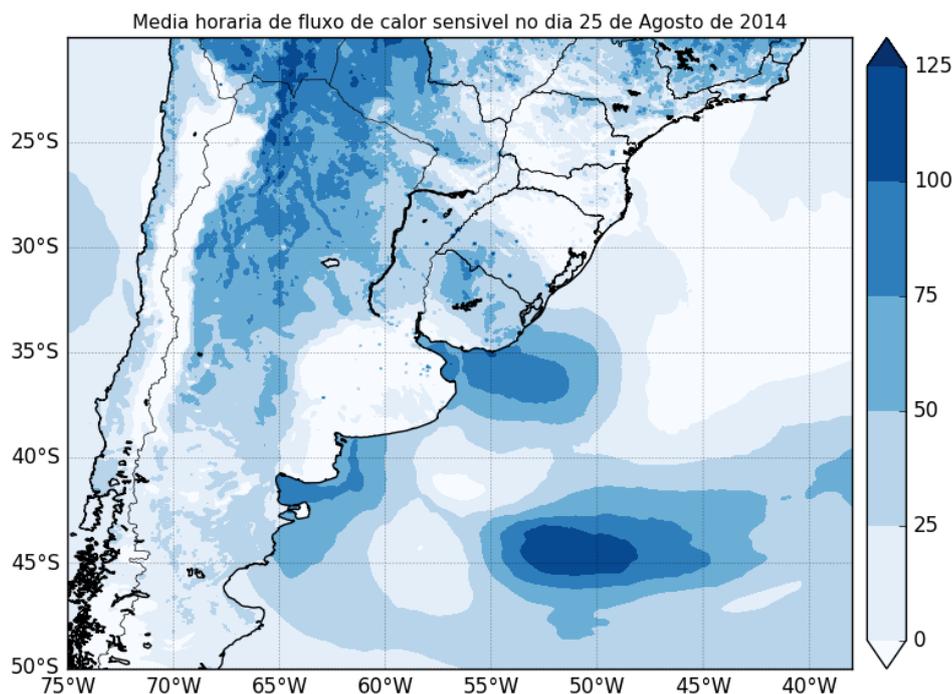


Figura 3.16: Média horária de fluxo de calor sensível para o dia 25 de agosto de 2014 em $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

3.2.3 Magnitude do vento

Uma das características marcantes do Sting Jet é a forte intensidade do vento que o determina. A figura 3.17 mostra a magnitude e direção do vento horizontal em 900 hPa, nível próximo do topo da camada limite planetária. No horário das 0000 UTC do dia 25 de agosto de 2014 (3.17a) nota-se valores acima de 30 m/s na região da Argentina, chegando à costa do Uruguai. No horário das 0600 UTC (3.17b) o sistema apresenta menor intensidade. No entanto, se aproxima do Uruguai, com valores de até 30 m/s, como também registrado em algumas estações de superfície (figura 3.4). Às 1200 e 1800 UTC o sistema permanece na mesma região, com ventos de menor intensidade, mas ainda assim significativos, com valores entre 20 e 30 m/s. A área circulada em verde é a região onde há expectativa de ocorrência do fenômeno Sting Jet, pois é onde se localiza a cabeça da nuvem vírgula e que apresenta o contraste de intensidade de ventos fortes e fracos.

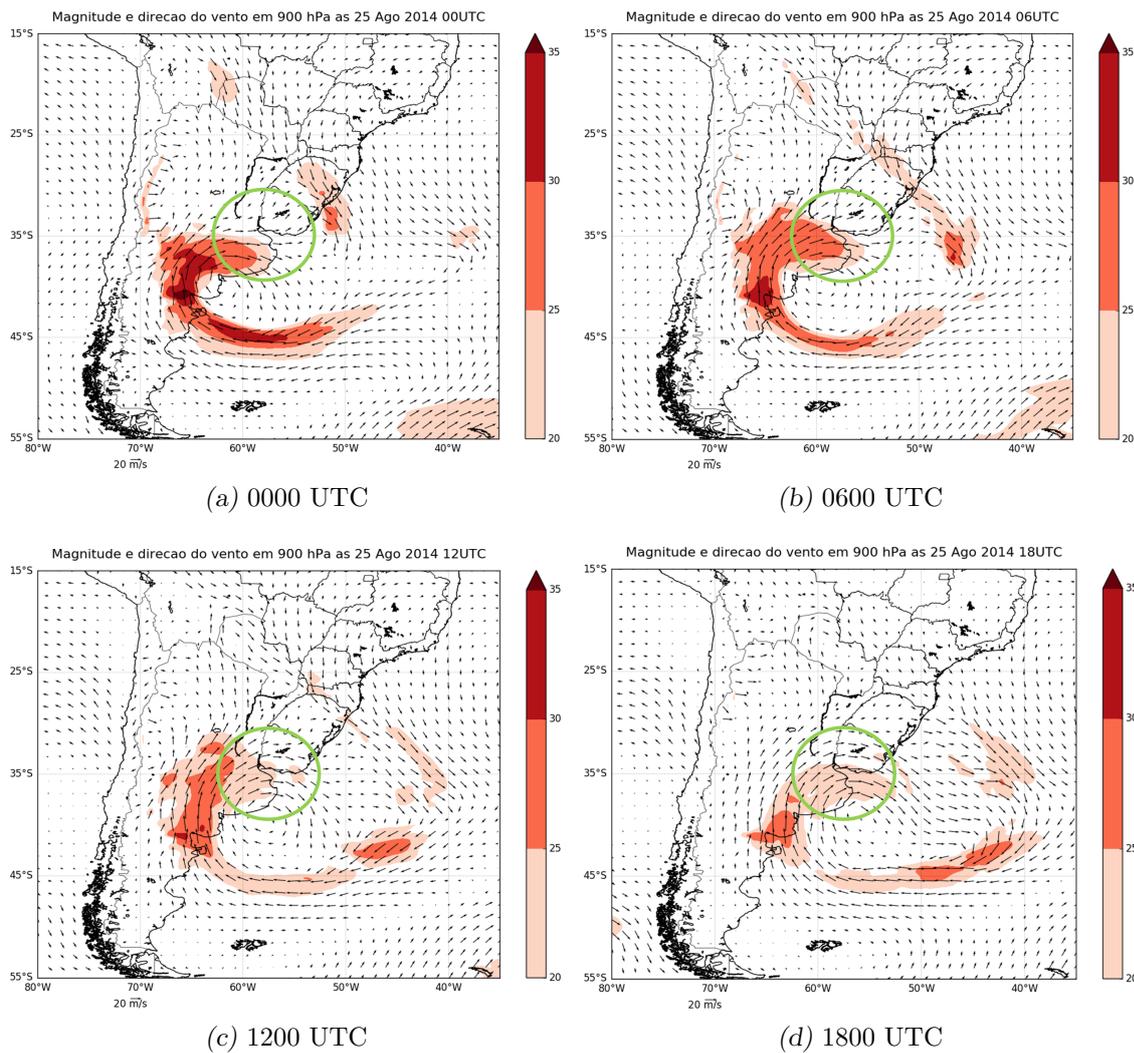


Figura 3.17: Magnitude horizontal do vento para a simulação D02 (m/s).

3.2.4 Análise Frontogénica

A frontogênese é um processo importante na circulação de mesoescala e é usada como análise em diversos estudos (Schultz et al. (1998), Browning e Shutts (2002) e Maue (2010)). Em Schultz e Sienkiewicz (2013) uma análise mais aprofundada é realizada e verifica-se uma relação entre a função frontogénica e a possibilidade de ocorrência dos Sting Jets. No presente trabalho, por meio dos resultados da simulação do modelo WRF com 9 km, a função frontogénica foi calculada em cada um de seus termos e também no seu valor total. Para todas as figuras foi plotado o campo de pressão reduzida ao nível médio do mar, com destaque para o centro do ciclone com isóbara fechada em 992 hPa na posição 58° W e 42° S. Os valores de frontogênese, devido à resolução do modelo e das diferentes

características da superfície, não se mantêm uniformes na maioria das regiões.

O termo de cisalhamento (figura 3.18a) apresenta valores negativos de até $-8 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ em parte da região da seclusão quente, orientado de nordeste-sudoeste, estendendo-se de 40° W e 37° S até 49° W e 42° S . Nesse último ponto o valor se inverte, estendendo-se até o centro do ciclone com valores de até $8 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, indicando frontogênese. No termo de confluência (figura 3.18b) há um região com valores negativos em torno de $-6 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ na região oceânica próxima de Santa Catarina. Além disso, há a mesma configuração do termo de cisalhamento na região de seclusão quente, no entanto com maior espalhamento das regiões de frontólise.

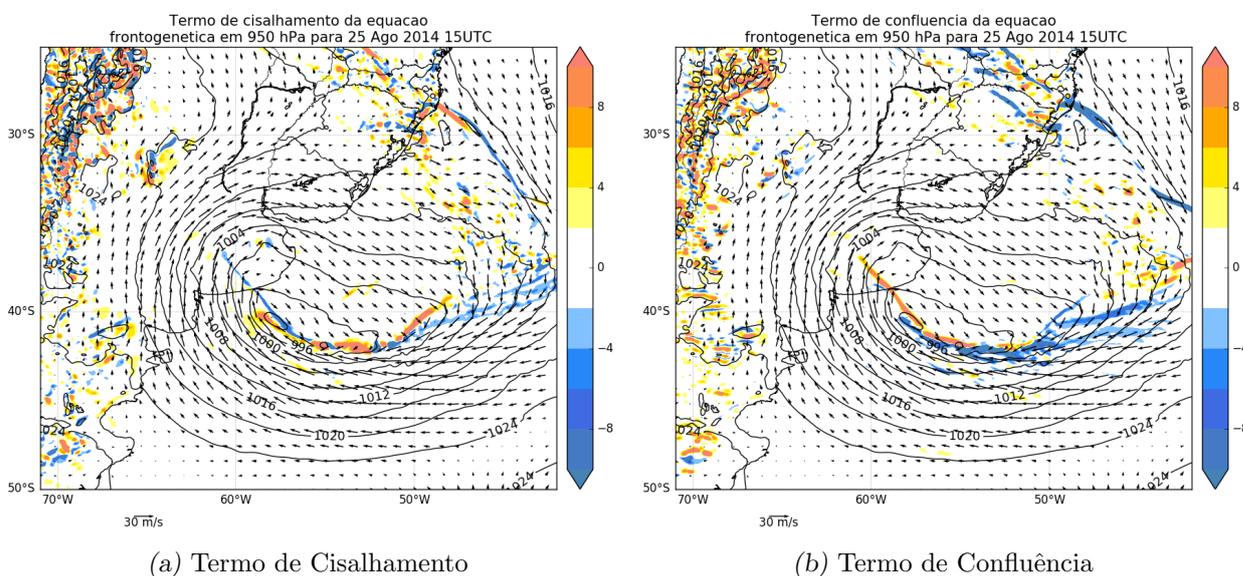


Figura 3.18: Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas, termo de cisalhamento (a) e confluência (b) da equação frontogenética em sombreado ($\text{K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), e vetores de vento horizontal para a simulação D02 do WRF.

O termo de inclinação (figura 3.19a), secundário em relação aos dois primeiros, apresenta valores baixos em quase toda a região da figura, e somente apresenta valores homogêneos na região oceânica de Santa Catarina, com valores de $6 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Essa configuração está relacionada à passagem da frente fria naquela área. Nas demais áreas da frente e na área da seclusão quente há valores entre 2 e $4 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$. Praticamente irrisório aos demais, o termo diabático da frontogênese (figura 3.19b) praticamente é zero na figura, com valor positivo de $-2 \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ apenas na região serrana de Santa Catarina, em 49° W e 28° S .

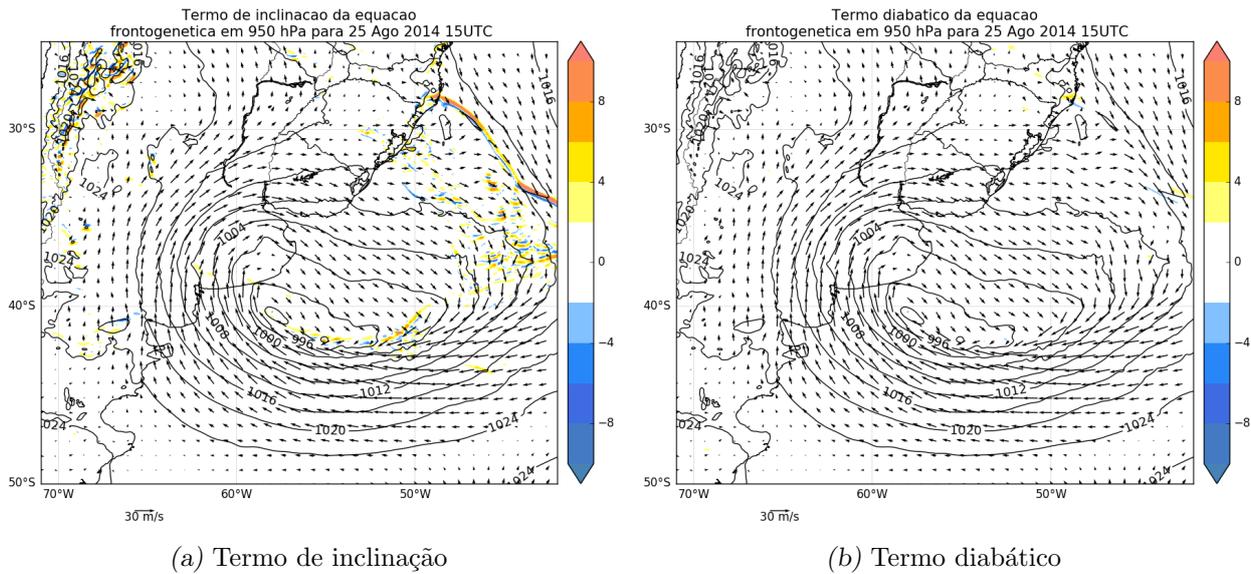


Figura 3.19: Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas, termos de inclinação (a) e diabático (b) da equação frontogenética em sombreado ($K m^{-1} s^{-1}$), e vetores de vento horizontal para a grade de 9 km do WRF.

O termo completo da equação frontogenética é apresentado na figura 3.20. Os valores variam bastante em toda a área analisada, sendo que os maiores valores absolutos são encontrados na região das frentes e da seclusão quente. Os valores absolutos são altos no continente e litoral próximo ao estado de Santa Catarina devido à passagem da frente, à convergência no litoral e à serra. Pelo fato do modelo possuir resolução espacial relativamente alta, os valores dos termos derivados da intensidade e direção do vento são muito sensíveis, não apresentando homogeneidade. Na região mais ao sul do figura, relacionada com a seclusão quente, entre $50^{\circ} W$ e $40^{\circ} S$ até o centro do ciclone, há uma grande área negativa, com valores de até $-8 K m^{-1} s^{-1}$ na região exterior ao ciclone, e uma área positiva na região interior, com valores de até $8 K m^{-1} s^{-1}$. O fato do vento convergir para o centro do ciclone aumenta a ascensão do ar, tornando essa área frontogenética e, por compensação, a área exterior se torna uma área frontolítica. No centro do ciclone há uma alternância dos valores positivos e negativos.

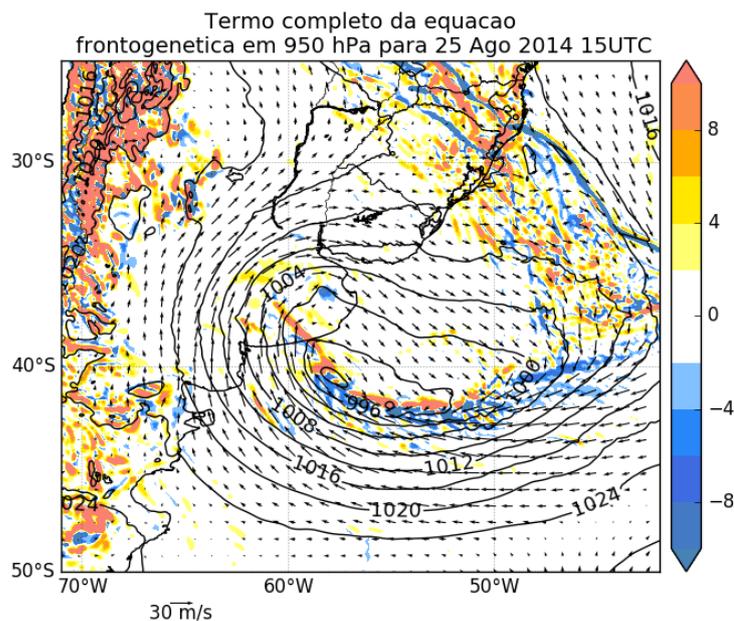


Figura 3.20: Pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) em linhas pretas, termo total da equação frontogenética em sombreado ($Km^{-1}s^{-1}$), e vetores de vento horizontal para a simulação D02 do WRF.

3.2.5 Temperatura Potencial do Bulbo Úmido e OLR

O desenvolvimento do Sting Jet ocorre na região da cabeça da nuvem vírgula de um ciclone extratropical. As figuras 3.21 e 3.22 mostram o desenvolvimento horizontal da nuvem por meio da OLR, assim como a temperatura potencial de bulbo úmido, a fim de verificar o padrão vírgula do sistema. Às 1800 UTC do dia 25 de agosto de 2014 (figura 3.21) observa-se em sombreado a radiação de onda longa emergente com um limiar máximo de $220 W m^{-2}$, indicando a característica de um ciclone extratropical por meio da uma configuração de vírgula invertida. As linhas verdes indicam a temperatura potencial de bulbo úmido entre os valores de 281 e 286 K. Nota-se um gradiente intenso na região da seclusão quente, ao contrário da região próxima ao centro do ciclone, onde as linhas estão mais espaçadas, mostrando uma região mais uniforme de temperatura.

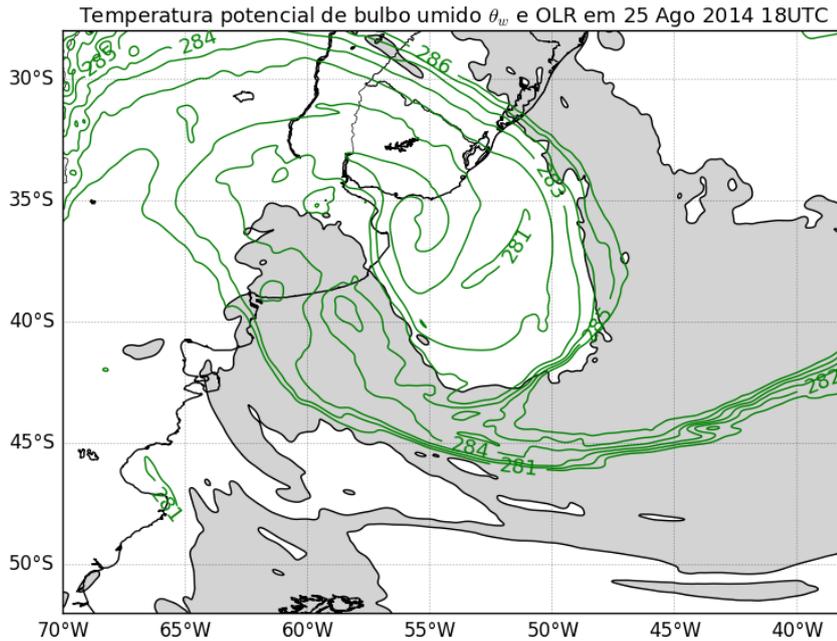


Figura 3.21: Radiação de onda longa emergente em cinza para valores de até 220 W m^{-2} e temperatura potencial de bulbo úmido em 700 hPa em linhas verdes entre os valores de 281 a 283 K para às 1800 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Fonte: simulação D02 do WRF.

Já na figura 3.22, referente às 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014, visualiza-se a radiação de onda longa emergente em sombreado com valores mais baixos em tons mais escuros, com um limiar máximo de 220 W m^{-2} . Os valores menores indicam regiões de topo de nuvem mais frios, com a região da frente com valores variando de 220 a abaixo de 100 W m^{-2} . Esses tons escuros se repetem na região da seclusão quente, com valores entre 220 a 140 W m^{-2} perto do centro do ciclone. A magnitude do vento em 900 hPa (em linhas vermelhas e valores acima de 20 m/s) mostra a intensidade do vento na região da seclusão quente estendendo-se até o centro do ciclone, indicando a influência do Sting Jet nos ventos em superfície.

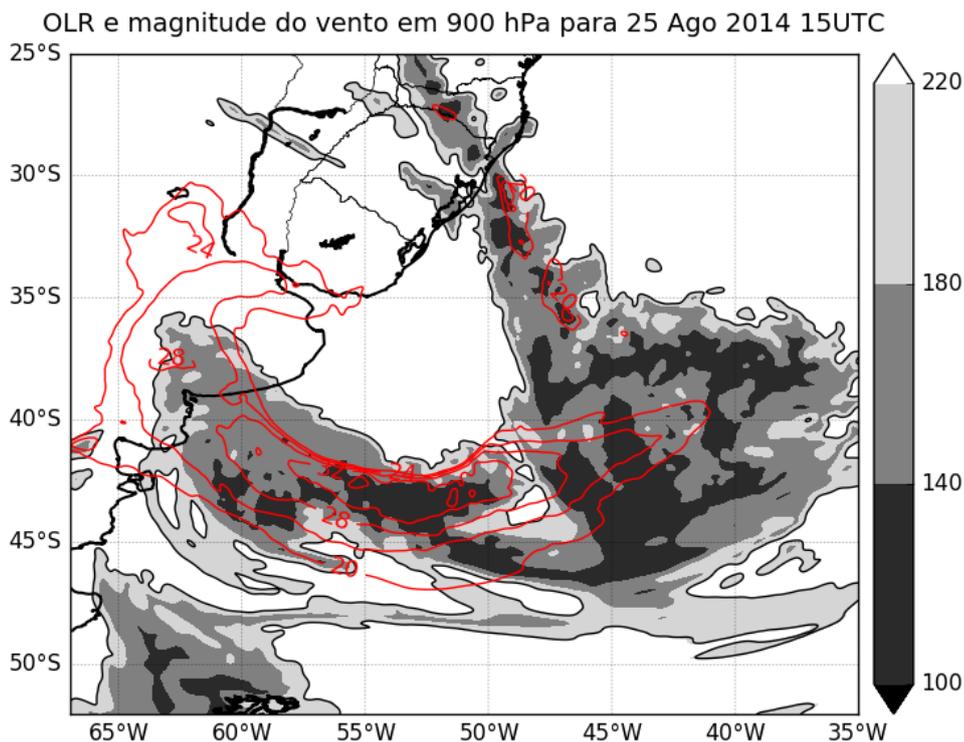


Figura 3.22: Radiação de onda longe emergente em sombreado com limite superior de $220 W m^{-2}$, pressão reduzida ao nível médio do mar em linhas pretas (hPa) e magnitude horizontal do vento em 900 hPa em linhas vermelhas com limite inferior em 20 m/s. Figura gerada através da simulação D02 do WRF.

O campo de temperatura potencial de bulbo úmido θ_w em 900 hPa é observado na figura 3.23. Os valores de θ_w entre 276 e 280 K mostram o gradiente relacionado à região de seclusão quente. Esse padrão se estende até o centro do ciclone e tem forma de vírgula invertida. Em sombreado, a magnitude do vento é acima de 24 m/s na mesma região, coincidindo com a área de valores mais altos de θ_w , sendo um padrão já observado em estudos anteriores. A região onde a nebulosidade termina e começa a região de ventos intensos é a que tem maior probabilidade de ocorrência do Sting Jet.

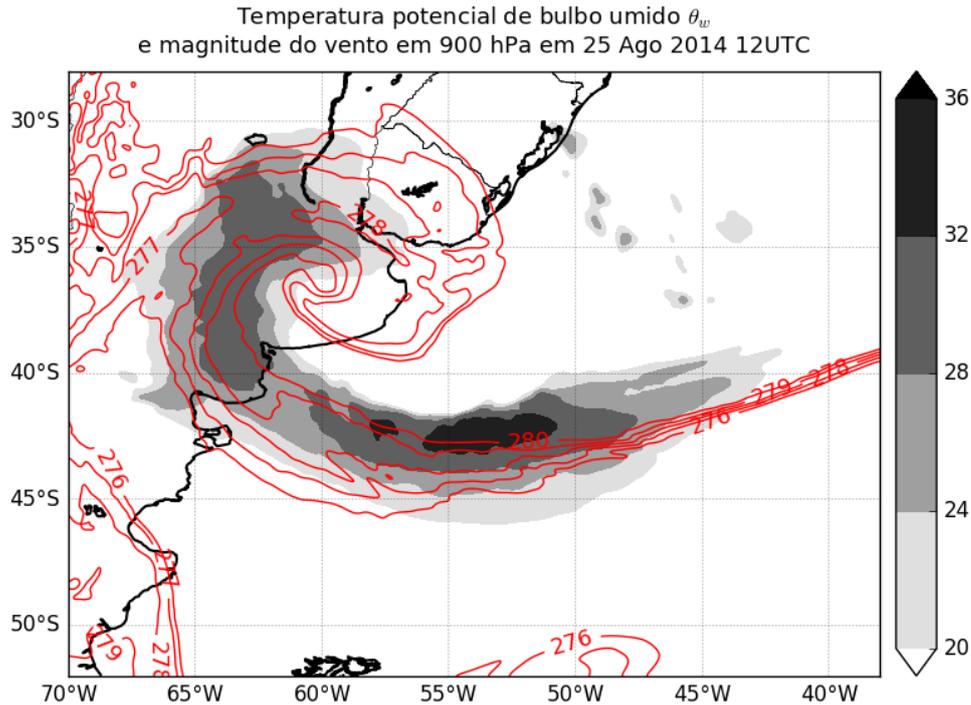


Figura 3.23: Temperatura potencial de bulbo úmido θ_w em 900 hPa em linhas vermelhas e magnitude do vento em 900 hPa em sombreado às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Figura gerada através da simulação D02 do WRF.

3.2.6 Cortes Verticais

3.2.6.1 Grade de 9 Km do WRF

O Sting Jet é um fenômeno tridimensional e, devido a este fato, analisar variáveis em níveis verticais é de suma importância. Esse tipo de análise foi realizada por Martínez-Alvarado et al. (2010) e Smart e Browning (2014), onde variáveis isentrópicas foram estudadas para entender o mecanismo do desenvolvimento do Sting Jet. Seguindo essa metodologia de análise diagnóstica, cortes verticais foram traçados com base na posição do centro do ciclone e da cabeça de nuvem vírgula invertida, considerando-se também a distribuição espacial do campo de magnitude do vento em 900 hPa às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014 (figura 3.24).

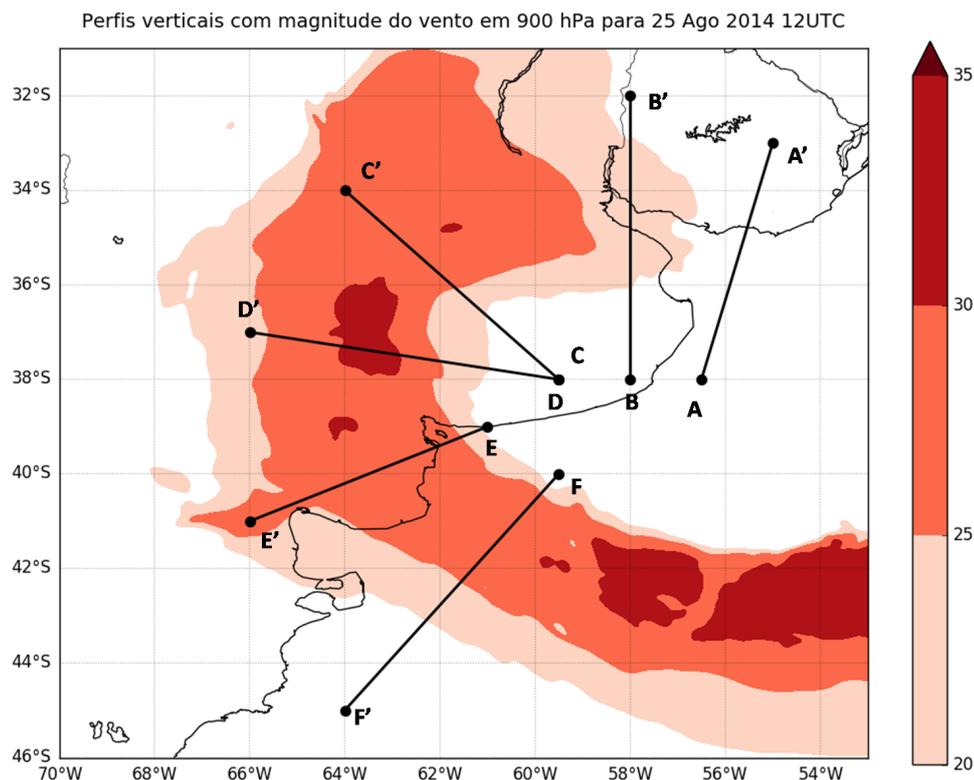


Figura 3.24: Mapeamento das regiões onde foram realizados os cortes verticais traçados com magnitude do vento horizontal em 900 hPa. Fonte: simulação D09 do WRF.

O corte A-A', que abrange desde 56.5° W e 38° S até 55° W e 33° S, está localizado numa região próxima ao centro do ciclone e da cabeça da nuvem vírgula. Na figura 3.25a, às 0600 UTC do dia 25 de agosto de 2014, nota-se uma região onde a linha de -2 PVU de vorticidade potencial isentrópica se estende até 500 hPa, sinalizando a intrusão de ar seco estratosférico. Um padrão inclinado de θ_w é visível em toda a extensão da figura entre os níveis de 450 e 750 hPa, assim como valores de velocidade vertical negativos nesse perfil inclinado. Nos horários das 0900 UTC (figura 3.25b) e 1200 UTC (figura 3.25c) o padrão inclinado de θ_w permanece visível, assim como o padrão de vorticidade potencial isentrópica. No horário das 0900 UTC notam-se duas regiões com valores negativos de velocidade vertical, uma na região inclinada de θ_w e outra entre as longitudes de 56.0° W e 56.4° W e entre os níveis de 500 e 650 hPa. Esta última coincide com um núcleo de velocidade horizontal acima de 20 m/s. Este núcleo descende e se intensifica às 1200 UTC. Às 1500 UTC (figura 3.25d) o padrão inclinado de θ_w está somente em uma pequena região entre 55.2° W e 55.0° W de longitude e entre os níveis de 450 e 550 hPa, coincidindo também com uma região de vorticidade potencial isentrópica de -2 PVU. Logo abaixo, entre

os níveis de 550 e 750 hPa, localiza-se um núcleo de ventos horizontais intensos acima de 30 m/s e velocidade vertical de -10 cm/s, mostrando um deslocamento horizontal e vertical desde o horário das 0900 UTC. Em todas as regiões analisadas, tanto no perfil inclinado quanto nos núcleos de vento mais intensos, a umidade é abaixo dos 70%, característica também verificada em outros artigos e importante para a identificação do Sting Jet, pois a baixa umidade na região sub-nuvem permite maior evaporação dos hidrometeoros e o conseqüente aumento da intensidade da corrente descendente (Martínez-Alvarado et al. (2010), Smart e Browning (2014)).

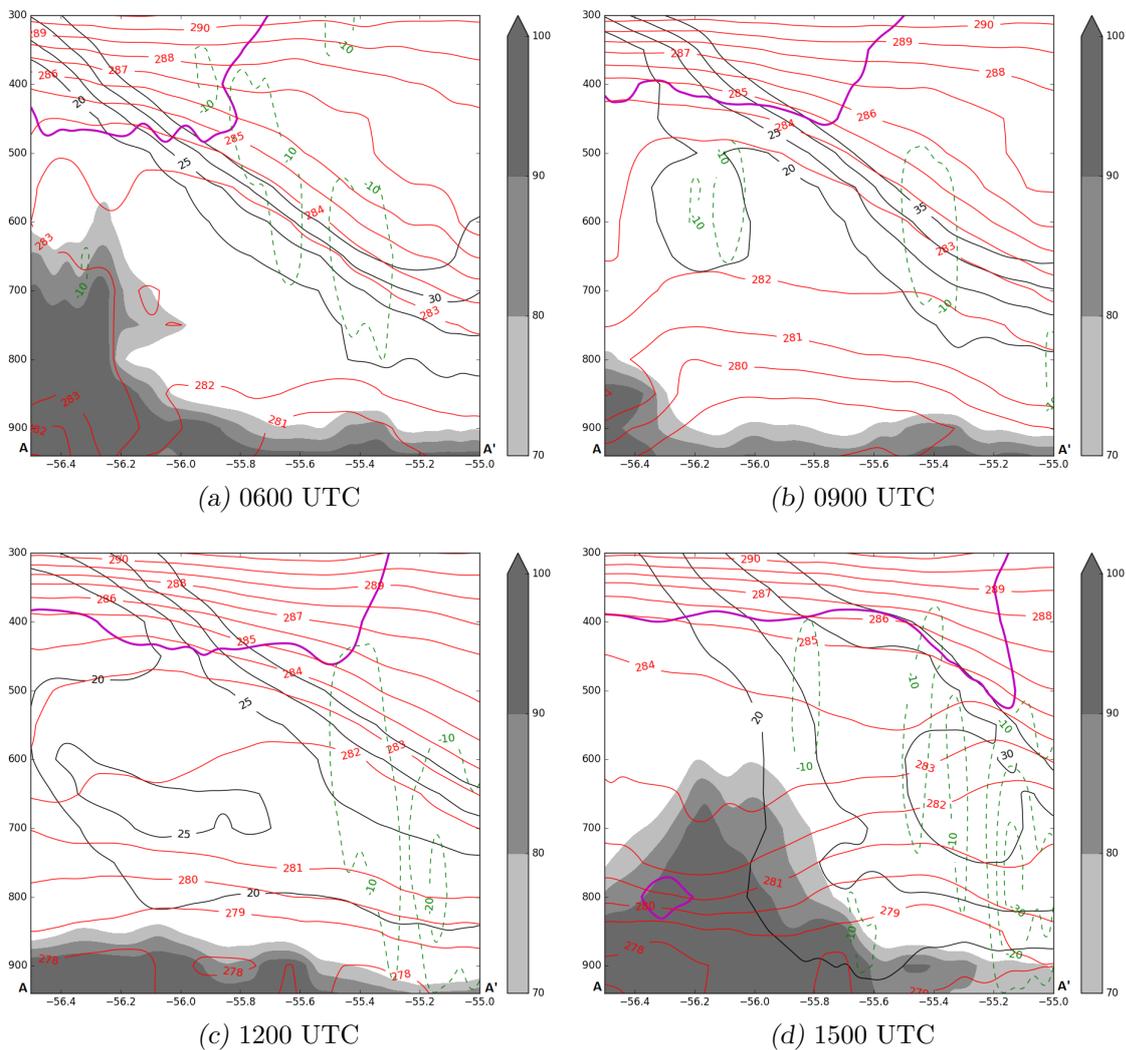


Figura 3.25: Corte vertical na latitude de A-A' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

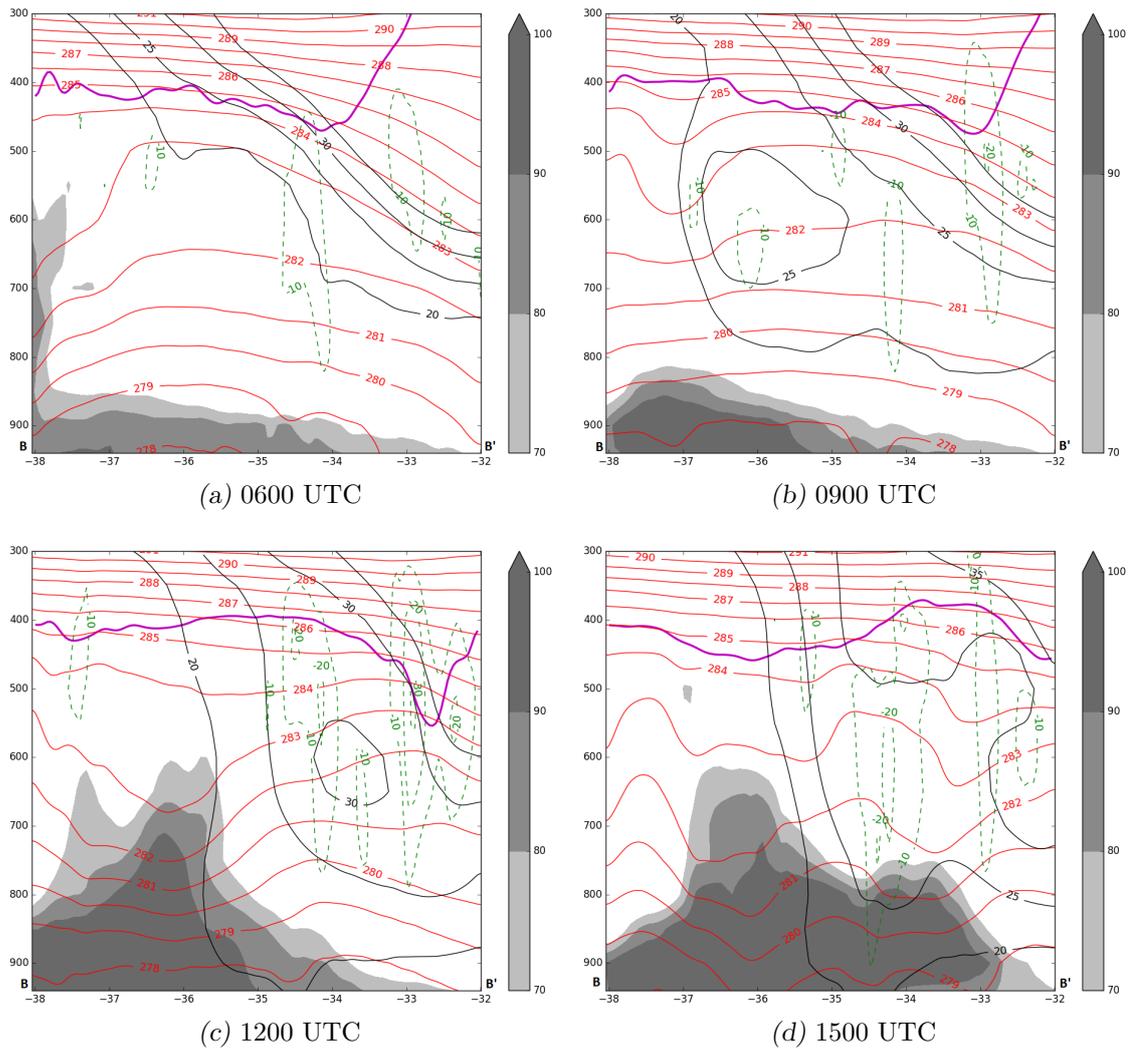


Figura 3.26: Corte vertical na latitude de B-B' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

O corte B-B', que abrange desde 58° W- 38° S até 58° W- 32° S, localiza-se, às 1200 UTC, em uma região ainda próxima da cabeça da nuvem vírgula, mas com valores de magnitude do vento em 900 hPa maiores do que apresentado no corte A-A'. O perfil de θ_w só é encontrado às 0600 UTC (figura 3.26a), entre as latitudes de 34° e 32° S e os níveis de 450 e 650 hPa, onde também é possível verificar valores de -10 cm/s de velocidade vertical. Nesse mesmo horário, há valores de vorticidade potencial isentrópica de -2 PVU próximo ao nível de 450 hPa entre as latitudes de 34° S e 38° S. Às 0900 UTC do dia 25 de agosto de

2014 (figura 3.26b), os cortes de VPI e de θ_w são semelhantes ao das 0600 UTC mas, com relação à magnitude do vento horizontal, observa-se um núcleo entre 35° S e 37° S e entre os níveis de 500 e 700 hPa com valores acima de 25 m/s. No horário das 1200 UTC (figura 3.26c) esse núcleo se desloca mais ao sul e se intensifica, com valores acima de 30 m/s. Em toda essa região há velocidade vertical negativa chegando a -30 cm/s em 33° S e no nível de 550 hPa, onde também coincide com a região mais baixa da linha de -2 PVU, indicando um abaixamento da troposfera e conseqüente intrusão de ar seco. No horário das 1500 UTC (figura 3.26d) o núcleo identificado às 1200 UTC já não é mais visível. No entanto, toda a região onde o fenômeno inicialmente se encontrava ainda apresenta intensidade do vento horizontal acima de 25 m/s, assim como valores de velocidade vertical de até -20 cm/s. O perfil de VPI às 1200 UTC não se assemelha aos dos outros horários, com valores de -2 PVU até 450 hPa. Assim como no corte A-A', em todos os horários do corte B-B', a umidade relativa fica abaixo dos 70% nas regiões analisadas.

No corte C-C' (de 59.5° W e 38° S a 64° W e 34° S) no horário das 0600 UTC (figura 3.27a), há um padrão de θ_w inclinado entre as longitudes de 62° W e 64° W e entre os níveis de 400 e 650 hPa e com valores de 281 a 284 K. Destaca-se nesse horário um núcleo de intensidade horizontal do vento acima de 35 m/s em 63.5° W e 700 hPa, bem próximo da região com velocidade vertical de -10 cm/s, e com umidade relativa abaixo de 70%, condizente com as características do Sting Jet. Às 0900 UTC (figura 3.27b) esse núcleo não é mais visto e nesse momento um outro núcleo aparece próximo à superfície, entre as longitudes de 61.5° W e 62.5° W e em 900 hPa, e com umidade relativa acima de 70%, condizentes com a esteira transportadora fria. Às 1200 UTC (figura 3.27c) esse máximo de vento não é mais observado. No entanto, toda a atmosfera ainda apresenta valores acima de 20 m/s. Nesse instante é importante salientar que entre os níveis de 750 e 400 hPa as isentrópicas de θ_w estão bastante espaçadas, mostrando uma região isentropicamente homogênea e sem gradiente de temperatura. Essa característica se assemelha aos campos tanto das 0900 UTC quanto das 1500 UTC (figura 3.27d). No horário das 1500 UTC nota-se uma atmosfera com umidade relativa acima de 70%, principalmente desde 950 a 700 hPa. Há um núcleo de magnitude de vento horizontal próximo à superfície na região, semelhante às 0900 UTC, mas com intensidade menor, com velocidade acima de 25 m/s, também relacionado à esteira transportadora fria. Por fim, verifica-se também um núcleo de ventos mais intensos, com magnitude acima de 20 m/s, entre as longitudes de $60,5^\circ$ W

e $61,5^\circ$ W e os níveis de 650 e 800 hPa. Com relação à vorticidade potencial isentrópica, a linha de -2 PVU em nenhum momento fica abaixo de 400 hPa, observando que esse corte já não se encontra mais tão próximo ao centro do ciclone.

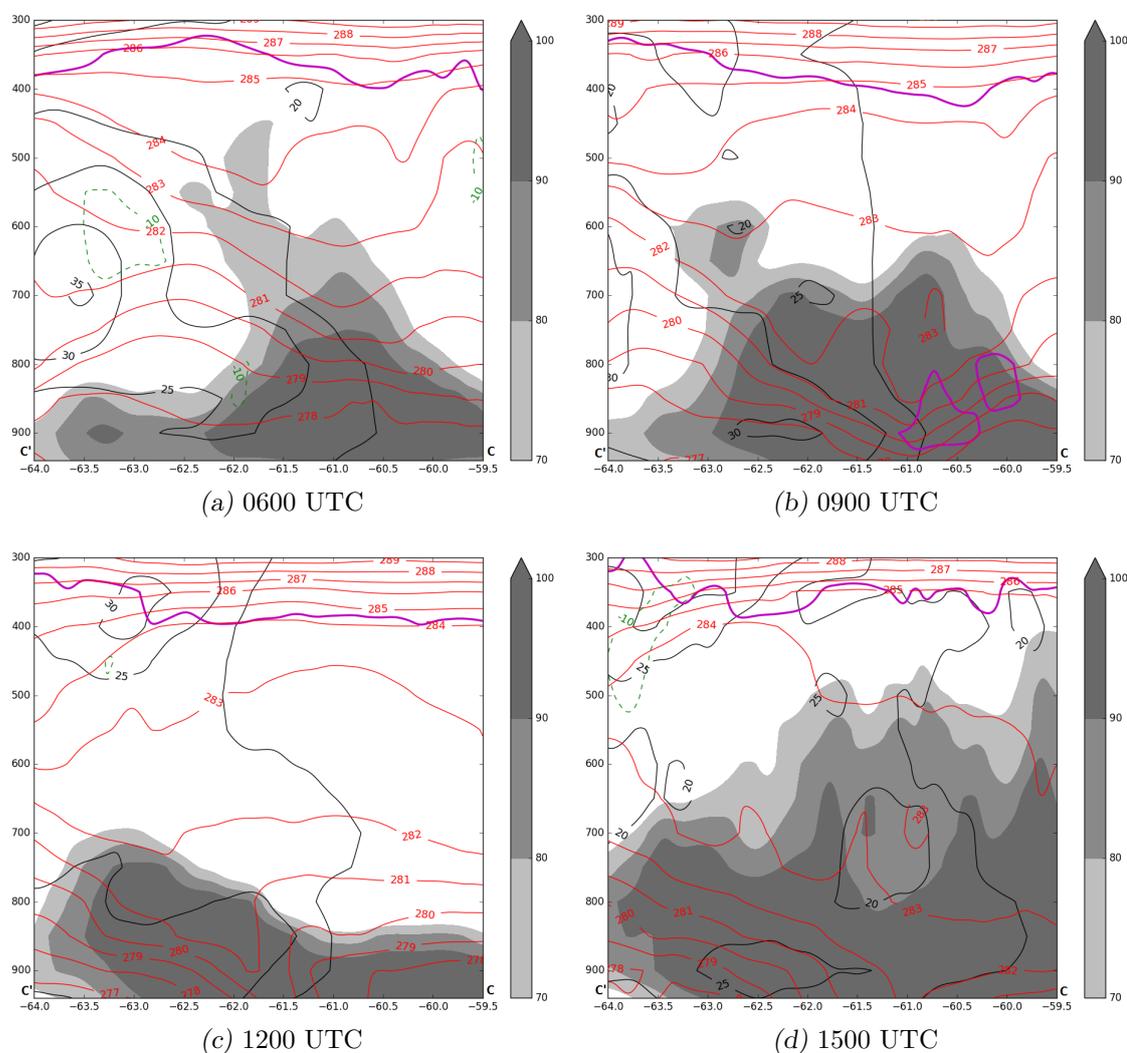


Figura 3.27: Corte vertical na latitude de C-C' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

O corte vertical D-D' ($59,5^\circ$ W e 38° S a 64° W e 37° S) é similar ao corte C-C'. Nos níveis mais baixos da atmosfera a umidade relativa é alta, principalmente até o nível de 800 hPa. Assim como em C-C', o gradiente vertical de θ_w é menor entre 400 e 700 hPa. Às 0600 UTC (figura 3.28a) nota-se um núcleo de magnitude horizontal do vento entre

as longitudes de 63° W e 65° W com valores acima de 30 m/s. Isso se repete às 0900 UTC (figura 3.28b) assim como às 1200 UTC (figura 3.28c), mas com tamanho menor e mesma intensidade. Já às 1500 UTC (figura 3.28d) esse núcleo se enfraquece e se expande horizontalmente, variando de $60,5^\circ$ W a 65° W e atingindo até 750 hPa, com velocidade acima de 25 m/s. O gradiente de θ_w na região desses núcleos, principalmente às 0600, 0900 e 1200 UTC, é maior que nas outras áreas da figura, variando de 277 a 282 K. Esse padrão com um núcleo de velocidade máxima próximo à superfície e umidade relativa alta segue o analisado em estudos anteriores e estão relacionados à esteira transportadora fria.

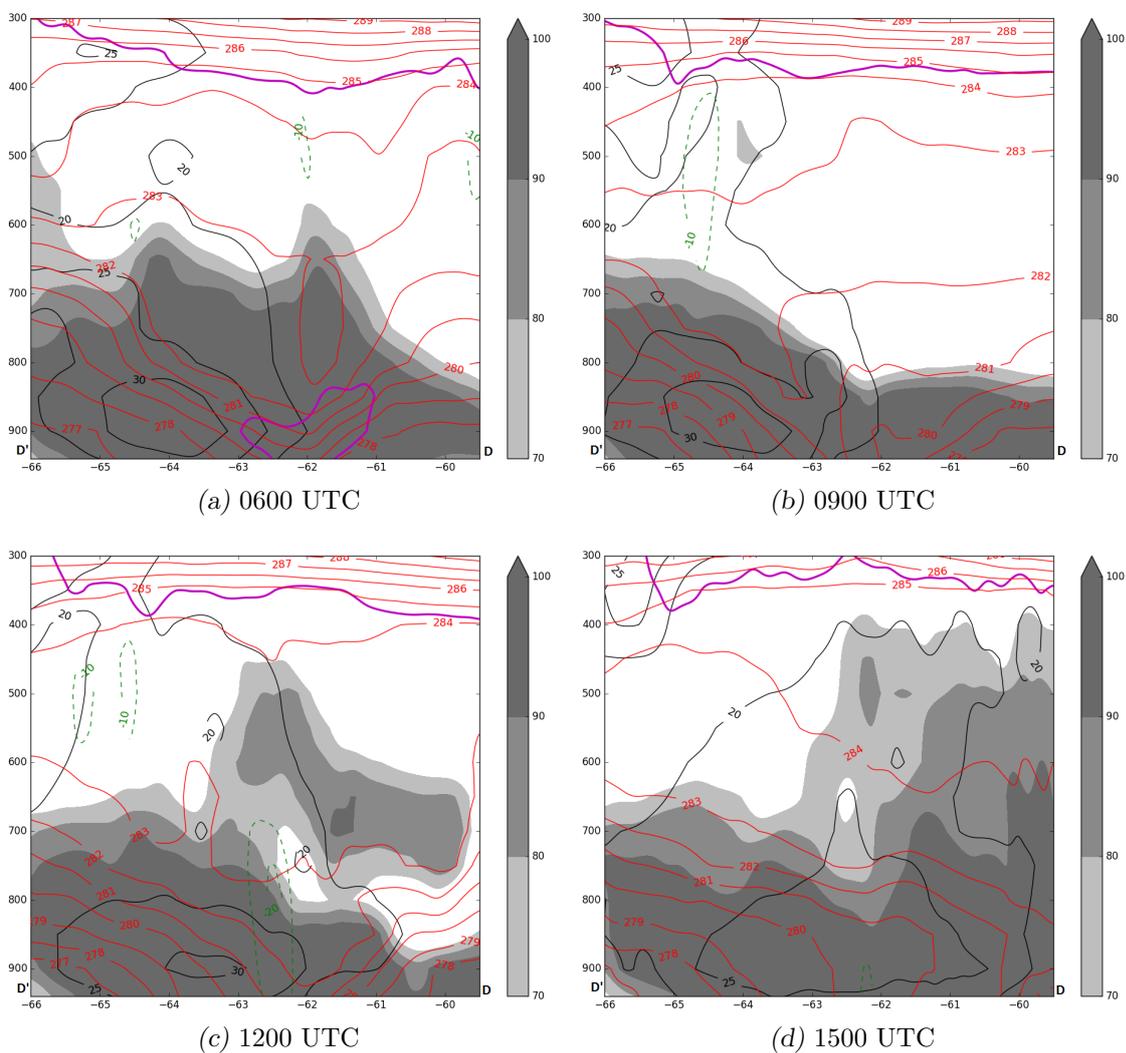


Figura 3.28: Corte vertical na latitude de D-D' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

No corte E-E' (61° W e 39° S a 66° W e 41° S), o padrão em baixos níveis segue semelhante ao verificado nos dois perfis anteriores, com velocidade acima de 25 m/s. Nos horários das 0600 UTC (figura 3.29a) e 0900 UTC (figura 3.29b), há um núcleo com velocidade acima de 30 m/s, mais extenso em 0600 UTC, mas que ainda persiste às 0900 UTC, entre as latitudes de 64° W e $65,5^\circ$ W às 06 UTC e entre $63,5^\circ$ W e $64,5^\circ$ W às 0900 UTC, relacionados à esteira transportadora fria. Já às 1200 UTC (figura 3.29c) e às 1500 UTC (figura 3.29d) não há uma configuração de núcleo fechado. No entanto, toda a região no horário das 1200 UTC permanece com ventos acima de 25 m/s e às 1500 UTC essa área se desloca, abrangendo entre 61° W e 64° W. Nos níveis superiores da figura a atmosfera está de fato isentrópica, ou seja, sem variação de θ_w , principalmente entre 600 e 350 hPa. Entre 300 e 350 hPa, onde nos perfis anteriores havia um gradiente de θ_w maior, no corte E-E' este gradiente praticamente não existe, exceto às 0600 UTC. Isso indica um levantamento da tropopausa e pode ser verificado pela linha de -2 PVU, que está em níveis mais altos do que nos cortes anteriores, denotando o deslocamento do sistema para além da região em foco nas análises.

O corte F-F' (figura 3.30), que tem extremos em $59,5^\circ$ W e 40° S e 64° W e 45° S, se encontra já na retaguarda do sistema e mostra um perfil de θ_w com perfil inclinado em todos os horários analisados. Às 0600 UTC (figura 3.30a), o gradiente mais intenso de θ_w vai desde os níveis de 500 e 600 hPa entre as longitudes 63° W e 64° W até 900 hPa entre as longitudes de $60,5^\circ$ W e $61,5^\circ$ W. Também em 900 hPa há um núcleo de ventos com valores acima de 25 m/s e umidade relativa próxima a 100%. No horário das 0900 UTC (figura 3.30b) o perfil é muito semelhante ao das 0600 UTC, no entanto o padrão de gradiente e inclinação de θ_w está um pouco deslocado para longitudes menores no gráfico, e isso também é observado às 1200 UTC (figura 3.30c). Às 1500 UTC (figura 3.30d) o perfil é semelhante aos horários anteriores, com a diferença do deslocamento do padrão inclinado de θ_w , identificado em longitudes ainda menores no gráfico e com o surgimento de um núcleo de velocidade de vento horizontal acima de 30 m/s em 900 hPa e 60° W de longitude. Esse núcleo está embebido numa região maior, com velocidade acima de 25 m/s, que se estende desde níveis mais baixos até níveis médios da atmosfera, em um área com umidade relativa próximo a 100%. O gradiente de θ_w entre 300 e 350 hPa, que quase não se via no corte E-E', não é mais significativo, observado também pela linha de -2 PVU que aparece bem próximo de 300 hPa na figura. Nos horários das 0900, 1200 e

1500 UTC vê-se parte do núcleo mais intenso de ventos entre os níveis de 300 e 400 hPa e as longitudes de 59.5° W e 61.5° W, condizente com o jato polar que atua nos sistemas ciclônicos extratropicais.

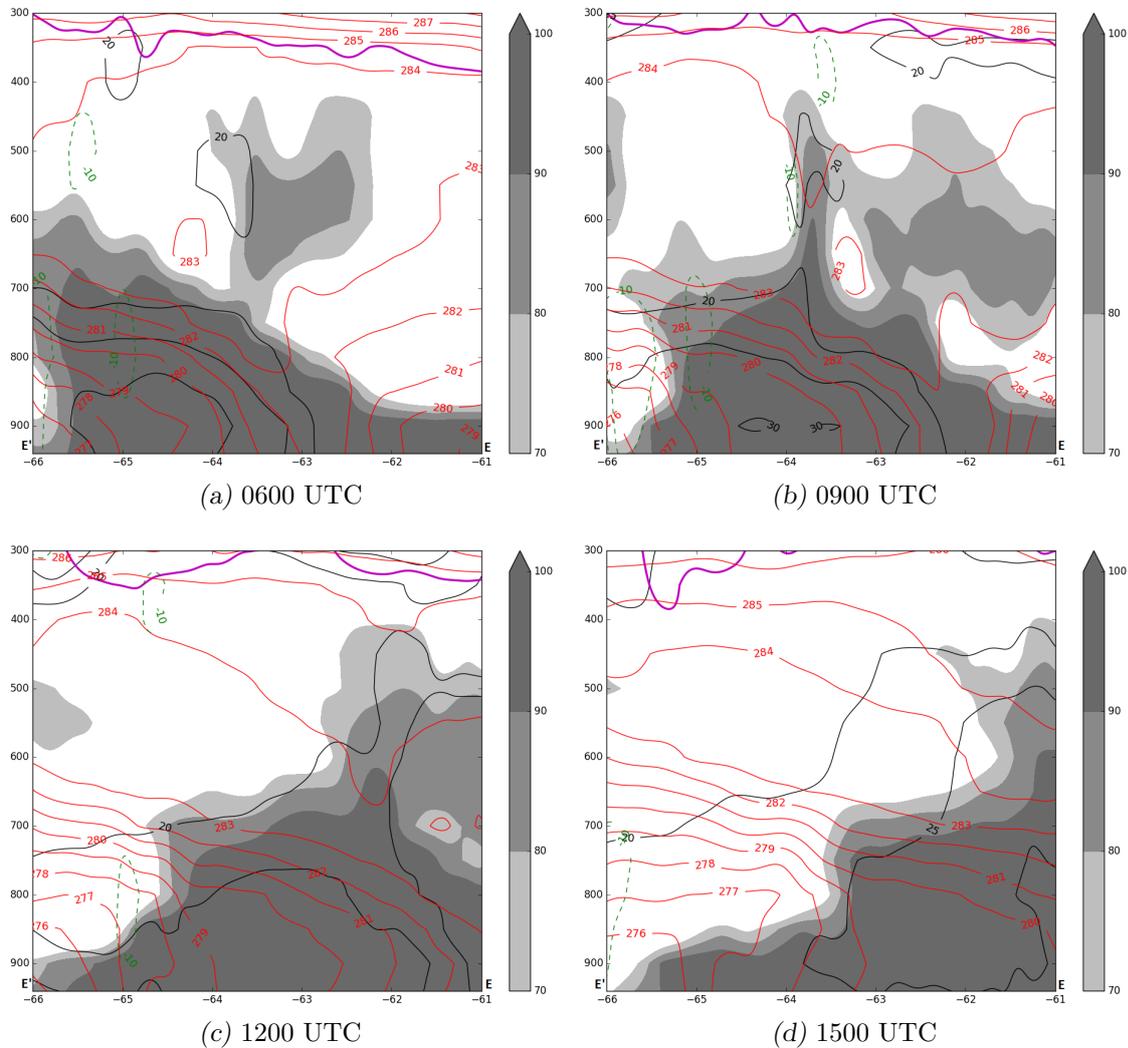


Figura 3.29: Corte vertical na latitude de E-E' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo Y compreende níveis verticais isobáricos e em X a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

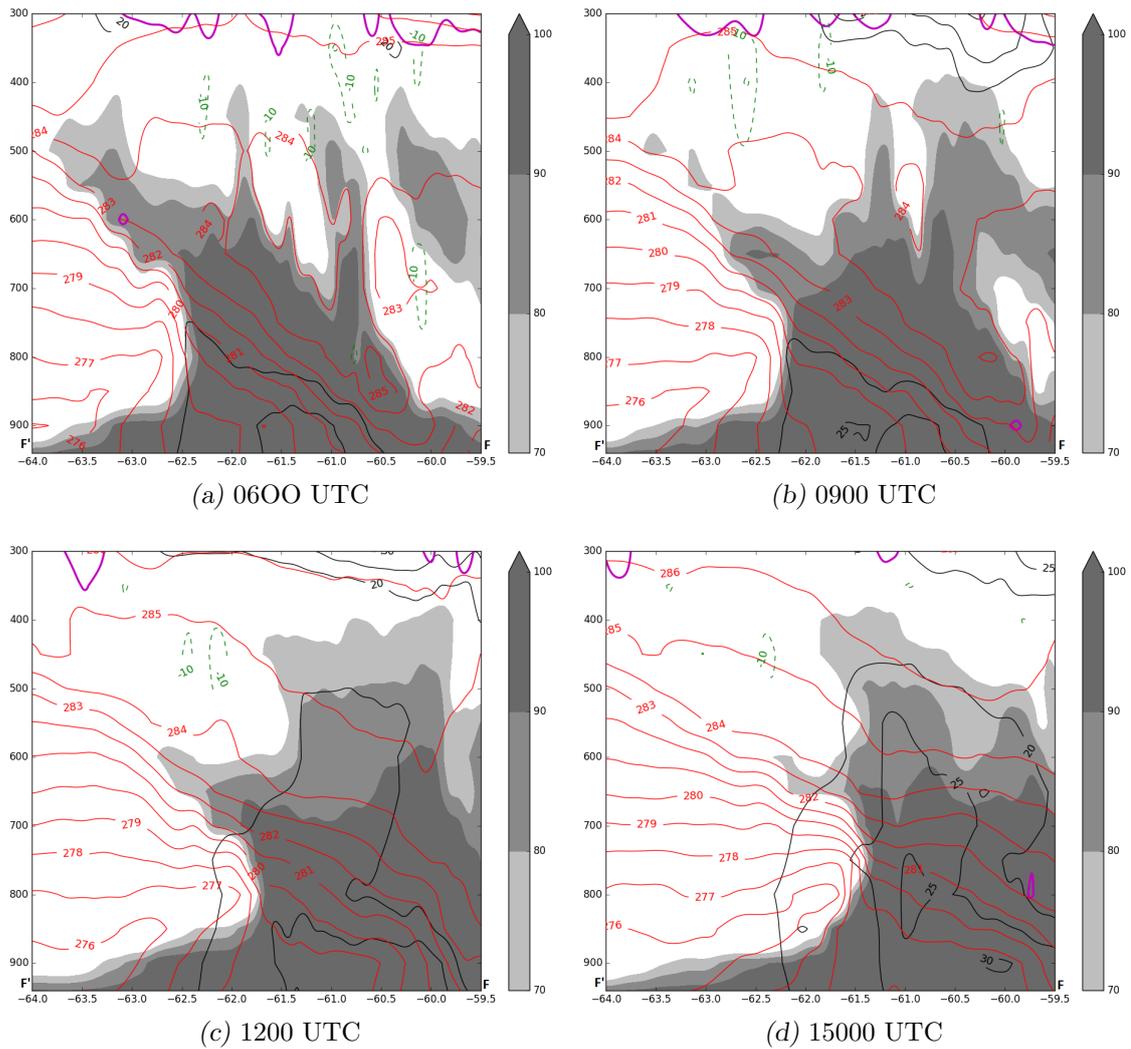


Figura 3.30: Corte vertical na latitude de F-F' para os horários entre 0600 e 1500 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D09 do WRF.

3.2.6.2 Grade de 3 Km do WRF

A inclusão de uma grade aninhada com 3 km de espaçamento entre os pontos tem a finalidade de refinar as análises diagnósticas do Sting Jet tanto espacial como temporalmente. Com a ativação da parametrização de microfísica de nuvens completa (que inclui equações para as 3 fases da água), pretende-se estudar os efeitos dos variados hidrometeoros no ciclo de vida do Sting Jet. Os cortes foram os mesmos da figura 3.24.

Na figura 3.31 é mostrado o corte vertical C-C' para o horário das 0400 UTC do dia 25

de agosto de 2014. Destaca-se na figura o núcleo de magnitude de velocidade horizontal entre os níveis de 500 e 800 hPa e as longitudes de 61,5° W e 64° W com velocidades acima de 30 m/s. Nessa região também é observado valores de velocidade vertical negativa de -10 cm/s e umidade relativa abaixo de 70%. Com esses resultados, além do posicionamento do corte vertical e do horário, pode-se concluir que é uma caracterização do Sting Jet em horários anteriores aos do cortes A-A' e B-B'.

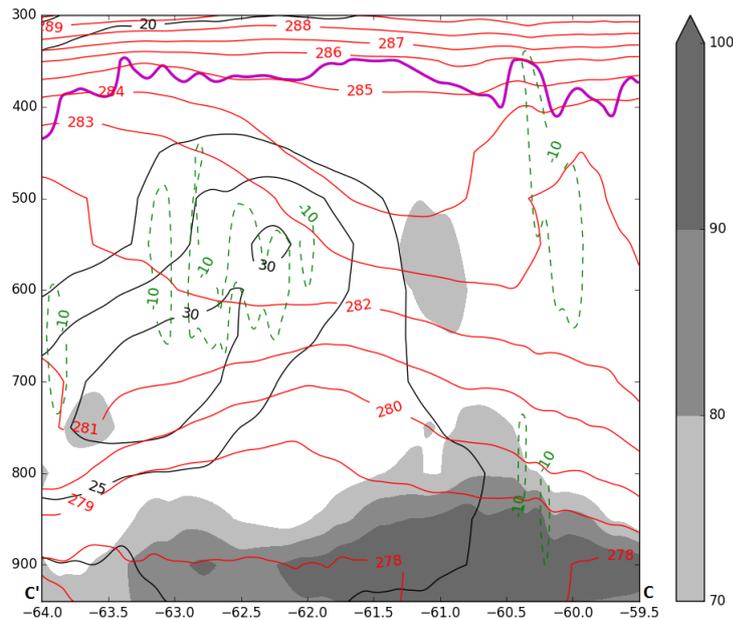


Figura 3.31: Corte vertical em C-C' às 0400 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 do WRF.

A figura 3.32 às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014 mostra o corte A-A', característico da presença do Sting Jet, com um núcleo de vento horizontal acima de 30 m/s entre as longitudes de 55,2° W e 55,4° W e os níveis de 700 e 550 hPa. Nesse núcleo, e em áreas adjacentes entre 55° W e 55,4° W de longitude que vão desde 900 hPa até 500 hPa, identificam-se velocidades verticais negativas significativas, com valores de até -30 cm/s. Nessa mesma região, há intrusão de ar seco estratosférico, indicado pela linha de -2 PVU de vorticidade potencial isentrópica, que chega até o nível de 600 hPa. Toda região citada anteriormente apresenta umidade relativa abaixo de 70%, favorecendo a formação de um Sting Jet.

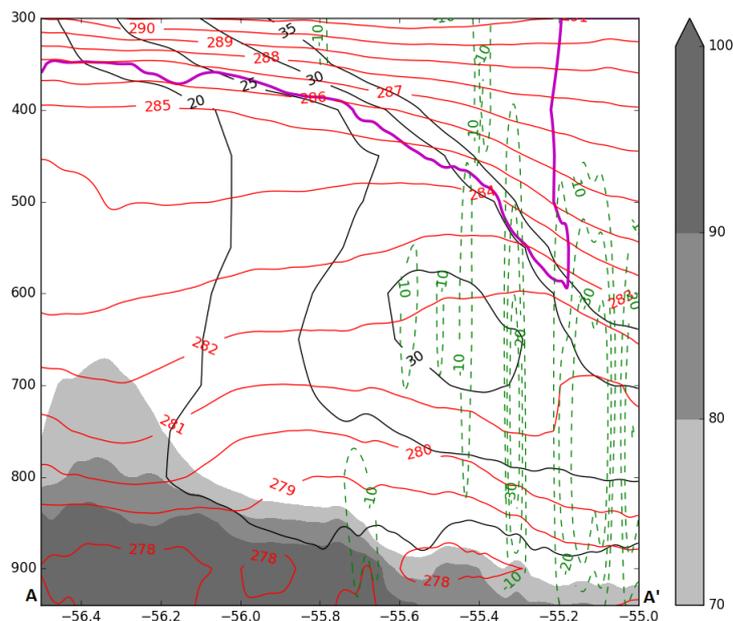


Figura 3.32: Corte vertical em A-A' às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 do WRF.

A figura 3.33 mostra o corte B-B' para a grade de 3 km no horário das 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Observa-se um núcleo de magnitude do vento entre 550 e 650 hPa e entre as latitudes de 33° S e 34° S com valores acima de 30 m/s. Em toda a região também há valores de velocidades verticais de até -30 cm/s, e umidade relativa abaixo de 70%, acompanhando do padrão de intrusão de vorticidade potencial indicado pela linha de -2 PVU. Analogamente ao corte A-A' das 1400 UTC, as características analisadas mostram a presença do Sting Jet nesse núcleo de ventos mais fortes. No entanto, o refinamento da grade não demonstrou intensidade maior do evento com relação à grade de 9 km e a inclusão de soluções para as 3 fases da água não indica influência, por exemplo, da fase gelo no processo de resfriamento do ar. Esta hipótese será explorada na próxima seção.

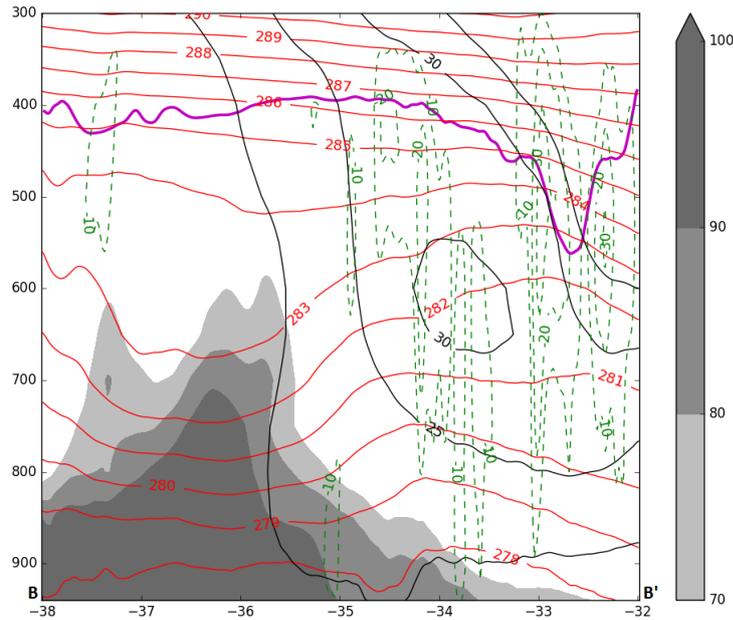


Figura 3.33: Corte vertical em B-B' às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 do WRF.

Às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014 para o corte E-E' (figura 3.34) nota-se uma região na retaguarda do sistema que sofre influência da esteira transportadora fria e apresenta velocidade acima de 25 m/s próximo à superfície. Entre 64° W e 65° W de longitude e os níveis de 600 e 900 hPa há uma região com gradiente de θ_w significativo, entre 277 e 283 K, além de velocidades verticais de até -20 cm/s. Observa-se um indício do jato polar na figura entre as longitudes de 65° W e 66° W e entre os níveis de 300 e 400 hPa com ventos acima de 25 m/s.

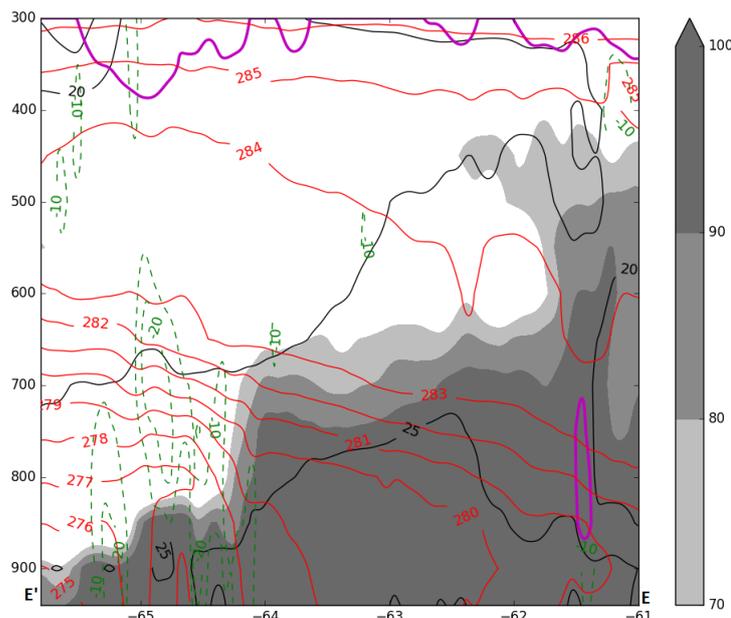


Figura 3.34: Corte vertical em E-E' às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 do WRF.

3.2.6.3 Grade de 3 km do WRF sem inclusão da fase gelo (D03 - sem gelo)

Na figura 3.35 é mostrado o corte vertical C-C' para o horário das 0400 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Nota-se um núcleo de velocidade horizontal de 30 m/s entre os níveis de 650 e 750 hPa e as longitudes de -62,5 e -63,5. Há regiões com valores de velocidade vertical de -10 cm/s nesse núcleo e em uma região mais alta da atmosfera que se estende desde 450 a 750 hPa. A umidade relativa acima de 70% somente é encontrada na região mais próxima da superfície, abaixo de 800 hPa. Comparando com a simulação que inclui a fase gelo na parametrização de microfísica, o núcleo de ventos mais fortes é menor na simulação sem gelo, ao contrário da área de abrangência de velocidade vertical negativa, maior neste caso. No entanto, a magnitude da velocidade do vento vertical apresenta a mesma intensidade do que o observado na simulação com inclusão da fase gelo. Em adição, no caso sem inclusão de gelo, a umidade relativa mais alta é encontrada somente nas camadas mais próximas à superfície, ao contrário do caso com gelo.

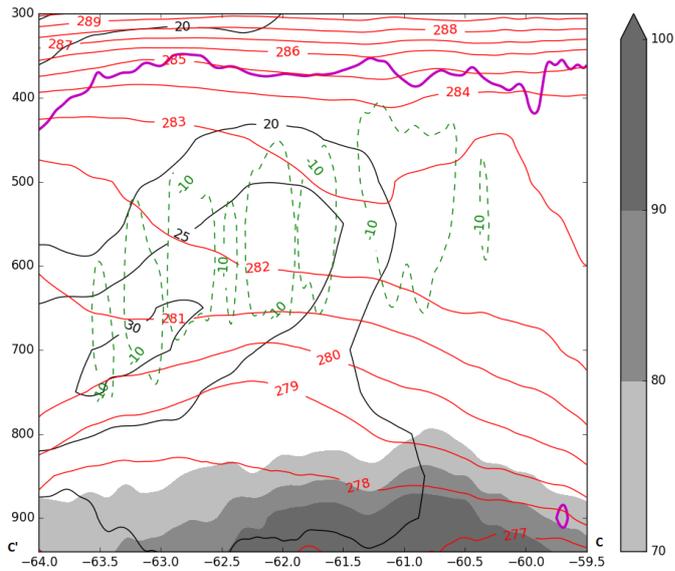


Figura 3.35: Corte vertical em C-C' às 0400 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 - sem gelo do WRF.

A figura 3.36 às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014 mostra o corte A-A' semelhante ao observado na seção anterior, também com um núcleo de ventos intensos de 30 m/s mas de menor extensão espacial, variando entre 600 e 700 hPa entre as longitudes de -55,4 e -55,6. A região com velocidade vertical negativa também é semelhante, exceto por uma área entre -56,2 e 56,6 e entre os níveis de 400 e 700 hPa. Também nessa longitude se encontra diferença na umidade relativa, que na simulação com gelo é observada em níveis baixos e médios.

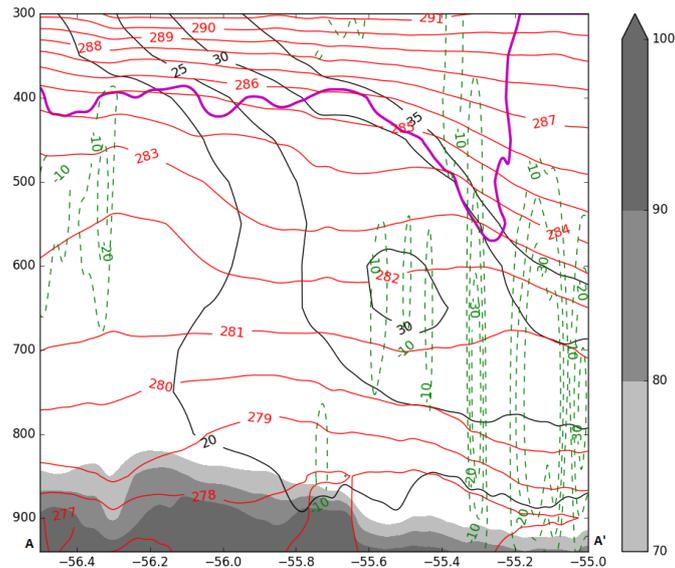


Figura 3.36: Corte vertical em A-A' às 1400 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 - sem gelo do WRF.

A figura 3.37 mostra o corte B-B' para a grade de 3 km no horário das 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Nota-se um pequeno núcleo de 30 m/s entre 550 e 600 hPa. Há um região de velocidade vertical negativa próxima a esse núcleo e ao redor dele, assim como na região onde há abaixamento da tropopausa, indicada pela ondulação na linha de vorticidade potencial isentrópica. Assim como nas figuras anteriores desta seção, a umidade relativa acima de 70% fica concentrada nas em níveis mais baixos da atmosfera, diferentemente da simulação realizada com gelo. Comparando também a simulação com gelo, essa simulação com parametrização sem gelo apresenta um núcleo menor de magnitude de vento horizontal, assim como uma menor abrangência das áreas que apresentam velocidade vertical negativa.

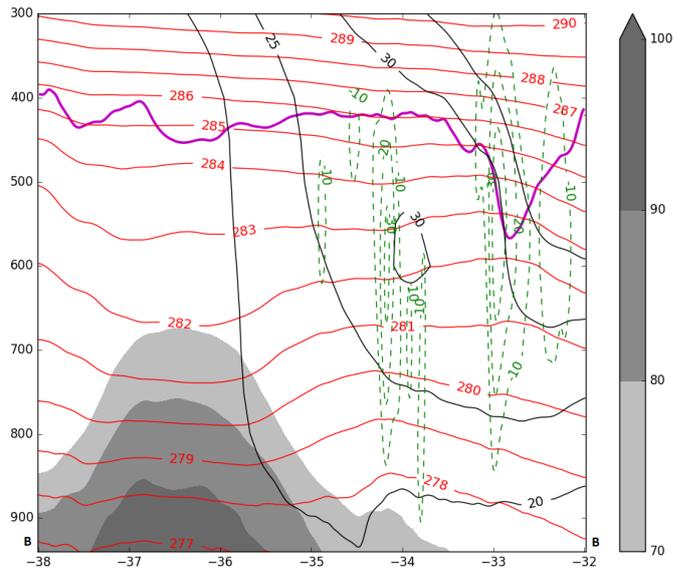


Figura 3.37: Corte vertical em B-B' às 1200 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 - sem gelo do WRF.

A figura 3.38 mostra o corte vertical E-E' às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014. O padrão é bastante semelhante ao visualizado na seção anterior, com ausência de um núcleo de velocidade horizontal, no entanto com valores mais altos próximos a superfície. A umidade relativa acima de 70%, ao contrário das demais figuras desta simulação apresentadas nesta seção, que mostraram uma área menor do que a na simulação com gelo, mostram semelhança entre as duas simulações, com valores próximos de 100% desde a superfície até níveis mais altos.

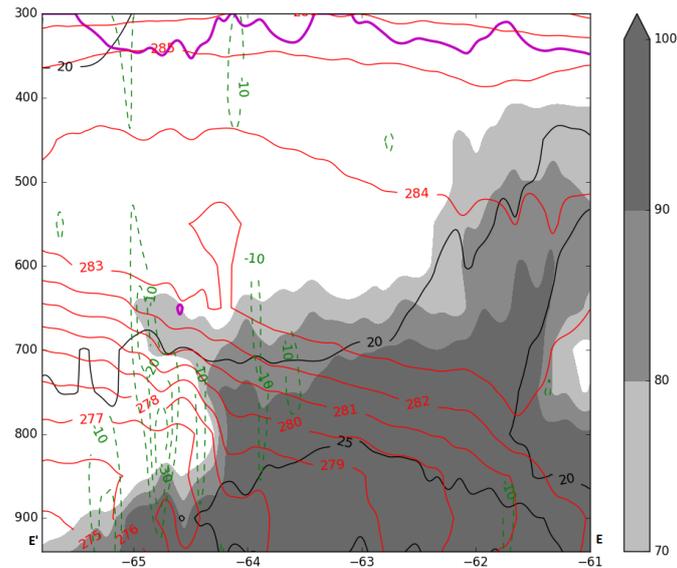


Figura 3.38: Corte vertical em E-E' às 1300 UTC do dia 25 de agosto de 2014. Linhas vermelhas indicam temperatura potencial de bulbo úmido (θ_w em K), linhas pretas a magnitude do vento horizontal (m/s), linhas verdes indicam a velocidade vertical negativa (cm/s), em lilás a linha de -2 PVU de vorticidade potencial e em sombreado, a umidade relativa acima de 70%. O eixo vertical compreende níveis isobáricos e na horizontal a longitude. Fonte: simulação D03 - sem gelo do WRF.

3.2.7 DCAPE

Os resultados relacionados ao DCAPE (figura 3.39) mostram valores partindo de 600 hPa em direção à superfície. Nas proximidades do litoral do Uruguai, encontram-se os maiores valores (acima de 500 J/kg). Mais para o interior do continente, na região de 34°S e 58°W, há uma área de transição de maiores para menores valores e, de acordo com análises anteriores, é uma região próxima da ocorrência do Sting Jet. Os valores não são extremos, mas em condições sinóticas favoráveis, mesmo valores de DCAPE relativamente baixos podem indicar potencial para correntes descendentes mais intensas (Nascimento, 2005).

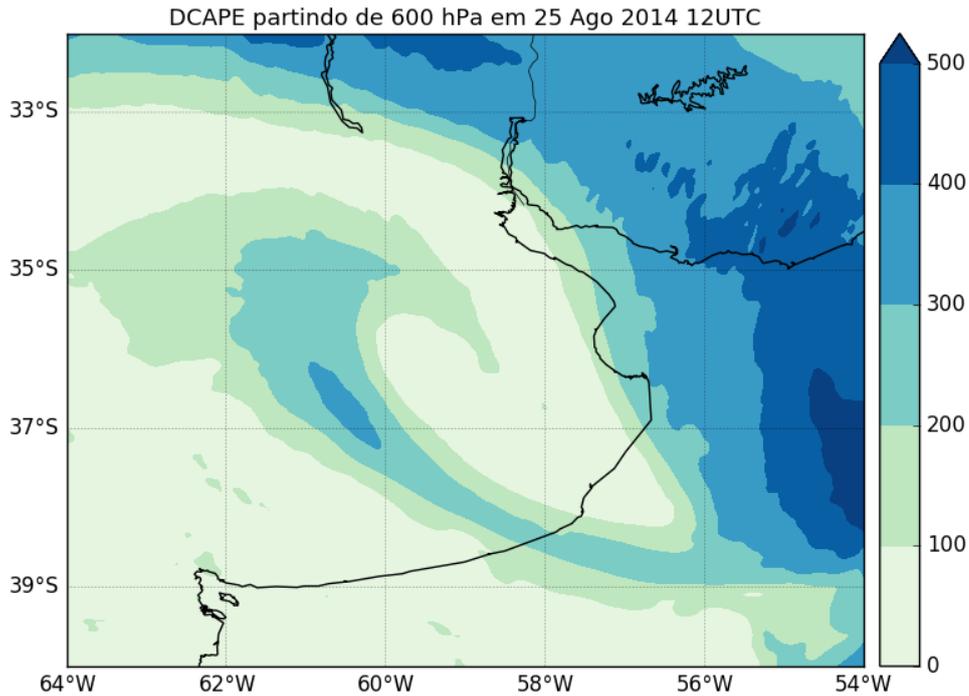


Figura 3.39: DCAPE partindo de 600 hPa em sombreado (J kg^{-1})

3.2.8 Análise das Trajetórias de Parcelas de Ar na Grade WRF de 3 km

Neste trabalho, a análise das trajetórias mostra como as parcelas de ar e suas características variam ao longo do tempo. As trajetórias aqui mostradas foram traçadas no modo retrógrado a partir da escolha de um ponto de chegada. Foram definidos dois pontos finais, um em 58° W e 35° S terminando em 3000 metros (caso (A)) e outro em 63.5° W e 37.5° S terminando em 750 metros (caso (B)), com a finalidade de comparação entre a região próxima do cabeça da nuvem vírgula, região de ocorrência do Sting Jet, e a esteira transportadora fria. Todas as trajetórias terminam às 1500 UTC do dia 26 de agosto de 2016. Foram calculadas diversas variáveis e a posição das parcelas desde 15 horas antes do horário de chegada. Na figura 3.40 são mostradas as trajetórias das parcelas, onde se observam que as mesmas realizam trajeto seguindo o padrão da circulação ciclônica, o que é, de fato, esperado, devido ao padrão de circulação imposto pela presença do vórtice de escala sinótica.

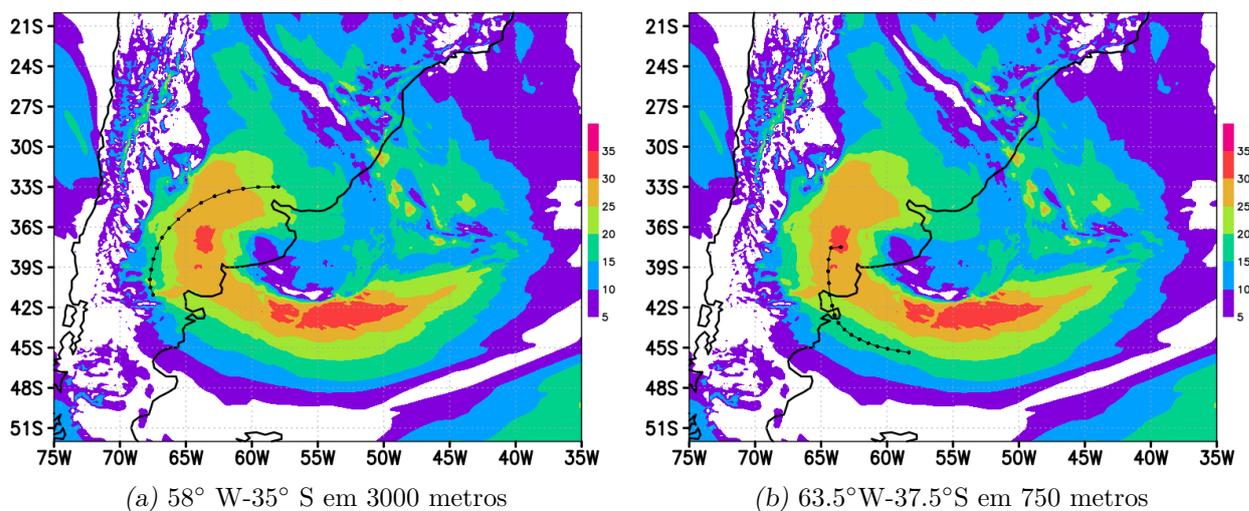


Figura 3.40: Mapa das trajetórias realizadas pelas parcelas de ar com magnitude do vento horizontal na altitude de 1000 m. Fonte: simulação D03 do WRF.

Com relação à altitude, a parcela terminada do caso (B) tem menor variação, mantendo-se constante abaixo de 1000 metros. No caso (A), há uma nítida trajetória descendente da parcela, saindo de aproximadamente 5000 metros e atingindo os 3000 metros. A umidade relativa é diferente nos dois casos, o que é esperado, pois uma está relacionada ao Sting Jet, onde a umidade relativa não deve ser muito elevada e, a outra, à esteira transportadora fria, onde a umidade é alta. No caso (A) a umidade relativa é baixa nos primeiros horários, até as 0400 UTC, possivelmente devido a elevada altitude. Posteriormente a umidade relativa se eleva até aproximadamente os 80%, mantendo esse padrão até as 1100 UTC, para depois voltar a diminuir, chegando a 50% no último horário. Em (B) a umidade relativa permanece próxima de 100% durante todos os horários da trajetória. Com relação à temperatura no caso (A), ela é muito menor, variando de -20°C a até -5°C em comparação a (B), que oscila em torno de 0°C . A temperatura potencial equivalente é maior no caso (A), variando de 296 a 302 K, ao contrário do caso (B), mais próximo da superfície, que varia de 288 a 290 K, principalmente entre os horários das 0700 e 1100 UTC. A magnitude de vento horizontal é maior próximo à superfície (caso B) com valores de 40 m/s às 0000 UTC e diminuindo o valor progressivamente até chegar em 20 m/s às 1500 UTC. No caso (A) os valores são da ordem de 20 m/s, menores nos primeiros horários, até 0700 UTC. Posteriormente essa diferença diminui, com valor mínimo para o caso (A) de 15 m/s às 1500 UTC. A velocidade vertical varia bastante nos dois casos, mostrando que não há um relação direta

de intensidade com a altitude, pois o maior valor, registrado às 1000 UTC do caso (B), resulta em uma pequena elevação da parcela e valores bem menos significativos, como entre os horários entre 1100 e 1500 UTC no caso (A), mostram uma descendência mais significativa da parcela do que no caso (B).

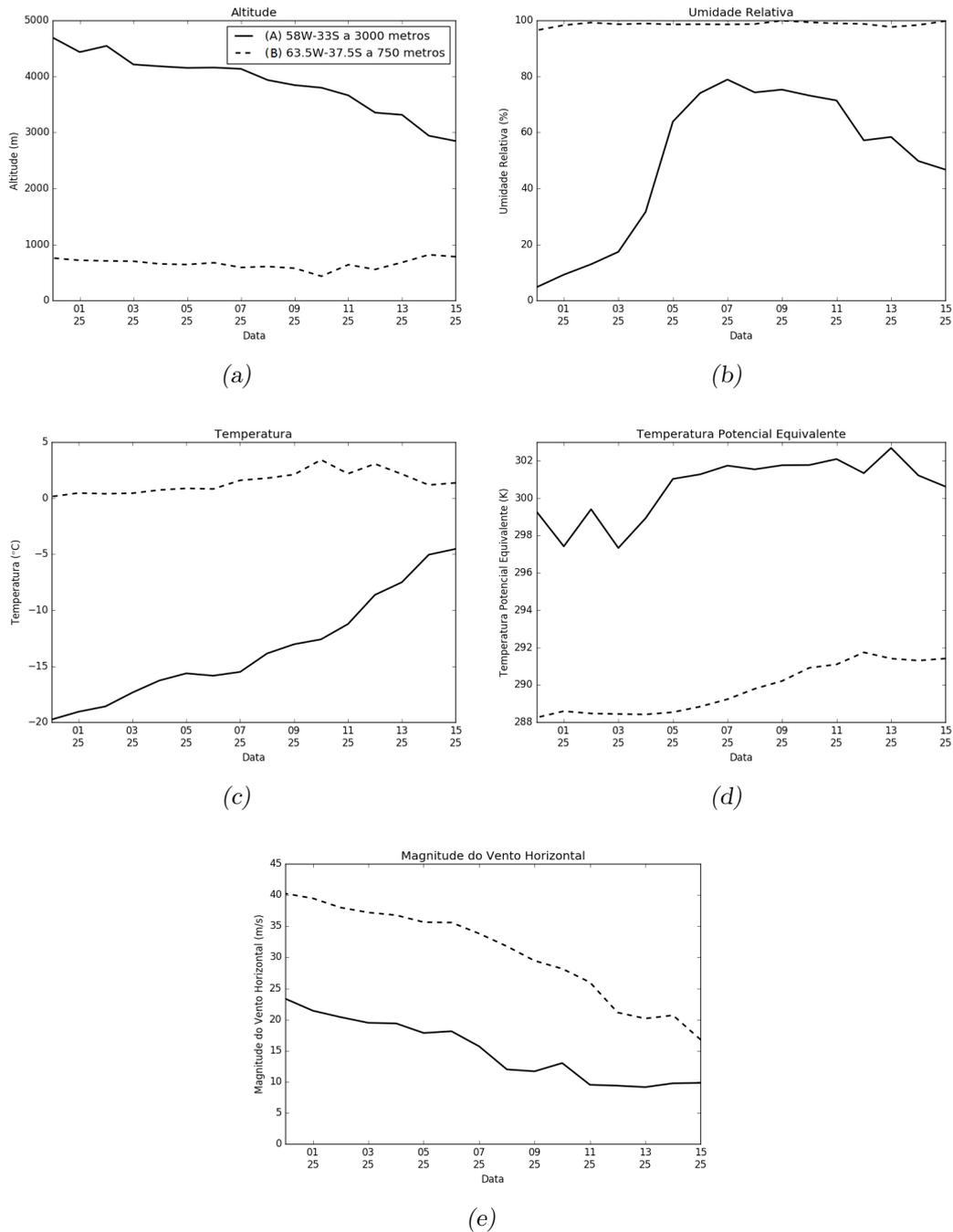


Figura 3.41: Gráfico das variáveis ao longo do tempo para a trajetória retrógrada terminando em 54°W e 36°S a 1500 metros. Fonte: simulação D03 do WRF.

Considerações Finais

4.1 Conclusão

De acordo com Browning et al. (2015), o Sting Jet é um fenômeno de difícil detecção e simulação e as análises aqui apresentadas corroboram esta afirmação. O objetivo desse trabalho consistiu em verificar a existência do Sting Jet e avaliar as hipóteses que expliquem os fenômenos físicos que produziram os ventos fortes observados entre 25 e 26 de agosto de 2014 nas proximidades do litoral do Uruguai, nordeste da Argentina e sul do Rio Grande do Sul. Por meio de dados medidos por estações de superfície, observaram-se ventos de até 93 km/h em Montevideu, com 110 km/h em Colônia, e 92 km/h no navio ONCD. Os ventos intensos próximos à superfície foram registrados durante a passagem de um ciclone extratropical pela região. A partir destas informações, aplicaram-se metodologias e ferramentas de análise nas escalas sinótica e mesoescala a fim de se verificar se esses fortes ventos próximos à superfície seriam ou não causados pelo fenômeno Sting Jet, ainda não estudado para a região da América do Sul.

As análises do modelo global GFS confirmaram a ciclogênese ocorrida na região do litoral Argentino com centro de pressão de 1005 hPa às 0000 UTC do dia 24 de agosto de 2014. No dia 26, detectou-se um aprofundamento do sistema, com a pressão atmosférica à superfície caindo para 995 hPa em seu centro. Nesse dia, o sistema entrou em seu estágio maduro e em fase com o cavado do geopotencial em 500 hPa. O diagrama de fase do ciclone indica um sistema bastante assimétrico próximo do seu início, nos dias 24 e 25 de agosto, identificando o estágio maduro nos demais dias da análise, inclusive apresentando algumas características de sistemas tropicais, como a seclusão quente. As imagens de satélite mostram o desenvolvimento de um sistema ciclônico vigoroso.

Diversas características típicas dos fenômenos do tipo Sting Jet foram observadas nas análises diagnósticas aqui apresentadas. Uma vez que os Sting Jets ocorrem apenas em ciclones extratropicais do tipo Shapiro-Keyser, analisaram-se os campo de temperatura potencial equivalente próximos à superfície, confirmando-se que o ciclone extratropical estudado é do tipo Shapiro-Keyser pela ausência de gradiente horizontal daquela variável na região associada à fratura frontal do ciclone, onde há a quebra da frente fria em relação à frente quente, que então se deslocam de forma independente. Esta é a principal característica que define um ciclone do tipo Shapiro-Keyser. Com as análises globais do modelo GFS foi calculada a frontogênese de Pettersen, onde se verificou a presença de frontólise e ventos intensos próximo ao centro do ciclone, fatores esses que também indicam maior possibilidade de existência do Sting Jet.

Simulações numéricas com alta resolução espacial foram realizadas por meio do modelo regional WRF com o intuito de diagnosticar a física interna tridimensional do sistema como um todo, mas em mesoescala. Inicialmente comparou-se os resultados de uma grade WRF de 27 km de espaçamento (experimento D01) com as análises globais GFS de 0,5° de espaçamento, a fim de se verificar a capacidade do modelo em reproduzir os fenômenos sinóticos identificados por imagens de satélite e nas próprias análises do GFS. Constatou-se então a similaridade dos resultados do experimento D01 e os dados observados e as análises globais. Em linhas gerais, tanto nas simulação WRF como nas análises GFS para o dia 24 de agosto de 2014, o centro do ciclone apresenta uma isóbara fechada de 1000 hPa, mas em 850 hPa o GFS apresente 5° C acima dos valores do WRF na região Sul do Brasil e no Uruguai, relacionado ao jato de baixos níveis. No dia 26, o ciclone já está mais desenvolvido e tanto no GFS como no WRF há um centro fechado em 995 hPa, com a posição do centro um pouco mais ao sul no WRF. Assim como no dia 24, no dia 26 os valores de temperatura em 850 hPa continuam com aproximadamente 5° C acima daquelas apresentadas no WRF na região do jato de baixo níveis, que antecede a frente fria.

Usou-se a função frontogenética para se definir quais dos seus termos implicavam diretamente no enfraquecimento do gradiente de temperatura potencial equivalente próxima à superfície, região associada à frontólise e, assim, favorável ao movimento descendente em escala sinótica, favorecendo também a evolução do Sting Jet. No entanto, os resultados dos cálculos da função frontogenética efetuados para cada termo individualmente e na forma total não mostraram padrões espaciais muito bem definidos. Os resultados mostraram que

essa variável apresenta bastante sensibilidade em relação à variação do vento horizontal e sua dependência em relação à resolução espacial dos campos de dados. Os padrões espaciais mais significativos são encontrados na região das frentes e da seclusão quente. Entre os termos individuais, os termos de cisalhamento e confluência são os que mostraram maior importância, com valores negativos na região da seclusão quente. Próximo ao centro do ciclone, há alternância de valores, com abrangência maior de frontogêneses no termo de cisalhamento e frontólise no termo de confluência. O termo de inclinação tem importância menor com relação aos primeiros dois, com valores maiores na região oceânica de Santa Catarina. O termo diabático tem uma ordem de grandeza menor com relação aos demais termos e apresenta valores visíveis apenas no leste do estado de Santa Catarina. Já o termo total mostra valores alternados na região da frente, sem um padrão definido. Os valores e padrões encontrados respondem às regiões de levantamento e descendência por compensação das massas de ar sobre as regiões das frentes, onde há maior gradiente térmico. Valores positivos são encontrados na região interior da seclusão quente, que vai de 48° W e 40° S até o centro do ciclone, contrapondo-se à região externa, que apresenta valores negativos de até $-8 \text{ Km}^{-1}\text{s}^{-1}$, com predominância de frontólise. No centro do ciclone há valores positivos e negativos de frontogênese, com frontogêneses que se estende até 60° W 37° S. É importante salientar a identificação de um núcleo de frontólise em 58° W e 37° S com valores de $-6 \text{ Km}^{-1}\text{s}^{-1}$, região próxima da ocorrência do Sting Jet como possível fator precursor diagnóstico do fenômeno, mas que exige estudos mais aprofundados para sua validação.

Para contribuir na identificação positiva do Sting Jet, foram geradas figuras com campos de temperatura potencial de bulbo úmido θ_w , magnitude do vento e radiação de onda longa emergente (OLR). Tanto em 700 hPa como em 900 hPa, as figuras mostraram o padrão de vírgula invertida utilizando a variável θ_w , como esperado e verificado em estudos anteriores. Toda a região de seclusão quente apresenta valores de velocidade do vento acima de 30 m/s. Já a OLR mostra valores abaixo de 220 W m^{-2} , o que aponta para a presença de nuvens, sendo que, próximo ao ciclone, esse valor se torna acima de 220 W m^{-2} e ainda apresenta velocidade acima de 20 m/s, indicando a possível ocorrência do fenômeno Sting Jet.

Devido ao fato do Sting Jet ser um fenômeno tridimensional, foram construídos cortes verticais de θ_w , VPI e velocidade vertical para estudar o comportamento desse sistema com

os resultados das simulações D02 (9 km) e D03 (3 km) do WRF. A literatura científica indica que, para identificar a ocorrência de um Sting Jet, é necessário observar umidade relativa abaixo de 70% e um plano inclinado de θ_w , além de velocidade vertical negativa, mostrando que o jato está descendendo. Esses cortes verticais mostraram a estrutura vertical do sistema como um todo, esmiuçando os componentes da nuvem vírgula associada ao ciclone Shapiro-Keyser, a saber, a cabeça da nuvem vírgula invertida, sua cauda e seu entalhe.

Como discutido na análise da figura 3.25, a simulação de 9 km mostra a distribuição inclinada de θ_w no corte A-A' nos horários das 0600, 0900 e 1200 UTC. Em todas esse horários, e também as 1500 UTC, observa-se velocidade vertical negativa, umidade relativa abaixo de 70% e um núcleo de velocidade do vento acima de 25 m/s, que se desloca para leste ao longo do tempo. Tanto no corte A-A' quanto no B-B', é notado um abaixamento da tropopausa, indicado pela presença da linha de -2 PVU em níveis mais baixos. Em B-B' ainda se verifica o núcleo de vento acima de 25 m/s assim como as velocidades verticais negativas. Esse padrão indica a presença do Sting Jet, no entanto com um núcleo não tão próximo da superfície. No corte C-C', às 0600 UTC, observa-se um núcleo de ventos intensos que pode ser identificado como o Sting Jet, mostrando o deslocamento do jato. Tanto nesse perfil como nos cortes D-D', E-E' e F-F', nota-se a existência de um núcleo de ventos mais fortes próximo da superfície em uma região com umidade relativa próxima de 100%, condizente com a esteira transportadora fria. Na simulação de 3 km do WRF, os cortes mostraram características semelhantes às identificadas na grade de 9 km, mas com um pouco mais de intensidade, como na velocidade vertical, na linha de -2 PVU de vorticidade potencial isentrópica e na intensidade do vento horizontal. É importante notar que a grade de 3 km utiliza somente a parametrização de microfísica de nuvens para gerar nuvens e precipitação, desativando-se a parametrização de processos cúmulos. Analogamente, a simulação de 3 km com parametrização de microfísica sem a presença de gelo mostrou um padrão similar à simulação feita com gelo. No entanto, as regiões de magnitude do vento horizontal mostraram menores extensões. As regiões com umidade relativa acima de 80% ficaram mais restritas à região próxima à superfície. As regiões com velocidade vertical negativa se apresentaram com perfil semelhante ao caso simulado com inclusão da fase gelo na parametrização de microfísica de nuvens. Essa comparação mostra que a simulação com gelo pode afetar a umidade relativa em determinadas regiões, além de

estender espacialmente as regiões com ventos mais intensos. De acordo com o corte vertical B-B' desta mesma simulação, a dimensão do Sting Jet é de 100 km, com velocidade acima de 25 m/s e em uma região seca, com duração entre 6 e 12 horas.

A Instabilidade Simétrica condicional está relacionada com o deslocamento vertical inclinado das parcelas de ar. Para visualizar esse fenômeno, foram efetuados cortes verticais onde se destacam os perfis inclinados de θ_w . Em adição, o campo horizontal de DCAPE integrado de 600 hPa até a superfície mostrou algumas regiões com valores significativos. Essa combinação de fatores mostra que o sistema tem um padrão de movimento descendente inclinado, condizente outros estudos anteriores e com a presença de um Sting Jet.

As análises de trajetória de duas parcelas de ar específicas, uma proveniente do local de presença do Sting Jet e outra, da esteira transportadora fria, indicaram trajetória descendente no caso do Sting Jet e trajetória constante em altitude para a esteira transportadora fria. A umidade relativa ficou abaixo de 80% no primeiro caso e perto de 100% no segundo, e a velocidade vertical não tem influência explícita no deslocamento da parcela. Horizontalmente, as parcelas tiveram uma trajetória de arco, que corresponde à circulação ciclônica do sistema.

O aumento da resolução espacial do modelo regional para 3 km de espaçamento entre os pontos de grade não acrescentou maiores detalhes à estrutura tridimensional estudada, concluindo-se que a escala espaço-temporal do fenômeno Sting Jet parece estar muito bem resolvida já na grade de 9 km de espaçamento entre seus pontos. A hipótese de que a presença de gelo teria alguma importância para o fenômeno foi rejeitada pelos experimentos com a parametrização de microfísica de nuvens na grade de 3 km com e sem a inclusão da fase gelo nas simulações.

Comparando-se os resultados aqui apresentados com o conhecimento já adquirido sobre Sting Jets no Hemisfério Norte e estabelecido na literatura científica, conclui-se que o fenômeno selecionado é, de fato, um Sting Jet, evidenciado por sistemas associados como a ocorrência do ciclone extratropical do tipo Shapiro-Keyser, frontólise na região central do ciclone, presença de região inclinada de temperatura potencial de bulbo úmido, assim como valores de velocidade vertical negativos e umidade relativa abaixo de 70%. Os estudos aqui mencionados para casos de Sting Jet no Hemisfério Norte propuseram a especificação de valores fixos para a identificação do fenômeno. O presente trabalho é um primeiro passo para o estabelecimento de critérios objetivos para a identificação do fenômeno na costa sul

da América do Sul e fronteira oeste do sul do Atlântico Sul.

4.2 Sugestão para trabalhos futuros

Neste trabalho, foram apresentadas análises diagnósticas de variados campos meteorológicos com o intuito de se confirmar a presença do fenômeno Sting Jet na ocorrência de um intenso ciclone do tipo Shapiro-Keyser nas proximidades da costa sul da América do Sul e para explicitar a física associada à formação e evolução desse sistema de mesoescala ainda pouco estudado na América do Sul.

Para maior compreensão do fenômeno, sugere-se a realização de trabalhos que usem diferentes configurações das parametrizações de microfísica de nuvens, a fim de testar hipóteses que expliquem a formação do Sting Jet. É possível estudar, por exemplo, qual a influência da fase gelo na geração do fenômeno, utilizando uma parametrização que inclua somente a fase quente da água.

Sugere-se também a obtenção de critérios objetivos para a classificação do fenômeno por meio da determinação de limites de detecção do Sting Jet, como magnitude do vento horizontal e vertical, valor da VPI associada, gradientes verticais de θ_w e umidade relativa. Uma possível metodologia com ferramentas estatísticas é apresentada em Hart et al. (2017). A partir do estabelecimento de critérios objetivos de identificação do fenômeno, sugere-se a elaboração de uma climatologia de casos para a América do Sul, também ainda inexistente.

Referências Bibliográficas

- Allo R., When 1987 blew away the UK, *Weather*, 2015, vol. 70, p. S11
- Baker L., Sting jets in severe northern European wind storms, *Weather*, 2009, vol. 64, p. 143
- Baker L. H., Gray S. L., Clark P. a., Idealised simulations of sting-jet cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2013, pp 96–110
- Bennetts D. A., Hoskins B. J., Conditional symmetric instability - a possible explanation for frontal rainbands, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1979, vol. 105, p. 945
- Browning K., The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2004, vol. 130, p. 375
- Browning K. A., The lobe structure of giant hailstones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1967, vol. 93, p. 556
- Browning K. A., Conceptual Models of Precipitation Systems, *Weather and Forecasting*, 1986, vol. 1, p. 23
- Browning K. A., Observational synthesis of mesoscale structures within an explosively developing cyclone, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, vol. 131, p. 603
- Browning K. A., Chapman D., Dixon R. S., Stacked slantwise convective circulations, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2001, vol. 127, p. 2513

- Browning K. A., Dixon R. S., Gaffard C., Wang C.-G., Wind-profiler measurements in the storm of 30 October 2000, *Weather*, 2001, vol. 56, p. 367
- Browning K. A., Field M., Evidence from Meteosat imagery of the interaction of sting jets with the boundary layer, *Meteorological Applications*, 2004, vol. 11, p. 277
- Browning K. A., Roberts N. M., Structure of a frontal cyclone, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1994, vol. 120, p. 1535
- Browning K. a., Shutts G. J., The relation of moist symmetric instability and upper-level potential-vorticity anomalies to the observed evolution of cloud heads, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2002, vol. 128, p. 839
- Browning K. A., Smart D. J., Clark M. R., Illingworth A. J., The role of evaporating showers in the transfer of sting-jet momentum to the surface, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015
- Böttger H., Eckardt M., Katergiannakis U., Forecasting Extratropical Storms with Hurricane Intensity Using Satellite Information, *Journal of Applied Meteorology*, 1975, vol. 14, p. 1259
- Carlson T. N., Airflow Through Midlatitude Cyclones and the Comma Cloud Pattern, *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, p. 1498
- Chen F., Dudhia J., Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 569
- Chen T.-C., , 1985 Global water vapour flux and maintenance using FGGE
- Clark P. A., Browning K. A., Wang C., The sting at the end of the tail: Model diagnostics of fine-scale three-dimensional structure of the cloud head, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2005, pp 2263–2292
- Codina B., , 2001 Horizontal Forward and Backward Trajectories <<ftp://cola.gmu.edu/grads/scripts/traj.gs>> Acessado: 2017-04

- Coronel B., Ricard D., Rivière G., Arbogast P., Cold-conveyor-belt jet, sting jet and slantwise circulations in idealized simulations of extratropical cyclones, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2016, vol. 142, p. 1781
- Crespo N. M., Contribuição da Interação Troposfera - Estratosfera nas Ciclogêneses em Superfície sobre a América do Sul, Universidade de São Paulo, 2015, Dissertação de Mestrado, 114 p.
- Dudhia J., Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, vol. 46, p. 3077
- Gan M. A., Rao V. B., Surface Cyclogenesis over South America, *Monthly Weather Review*, 1991, vol. 119, p. 1293
- Gozzo L. F., da Rocha R. P., Air-Sea Interaction Processes Influencing the Development of A Shapiro-Keyser Type Cyclone over the Subtropical South Atlantic Ocean, *Pure and Applied Geophysics*, 2013, vol. 170, p. 917
- Gray S. L., Martínez-Alvarado O., Baker L. H., Clark P. a., Conditional symmetric instability in sting-jet storms, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, vol. 137, p. 1482
- Gray S. L., Thorpe A. J., Parcel Theory in Three Dimensions and the Calculation of SCAPE, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 1656
- Grønås S., The Seclusion Intensification of the New Year's day storm 1992, *Tellus A*, 1995, vol. 47, p. 733
- Hallak R.; Rocha L. N., Trajetórias tridimensionais de parcelas de ar em situações pré-frontal e frontal na Região Sudeste brasileira - Parte II: análise de variáveis termodinâmicas, In: XVIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Recife - PE., 2014
- Hallak R.; Silva Dias M., Estudo Diagnóstico de um Vórtice de Ar Frio - Parte I: Aspectos de Grande Escala, In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro - RJ., 2000

- Hallak R., Evidência de esteira transportadora quente e úmida no jato de baixos níveis da AS: Análises isobáricas e isentrópicas, In: XIX Congresso Brasileiro de Meteorologia, João Pessoa - PB., 2016
- Hart N. C. G., Gray S. L., Clark P. A., Sting-jet windstorms over the North Atlantic: Climatology and contribution to extreme wind risk, *Journal of Climate*, 2017, p. 16
- Hart R. E., A Cyclone Phase Space Derived from Thermal Wind and Thermal Asymmetry, *Monthly Weather Review*, 2003, vol. 131, p. 585
- Holton J., An Introduction to Dynamic Meteorology. No. v. 1 in An Introduction to Dynamic Meteorology, Elsevier Academic Press, 2004
- Hong S., Lim J., The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6), *Journal of the Korean Meteorological Society*, 2006, vol. 42, p. 129
- Hong S.-Y., Dudhia J., Chen S.-H., A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Monthly Weather Review*, 2004, vol. 132, p. 103
- Kain J. S., The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update, *Journal of Applied Meteorology*, 2004, vol. 43, p. 170
- Martínez-Alvarado O., Gray S. L., Clark P. a., Baker L. H., Objective detection of sting jets in low-resolution datasets, *Meteorological Applications*, 2013, vol. 20, p. 41
- Martínez-Alvarado O., Weidle F., Gray S. L., Sting Jets in Simulations of a Real Cyclone by Two Mesoscale Models, *Monthly Weather Review*, 2010, vol. 138, p. 4054
- Maue R. N., Warm Seclusion Extratropical Cyclones, Florida State University, 2010, Tese de Doutorado
- Mlawer E., Taubman S., Brown P., Iacono M., Clough S., Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated 0k model for the long-wave, *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, p. 16663
- Nakanishi M., Niino H., An improved Mellor-Yamada Level-3 model with condensation physics: Its design and verification, *Boundary-Layer Meteorology*, 2004, vol. 112, p. 1

- Nakanishi M., Niino H., An improved Mellor-Yamada Level-3 model: Its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog, *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, vol. 119, p. 397
- 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
- Parton G. A., Vaughan G., Norton E. G., Browning K. A., Clark P. A., Wind profiler observations of a sting jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2009, vol. 135, p. 663
- Petterssen S., A contribution to the theory of frontogenesis, *Geophys. Publ.*, 1936, vol. 11, p. 1
- Raymond D., Nonlinear balance and PV thinking at large Rossby number, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*, 1992, vol. 118, p. 1041
- Reboita M. S., Ciclones Extratropicais Sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade, Universidade de São Paulo, 2008, Tese de Doutorado, 294 p.
- Reboita M. S., da Rocha R. P., Ambrizzi T., Dynamic and Climatological Features of Cyclonic Developments Over Southwestern South Atlantic Ocean, *Horizons in Earth Science Reserach*, 2012, vol. 6, p. 133
- Reed R., Danielsen E., Fronts in the vicinity of the tropopause, *Archives for Meteorology Geophysics and Bioclimatology Series A Meteorology and Atmopsheric Physics*, 1958, vol. 11, p. 1
- Reed R. J., A study of a Characteristic Type of Upper-level Frontogenesis, *Journal of Meteorology*, 1955, vol. 12, p. 226
- Rivière G., Arbogast P., Lapeyre G., Maynard K., A potential vorticity perspective on the motion of a mid-latitude winter storm, *Geophysical Research Letters*, 2012, vol. 39, p. 2

- Rocha L. N. ; Hallak R., Trajetórias tridimensionais de parcelas de ar em situações pré-frontal e frontal na Região Sudeste do Brasil - Parte I: cálculo e visualização de trajetórias, In: XVIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Recife - PE., 2014
- Sanders F., Gyakum J. R., Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”, *Monthly Weather Review*, 1980, vol. 108, p. 1589
- Schultz D. M., Reexamining the Cold Conveyor Belt, *Monthly Weather Review*, 2001, vol. 129, p. 2205
- Schultz D. M., Browning K. A., What is a sting jet ?, *Weather*, 2011, pp 63–66
- Schultz D. M., Keyser D., Bosart L. F., The Effect of Large-Scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones, *Monthly Weather Review*, 1998, vol. 126, p. 1767
- Schultz D. M., Schumacher P. N., The Use and Misuse of Conditional Symmetric Instability, *Monthly Weather Review*, 1999, vol. 127, p. 2709
- Schultz D. M., Sienkiewicz J. M., Using Frontogenesis to Identify Sting Jets in Extratropical Cyclones, *Weather and Forecasting*, 2013, vol. 28, p. 603
- Shapiro M. A., Keyser D., , 1990 in , *Extratropical Cyclones: The Erik Palmén memorial volume*. pp 167–189
- Shutts G. J., Dynamical aspects of the october storm, 1987: A study of a successful fine-mesh simulation, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1990, vol. 116, p. 1315
- Skamarock W. C., Klemp J. B., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. G., Wang W., Powers J. G., A Description of the Advanced Research WRF Version 3, 2008
- Slater T. P., Schultz D. M., Vaughan G., Near-surface strong winds in a marine extratropical cyclone: Acceleration of the winds and the importance of surface fluxes, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2016, pp 321–332
- Smart D. J., Browning K. A., Attribution of strong winds to a cold conveyor belt and sting jet, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2014, vol. 140, p. 595

-
- Vaughan G., Howells A., Price J. D., Use of MST radars to probe the mesoscale structure of the tropopause, *Tellus A*, 1995, vol. 47, p. 759
- Von Ahn J., Sienkiewicz J., McFadden G., Hurricane force extratropical cyclones observed using QuickSCAT near real time winds., *Mariners Weather Log*, 2005, vol. 49, p. online em http://www.vos.noaa.gov/MWL/april_05/cyclones.shtml
- Wang X. L., Swail V. R., Zwiers F. W., Climatology and Changes of Extratropical Cyclone Activity: Comparison of ERA-40 with NCEP–NCAR Reanalysis for 1958–2001, *Journal of Climate*, 2006, vol. 19, p. 3145
- Xu Q., Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1986, vol. 112, p. 315