

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM**

# **METEOROLOGIA**



**DISSERTAÇÃO DE MESTRADO**

**Maurício Rebouças Rocha**

**A BAIXA DO NOROESTE ARGENTINO E A SELA  
DA ARGENTINA: INTERAÇÕES COM O  
TRANSPORTE DE UMIDADE E COM SISTEMAS  
CONVECTIVOS**

**Campina Grande, Fevereiro de 2018**



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA**

**A BAIXA DO NOROESTE ARGENTINO E A SELA DA ARGENTINA:  
INTERAÇÕES COM O TRANSPORTE DE UMIDADE E COM  
SISTEMAS CONVECTIVOS**

Campina Grande - PB  
2018

**MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA**

**A BAIXA DO NOROESTE ARGENTINO E A SELA DA ARGENTINA:  
INTERAÇÕES COM O TRANSPORTE DE UMIDADE E COM  
SISTEMAS CONVECTIVOS**

Dissertação de mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas, Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), como requisito final à obtenção do Título de Mestre em Meteorologia.

Orientador(a): Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Josefina Moraes Arraut

Campina Grande - PB  
2018

- R672b      Rocha, Maurício Rebouças.  
A Baixa do Noroeste Argentino e a Sela da Argentina : interações com o transporte de umidade e com sistemas convectivos / Maurício Rebouças Rocha. Campina Grande, 2018.  
111 f. : il. color.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2018.  
"Orientação: Profa. Dra. Josefina Moraes Arraut".  
Referências.
1. Gradiente Zonal de Geopotencial. 2. Supergeostrófico. 3. Subgeostrófico. 4. Convecção. 6. Mesociclone. I. Arraut, Josefina Moraes. II. Título.
- CDU 551.5(043)

MAURÍCIO REBOUÇAS ROCHA

A BAIXA DO NOROESTE ARGENTINO E A SELA DA ARGENTINA:  
INTERAÇÕES COM O TRANSPORTE DE UMIDADE E COM SISTEMAS  
CONVECTIVOS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 26/02/2018

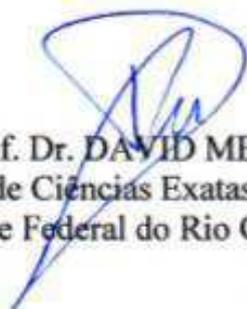
BANCA EXAMINADORA



Profa. Dra. JOSEFINA MORAES ARRAUT  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas  
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. DAVID MENDES  
Centro de Ciências Exatas e da Terra  
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

*“Capte o vigor das escolhas felizes  
Opte pelo pote no fim do arco-íris  
E serendipity lhe dará a mão”.*

(Rogério Delayon e Déa Trancoso)

*Dedico este trabalho aos meus pais, Nelma e André.*

## AGRADECIMENTOS

Foram dois anos de dedicação ao mestrado. Dois anos de crescimento pessoal e profissional que além de mim, contaram com diversos outros protagonistas:

Agradeço a Deus e ao axé.

Agradeço à minha orientadora, professora Josefina. Agradeço por ter me aceitado enquanto orientando quando cheguei em sua sala ainda confuso do que fazer. Agradeço pela confiança, pelos ensinamentos e contribuições dadas ao trabalho. Agradeço pela paciência e pela vontade que eu conquiste mais e mais. Agradeço todos os conselhos prestados e histórias compartilhadas, e que também me ajudaram a me sentir mais seguro na pesquisa. Muito obrigado professora, foi uma experiência de trabalho incrível.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de mestrado.

Agradeço aos professores Enio e Ivaldo, por estarem disponíveis para esclarecerem dúvidas sobre meteorologia. Agradeço pelas oportunidades geradas.

Agradeço ao professor David e novamente ao professor Enio, por participarem da banca avaliadora desta dissertação de mestrado e pelas contribuições dadas ao trabalho.

Agradeço à professora Magaly, por torcer com alegria para que eu avance em meus objetivos.

Agradeço ao professor Monoel, por ter me concedido uma sala de trabalho logo no início do curso.

Agradeço à UFCG e ao corpo docente do PPGMET. Agradeço aos funcionários da UACA, em especial a Danilo e Arilene, sempre prestativos e eficientes. Agradeço à Dona Rosa, por tanta gentileza.

Agradeço a painho, André, por me ensinar a ser positivo mesmo com as dificuldades que a vida traz. Sem seus encorajamentos seria muito penoso passar pelos momentos mais difíceis na elaboração da dissertação. Agradeço por me apoiar nas decisões.

Agradeço à mainha, Nelma, pelo afeto e preocupação de mãe. Agradeço pelas preces e por querer sempre o melhor para mim.

Agradeço à minha família, em toda sua extensão, principalmente às minhas tias e avós. Agradeço à minha irmã Andrea, pela fraternidade, e aos meus primos Eduardo, Cleidiana e Camila, pela torcida e expectativas.

Agradeço à ialorixá Mãe Valnázia, pelo cuidado e bênçãos. Agradeço a Daza e à família do Cobre, pela torcida.

Agradeço ao professor Guilherme, que me orientou no final da graduação. Agradeço por ter me incentivado a fazer mestrado e por sempre ressaltar que independente das circunstâncias podemos continuar honestos, éticos e comprometidos com nossa vida profissional.

Agradeço à Dona Dalva da cantina do Instituto de Física da UFCG, pelo acolhimento e por fazer questão de criar um ambiente familiar. Agradeço à Dona Helena, pelos bons papos e bom humor.

Agradeço a Seu Beto e seu irmão Irenaldo. Seu Beto foi mais que um locatário ao assumir um papel de “paizão”. Agradeço pelo cuidado e conversas.

Agradeço a Luan, Valéria, Ângela, Marcelo, Juba, Paulo e Karol. Agradeço pelo companheirismo e cuidado, por terem aberto suas casas para mim, por terem me inserido em seus lares, por terem me apresentado Campina Grande sob a luz dos melhores ângulos, me proporcionado experiências divertidas, memoráveis e por fazerem questão de minha presença em diversos momentos.

Agradeço aos colegas e amigos que o PPGMET me deu, em especial a Celina e Leide, companheiras de estudo e de um convívio prazeroso, desde o início do curso.

Agradeço a Taís, Priscilla e Carol, amigas de longas datas e que sempre pude contar. Obrigado por terem me acalentado em situações difíceis do mestrado.

Muito obrigado.

## RESUMO

A Baixa do Noroeste Argentino (BNOA) é uma baixa pressão termo-orográfica que é separada dos ventos de oeste de latitudes médias por uma Sela no campo de pressão, denominada de Sela da Argentina. A formação e intensificação da BNOA geram ventos mais intensos de norte a leste dos Andes que transportam calor e umidade para os subtropicais sul-americanos. A formação da Sela da Argentina preconiza máxima frontogênese, máximo gradiente de temperatura potencial equivalente e máxima advecção fria, o que acarreta em máximos de precipitação no entorno da Sela. Visto esses cenários já descritos pela literatura, o presente trabalho seguiu três vertentes de estudos de caso de verão para investigar o papel da BNOA e da Sela da Argentina no transporte de umidade e para a formação de sistemas convectivos de mesoescala (SCM) e de um mesociclone nos subtropicais da América do Sul. Para isso, foram utilizados dados de reanálise ERA-interim (ECMWF), dados de precipitação do TRMM e imagens de satélite (GOES-13) para nebulosidade. Foi possível identificar e classificar a elevada (baixa) variação da intensidade da BNOA e da magnitude do gradiente zonal do geopotencial sobre grande parte da Argentina entre 2 e 3 de janeiro de 2016 (entre 23 e 24 de janeiro de 2016) como sendo um caso de forte (fraco) ciclo diurno. Para o caso de fraco ciclo diurno, a permanência da BNOA durante a noite permitiu que o vento fosse acelerado geostroficamente, gerando um transporte supergeostrófico de umidade a sudeste da Baixa, o que acarretou em chuvas nos extratropicais. Nesse caso, o gradiente zonal do geopotencial foi progressivamente intensificado ao longo do dia e aquela Baixa esteve acoplada a um cavado ao sul. Para o caso de forte ciclo diurno, o transporte de umidade foi predominantemente subgeostrófico e as chuvas associadas estiveram mais ao norte e leste da BNOA. Nesse caso, foram observados menores valores, a partir de um limiar, do máximo transporte de umidade em relação ao caso anterior. Na segunda vertente do trabalho, foi verificado que a presença da Sela da Argentina constituiu um aspecto importante para formação de células convectivas entre 21 e 23 de dezembro de 2015. Essa Sela favoreceu contraste máximo de temperatura e umidade, e convergência dos ventos em baixos níveis. Adicionalmente a isso, a Sela da Argentina propiciou com que mecanismos em baixos níveis favoráveis a convecção entrassem em fase. Situação semelhante sobre a funcionalidade da Sela da Argentina ocorreu em 18 de dezembro de 2015, quando essa Sela propiciou contraste intenso de massas de ar num ambiente baroclínico sob uma atmosfera que foi previamente alimentada de calor e umidade. Nesse mesmo dia foi notada uma pré-condição da rotação dos ventos e a consequente formação de um mesociclone nos subtropicais sul-americanos. Esse caso constituiu a terceira vertente de estudo do presente trabalho.

**Palavras-chave:** Gradiente zonal de geopotencial; supergeostrófico; subgeostrófico; convecção; mesociclone.

## ABSTRACT

The Northwestern Argentinean Low (NAL) is a low thermo-orographic pressure separated of the western winds of middle latitudes by a col in the pressure field, called Argentinean Col. The formation and intensification of NAL generate winds from the north more intense in the east side Andes Cordillera and this winds transport heat and moisture to the South American subtropics. The formation of the Argentinean Col precede maximum frontogenesis, maximum equivalent potential temperature gradient and maximum cold air advection, which results in rainfall in the neighborhood of Argentinean Col. From these scenarios already described in literature, the present work followed three strands of summer studies case for investigated the role of NAL and Argentinean Col in transport moisture and for the formation of mesoscale convective systems (MSC) and of a mesocyclone in the subtropics of South America. For this, were used data from ERA-interim (ECMWF), TRMM precipitation data, and satellite images (GOES-13) for cloudiness. The high (low) variation of NAL intensity and the magnitude of geopotential zonal gradient in much of Argentina between was identified in January 2 and 3 of the year 2016 (between January 23 and 24 of the year 2016) and classified as a case of strong (weak) diurnal cycle. In the case of weak diurnal cycle, the NAL permanence during the night and it generates winds accelerated geostrophically, that generate a supergeostrophic transport moisture to the southeast of the NAL, which it resulted in rainfall in extratropics. In this case, the zonal gradient of geopotential progressively was intensified throughout the day and the NAL was coupled with a trough from the south. In the case of a strong diurnal cycle, moisture transport predominantly was subgeostrophic and the rains associated were more to the north and east of the NAL. In this case, lower values of maximum transport moisture were observed, from a threshold, in comparison to the strong diurnal cycle case. The second part of this work was verified that the presence of the Argentinean Col was an important feature for the formation of convective cells occurred between December 21 and 23, of the year 2015. The Argentinean Col favored maximum temperature and moisture contrast, and convergence of winds at low levels. In addition to this, the AC favored mechanisms at low levels were important to convection enter into phase. Similar situation of the Argentinean Col role occurred on December 18 of year 2015, when this col favored intense contrast of air masses in a baroclinic zone and in the atmosphere that was previously fed with heat and moisture. In the same day, the rotation of the winds was verified as precondition for a consequent formation of a mesocyclone in the South American subtropics. This case constituted the third study strand of the present work.

**Keywords:** Geopotential zonal gradient; supergeostrophic; subgeostrophic; convection; mesocyclone.

## SUMÁRIO

LISTA DE ABREVIATURAS .....	11
LISTA DE SÍMBOLOS .....	12
ÍNDICE DE FIGURAS .....	13
1. INTRODUÇÃO .....	18
2. OBJETIVOS.....	22
2.1 Objetivo Geral .....	22
2.2 Objetivos Específicos .....	22
3. REVISÃO DE LITERATURA .....	23
3.1 Sistema de Monção da América do Sul (SMAS).....	23
3.2 Baixa do Chaco (BCH) .....	27
3.3 Baixa do Noroeste Argentino (BNOA).....	30
3.4 Sela da Argentina .....	32
3.5 Sistema Convectivo de Mesoescala e a Sela da Argentina .....	35
3.6 Ciclogênese e a Sela da Argentina .....	37
4. ÁREA DE ESTUDO .....	39
5. DADOS E METODOLOGIA .....	41
5.1 Cálculos das Variáveis .....	42
5.1.1 Transporte de Umidade e Divergência do Transporte de Umidade Integrado na Vertical .....	42
5.1.2 Temperatura Potencial.....	43
5.1.3 Temperatura Potencial Equivalente .....	43
5.1.4 Temperatura Potencial Equivalente de Saturação.....	44
5.1.5 Vento Geostrófico e Ageostrófico.....	45
5.1.6 Equação da Energia Termodinâmica.....	45
5.1.7 Frontogênese .....	46
5.1.8 Tendência da Temperatura .....	47
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO .....	48
6.1 Ciclo Diurno Médio Sazonal.....	48
6.2 Casos da BNOA com Forte e Fraco Ciclo Diurno .....	50
6.3 Estudos de Casos .....	84
6.3.1 Sistema Convectivo de Mesoescala e a Sela da Argentina .....	84
6.3.2 Um Mesociclone e a Sela da Argentina .....	96
7. CONCLUSÕES.....	105
8. REFERÊNCIAS .....	107

## LISTA DE ABREVIATURAS

<b>AB</b>	Alta da Bolívia
<b>ASAS</b>	Alta Subtropical do Atlântico Sul
<b>BCH</b>	Baixa do Chaco
<b>BNOA</b>	Baixa do Noroeste Argentino
<b>CCM</b>	Complexo Convectivo de Mesoescala
<b>CPTEC</b>	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
<b>DSA</b>	Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
<b>ECMWF</b>	<i>European Centre for Medium Range Weather Forecasting</i>
<b>FORTRACC</b>	<i>Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters</i>
<b>GOES</b>	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
<b>JBN</b>	Jato de Baixos Níveis a Leste dos Andes
<b>INPE</b>	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
<b>JCH</b>	Jato do Chaco
<b>JST</b>	Jato Subtropical
<b>JP</b>	Jato Polar
<b>NCEP</b>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<b>NCAR</b>	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
<b>PNM</b>	Pressão ao Nível do Mar
<b>SMAS</b>	Sistema de Monção da América do Sul
<b>SCM</b>	Sistema Convectivo de Mesoescala
<b>TRMM</b>	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
<b>UTC</b>	<i>Universal Time Coordinated</i>
<b>ZCAS</b>	Zona de Convergência do Atlântico Sul
<b>ZCIT</b>	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

<b>Símbolo</b>	<b>Unidade utilizada</b>	<b>Descrição</b>
DQV	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$	Divergência do transporte de umidade
$Q_u$	$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	Componente zonal do transporte de umidade
$Q_v$	$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	Componente meridional do transporte de umidade
$QV$	$kg\ m^{-1}\ s^{-1}$	Transporte de umidade
$T$	$K$	Temperatura
$\theta$	$K$	Temperatura potencial
$\theta_e$	$K$	Temperatura potencial equivalente
$\theta_{es}$	$K$	Temperatura potencial equivalente de saturação
$g$	$m\ s^{-2}$	Aceleração da gravidade
$P$	$hPa$	Pressão
$P_s$	$hPa$	Pressão à superfície
$\Phi$	$m^2\ s^{-2}$	Geopotencial
$\Omega$	$s^{-1}$	Frequência Angular da Terra
$Ur$	<i>Porcentagem</i>	Umidade relativa
$q$	$kg\ kg^{-1}$	Umidade específica
$t$	$s$	Tempo
$u$	$m\ s^{-1}$	Componente zonal da velocidade do vento
$v$	$m\ s^{-1}$	Componente meridional da velocidade do vento
$w$	$m\ s^{-1}$	Componente vertical da velocidade do vento
$\omega$	$Pa\ s^{-1}$	Componente vertical da velocidade do vento
$V$	$m\ s^{-1}$	Velocidade do vento
$\zeta_R$	$s^{-1}$	Vorticidade relativa
$\nabla_h$	$m^{-1}$	Componente horizontal do operador nabla
$S_p$	$K\ Pa^{-1}$	Coefficiente de estabilidade estática

## ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1: Campo médio da pressão ao nível do mar ( $hPa$ , intervalo de  $1 hPa$ ) obtido a partir das reanálises do modelo Eta/CPTEC para os meses de verão (dezembro a janeiro) do período 2000-2004. A Baixa do Noroeste Argentino e a Baixa do Chaco estão identificadas pelos símbolos “BNOA” e “BCH”, respectivamente. Os tons de cinza representam a altura ( $m$ ) da topografia. Fonte: Seluchi e Garreaud (2012). ..... 18
- Figura 2: Climatologia da precipitação média acumulada por mês para o inverno (junho a setembro) à esquerda, e para o verão (dezembro a março) à direita, em  $mm/mês$ . A climatologia é para 19 anos (de 1998 a 2016) de dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal mensal, do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Fonte: do autor. .... 23
- Figura 3: Climatologia da precipitação média acumulada por mês para o verão (dezembro a março) em  $mm/mês$ . A climatologia é para 19 anos (de 1998 a 2016) de dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal mensal, do TRMM. A linha contínua é a latitude de  $30^\circ\text{S}$ . Fonte: do autor. .... 24
- Figura 4: Ilustração das características dos principais sistemas e campos atmosféricos que atuam durante na fase de verão do SMAS. As áreas onde os ventos de leste prevalecem são indicadas por linhas tracejadas. Os sistemas ou campos atmosféricos estão correspondentemente numerados da seguinte forma: fluxo de baixos níveis que cruza o equador (1), ventos de norte (2), BCH (3), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (4), ZCAS (5), ventos de oeste de latitudes médias (6), AB (7) e fluxo de retorno de altos níveis (8). Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998). .... 25
- Figura 5: Climatologia de verão (DJF) do transporte de umidade integrado na vertical ( $kg m^{-1} s^{-1}$ ). Fonte: Arraut (2008). .... 26
- Figura 6: Seção vertical em  $22^\circ\text{S}$  das anomalias de altura geopotencial (contornos, intervalo de  $5 m$ ) e de temperatura potencial (tons de cinza, intervalo de  $1 K$ ) para compostos em que a BCH estava intensa. Os dados são produtos do modelo ETA/CPTEC para o período de 2000-2004. O perfil da topografia é representado pela cor preta. Fonte: adaptado de Seluchi e Garreaud (2012). .... 28
- Figura 7: Campos médios de anomalias de precipitação (tons de cinza, intervalo de  $1 mm$ ) e de transporte de umidade (setas,  $m s^{-1}$ ) no nível de  $925 hPa$  para os compostos B0 (imagem à esquerda) e A0 (imagem à direita). A linha pontilhada delimita a altura topográfica de  $700 m$ . Fonte: adaptado de Seluchi e Garreaud (2012). .... 29
- Figura 8: Seção vertical zonal da temperatura potencial equivalente (linhas tracejadas,  $K$ ) e velocidade vertical (linhas contínuas,  $hPa s^{-1}$ ), em  $33^\circ\text{S}$  a partir de simulações do ETA/CPTEC para 12Z de 4 de Agosto (integração de 12 horas) (a), para 18Z de 5 de agosto (integração de 42 horas) (b) e para 12Z de 6 de agosto (integração de 60 horas) (c), de 1999. Fonte: Adaptado de Seluchi et al. (2003a). .... 32
- Figura 9: Exemplo da Sela da Argentina. O campo corresponde a altura geopotencial ( $m$ ) em  $850 hPa$  refere-se a 06Z de 21/01/1998. A curva de nível (contorno) do geopotencial em vermelho apresenta uma auto-interseção. Fonte: Arraut (2008). .... 33

Figura 10: Esquema da configuração espacial da circulação no entorno da Sela da Argentina. Fonte: Adaptado de Arraut (2008). .....	33
Figura 11: Escala logarítma (em cores) para a ocorrência da Sela da Argentina. Os retângulos têm $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . Fonte: Arraut (2008). .....	34
Figura 12: Climatologia de frontogênese para os verões de 1957 a 2002 com dados de reanálise do pacote ERA-Interim do ECMWF, resolução de $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . A frontogênese foi calculada pelo método FG3 (ver seção 5.1.7) de Ninomiya (1984). Fonte: Adaptado de Arraut e Barbosa (2009). .....	34
Figura 13: Função frontogenética para o verão de 1980 a 1999, calculada a partir das reanálises do Projeto R1 do NCEP. Valores positivos (negativos) indicam frontogênese (frontólise) e os valores foram multiplicados por $10^{-11} K m^{-1} s^{-1}$ . Fonte: Reboita et al. (2009) apud Reboita et al. (2010). .....	35
Figura 14: Campo de altura geopotencial para o nível de 850 hPa em sobreposição à imagem do Satélite GOES IR 4. A imagem à esquerda é para 20/01/1998 (06Z) e a imagem à direita para 21/01/1998 (06Z). Fonte: Arraut (2008). .....	37
Figura 15: Média anual das isolinhas de frequência de ciclogênese na América do Sul. Fonte: Gan e Rao (1991). .....	38
Figura 16: Anomalia de precipitação acumulada (mm/mês) para o verão (de dezembro 2015 a março de 2016), a partir de dados do TRMM. O retângulo vermelho destaca o recorte feito da região de estudo. Fonte: do autor. Fonte: do autor. ....	39
Figura 17: Porcentagem da precipitação média de origem convectiva para o verão. A topografia representa contornos de 0,3 km, 1,5 km e 3 km de altitude. A origem dos dados foi o TRMM e radar. Fonte: Adaptado de Romatschke e Houze Jr. (2013). ....	40
Figura 18: Mapa do relevo da região do núcleo da BNOA, indicado por essa abreviatura. Fonte: Adaptado de <a href="https://imgur.com/gallery/nwqOF">https://imgur.com/gallery/nwqOF</a> . .....	40
Figura 19: Campos médios por horário da altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas, $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de $2^\circ C$ e $1^\circ C$ ) em 850 hPa, para o verão (DJFM). A máscara branca cobre locais com pressão inferior a 850 hPa. Fonte: do autor. ....	49
Figura 20: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas, $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de $2^\circ C$ e $1^\circ C$ ) em 850 hPa. Fonte: do autor. ....	53
Figura 21: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas, $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de $2^\circ C$ e $1^\circ C$ ) em 850 hPa. Fonte: do autor. ....	54
Figura 22: Temperatura superior a $18^\circ C$ (cores) e o contorno em negrito destaca temperatura superior a $20^\circ C$ (intervalo de $2^\circ C$ ), em 850 hPa. Fonte: do autor. ....	55
Figura 23: Temperatura superior a $18^\circ C$ (cores) e o contorno em negrito destaca temperatura superior a $20^\circ C$ (intervalo de $2^\circ C$ ), em 850 hPa. Fonte: do autor. ....	56

Figura 24: Magnitude do gradiente zonal do geopotencial (cores, intervalo de $0,1 J kg^{-1} km^{-1}$ ) e magnitude superior a $8 m s^{-1}$ do vento (contornos finos) e a $16 m s^{-1}$ (contornos grossos), em $850 hPa$ . Fonte: do autor. ....	57
Figura 25: Magnitude do gradiente zonal do geopotencial (cores, intervalo de $0,1 J kg^{-1} km^{-1}$ ) e magnitude superior a $8 m s^{-1}$ do vento (contornos finos) e a $16 m s^{-1}$ (contornos grossos), em $850 hPa$ . Fonte: do autor. ....	58
Figura 26: Transporte de umidade integrado na vertical (setas, $kg m^{-1} s^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de $0,2 \times 10^{-3} kg m^{-2} s^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor. ....	59
Figura 27: Transporte de umidade integrado na vertical (setas, $kg m^{-1} s^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de $0,2 \times 10^{-3} kg m^{-2} s^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor. ....	60
Figura 28: Magnitude superior a $500 kg m^{-1} s^{-1}$ do transporte de umidade integrado na vertical. O intervalo entre as cores é de $100 kg m^{-1} s^{-1}$ . Fonte: do autor. ....	61
Figura 29: Magnitude superior a $500 kg m^{-1} s^{-1}$ do transporte de umidade integrado na vertical. O intervalo entre as cores é de $100 kg m^{-1} s^{-1}$ . Fonte: do autor. ....	62
Figura 30: Magnitude do transporte geostrófico de umidade menos a magnitude do transporte real (cores, intervalo de $100 kg m^{-1} s^{-1}$ ). Fonte: do autor. ....	63
Figura 31: Magnitude do transporte geostrófico de umidade menos a magnitude do transporte real (cores, intervalo de $100 kg m^{-1} s^{-1}$ ). Fonte: do autor. ....	64
Figura 32: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de $0,25^\circ lat \times 0,25^\circ lon$ e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor. ....	66
Figura 33: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de $0,25^\circ lat \times 0,25^\circ lon$ e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor. ....	67
Figura 34: Imagens do Satélite GOES IR 4 de 18Z de 02/01/2016 (canto superior à esquerda) a 00Z de 04/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC. ....	68
Figura 35: Imagens do Satélite GOES IR 4 de 06Z de 04/01/2016 (canto superior à esquerda) a 12Z de 05/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC. ....	69
Figura 36: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de $0,25^\circ lat \times 0,25^\circ lon$ e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor. ....	70
Figura 37: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de $0,25^\circ lat \times 0,25^\circ lon$ e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor. ....	71
Figura 38: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 18Z de 23/01/2016 (canto superior à esquerda) a 00Z de 25/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC. ....	72

- Figura 39: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 06Z de 25/01/2016 (canto superior à esquerda) a 12Z de 26/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC. .... 73
- Figura 40: Tendência da temperatura (DifT), advecção de temperatura (AdvctT) e o termo adiabático de aquecimento ou resfriamento ( $\omega Sp$ ), todos em cores (intervalo de  $0,5^{\circ}C$ ) e em  $850 hPa$ . As setas representam o vento ( $m s^{-1}$ ). As imagens da esquerda (direita) são os campos acima entre 00Z e 06Z (06Z e 12Z) de 24 de janeiro de 2016. Foi colocada uma máscara branca para cobrir valores que em módulo superassem  $3,5^{\circ}C$ . Fonte: do autor. .... 75
- Figura 41: Tendência da temperatura (DifT), advecção de temperatura (AdvctT) e o termo adiabático de aquecimento ou resfriamento ( $\omega Sp$ ), todos em cores (intervalo de  $0,5^{\circ}C$ ) e em  $850 hPa$ . As setas representam o vento ( $m s^{-1}$ ). As imagens da esquerda (direita) são os campos acima entre 00Z e 06Z (06Z e 12Z) de 24 de janeiro de 2016. Foi colocada uma máscara branca para cobrir valores que em módulo superassem  $3,5^{\circ}C$ . Fonte: do autor. .... 76
- Figura 42: Frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ( $K 100 km^{-1} dia^{-1}$ ) calculada pelo método FG3 de Ninomiya (1984) em cores e altura geopotencial ( $m$ ) em contornos, em  $850 hPa$ . Fonte: do autor. .... 77
- Figura 43: Frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ( $K 100 km^{-1} dia^{-1}$ ) calculada pelo método FG3 de Ninomiya (1984) em cores e altura geopotencial ( $m$ ) em contornos, em  $850 hPa$ . Fonte: do autor. .... 78
- Figura 44: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de  $4 K$ ) em  $850 hPa$ . Fonte: do autor. .... 80
- Figura 45: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de  $4 K$ ) em  $850 hPa$ . Fonte: do autor. .... 81
- Figura 46: Altura geopotencial (contornos, intervalo de  $50 m$ ) e magnitude do vento (cores, intervalo de  $3 m s^{-1}$ ) a partir de  $12 m s^{-1}$ , em  $300 hPa$ . Fonte: do autor. .... 82
- Figura 47: Altura geopotencial (contornos, intervalo de  $50 m$ ) e magnitude do vento (cores, intervalo de  $4 m s^{-1}$ ) a partir de  $12 m s^{-1}$ , em  $300 hPa$ . Fonte: do autor. .... 83
- Figura 48: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 18Z de 21/12/2015 (canto superior à esquerda) a 00Z de 23/12/2015 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC. .... 85
- Figura 49: Tempestade severa identificada pelo FORTRACC/CPTEC, através do Satélite GOES-13, de 18Z de 21/12/2015 (canto superior à esquerda) a 00Z de 23/12/2015 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: FORTRACC/DSA/CPTEC/INPE. .... 86
- Figura 50: Altura geopotencial (contornos, intervalo de  $10 m$ ), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em  $850 hPa$ . Fonte: do autor. .... 87
- Figura 51: Transporte de umidade integrado na vertical (setas,  $kg m^{-1} s^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-3} kg m^{-2} s^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor. .... 90

Figura 52: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.....	91
Figura 53: Temperatura potencial equivalente de saturação (cores, intervalo de 8 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.....	92
Figura 54: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m) e magnitude do vento (cores, intervalo de 4 m s <sup>-1</sup> ) em 300 hPa. Fonte: do autor. ....	93
Figura 55: Vento (setas, m s <sup>-1</sup> ) e divergência do vento (cores, intervalo de 0,05 × 10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup> ) em 300 hPa. Fonte: do autor.....	94
Figura 56: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de 0,25° lat × 0,25° lon e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.....	95
Figura 57: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas, m s <sup>-1</sup> ) e temperatura (cores, intervalos de 2°C e 1°C) em 850 hPa. ....	98
Figura 58: Transporte de umidade integrado na vertical (setas, kg m <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> ) e convergência (cores, intervalo de 0,2 × 10 <sup>-3</sup> kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup> ) desse transporte.....	99
Figura 59: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de 0,25° lat × 0,25° lon e resolução temporal 3 horas do TRMM. ....	100
Figura 60: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa.....	101
Figura 61: Temperatura potencial equivalente de saturação (cores, intervalo de 8 K) em 850 hPa. ....	102
Figura 62: Vento (setas, m s <sup>-1</sup> ) e vorticidade ciclônica (cores, intervalo de 0,2 × 10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup> ) em 850 hPa. ....	103
Figura 63: Vento (setas, m s <sup>-1</sup> ) e vorticidade ciclônica (cores, intervalo de 0,2 × 10 <sup>-4</sup> s <sup>-1</sup> ) em 300 hPa. ....	104

## 1. INTRODUÇÃO

A climatologia de verão da América do Sul exibe uma longa faixa de baixa pressão em superfície que vai desde o sul da Amazônia até a região noroeste da Argentina (SCHWERDTFEGER, 1976; SATYAMURTY et al., 1998). Análises detalhadas dessa faixa de baixa pressão permitem identificar a existência de dois núcleos: um situado no noroeste da Argentina, região do Altiplano Argentino, denominado de Baixa do Noroeste Argentino (BNOA); e outro situado na Planície do Chaco, entre a Argentina, Paraguai e Bolívia, denominado de Baixa do Chaco (BCH) (Figura 1) (SCHWERDTFEGER, 1976; SELUCHI et al., 2003b; SELUCHI e GARREAUD, 2012).

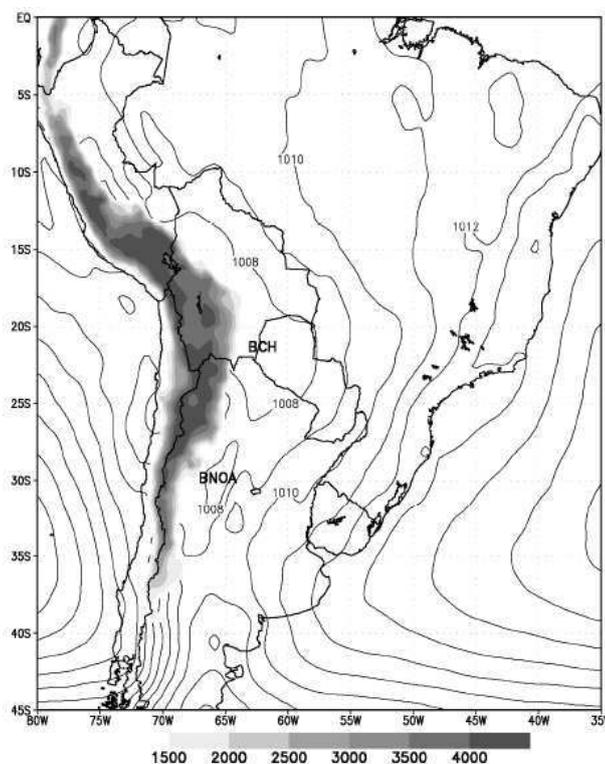


Figura 1: Campo médio da pressão ao nível do mar ( $hPa$ , intervalo de  $1 hPa$ ) obtido a partir das reanálises do modelo Eta/CPTEC para os meses de verão (dezembro a janeiro) do período 2000-2004. A Baixa do Noroeste Argentino e a Baixa do Chaco estão identificadas pelos símbolos “BNOA” e “BCH”, respectivamente. Os tons de cinza representam a altura ( $m$ ) da topografia. Fonte: Seluchi e Garreaud (2012).

SELUCHI et al. (2003b) descreveram dois casos típicos da BNOA, sendo um de verão e um de inverno. Esses autores mencionam que a BNOA se encontra numa região onde a precipitação média anual é  $300 mm$  e o relevo superior a  $700 m$  de altitude. Encontraram também que o aquecimento da baixa atmosfera pelo Altiplano Argentino é o principal mecanismo de formação da BNOA no verão, enquanto que o aquecimento adiabático associado ao efeito *Föhn*, quando o Jato Subtropical (JST) escoia sobre a cordilheira Andina,

nas latitudes desse Altiplano, é o principal mecanismo de inverno. A importância do efeito *Föhn* para a formação da BNOA a caracteriza como uma baixa “termo-orográfica” (LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008; SELUCHI et al., 2003a; SELUCHI et al., 2003b; FERREIRA, 2008; SAULO et al., 2010; SELUCHI e SAULO, 2012).

Fluxos de calor em superfície são apontados como importantes para o ciclo diurno da BNOA. É indicado que essa Baixa é mais intensa nos horários mais quentes do dia (SELUCHI et al., 2003b; SELUCHI e SAULO, 2012) e seu ciclo diurno mais forte ocorreu no caso de verão, segundo Seluchi et al. (2003b). O fato da região onde se encontra a BNOA ser semidesértica somada à elevação do Altiplano Argentino permitem que o fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera seja intenso até o nível de 700 hPa (SELUCHI et al., 2003b).

A interação da BNOA com distúrbios transientes é importante, sobretudo para a sua intensificação e dissipação (ARRAUT, 2008; FERREIRA, 2008). Garreaud e Wallace (1998) e Garreaud (2000) verificaram que incursão de ar frio dissipa centros de baixa pressão devido às características pós-frontais, geralmente associadas à incursão. Contudo, incursões de ar frio, especialmente no verão, organizam bandas de convecção e assim, por liberação de calor latente baixam a pressão na baixa e média troposfera momentos antes do sistema frontal passar (GARREAUD e WALLACE, 1998; SELUCHI e SAULO, 2012).

Arraut (2008) introduziu a Sela da Argentina como um aspecto importante da meteorologia subtropical da América do Sul. Essa sela separa a BNOA dos ventos de oeste ao sul, e sempre é formada na presença dessa Baixa e de um cavado ao sul. As ocorrências da Sela são altamente concentradas entre 33°S e 38°S e de 64°W a 70°W, o que coincide com um máximo intenso na média de longo prazo de frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente nos subtropicais da América do Sul, no verão.

Arraut et al. (2017) estudaram duas categorias de frentes frias precedidas pela intensificação da BNOA e que exibiram um máximo intenso de frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente na vizinhança da Sela da Argentina. Em ambos os casos ocorre convecção profunda disparada pela advecção fria quando os ventos com componente de sul a oeste do cavado transiente incidem sobre os subtropicais previamente aquecidos. Nesses casos, a precipitação tem um máximo intenso sobre a Sela da Argentina, alimentada por intenso transporte de umidade vindo da Amazônia, que é acelerado geostroficamente a leste da BNOA.

Isso leva a conjecturar uma possível associação entre a Sela da Argentina e a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), que é um dos temas abordados neste trabalho.

Uma observação importante é a ausência de ciclo diurno da BNOA durante os eventos de frentes frias mencionados acima. A intensificação e desintensificação da Baixa segue o ciclo de vida do evento, que pode durar até três ou quatro dias (ARRAUT, 2008; ARRAUT et al., 2017). Isso contrasta com o caso de verão da BNOA estudado por Seluchi et al. (2003b), que apresentou forte ciclo diurno.

É razoável supor que a ausência de ciclo diurno acentuado seja determinante para permitir o ajuste geostrófico dos ventos a leste da Baixa, já que se encontram em latitudes subtropicais. Desta forma, a ausência de ciclo diurno deve ser um fator importante para que se estabeleça intenso transporte de umidade da Amazônia para os extratropicais, alimentando as chuvas na frente fria. Os mecanismos físicos responsáveis pela ausência ou presença de ciclo diurno na intensidade da BNOA, assim como as diferenças nos ambientes sinóticos que caracterizam essas situações, é outro tema desta dissertação de mestrado.

A passagem de distúrbios transientes, como sistemas frontais, nas regiões tropicais e subtropicais da América do Sul é de frequência mais baixa no verão do que no inverno (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009). Seluchi e Garreaud (2012) discutiram a relação entre a BCH e os sistemas frontais. Os autores cogitam serem as frentes frias uma fonte de variabilidade para a intensidade da BCH, porém observam que a frequência relativamente baixa desses sistemas no verão pode indicar que elas não são a única fonte dessa variabilidade.

A BNOA, por outro lado, tem localização mais ao sul, facilitando com que seja influenciada por sistemas transientes, já que um número maior desses sistemas atinge as suas latitudes (SELUCHI et al., 2003b; SALIO et al., 2002; ARRAUT, 2008). Seluchi e Garreaud (2012) sugeriram que a intensificação da BNOA pode ser uma resposta ao aprofundamento da pressão na baixa troposfera devido o deslocamento meridional de um distúrbio transiente, como um cavado.

Podem-se resumir os temas abordados nesta dissertação na forma de alguns questionamentos:

1. O que diferencia os casos em que a BNOA apresenta forte ciclo diurno daqueles em que não apresenta?
  - 1.1. Há diferença notória na intensidade do transporte de umidade de norte a leste da BNOA entre os dois casos?
2. Há associação entre a Sela da Argentina e a formação de sistema convectivo de mesoescala (SCM) nos subtropicais da América do Sul?
3. Há associação entre a Sela da Argentina e ciclogênese?

O interesse em estudar a BNOA voltado aos mecanismos de formação, intensificação e dissipação parte da importância que ela tem para o transporte de calor e umidade dos trópicos para os subtropicais (SALIO et al., 2002; ARRAUT, 2008). A intensificação da BNOA leva ao aumento do gradiente zonal de pressão para leste, do seu lado leste. Quando a situação de Baixa intensa persiste por mais do que algumas horas, ventos de norte são acelerados geostroficamente, provocando intensificação do transporte de umidade para os subtropicais (SALIO et al., 2002). A intensificação da BNOA é o principal mecanismo responsável pela ocorrência de Jatos do Chaco (JCH), um caso particular do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBN) com maior extensão para o sul, e com zona de saída situada ao sul de 25°S (NICOLINI e SAULO, 2000; SALIO et al., 2002; NICOLINI e SAULO, 2006).

De modo geral, a maior quantidade de calor e umidade e do seu máximo gradiente nos subtropicais favorece a instabilidade atmosférica e a formação de SCM, frontogênese e ciclogênese (SUGAHARA et al., 1994; SALIO et al., 2002; NICOLINI e SAULO, 2006; SALIO et al., 2007; ARRAUT, 2008; ARRAUT e BARBOSA, 2009; GAN e SELUCHI, 2009; SILVA DIAS et al., 2009). Assim, a descrição da BNOA e da Sela da Argentina e as interações com o transporte de umidade é importante para a compreensão da meteorologia subtropical da América do Sul.

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Geral**

O objetivo geral deste trabalho é aprofundar o conhecimento sobre a Baixa do Noroeste Argentino, seu ciclo diurno, sua interação com o transporte de umidade dos trópicos para os subtropicais da América do Sul e a sua interação com sistemas convectivos.

### **2.2 Objetivos Específicos**

2.2.1 Entender os mecanismos físicos responsáveis pelos casos em que a Baixa do Noroeste Argentino apresenta forte e fraco ciclo diurno;

2.2.2 Investigar se há mudança no transporte de umidade para casos em que o ciclo diurno da Baixa do Noroeste Argentino foi forte ou fraco;

2.2.3 Investigar se há influência da Sela da Argentina para formação de Sistema Convectivo de Mesoescala e para ciclogênese na América do Sul.

### 3. REVISÃO DE LITERATURA

#### 3.1 Sistema de Monção da América do Sul (SMAS)

Com exceção do centro-sul do Chile, grande parte da precipitação da América do Sul está concentrada na e no entorno da Floresta Amazônica, porém a convecção profunda migra sazonalmente de norte a sul dessa Floresta (ZHOU e LAU, 1998). No final do outono austral, a maior parte da convecção se desloca para noroeste alcançando a América Central, adjacente às águas do Oceano Pacífico e da porção norte da América do Sul, onde permanece durante todo inverno austral (HOREL et al., 1989; ARRAUT et al., 2012) (Figura 2 à esquerda).

O retorno para sul tem início na primavera, em meados de setembro (HOREL et al., 1989; GAN et al., 2004), sendo que nos meses de verão e início do outono (dezembro, janeiro, fevereiro e março) ocorre maior volume médio de precipitação na maior parte da América do Sul (Figura 2 à direita). A sazonalidade e migração das áreas de convecção serviram de base para que diversos autores considerarem o clima sul-americano como monçônico (HOREL et al., 1989; ZHOU e LAU, 1998; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; GAN et al., 2009; MARENGO et al., 2012).

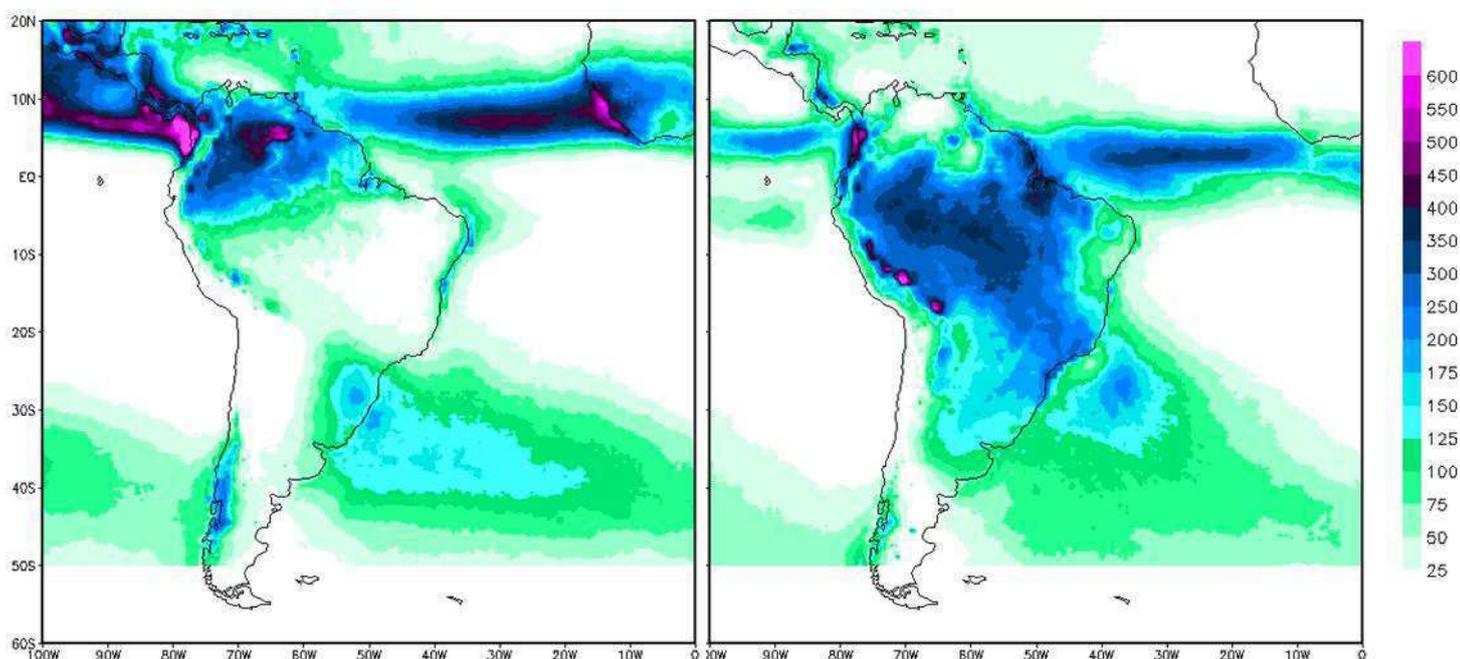


Figura 2: Climatologia da precipitação média acumulada por mês para o inverno (junho a setembro) à esquerda, e para o verão (dezembro a março) à direita, em  $mm/mês$ . A climatologia é para 19 anos (de 1998 a 2016) de dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal mensal, do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM). Fonte: do autor.

Concomitante ao deslocamento para sul da convecção profunda forma-se a Alta da Bolívia (AB) que é um grande anticiclone observado na alta troposfera, com núcleo aproximadamente em 19°S e 60°W sobre o Altiplano Boliviano (VIRJI, 1981; PEIXOTO e OORT, 1992). Sua existência deve-se à intensificação da precipitação no sul da Bacia Amazônica assim como nos subtrópicos do continente sul-americano (FIGUEROA et al., 1995; LENTERS E COOK, 1999).

A maior quantidade de chuva nesses subtrópicos, em média, deve-se a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (KODAMA, 1992), aos CCM (SILVA DIAS et al., 2009), frentes de verão (GARREAUD e WALLACE, 1998; ARRAUT, 2008) e as baixas térmicas que contribuem para o transporte de umidade para os subtrópicos (SELUCHI E GARREAUD, 2012). Esses sistemas são em parte responsáveis para que os subtrópicos sul-americanos sejam em média mais chuvosos, ao menos para o verão, do que na África e Austrália, como evidenciado na Figura 3.

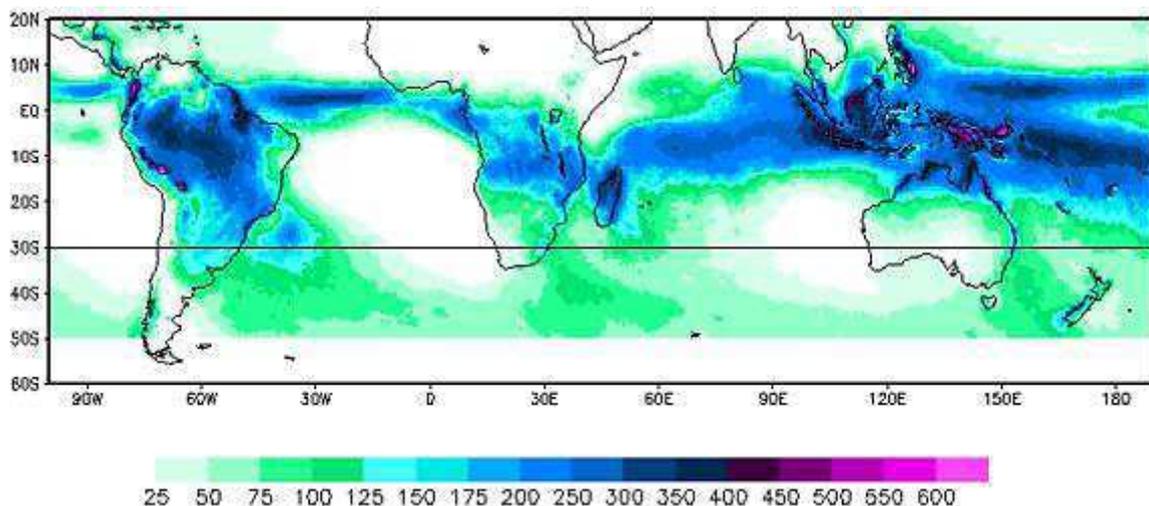


Figura 3: Climatologia da precipitação média acumulada por mês para o verão (dezembro a março) em *mm/mês*. A climatologia é para 19 anos (de 1998 a 2016) de dados com resolução espacial de 0,25° lat × 0,25° lon e resolução temporal mensal, do TRMM. A linha contínua é a latitude de 30°S. Fonte: do autor.

Alguns desses sistemas foram esquematizados por Zhou e Lau (1998) como principais sistemas da monção de verão da América do Sul destacando, além dos citados anteriormente, os ventos de oeste de latitudes médias e um fluxo de retorno em altos níveis (Figura 4). A configuração apresentada tem forte correspondência com o típico sistema de monção do sudeste asiático (ZHOU e LAU, 1998).

É conhecido que a BNOA favorece a intensificação do escoamento de norte nos baixos níveis até latitudes subtropicais e médias (SALIO et al., 2002; ARRAUT, 2008). Esse escoamento, que pode se originar tanto no oeste da Amazônia quanto no Atlântico Sul, é uma

importante fonte de umidade para as chuvas que acontecem ao sul e sudeste daquela Baixa (SALIO et al., 2002; SELUCHI et al., 2003b; ARRAUT, 2008). Por esse motivo, parece pertinente perguntar se a BNOA e o transporte de umidade a ela associado não poderiam ser considerados elementos peculiares ao SMAS.

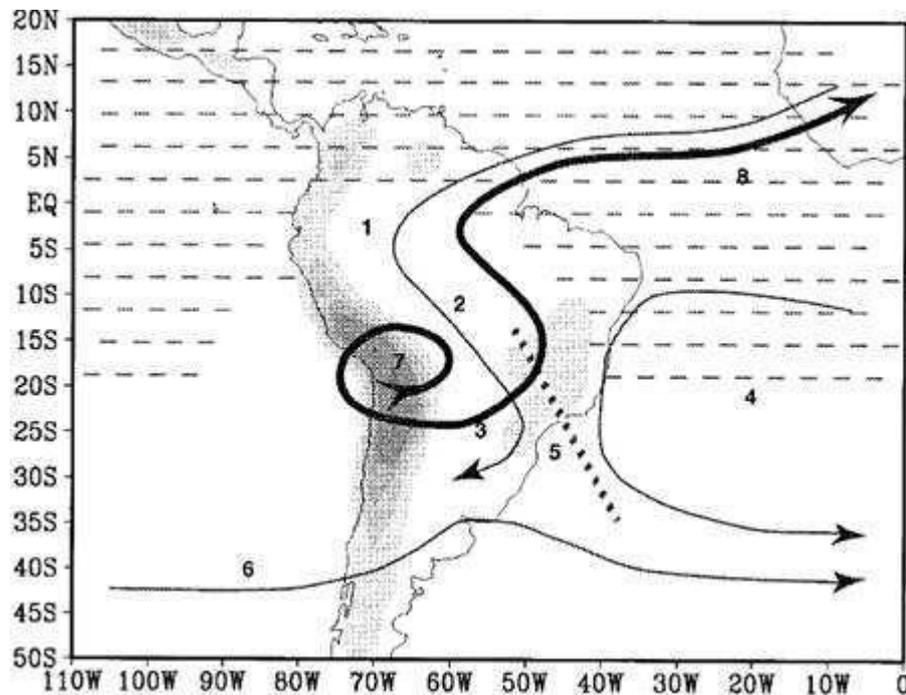


Figura 4: Ilustração das características dos principais sistemas e campos atmosféricos que atuam durante na fase de verão do SMAS. As áreas onde os ventos de leste prevalecem são indicadas por linhas tracejadas. Os sistemas ou campos atmosféricos estão correspondentemente numerados da seguinte forma: fluxo de baixos níveis que cruza o equador (1), ventos de norte (2), ABC (3), Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (4), ZCAS (5), ventos de oeste de latitudes médias (6), AB (7) e fluxo de retorno de altos níveis (8). Fonte: Adaptado de Zhou e Lau (1998).

A Floresta Amazônica devolve à atmosfera, via evapotranspiração, grande quantidade de umidade que recebe por meio de precipitação (VERA et al., 2006; ARRAUT et al., 2012; MARENGO et al., 2012). Durante o verão austral há intenso fluxo de umidade do Atlântico Norte Tropical para essa Floresta (Figura 5) (ARRAUT, 2008). Os ventos alísios de nordeste cruzam o equador e transportam umidade principalmente para a porção oeste da Bacia Amazônica. O escoamento converge e desacelera na medida em que atravessa a bacia e, já menos intenso, gira anti-ciclonicamente nas proximidades da Cordilheira dos Andes, seguindo para o sul (VIRJI, 1981; MARENGO et al. 2004; ARRAUT, 2008; ARRAUT et al., 2012). Esses ventos formam um fluxo a leste da Cordilheira dos Andes, que transporta umidade em baixos níveis para latitudes subtropicais e médias (ZHOU e LAU, 1998; SALIO et al., 2002; ARRAUT, 2008).

Sugahara et al. (1994) mostraram, através de modelagem com dados de reanálise, que em dias de ocorrência do JBN, a BCH é formada e mais intensa. Os autores ainda indicaram influência de distúrbios ondulatórios de latitudes médias e de oeste, com comprimento de onda típico de 2500 km, na queda da pressão em superfície em dias que antecedem a ocorrência do jato.

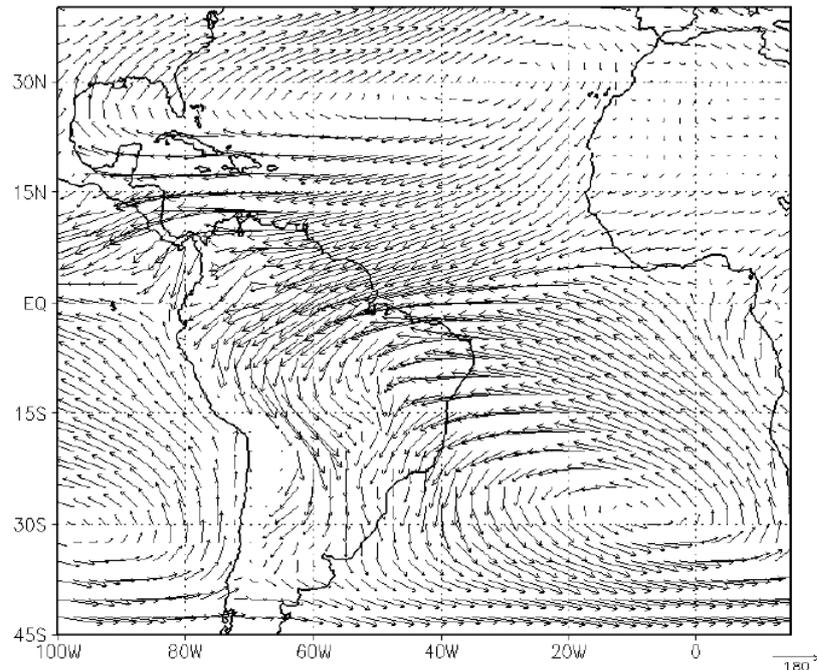


Figura 5: Climatologia de verão (DJF) do transporte de umidade integrado na vertical ( $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ ). Fonte: Arraut (2008).

Há também outro caminho preferencial de escoamento de umidade dos trópicos para os subtropicais, constituído pelo ramo oeste da ASAS (Figura 5) (MISRA et al. 2002; ARRAUT, 2008). Atribui-se intensificação desse transporte quando o núcleo da ASAS é deslocado para as proximidades do continente (MISRA et al., 2002).

A convecção profunda da Amazônia, a BCH, a ZCAS e a passagem de sistemas transientes, além da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), favorecem que ao menos 90% de toda precipitação média anual do continente sul-americano ocorra entre outubro e abril (GAN et al., 2009). Nessas circunstâncias, o aprofundamento da instabilidade atmosférica na faixa subtropical devido o transporte de calor e umidade de norte pode favorecer o surgimento ou aprofundamento de sistemas como SCM (GARREAUD e WALLACE, 1998; NICOLINI e SAULO, 2000; SALIO et al., 2002; ARRAUT, 2008).

Já as menores porcentagens médias anuais de precipitação da América do Sul ocorrem no final do outono e durante o inverno, justamente devido o fim da monção de verão (ZHOU e LAU, 1998). Durante o outono, o transporte de umidade para os subtropicais em baixos níveis

é enfraquecido (GAN et al., 2009). Uma das causas apontadas para isso é o aumento de incursões frias de latitudes médias que adentram pelo interior do continente podendo chegar inclusive aos trópicos profundos (GARREAUD, 2000; MARENGO et al., 1997; GAN et al., 2009) e o próprio deslocamento da convecção amazônica para norte (ZHOU e LAU, 1998).

Garreaud e Wallace (1998) e Garreaud (2000) elaboraram um Modelo Conceitual para descrever os mecanismos responsáveis por incursões de ar frio na América do Sul. Por esse Modelo, um anticiclone sobre a Argentina e um ciclone a sudoeste do Oceano Atlântico aceleram ventos de sudoeste em direção nordeste desde as latitudes médias, que em seguida são desviados para oeste, encontrando a Cordilheira dos Andes. O acúmulo de ar frio adjacente a essa Cordilheira intensifica a componente zonal da força de gradiente de pressão, que equilibra a componente zonal da Força de Coriolis, permitindo que o ar se desloque meridionalmente para norte, impulsionado pela componente meridional da força de gradiente de pressão.

De modo geral, as incursões de ar frio mudam as características da atmosfera nos subtropicais da América do Sul (GARREAUD e WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000), dissipando as baixas térmicas devido à entrada de ar frio e de anticiclones (SELUCHI et al., 2003b; ARRAUT, 2008; FERREIRA, 2008). Além disso, o principal efeito que essas incursões causa é alterar o campo de temperatura e pressão (no outono e inverno) e organizar as faixas de convecção (no verão e primavera) (GARREAUD e WALLACE, 1998; GARREAUD, 2000).

### **3.2 Baixa do Chaco (BCH)**

O SMAS tem uma relação estreita com a BCH, devido à liberação de calor latente via precipitação (SELUCHI e GARREAUD, 2012) sendo que esse mecanismo tem sido descrito há décadas, a partir dos estudos de Schwerdtfeger (SCHWERDTFEGER, 1976). O autor classificou a BCH como uma baixa térmica persistente durante o verão e a atribuiu grande importância para a estação chuvosa da América do Sul.

A ideia de a BCH ser uma baixa térmica diz respeito ao fluxo de calor sensível e a liberação de calor latente por convecção (SCHWERDTFEGER, 1976; SELUCHI e SAULO, 2012). Este último é apontado como o principal fator de aquecimento do ar para formação da BCH, que reflete no aumento da espessura da camada entre 250/1000 *hPa* (SCHWERDTFEGER, 1976; LENTERS e COOK, 1999; SELUCHI e SAULO, 2012; SELUCHI e GARREAUD, 2012).

Do ponto de vista termodinâmico, Seluchi e Garreaud (2012) apontam que a BCH contém uma massa de ar caracteristicamente tropical e úmida em que a precipitação anual média supera  $1500\text{ mm}$  (SELUCHI et al., 2003b). A instabilidade atmosférica na BCH pode ser percebida pela inversão vertical de anomalias da temperatura potencial e do geopotencial (Figura 6). São observados também que os altos valores de temperatura potencial equivalente advêm da convecção e do transporte meridional de calor e umidade, sendo esses efeitos considerados como importantes para a formação dessa Baixa (SELCUHI e GARREAUD, 2012).

Os mecanismos responsáveis pela intensificação da BCH são a aproximação de um sistema frontal, presença de chuva convectiva e de “céu claro” (SELUCHI e GARREAUD, 2012). Este último é considerado importante por permitir maiores fluxos de calor na superfície (SELUCHI e GARREAUD, 2012).

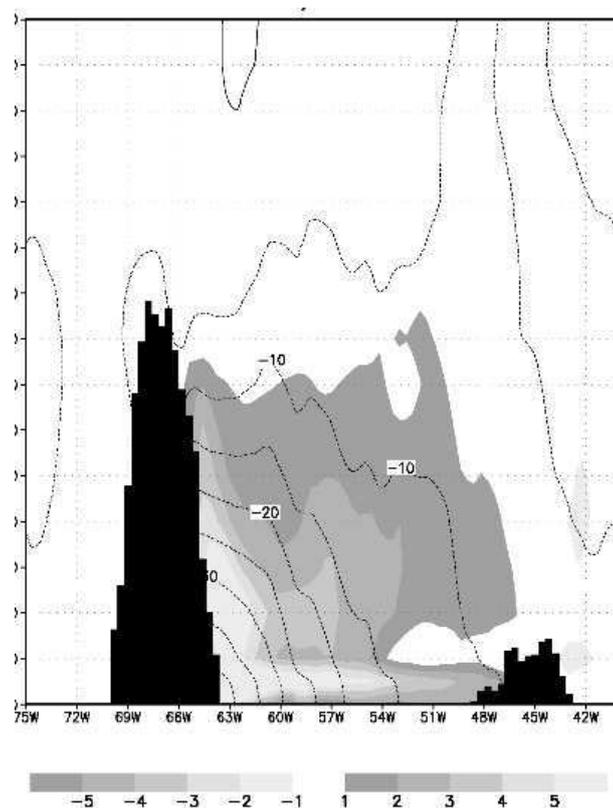


Figura 6: Seção vertical em  $22^{\circ}\text{S}$  das anomalias de altura geopotencial (contornos, intervalo de  $5\text{ m}$ ) e de temperatura potencial (tons de cinza, intervalo de  $1\text{ K}$ ) para compostos em que a BCH estava intensa. Os dados são produtos do modelo ETA/CPTEC para o período de 2000-2004. O perfil da topografia é representado pela cor preta. Fonte: adaptado de Seluchi e Garreaud (2012).

A dissipação da BCH tem sido atribuída à diminuição do transporte de umidade da convecção da Amazônia, ou seja, ao fim do período de monção de verão que faz com que importantes sistemas, como o JBN e AB, deixem de atuar (FIGUEROA et al., 1995;

SELUCHI e GARREAUD, 2012). Na verdade, parece haver uma relação de retroalimentação entre esses sistemas e a dissipação deles acontece gradualmente e com certa harmonia de fase.

O trabalho de Seluchi e Garreaud (2012) foi feito com base em compostos para situações em que a região de atuação da BCH apresentava mínimos e máximos de pressão em superfície e para o período de 2000-2004, a partir do modelo regional ETA/CPTEC. Os compostos para os casos de mínimos (máximos) foram identificados como B0 (A0). No total, foram obtidos 45 eventos para cada situação. Nestes compostos fica evidente o efeito que a BCH tem sobre o transporte meridional de umidade a leste dos Andes. Quando a BCH está intensa, as anomalias do transporte seguem para sul (Figura 7, imagem à esquerda). Porém, quando a região é dominada por máximos de pressão essas anomalias passam a ser para norte (Figura 7, imagem à direita).

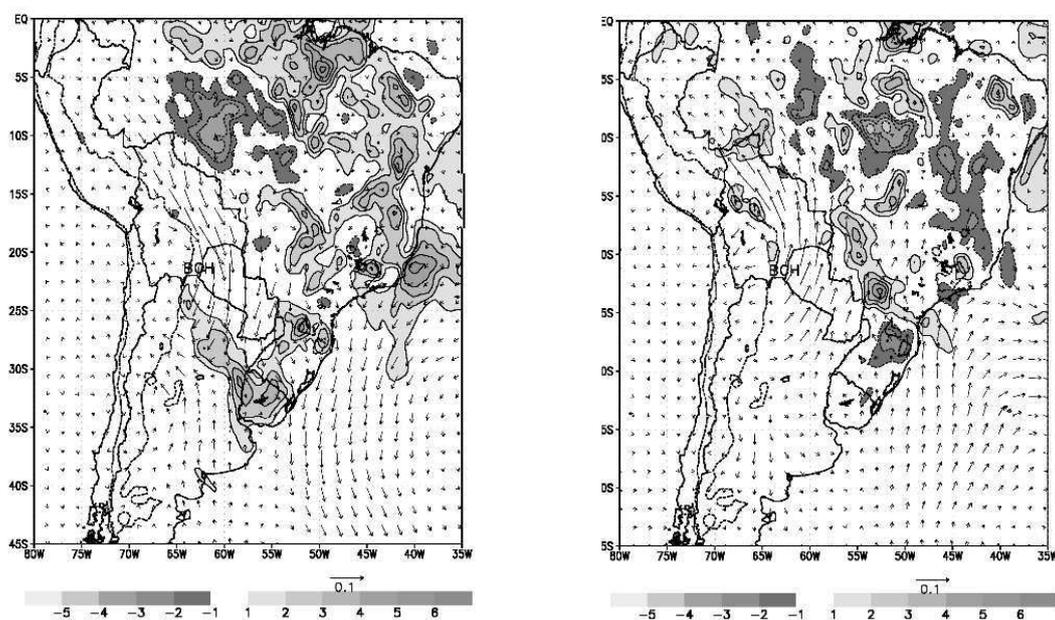


Figura 7: Campos médios de anomalias de precipitação (tons de cinza, intervalo de 1 mm) e de transporte de umidade (setas,  $m s^{-1}$ ) no nível de 925 hPa para os compostos B0 (imagem à esquerda) e A0 (imagem à direita). A linha pontilhada delimita a altura topográfica de 700 m. Fonte: adaptado de Seluchi e Garreaud (2012).

Lichtenstein (1980) mostrou que apesar do comportamento quase intermitente durante o verão, a BCH praticamente não se forma durante o inverno, justificando a importância da entrada de sistemas frontais e incursões de ar frio para sua dissipação (LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008). Entretanto, Seluchi e Saulo (2012) indicaram que, pela localização geográfica da BCH (em torno de 20°S) e pelo relativo baixo desvio padrão da pressão no local, essa Baixa somente é afetada esporadicamente por atividade transiente.

### 3.3 Baixa do Noroeste Argentino (BNOA)

Tratando-se da BNOA, os primeiros estudos científicos também foram feitos por Schwerdtfeger, com trabalhos publicados em 1950 e 1954, em que esse autor classificou-a, pela primeira vez, como uma baixa térmica e de grande variabilidade diurna (SCHWERDTFEGER, 1954, apud FERREIRA, 2008).

As ideias de Schwerdtfeger permanecem difundidas em grande parte de trabalhos atuais (FERREIRA, 2008; SELUCHI e GARREAUD, 2012; SELUCHI e SAULO, 2012), pois o que se tem apontado como principal mecanismo de formação da BNOA é o aquecimento diabático da baixa atmosfera pela superfície da Terra (SAULO et al., 2010; SELUCHI e SAULO, 2012).

Por outro lado, Lichtenstein (1980), ao analisar eventos do ano de 1967, encontrou evidências de outras contribuições além do balanço de calor em superfície, que seriam importantes para a formação da BNOA (LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008). Em sua tese de doutorado, o autor informou que o núcleo da baixa pressão situava-se em 30°S e 66°W, próximo a estação de *La Rioja del Servicio Meteorológico Nacional*. Porém, esse núcleo pode estar deslocado principalmente para sul, em torno de 40°S, apresentando considerável variabilidade latitudinal atribuída a passagem de distúrbios baroclínicos (LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008).

Para determinar a intensidade da BNOA, Lichtenstein elaborou um índice baseado em dados de Pressão ao Nível do Mar (PNM) estimado para localidades da Argentina e do Chile. O índice é conhecido como Índice de Lichtenstein ( $I_L$ ), podendo ser calculado através da seguinte equação (LICHTENSTEIN, 1980, apud SELUCHI et al., 2003b; LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008):

$$I_L = 0,5 \cdot [0,5 \cdot (P_{ANT} + P_{VAL}) + P_{PL}] - P_{LR} \quad (1)$$

em que  $P_{ANT}$  é a pressão PNM em Antofagasta (23°S, 70°W, 137 metros),  $P_{VAL}$  em Valparaíso (33°S, 71°W, 41 metros),  $P_{PL}$  em Paso de Libres (29°S, 57°W, 70 metros) e  $P_{LR}$  em La Rioja (29°S, 66°W, 430 metros). Quanto maior o valor do índice menor é a pressão em La Rioja e assim, menor a pressão no Altiplano Argentino.

O horário de maior intensidade da BNOA foi apontado por Seluchi et al. (2003b) e Seluchi e Garreaud (2012) como sendo de 00Z, sendo este, dentre os dados de reanálise, o horário mais próximo de maior aquecimento da superfície. Ferreira (2008) caracterizou a

BNOA utilizando apenas um dado diário, das 12Z, alegando que seu objetivo não era caracterizar o ciclo diurno e que esse horário continha maior número de dados observacionais e que também foi utilizado por Lichtenstein. A autora observa que 12Z corresponde localmente a um horário de baixa temperatura (início da manhã no local) e por isso não é o mais adequado para analisar a maior intensidade da Baixa.

Lichtenstein encontrou um comportamento intermitente para a BNOA. Durante o verão ela é semi-permanente, mas tem forte ciclo diurno. Durante o inverno ela aparece apenas ocasionalmente (LICHTENSTEIN, 1980, apud FERREIRA, 2008; SELUCHI et al., 2003b; FERREIA, 2008). Aparentemente essa estação não propicia a formação da Baixa devido a menor radiação solar e frequentes incursões de ar frio (GARREAUD, 2000; SELUCHI et al. 2003a; FERREIRA, 2008). Por isso, para o inverno, o efeito *Föhn* é sugerido como principal mecanismo de formação da BNOA, pois deve haver intensificação do JST em resposta ao aumento do gradiente meridional de temperatura, ou mesmo o deslocamento do Jato Polar (JP) para norte, acoplando-se ao JST (SELUCHI et al., 2003a; ESCOBAR, 2009; GAN e SELUCHI., 2009).

O efeito *Föhn* consiste em ventos que descem acelerados das cadeias de montanha para regiões de planícies e vales (NORTE, 1988, apud SELUCHI et al., 2003a; SELUCHI et al., 2003b). Isso causa rápido aquecimento por compressão adiabática e rápida diminuição da umidade relativa, por isso, esses ventos são comumente secos e quentes (SELUCHI et al., 2003a). A velocidade desses ventos pode atingir  $25 \text{ m s}^{-1}$  em questão de horas e de minutos em casos extremos (SELUCHI et al., 2003a). No oeste da Argentina, onde popularmente esses ventos são conhecidos como *Zonda*, frequentemente ocorrem na cidade de Mendoza (32°S, 69°W, 704 metros) e San Juan (32°S, 68°W, 598 metros) (SELUCHI et al., 2003a).

Em Seluchi et al. (2003a) foi verificada a evolução do efeito *Föhn* para um evento no mês de agosto de 1999, em que a presença de um ciclone sobre a Cordilheira dos Andes foi importante para desencadear o *Zonda*. Inicialmente, em ambos os lados dessa cordilheira, o ar é estável (Figura 8 a). Esse cenário é modificado no dia 5 de agosto quando o *Zonda* atinge a fase madura (Figura 8 b). Nesse estágio, o abrupto movimento descendente do ar adjacente à cordilheira torna as isotermas quase verticais. No dia seguinte, o resultado é um bolsão de ar quente próximo à cordilheira desde a superfície até 750 hPa, aproximadamente (Figura 8 c). O ar mais quente gera anomalias negativas de pressão e desse modo o gradiente de pressão entre a cordilheira e o vale é intensificado (SELUCHI et al., 2003a).

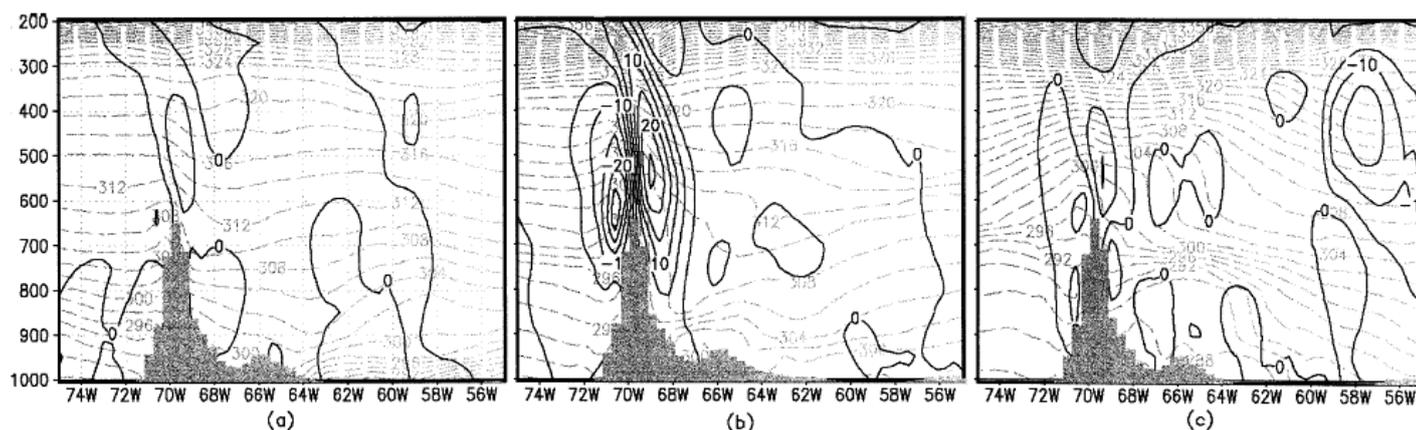


Figura 8: Seção vertical zonal da temperatura potencial equivalente (linhas tracejadas,  $K$ ) e velocidade vertical (linhas contínuas,  $hPa s^{-1}$ ), em  $33^{\circ}S$  a partir de simulações do ETA/CPTEC para 12Z de 4 de Agosto (integração de 12 horas) (a), para 18Z de 5 de agosto (integração de 42 horas) (b) e para 12Z de 6 de agosto (integração de 60 horas) (c), de 1999. Fonte: Adaptado de Seluchi et al. (2003a).

### 3.4 Sela da Argentina

A Sela da Argentina é descrita por uma região em que as isoípsas ou isóbaras se interceptam entre a BNOA e um cavado ao sul (Figura 9) (ARRAUT, 2008; ARRAUT e BARBOSA, 2009). A Sela induz uma necessidade geométrica que compatibiliza os ventos de leste da parte sul da Baixa com os ventos de oeste ao sul destes. A sudeste da Sela a circulação é dada em linhas de contração que não fecham o giro em volta da BNOA devido a presença da Cordilheira dos Andes no lado oeste dessa Baixa (Figura 10).

A ocorrência da Sela da Argentina tem máxima frequência em torno de  $37^{\circ}S$  e  $67^{\circ}W$  (Figura 11). A faixa de ocorrência tem grande extensão sobre a Argentina, mas também pode se estender ao Paraguai e Chile. Arraut (2008) detectou um total de 5921 eventos da Sela da Argentina para os verões (dezembro a março) entre 1981 a 2002, considerando o aparecimento da Sela em cada horário analisado como um evento, sendo que a análise foi feita em quatro momentos do dia para os horários de 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. Assim, mesmo que se tratasse de um mesmo evento dentro de um dia, a Sela foi frequentemente registrada para a série temporal estudada por Arraut (2008).

O campo de deformação na vizinhança de uma sela pode favorecer a frontogênese, caso o eixo de contração da Sela forme um ângulo inferior a  $45^{\circ}$  com as isotermas no local. Esse limiar é importante por gerar máximos gradientes de temperatura potencial equivalente em torno do eixo de contração da Sela, sendo a deformação do vento no campo de temperatura potencial equivalente uma das condições de grande escala para que haja frontogênese (NINOMIYA, 1994).

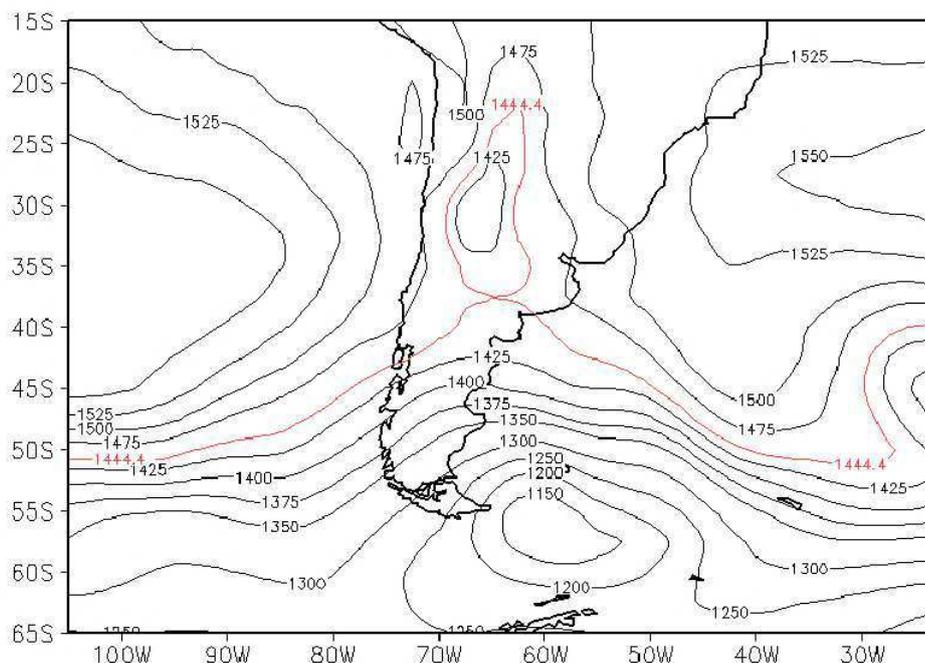


Figura 9: Exemplo da Sela da Argentina. O campo corresponde a altura geopotencial ( $m$ ) em  $850\text{ hPa}$  refere-se a 06Z de 21/01/1998. A curva de nível (contorno) do geopotencial em vermelho apresenta uma auto-interseção. Fonte: Arraut (2008).

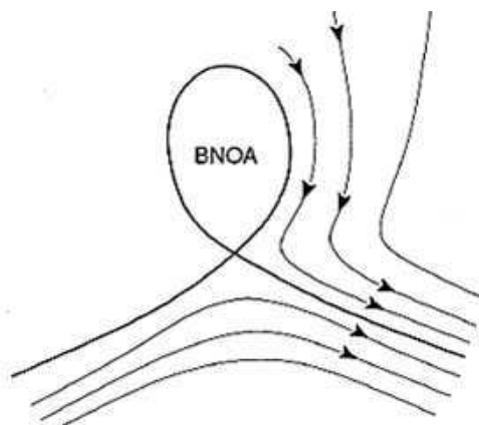


Figura 10: Esquema da configuração espacial da circulação no entorno da Sela da Argentina. Fonte: Adaptado de Arraut (2008).

Arraut e Barbosa (2009) investigaram o contexto sinótico associado às situações intensas compostas pela BNOA, cavado transiente ao sul e um jato nos altos níveis ligeiramente ao sul da Baixa. Encontraram que a frontogênese intensa tem um máximo forte na vizinhança da Sela da Argentina associado à presença de um jato nos altos níveis, a BNOA formada e intenso transporte de umidade a leste dessa Baixa. frontogênese nos subtropicais da América do Sul e encontram uma estrutura de escala continental

Barbosa e Arraut (2009) documentaram a conexão estatística entre a presença da Sela e a ocorrência de frontogênese, encontrando que a presença estatística da sela cresce quanto maior o limiar mínimo de frontogênese imposto para os subtrópicos. Essa relação estatística foi dada para frontogêneses intensas ou poucos intensas nos subtrópicos da América do Sul.

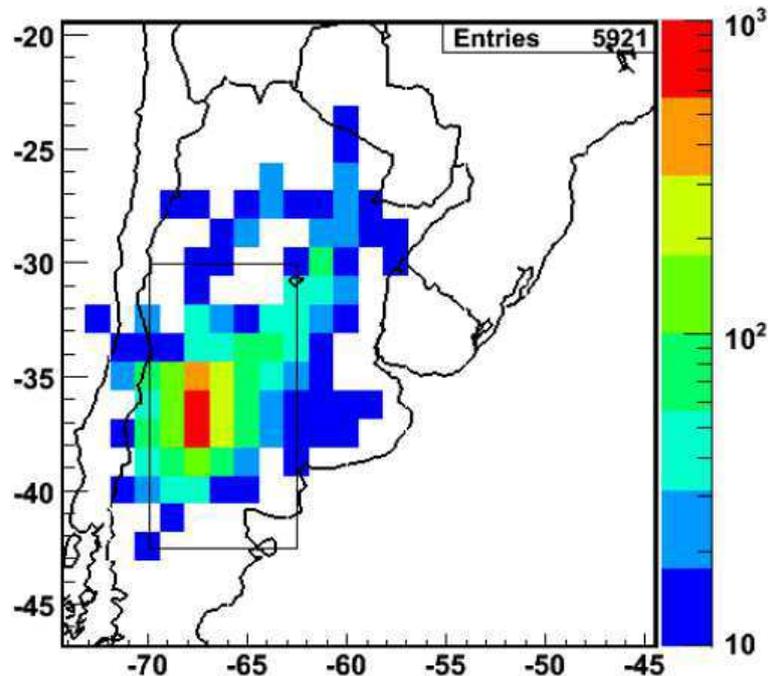


Figura 11: Escala logarítmica (em cores) para a ocorrência da Sela da Argentina. Os retângulos têm  $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . Fonte: Arraut (2008).

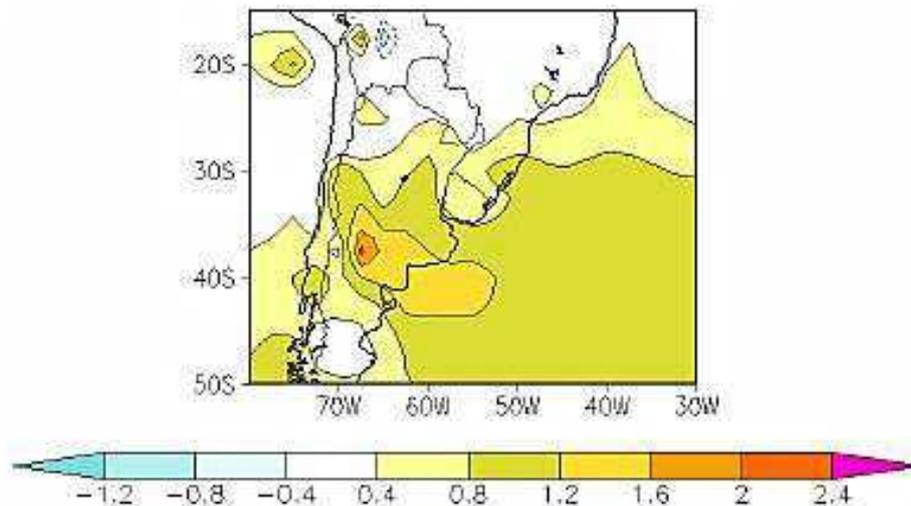


Figura 12: Climatologia de frontogênese para os verões de 1957 a 2002 com dados de reanálise do pacote ERA-Interim do ECMWF, resolução de  $1,25^\circ \times 1,25^\circ$ . A frontogênese foi calculada pelo método FG3 (ver seção 5.1.7) de Ninomiya (1984). Fonte: Adaptado de Arraut e Barbosa (2009).

Arraut et al. (2017) descrevem a estrutura e o ciclo de vida de frentes frias de verão precedidas pela intensificação da BNOA e que tem um máximo intenso de frontogênese sobre

a Sela da Argentina. Encontraram que esses eventos podem ser divididos em duas categorias distinguíveis pelo deslocamento da faixa de frontogênese, que pode ser para nordeste ou semi-estacionário.

No estudo de Reboita et al. (2009) e Reboita et al. (2010) também foi indicado alta densidade de frontogênese em torno de 35°S e 60°W, ao sul da posição climatológica do núcleo da BNOA (~30°S) (Figura 13). Essa região coincide, aproximadamente, com a região de máxima frontogênese em torno da Sela apontada por Arraut (2008) (Figura 12).

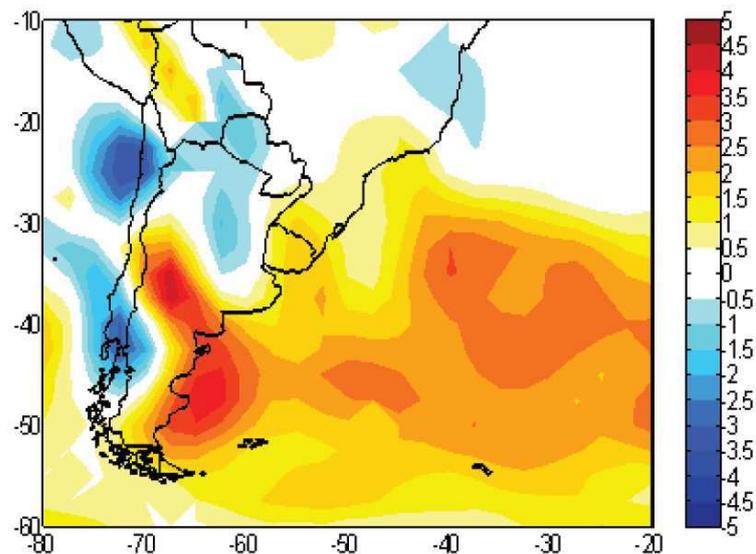


Figura 13: Função frontogênica para o verão de 1980 a 1999, calculada a partir das reanálises do Projeto R1 do NCEP. Valores positivos (negativos) indicam frontogênese (frontólise) e os valores foram multiplicados por  $10^{-11} K m^{-1} s^{-1}$ . Fonte: Reboita et al. (2009) apud Reboita et al. (2010).

### 3.5 Sistema Convectivo de Mesoescala e a Sela da Argentina

Parte dos sistemas convectivos nos subtropicais recebeu grande atenção dos pesquisadores principalmente devido à sua importância na modulação das condições locais de tempo. Destacam-se os CCM que são apontados como responsáveis por 60% da precipitação de verão no sudeste da América do Sul, região que compreende o norte da Argentina, sul do Brasil, Uruguai e parte do Paraguai (SILVA DIAS, 1987; SALIO et al., 2007).

Os CCM foram definidos por Maddox (1980), que se fundamentou em critérios de tamanho, formato e ciclo de vida. Estes necessariamente abrangem uma área igual ou superior a 100.000 km<sup>2</sup> e a temperatura no topo das nuvens é igual ou inferior a -32°C. Precisam ter formato aproximadamente circular com excentricidade (eixo menor/eixo maior) mínima de 0,7 no momento de máxima extensão e duração mínima de seis horas. No presente trabalho foi adotada a definição menos restritiva de SCM, segundo Velasco e Fritsch (1987). Os SCM

são aglomerados convectivos de mesoescala, podendo englobar linhas de instabilidade e CCM (VELASCO e FRITSCH, 1987).

A gênese e o desenvolvimento de CCM na América do Sul dependem de condições ambientais adequadas, que incluem convergência do vento em baixos níveis, cisalhamento do vento, aquecimento da superfície, liberação de calor latente (VELASCO e FRITSCH, 1987; SILVA DIAS et al., 2009). Os aspectos locais que garantem a ocorrência dos mecanismos que fomentam essas condições são basicamente a topografia, transporte de calor e umidade vindos da Amazônia, presença da Alta da Bolívia, da BCH, do JST e do JCH (SUGAHARA et al., 1994; SALIO et al., 2002; NICOLINI et al., 2004; SALIO et al., 2007; SILVA DIAS et al., 2009).

O aquecimento diferencial entre o vale e a montanha promove aceleração dos ventos da montanha para o vale ou vice-versa dependendo do horário do dia. Durante a tarde o aquecimento solar mais intenso aumenta a convergência sobre a Cordilheira dos Andes e intensifica o fluxo ascendente nas encostas (ROMATSCHKE e HOUZE JR, 2013). Durante a noite e manhã o padrão é invertido: a divergência sobre as montanhas e a convergência sobre o vale aceleram um fluxo montanha abaixo, o que desencadeia células convectivas nas regiões de planície. A topografia também contribui para que haja convecção por meio da geração de fluxos turbulentos que instabilizam a atmosfera e a propagação de ondas de gravidade (SILVA DIAS et al., 2009).

O JBN é considerado precursor do desenvolvimento das células convectivas, devido ao transporte de calor e umidade e ao cisalhamento do vento. Este cisalhamento é particularmente intenso e envolve giro da direção do vento quando há jato de altos níveis (VELASCO e FRITSCH, 1987; SALIO et al., 2002; SALIO et al., 2007; SILVA DIAS et al., 2009). A presença desse jato e a circulação transversa ao JBN podem desencadear as primeiras células de convecção próximo à região de saída do JBN e a noroeste do núcleo da corrente do jato de altos níveis (SILVA DIAS, 2009).

Os CCM da América do Sul atingem maior extensão à noite, o que coincide com o horário de maior intensidade do JBN e com a ocorrência de convergência em baixos níveis produzida pelos ventos catabáticos (VELASCO e FRITSCH, 1987). A maior parte dos CCM na América do Sul é formada durante o verão e primavera, entre 15°S e 30°S (SALIO et al., 2007). Nessas estações há maior aquecimento da superfície o que acentua os fluxos de calor que causam aquecimento da baixa troposfera. Os sistemas convectivos iniciam-se como tempestades de pequena escala que explodem em células de convecção de mesoescala com duração maior do que a típica dos cúmulos-nimbos (SILVA DIAS et al., 2009).

Pouco se tem dito a respeito da importância da Sela da Argentina para formação de SCM. A associação entre a Sela e SCM parte pioneiramente do trabalho de Arraut (2008). Em seções anteriores foi dito que a penetração do vento meridional de norte nos subtropicais surge como uma resposta geostrófica ao aprofundamento da BNOA. De todo modo, se esse vento está intensificado e transportando mais calor e umidade para os subtropicais, a saída do JBN ou do JCH é deslocada para sul e CCM e/ou SCM podem ser formados no estabelecimento dessas condições (SALIO et al., 2002; SALIO et al., 2007; ARRAUT, 2008).

A Figura 14 é um exemplo da ocorrência de SCM nas vizinhanças da Sela da Argentina, identificada por Arraut (2008). A formação das nuvens com característica convectiva ocorre nas separatrizes a sudeste da BNOA, na presença de cavado ao sul (Figura 14, imagem à esquerda). O sistema evolui e abrange uma grande área (Figura 14, imagem à direita), quando ocorre passagem de um sistema frontal e o SCM é dissipado (não mostrado).

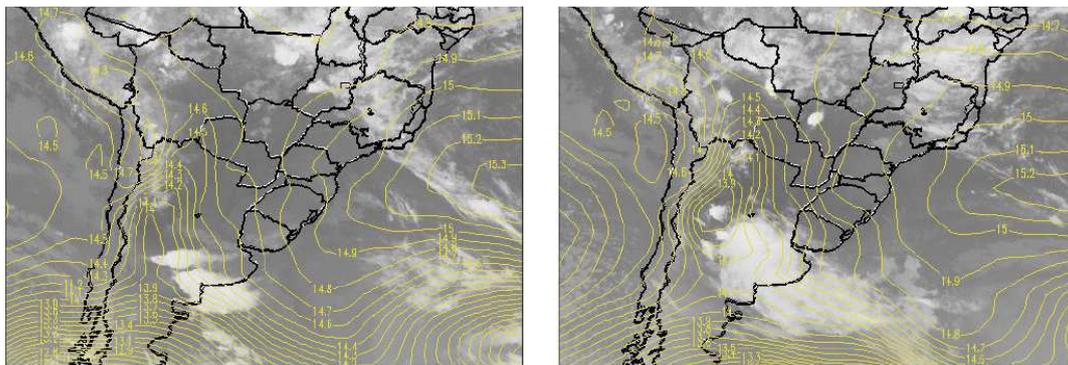


Figura 14: Campo de altura geopotencial para o nível de 850 hPa em sobreposição à imagem do Satélite GOES IR 4. A imagem à esquerda é para 20/01/1998 (06Z) e a imagem à direita para 21/01/1998 (06Z). Fonte: Arraut (2008).

### 3.6 Ciclogênese e a Sela da Argentina

As duas regiões de maior frequência de ciclogêneses na América do Sul são o Uruguai e o Golfo de San Matias, segundo Gan e Rao (1991) (Figura 15). Sobre o Uruguai, os principais fatores que favorecem a ciclogênese são a instabilidade baroclínica e as perturbações que a Cordilheira dos Andes causa sobre o fluxo de oeste de altos níveis.

Essas perturbações são responsáveis por rotacionar ciclonicamente o ar superior a sotavento das montanhas (GAN e RAO, 1991; GAN, 1992). Mendes et al. (2007) encontraram que além da modificação da circulação em altos níveis, outra contribuição das montanhas para a ciclogênese nos subtropicais da América do Sul é a canalização dos ventos de norte que trazem calor e umidade para os subtropicais numa fase pré-ciclogênética.

No Golfo de San Matias a ciclogênese é favorecida pela instabilidade baroclínica e o contraste de temperatura continente-oceano (GAN e RAO, 1991). Nos distúrbios que se

acentuam por instabilidade baroclínica ocorre conversão de energia potencial disponível da perturbação para energia cinética da perturbação (GAN, 1992; HOLTON, 1992), sendo isso uma característica responsável por ciclogênese na faixa extratropical (CHARNEY, 1947).

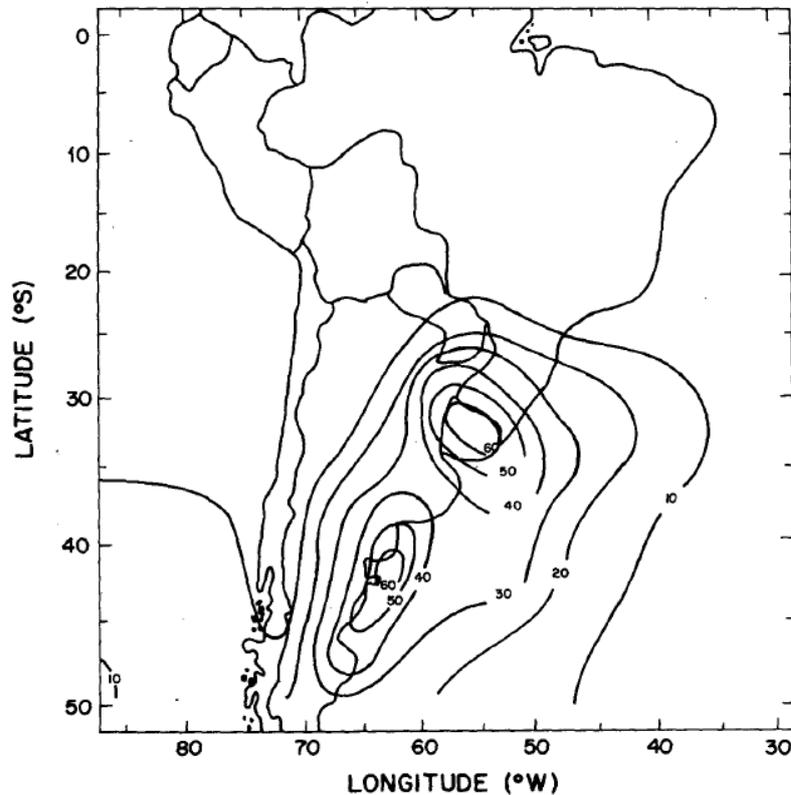


Figura 15: Média anual das isolinhas de frequência de ciclogênese na América do Sul. Fonte: Gan e Rao (1991).

As condições de estabilidade atmosférica nas regiões ciclogênicas da América do Sul têm contribuição da BNOA, devido ao transporte de calor e umidade para sul, como visto em seções anteriores e apontado por Gan et al. (2009). É pertinente supor que exista uma relação, mesmo que não seja de obrigatoriedade, entre a formação da Sela da Argentina e ciclogênese na América do Sul, ainda que as regiões de máximas ocorrências da Sela não coincidam exatamente com as de máximas ocorrências de ciclogênese. A configuração espacial do transporte de calor e umidade vindos dos trópicos e a presença de extremos gradientes nos subtropicais e extratropicais devido às separatrizes de contração no entorno da Sela (ARRAUT, 2008) é propícia para instabilidade baroclínica, que por sua vez, é um mecanismo ciclogênico (GAN e RAO, 1991; GAN, 1992).

#### 4. ÁREA DE ESTUDO

Estudos de casos analisados neste trabalho situaram-se no verão entre 2015 e 2016, para a faixa subtropical e suas vizinhanças na América do Sul (Figura 16). As anomalias de precipitação para esse período foram positivas na região subtropical, englobando grande parte do sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e norte, nordeste e noroeste da Argentina (Figura 16). A maior parte da Bacia Amazônica, sul do Chile e no entorno do Rio da Prata tiveram predominância de anomalias negativas de precipitação.

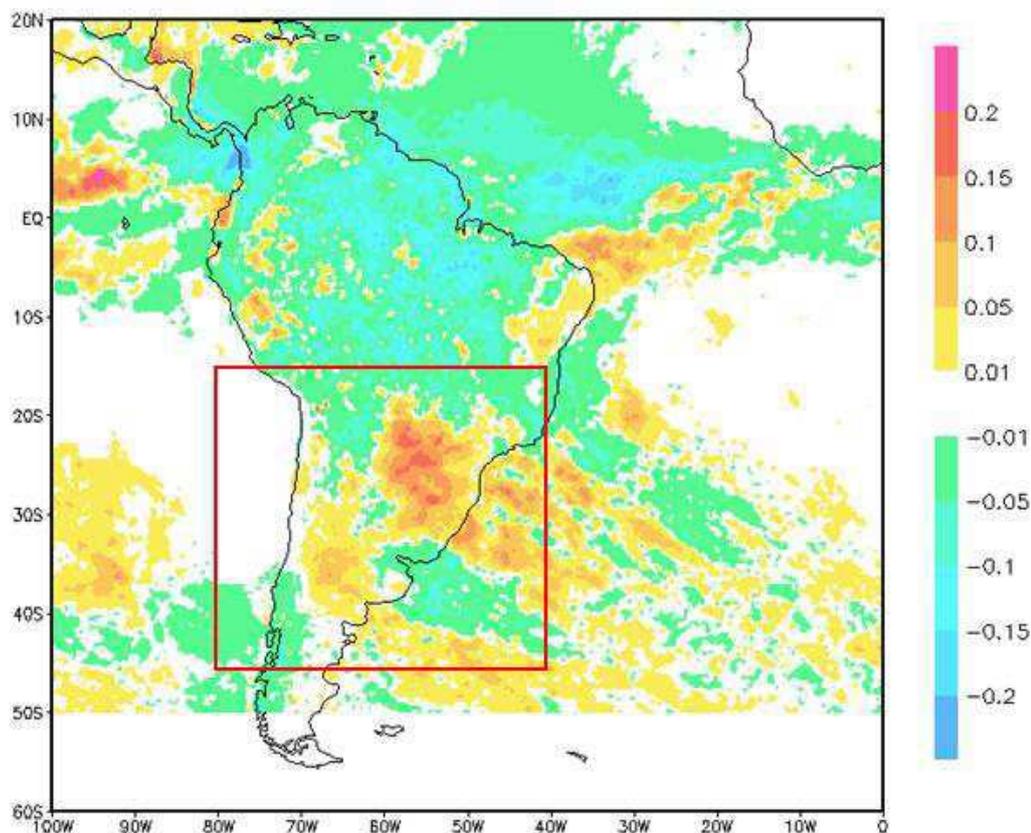


Figura 16: Anomalia de precipitação acumulada ( $mm/mês$ ) para o verão (de dezembro 2015 a março de 2016), a partir de dados do TRMM. O retângulo vermelho destaca o recorte feito da região de estudo. Fonte: do autor. Fonte: do autor.

A precipitação mais comum no sudeste da América do sul, compreendendo o noroeste, norte e nordeste da Argentina, o Paraguai e o Uruguai é do tipo convectiva (Figura 17) (ROMATSCHKE e HOUZE JR, 2013). Essa precipitação, especialmente no norte da Argentina, tem um ciclo diurno bem estabelecido (SALIO et al., 2007), sendo mais comum durante a noite e manhã (ROMATSCHKE e HOUZE JR, 2013).

Alguns sistemas, abordados em seções anteriores, contribuem para que haja elevada quantidade de chuva nos subtropicais sul-americanos. Dentre esses sistemas, destaca-se a BNOA, que constitui uma baixa térmica em superfície e apesar de ser uma baixa pressão em

baixos níveis, situa-se numa região semidesértica (SELUCHI et al., 2003b; SELUCHI e SAULO, 2012). A aparente contradição é entendida ao considerar o relevo da região.

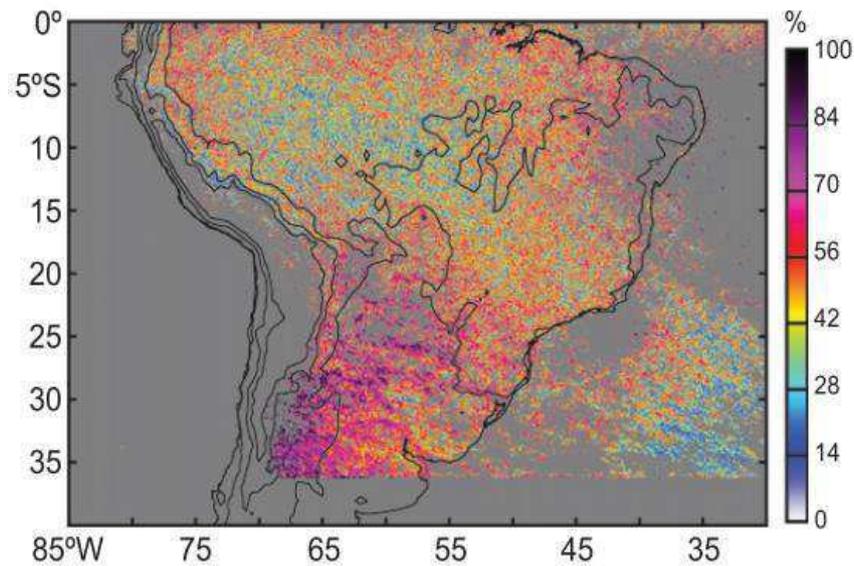


Figura 17: Porcentagem da precipitação média de origem convectiva para o verão. A topografia representa contornos de 0,3 km, 1,5 km e 3 km de altitude. A origem dos dados foi o TRMM e radar. Fonte: Adaptado de Romatschke e Houze Jr. (2013).

A elevação do Altiplano Argentino, em torno de 700 m em relação ao nível médio do mar (SELUCHI et al., 2003) (Figura 18) faz com que no Altiplano o ar seja mais rarefeito de umidade. Além disso, a convergência de massa em baixos níveis ocorre a sudeste e leste da BNOA. Espera-se então que a precipitação ocorra nas regiões de mais baixa altitude, em que o ar é menos rarefeito de umidade e há convergência de massa, sendo esses locais comumente as planícies centrais da Argentina e adjacentes ao Altiplano Argentino.

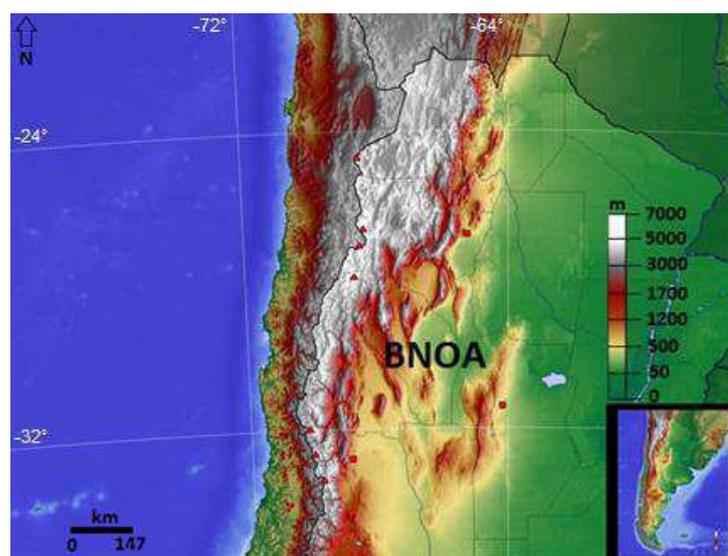


Figura 18: Mapa do relevo da região do núcleo da BNOA, indicado por essa abreviatura. Fonte: Adaptado de <https://imgur.com/gallery/nwqOF>.

## 5. DADOS E METODOLOGIA

Neste trabalho foram utilizados dados da reanálise ERA-Interim do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), obtidos da plataforma pública dessa instituição (<https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis>). A documentação detalhada do ERA-Interim pode ser encontrada em Berrisford et al. (2011). Todos os dados foram processados e analisados no *Software Grid Analysis and Display System* (GrADS), versão 2.0.2.

As variáveis utilizadas foram geopotencial por unidade de massa ( $\Phi$ ,  $J\ kg^{-1}$ ), temperatura ( $T$ ,  $K$ ), umidade específica ( $q$ ,  $kg/kg$ ), umidade relativa ( $ur$ , expressa como porcentagem), pressão à superfície ( $P$ ,  $Pa$ ) e a componente zonal ( $u$ ,  $m\ s^{-1}$ ), meridional ( $v$ ,  $m\ s^{-1}$ ) e vertical ( $\omega$ ,  $Pa\ s^{-1}$ ) do vento, para os níveis de 1000, 925, 850, 775, 700, 600, 500, 400, 300 e 200  $hPa$ . A resolução espacial foi de  $0,75^\circ\ lat \times 0,75^\circ\ lon$  e a resolução temporal foi de 6 horas, para os horários de 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. O cálculo das demais variáveis meteorológicas está descrito na seção 5.1.

Os dados de precipitação foram obtidos a partir da plataforma pública de dados do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) (<https://trmm.gsfc.nasa.gov/>) e comparados às imagens do satélite GOES, canal IR 4. Esses dados de precipitação foram medidos por satélites lançados com o intuito de monitorar a precipitação entre  $50^\circ S$  e  $50^\circ N$ . Para este trabalho foi feita uma climatologia sazonal para o verão (DJFM) e inverno (JJAS), totalizando 17 anos do pacote mensal de dados: *3B43 Monthly 0.25 x 0.25 degree merged TRMM and other sources estimates*.

Para os estudos de caso, foi refinada a resolução temporal nos dados de precipitação, utilizando-se o conjunto de dados do TRMM: *3B42 3-Hour 0.25 x 0.25 degree merged TRMM and other sources estimates*. A série analisada compreendeu 60h, começando no dia de início dos eventos e se prolongando por mais 36h em alguns casos.

A série dos demais dados meteorológicos abrangeu um verão, de dezembro de 2015 a março de 2016. Nesse intervalo houve casos de maior e menor variação diurna da intensidade da BNOA, identificada pela altura geopotencial e pela temperatura. Dois casos foram escolhidos para que fossem analisados os efeitos sobre o transporte de umidade e para melhor conhecer o que poderia ser utilizado como critério de diferenciação entre cada um dos casos.

O caso em que houve maior variação diurna da altura geopotencial e temperatura na região da Baixa foi classificado como de forte ciclo diurno, ocorrendo em entre 02/01/2016 e

03/01/2016. Já o caso em que esses campos tiveram menor variação e mantiveram-se intensos ao longo de 24h em comparação ao caso anterior, foi classificado de fraco ciclo diurno da BNOA. Esse caso ocorreu entre 23/01/2016 e 24/01/2016.

A relação de SCM e a Sela da Argentina foi investigada para um caso que ocorreu entre 21 e 23/12/2015, em que houve a formação de SCM identificados a partir de imagens do Satélite GOES, canal 4 IR. Imagens da classificação de eventos severos de precipitação produzidas com o algoritmo FORTRACC (Forecasting and Tracking of Active Cloud Clusters), utilizando imagens GOES-13, foram obtidos no site do CPTEC/INPE (<http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/>). A relação entre um mesociclone e a Sela da Argentina foi investigada a partir de um caso corrido em 18/12/2015.

## 5.1 Cálculos das Variáveis

### 5.1.1 Transporte de Umidade e Divergência do Transporte de Umidade Integrado na Vertical

Para cálculo do transporte de umidade integrado na vertical foi utilizada a umidade específica ( $q$ ). Como  $q$  é dada por unidade de massa, para conhecer a quantidade de vapor numa coluna atmosférica entre dois níveis, é necessário realizar a integral de  $q$  estabelecendo como limites os dois níveis escolhidos. Os limites utilizados neste trabalho foram a superfície e 300 hPa.

O transporte foi calculado para a componente zonal ( $Q_u$ ) e meridional ( $Q_v$ ) a partir das equações (2) e (3) em coordenadas de pressão, considerando o equilíbrio hidrostático:

$$Q_u = \int_{P_s}^{300hPa} qu d(m) = \int_{P_s}^{300hPa} \frac{qu}{g} dP, \quad (2)$$

$$Q_v = \int_{P_s}^{300hPa} qv d(m) = \int_{P_s}^{300hPa} \frac{qv}{g} dP, \quad (3)$$

em que  $u$  é a componente zonal do vento ( $m s^{-1}$ ),  $m$  é a massa da parcela de ar ( $kg$ ),  $g$  é a aceleração da gravidade mantida constante e igual a  $9,81 m s^{-2}$ ,  $P_s$  a pressão à superfície (Pa) e  $P$  a pressão (Pa). Cada componente do transporte de umidade também foi calculada a partir das componentes do vento geostrófico.

O transporte de umidade integrado na vertical e em campo vetorial é dado como:

$$Q\vec{V} = (Qu, Qv), \quad (4)$$

Para obter a divergência horizontal do transporte de umidade ( $DQV$ ) aplicou-se o operador nabla ( $\nabla_h$ ) ao transporte, como segue a equação (5) (HOLTON, 1992):

$$DQV = \left( \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \right) \bullet Q\vec{V} = \nabla_h \bullet Q\vec{V} \quad (5)$$

Assim,  $DQV$  tem como unidade  $kg\ m^{-2}\ s^{-1}$ .

### 5.1.2 Temperatura Potencial

Para cálculo da temperatura potencial ( $\theta$ ) partiu-se da *Equação de Poisson* (6), em que a temperatura é dada como função da pressão (HOLTON, 1992).

$$\frac{T_0}{T} = \left( \frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R_d}{c_p}} \quad (6)$$

Reescrevendo a equação (6) para calcular a temperatura potencial, tem-se:

$$\theta = \left( \frac{1000hPa}{P} \right)^{\frac{R_d}{c_p}}, \quad (7)$$

mas  $\frac{R_d}{c_p} = \frac{287,04 Jkg^{-1}K^{-1}}{1005 Jkg^{-1}K^{-1}} = 0,28561194 \approx 0,286$ . Portanto:

$$\theta = \left( \frac{1000hPa}{P} \right)^{0,286} \quad (8)$$

### 5.1.3 Temperatura Potencial Equivalente

Para cálculo da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) seguiu-se a equação proposta por Bolton (1980):

$$\theta_e = T \cdot \left( \frac{1000}{P} \right)^{0,2854(1-0,2810^{-3}r)} \exp \left[ \left( \frac{3,376}{T_L} - 0,0024 \right) \cdot r (1 + 0,81 \cdot 10^{-3} \cdot r) \right], \quad (9)$$

em que  $\theta_e$  é a temperatura potencial equivalente,  $T$  a temperatura do nível inicial da parcela,  $P$  a pressão do nível inicial da parcela,  $r$  a razão de mistura do nível inicial da parcela e  $T_L$  a temperatura absoluta do nível de condensação.  $T_L$  foi calculada pela seguinte equação (BOLTON, 1980):

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T-55} - \frac{\ln(ur)}{2840}} + 55 \quad (10)$$

Para cálculo da razão de mistura necessária na equação (9), foi preciso calcular a pressão de vapor, como segue a equação abaixo:

$$r = \frac{0,622e}{P-e}, \quad (11)$$

em que  $e$  é a pressão de vapor e  $P$  a pressão do nível da parcela, ambas em  $hPa$ . Pela equação (11) a pressão de vapor é dada em  $g/g$  e para transformá-la em  $kg/kg$  bastou-se multiplicá-la por mil.

A pressão de vapor foi calculada através da equação (12), em que  $q$  é a umidade específica ( $kg/kg$ ):

$$e = \frac{qP}{0,622 - 0,38q} \quad (12)$$

#### 5.1.4 Temperatura Potencial Equivalente de Saturação

Para cálculo da temperatura potencial equivalente de saturação ( $\theta_{e_s}$ ) seguiu-se o método de Bolton (1980):

$$\theta_{e_s} = \theta \exp\left(\frac{2,675r_s}{T}\right) \quad (13)$$

em que  $r_s$  é a razão de mistura de saturação,  $T$  e  $\theta$  são a temperatura ( $K$ ) e temperatura potencial ( $K$ ) da parcela de ar, respectivamente.

A razão de mistura de saturação (14) foi calculada utilizando a pressão de vapor de saturação, como segue a equação (17).

$$r_s = \frac{0,622e_s}{P-e_s} \quad (14)$$

em que  $e_s$  é a pressão de vapor de saturação e  $P$  a pressão do nível da parcela, ambas em  $hPa$ . Pela equação (14) a pressão de vapor de saturação é dada em  $g/g$ , para transformá-la em  $kg/kg$  bastou-se multiplicá-la por mil.

A pressão de vapor de saturação foi obtida a partir da Equação de Tetens:

$$e_s = 6,11 \times 10^{\frac{aT}{b+T}} \quad (15)$$

em que  $a$  (7,5 quando  $T > 0$  ou 9,5 quando  $T \leq 0$ ) e  $b$  (273,3 quando  $T > 0$  ou 265,5 quando  $T \leq 0$ ) são constantes.  $T$  constitui a temperatura da parcela e é expressa em (K).

### 5.1.5 Vento Geostrófico e Ageostrófico

O ajuste geostrófico é uma aproximação feita pelo balanço da força gradiente de pressão e a força de Coriolis (HOLTON, 1992). Esse ajuste pode ser escrito em termos da componente meridional (16) e zonal (17) do vento, como segue abaixo:

$$-fv \approx -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (16)$$

$$fu \approx -\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (17)$$

em que  $f \equiv 2\Omega \sin(\phi)$  é definido como o parâmetro de Coriolis ( $s^{-1}$ ) e  $\phi$  é a latitude. Pode-se expressar a aproximação geostrófica pelo campo da velocidade do vento horizontal,  $\vec{V}_g \equiv \vec{i}u_g + \vec{j}v_g$ . Na forma vetorial, pode-se definir o vento geostrófico como sendo (HOLTON, 1992):

$$\vec{V}_g \equiv \vec{k} \times \frac{1}{\rho f} \vec{\nabla} P \quad (18)$$

Uma vez conhecida a componente geostrófica do vento, basta subtraí-la do vento real para obter a componente ageostrófica:

$$\vec{V}_a = \vec{V} - \vec{V}_g, \quad (19)$$

em que  $\vec{V}_a$  constitui a componente ageostrófica do vento real e  $\vec{V}$  o próprio vento real.

### 5.1.6 Equação da Energia Termodinâmica

Os termos da equação da energia termodinâmica foram calculados a fim de comparar a importância de processos adiabáticos e advectivos para a tendência de temperatura, como utilizado em Garreaud (2000) e em Seluchi e Garreaud (2012), segundo a equação:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}_h T + \omega S_p, \quad (20)$$

em que  $\frac{\partial T}{\partial t}$  representa a tendência de temperatura,  $-\vec{v} \cdot \vec{\nabla}_h T$  é o termo para advecção de temperatura e  $\omega S_p$  representa o termo de aquecimento ou resfriamento por compressão ou expansão adiabática.  $S_p$  constitui o coeficiente de estabilidade estática. Essa variável foi calculada através da seguinte equação (21) (HOLTON, 1992).

$$S_p \equiv -T \cdot \frac{\partial \ln(\theta)}{\partial P} \quad (21)$$

### 5.1.7 Frontogênese

Para cálculo da frontogênese foi utilizada a metodologia de Ninomiya (1984). A dedução para frontogênese é a variação total do gradiente de temperatura potencial equivalente, em que o máximo gradiente é utilizado para definir zonas frontais:

$$FG = \frac{d|\nabla\theta_e|}{dt} = FG1 + FG2 + FG3 + FG4, \quad (22)$$

em que:

$$FG1 = \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot \left[ (\nabla\theta_e \cdot \nabla) \frac{d\theta_e}{dt} \right], \quad (23)$$

$$FG2 = -\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot (\nabla\theta_e)^2 D, \quad (24)$$

$$FG3 = -\frac{1}{2} \cdot \frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot \left\{ \left[ \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \right)^2 - \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right)^2 \right] \cdot A + 2 \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \cdot B \right\}, \quad (25)$$

$$FG4 = -\frac{1}{|\nabla\theta_e|} \cdot \frac{\partial\theta_e}{\partial P} \cdot \left( \frac{\partial\theta_e}{\partial x} \cdot \frac{\partial\omega}{\partial x} + \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \cdot \frac{\partial\omega}{\partial y} \right) \quad (26)$$

O parâmetro D é a divergência e A e B são as deformações. A, B e D são definidos como (NINOMIYA, 1984):

$$A = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}, \quad (27)$$

$$B = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (28)$$

$$D = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (29)$$

Em Ninomiya (1984), o termo *FG1* refere-se às variações diabáticas da temperatura potencial equivalente para quantificar a frontogênese. O termo *FG4* diz respeito ao efeito da advecção vertical da temperatura potencial equivalente. O termo *FG2* contabiliza o efeito da divergência e o termo *FG3* da deformação do vento no campo de temperatura potencial equivalente, para a frontogênese.

Neste trabalho foi apresentado nos resultados apenas o termo *FG3* para representar a frontogênese. Essa escolha foi feita devido esse termo ter maior relevância na representação da contribuição da grande escala frente os demais termos e maior importância para a  $\frac{d|\nabla\theta_e|}{dt}$

(NINOMIYA, 1984; ARRAUT, 2008; REBOITA et al., 2010).

### 5.1.8 Variação da Temperatura

A variação da temperatura para determinado intervalo de tempo foi calculada utilizando a temperatura no horário inferior menos a temperatura no horário posterior, como segue a equação:

$$DifT(t) = -[T(0) - T(1)] \quad (30)$$

em que *DifT* é a variação da temperatura (°C) e *T* a temperatura (°C) nos instante  $t = 0$  e  $t = 1$ .

A advecção de temperatura (*AdvT*) correspondente a esse mesmo intervalo foi calculada segundo a equação:

$$AdvT(t) = \frac{[AdvT(0) + AdvT(1)]}{2} \quad (31)$$

Essa advecção de temperatura foi multiplicada por 21600 s a fim que fosse representativa em termos de magnitude para 6 horas de intervalo analisado. O termo adiabático ( $\omega S_p$ ) para esse mesmo intervalo foi calculado da mesma maneira que a advecção.

## 6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 6.1 Ciclo Diurno Médio Sazonal

Foram gerados campos sazonais médios por horário para investigar a variação média da BNOA ao longo do dia. Esses campos precisam ser analisados com cautela, pois a região em que se encontra a BNOA é caracterizada por alternância das massas de ar tropical e extratropical, em escala de tempo sinótica. É razoável supor que essa alternância dê origem a dias bastante diferentes. Um ciclo diurno médio sazonal, calculado sem discriminar o tipo de massa de ar que ocupa a região pode ser muito diferente dos ciclos diurnos de ambas as situações.

No ciclo diurno médio sazonal foi verificada forte variação na intensidade da BNOA (Figura 19), como relatado por diversos autores (SELUCHI et al., 2003b; FERREIRA, 2008; SELUCHI e GARREAUD, 2012; SELUCHI e SAULO, 2012). A diferença entre a altura geopotencial máxima e mínima na região dessa Baixa foi superior a 20 *m*, em 850 *hPa*. Os horários de maior intensidade dessa Baixa foram 00Z (~21:00, hora local) e 18Z (~15:00, hora local). Esses horários comparados aos demais corresponderam aos horários mais quentes do dia o que pode ser constatado pelo campo médio de temperatura em 850 *hPa* (Figura 19). Seluchi et al. (2003b) e Seluchi e Garreaud (2012) verificaram que o horário de 00Z corresponde ao horário mais quente do dia para a região da BNOA devido o aquecimento da superfície.

A BNOA esteve intensificada em 00Z, horário em que a componente ageostrófica do vento se sobressaiu, pois claramente o vento atravessa as isoípsas a leste dessa Baixa e tem direção basicamente de leste no norte da Argentina, entre 22°S e 27°S (Figura 19). O vento de leste vai de encontro à Cordilheira dos Andes, porém, devido à altitude da Cordilheira, esse vento é desacelerado nas proximidades desta à medida que é levemente defletido para sudoeste.

Outra informação obtida por essa análise prévia e simplificada a partir dos campos médios foi que nos horários analisados pôde ser constatado fluxo de noroeste sobre a Bolívia, Paraguai e norte da Argentina a leste da Cordilheira dos Andes. Esse fluxo foi descrito na literatura por diversos autores e considerado como característica importante da circulação de baixos níveis durante o verão austral para essa porção do continente (HOREL et al., 1989; ZHOU e LAU, 1998; GAN et al., 2004; VERA et al., 2006; GAN et al., 2009; ARRAUT et al., 2012). Dependendo principalmente da velocidade do vento alcançada na direção meridional, acima de 12 *m s<sup>-1</sup>* em 850 *hPa* e de sua extensão horizontal, pode-se formar o JBN que é

comum durante o verão (MARENGO et al., 2004), e que possivelmente deixou um sinal no campo médio dos ventos em baixos níveis a leste dos Andes.

Sobre o Uruguai, a altura geopotencial foi superior a 1500 m (Figura 19), supostamente devido ao ramo oeste da ASAS que elevou a pressão em baixos níveis na região. Entre essa região e a BNOA, o fluxo médio para sul é claramente estabelecido. Também foi constatada presença de cavado ao sul, entre 39°S e 45°S, com altura geopotencial em torno de 1480 m (Figura 19).

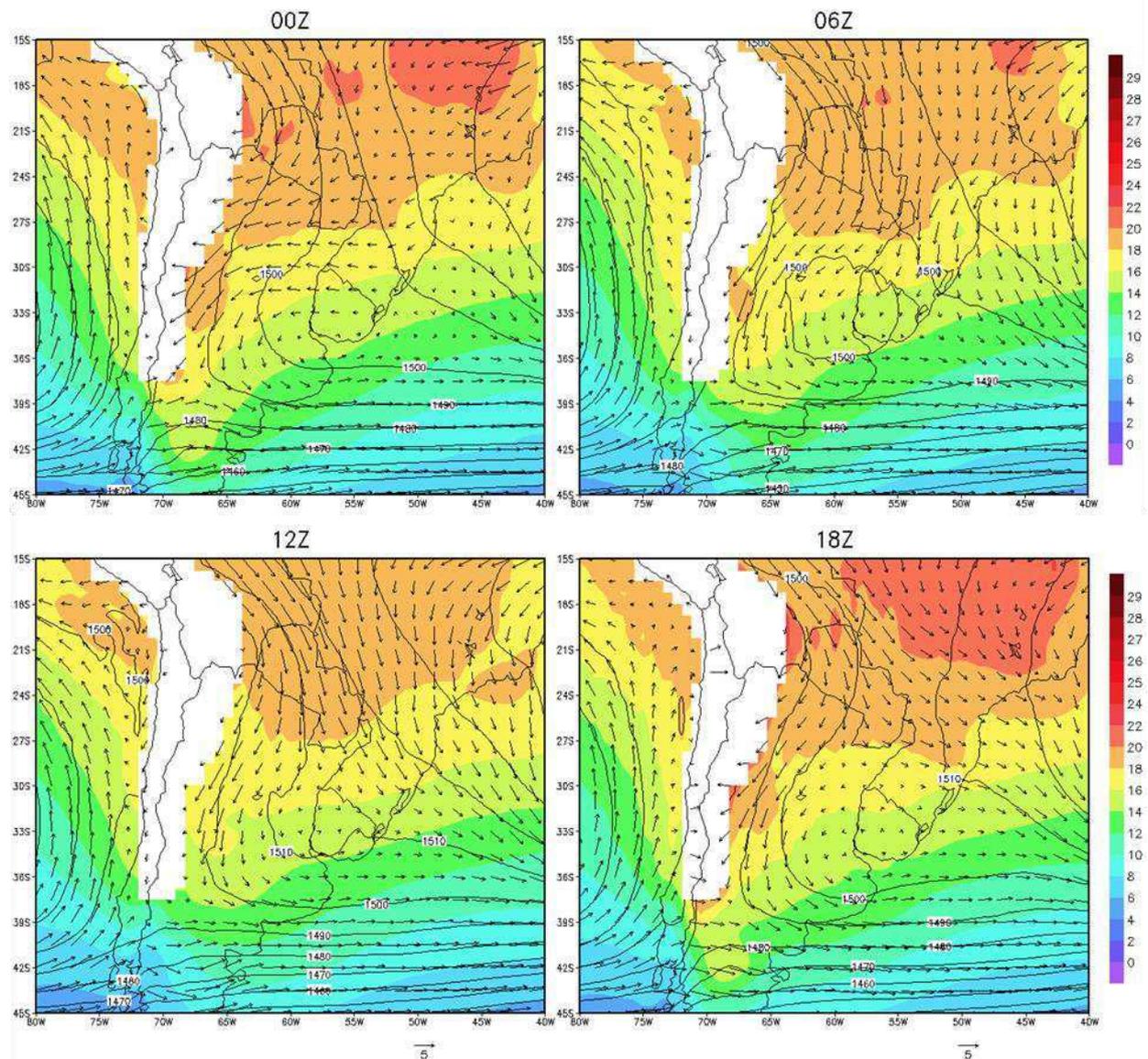


Figura 19: Campos médios por horário da altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em 850 hPa, para o verão (DJFM). A máscara branca cobre locais com pressão inferior a 850 hPa. Fonte: do autor.

## 6.2 Casos da BNOA com Forte e Fraco Ciclo Diurno

Entre 2 e 3 de janeiro de 2016, a região da BNOA apresentou forte ciclo diurno em temperatura (Figura 20 e Figura 22) e altura geopotencial (Figura 20). Maiores valores de temperatura ocorreram em 18Z do dia 2 de janeiro e 00Z do dia 3 de janeiro. Esses valores restringiram-se basicamente à região da Baixa e ao norte desta, englobando também a região da BCH (Figura 22).

Outra faixa de temperatura mais elevada situou-se sobre o Brasil, aproximadamente em Minas Gerais. Nos horários mais frios, 06Z e 12Z, a máxima temperatura foi 22°C na região da BNOA. Nessa mesma região, os menores valores de altura geopotencial foram de 1440 m e 1450 m para 18Z do dia 2 de janeiro e de 1450 m para 06Z (Figura 20). O maior valor de altura geopotencial foi de 1460 m para 12Z.

Foi constatado que nesse mesmo período a magnitude da componente zonal do gradiente de geopotencial a leste da BNOA (Figura 24), que também pode ser estimado pela distância entre as isoípsas de altura geopotencial (Figura 20), foi intensa nos horários noturnos após a intensificação dessa Baixa. O elevado gradiente, superior a  $1,3 J kg^{-1} km^{-1}$ , ocorreu principalmente em 06Z e 12Z e nas vizinhanças da BNOA. Outra região de elevado gradiente foi o centro-sul da Argentina.

Entre 23 e 24 de janeiro de 2016 houve uma situação que contrastou a situação mencionada nos dois parágrafos anteriores, devido ao aumento da temperatura e o abaixamento da altura geopotencial na região da BNOA e em grande parte do leste da Argentina. Nesses dias, essas grandezas foram intensificadas progressivamente mesmo durante a noite. A intensificação ocorreu entre 18Z do dia 23 e 06Z do dia 24 de janeiro e permaneceram intensas nas 12h subsequentes (Figura 21, Figura 23). Classificou-se esse evento como de fraco ciclo diurno da BNOA por contrastar o evento anterior e por não ter sido identificado um ciclo diurno evidente na magnitude do gradiente zonal do geopotencial (Figura 25). Outro acontecimento a partir das 12Z do dia 24 de janeiro foi o acoplamento da BNOA com um cavado ao sul.

Para o evento entre 23 e 24 de janeiro, a máxima temperatura foi superior a 29°C (Figura 23). Essas temperaturas compreenderam a BNOA e a BCH, enquanto que o restante do continente, dentro do recorte analisado, teve temperatura menor. Sabe-se que a BNOA tende a enfraquecer ou mesmo ser dissipada durante a noite devido o aumento das perdas radiativas (SELUCHI et al., 2003b). Entretanto, a aparente existência de uma conexão entre essa Baixa e sistemas sinóticos favoreceu com que ela tenha tido um ciclo diurno bastante suavizado.

Daqui em diante será feita uma descrição mais a título de comparação entre o caso ocorrido entre 2 e 3 de janeiro de 2016 e o caso ocorrido entre 23 e 24 de janeiro desse mesmo ano. A investigação baseou-se nos efeitos que ambos os casos geraram para os campos meteorológicos, sobretudo para o transporte de umidade. Para simplificar a linguagem, o termo “fraco ciclo diurno” e “forte ciclo diurno” referem-se à variação diurna na intensidade da BNOA e na magnitude do gradiente zonal de geopotencial em cada um dos casos.

A magnitude do vento em baixos níveis foi intensa quanto mais intenso foi o gradiente zonal de geopotencial, tanto para o forte quanto para o fraco ciclo diurno (Figura 24 e Figura 25). Entre 00Z e 06Z do dia 24 de janeiro foi observado que a intensificação desse gradiente zonal antecedeu a intensificação dos ventos. Nesse intervalo de tempo, a magnitude do vento permaneceu basicamente a mesma, em torno de  $18 \text{ m s}^{-1}$ , enquanto que a magnitude do gradiente zonal de geopotencial aumentava consideravelmente.

O transporte de umidade integrado na vertical entre 2 e 3 de janeiro foi mais intenso nos horários de 06Z e 12Z do dia 3 de janeiro (Figura 26). Nesses horários houve maior convergência do transporte de umidade a sudeste da BNOA. Porém, para o caso de fraco ciclo diurno, foi verificado transporte de umidade mais intenso principalmente a sudeste e leste dessa Baixa (Figura 27). Houve máxima convergência de umidade, sendo essa convergência distribuída diagonalmente a sudeste da BNOA.

A fim de comparar o transporte intenso de umidade para os dois casos, foi analisada a magnitude do transporte superior a  $500 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . No caso de forte ciclo diurno, a máxima magnitude desse transporte nos subtrópicos foi em 12Z e numa área bem restrita a leste da BNOA (Figura 28). Já para o caso de fraco ciclo diurno, nessa mesma região, a máxima magnitude foi superior a  $1000 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  e abrangeu uma extensa área a leste e sudeste daquela Baixa. Esses valores máximos foram registrados em 12Z e 18Z do dia 24 de janeiro e também em 00Z do dia 25 de janeiro (Figura 29). Assim, a maior magnitude do transporte de umidade integrado na vertical e a maior abrangência em área do máximo transporte foram prevaletentes para o caso de fraco ciclo diurno.

Foi investigada se permanência da BNOA durante a noite e se sua intensificação seriam capazes de acelerar geostroficamente o vento e qual impacto disso para o transporte de umidade, comparando as magnitudes desse transporte gerado pelo vento real e pelo vento geostrófico. A alteração da pressão modifica o vento com certo atraso devido o tempo de resposta do vento (HOLTON, 1992). Para os horários em que a BNOA esteve mais intensificada, independente se o ciclo foi forte ou fraco, o transporte real de umidade foi

predominantemente inferior ao geostrófico na região da Baixa (Figura 30 e Figura 31). Nesses horários o transporte que prevaleceu foi o subgeostrófico, pois não houve tempo suficiente para o vento se ajustar a intensificação da Baixa. Entre 2 e 3 de janeiro de 2016, mesmo nos horários mais frios (posteriores a intensificação da Baixa), o transporte predominante continuou sendo o subgeostrófico (Figura 30). Isso se deve ao ciclo diurno de enfraquecimento e intensificação da BNOA que ocorreu rápido demais em 24h, dificultando o ajuste geostrófico dos ventos.

Entre 23 e 24 de janeiro de 2016, o transporte de umidade pelo vento real foi superior ao geostrófico a leste e sudeste da BNOA durante a noite (Figura 31). Isso evidencia a importância da permanência dessa Baixa para gerar um transporte supergeostrófico de umidade na porção central da Argentina. Esse transporte supergeostrófico ocorreu principalmente na direção meridional de norte para sul e de noroeste para sudeste. A região em que o transporte supergeostrófico foi mais proeminente coincidiu com a região de máximo transporte de umidade (Figura 29), verificada em 12Z do dia 24 de janeiro.

Para o caso do fraco ciclo diurno, como já mencionado, foi verificada elevada magnitude do gradiente zonal de geopotencial numa extensa área sobre a Argentina (Figura 25). Esse gradiente está diretamente relacionado à componente meridional do vento geostrófico, pois sua intensificação tende a acelerar geostroficamente o vento meridional (HOLTON, 1990). Devido à presença e permanência desse máximo gradiente em diversas regiões, atribuiu-se importância dele para gerar o transporte supergeostrófico de umidade.

A maior quantidade de umidade e calor nos extratropicais devido aceleração geostrófica dos ventos, no caso do fraco ciclo diurno, gerou condições propícias à precipitação em locais situados ao sul e sudeste da BNOA. Isso ocorreu como consequência do acréscimo de umidade na atmosfera, tornando-a mais instável e mais próxima da saturação. Tais condições somadas a algum fator como uma frente fria que força um movimento vertical ascendente na região frontal (GARREAUD e WALLACE, 1998) ou a própria convecção disparada pelo fluxo de calor da superfície, são gatilhos para que haja precipitação.

No caso do fraco ciclo diurno, foi observada aproximação de um sistema frontal numa atmosfera que foi previamente alimentada de calor e umidade devido o fluxo supergeostrófico. No caso de forte ciclo diurno, a fronteira do transporte de umidade se deu mais ao norte da BNOA, e as regiões de precipitação ocorreram em locais em que houve desaceleração dos ventos meridionais e de norte.

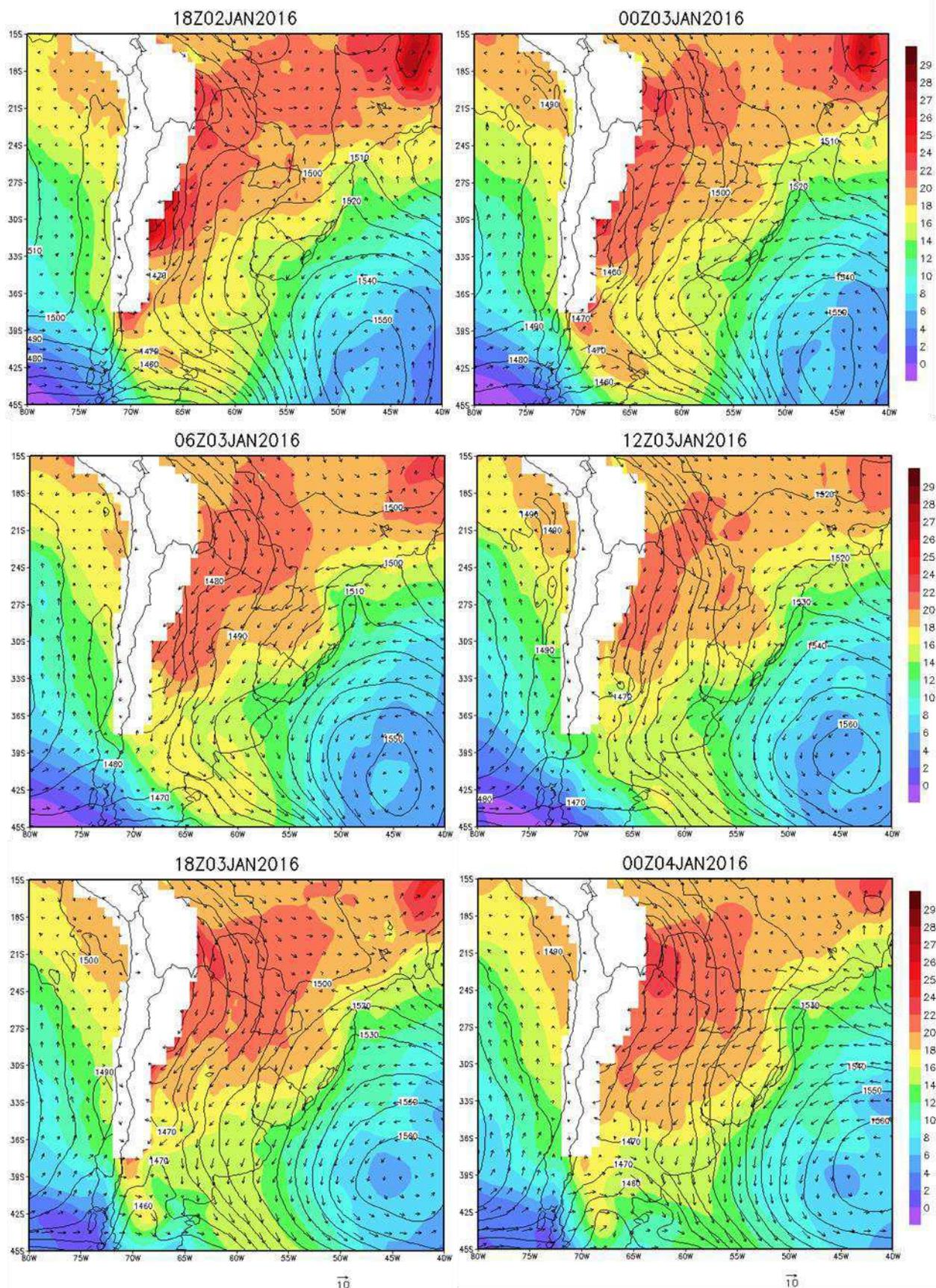


Figura 20: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em 850 hPa. Fonte: do autor.

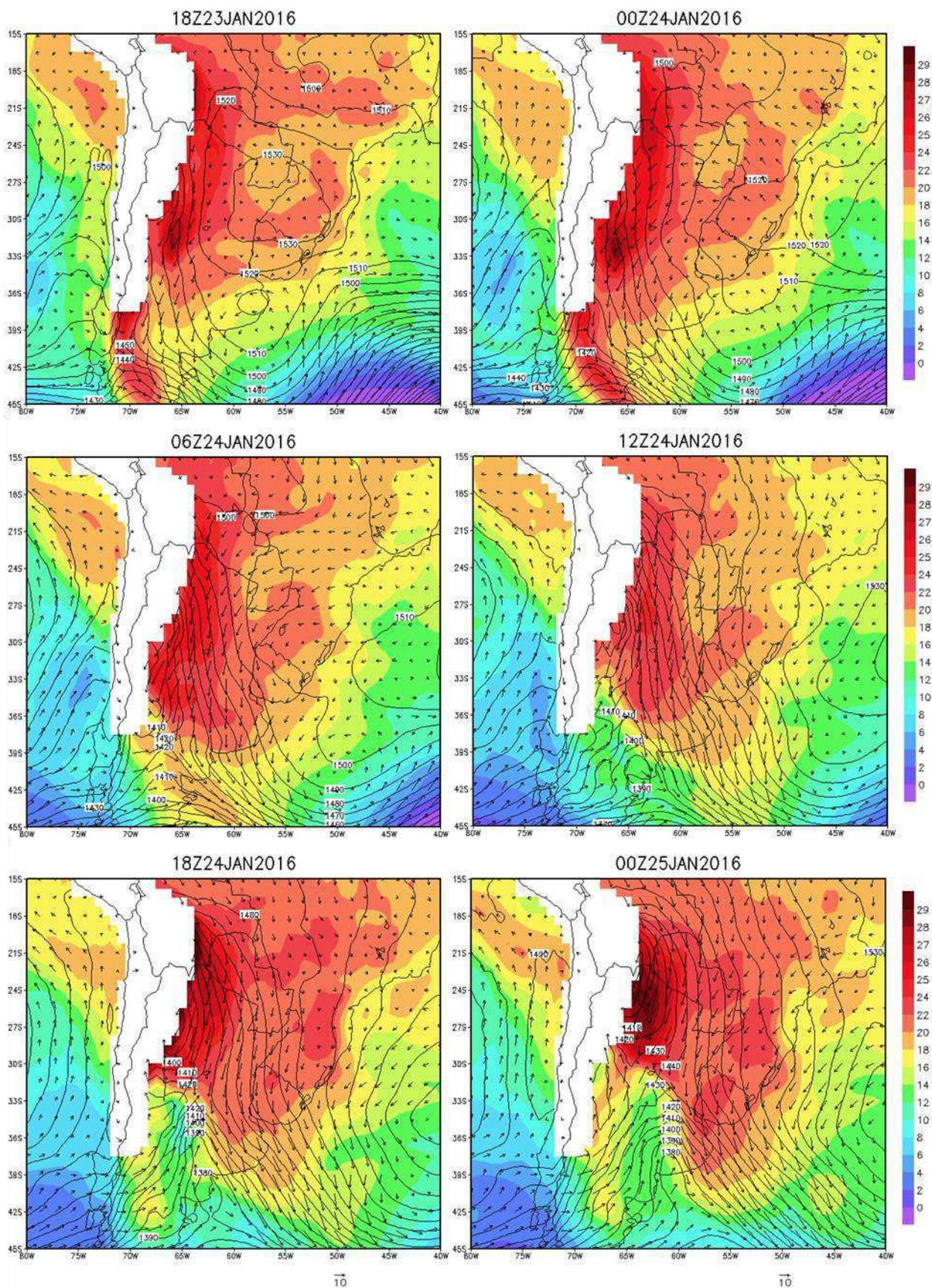


Figura 21: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em 850 hPa. Fonte: do autor.

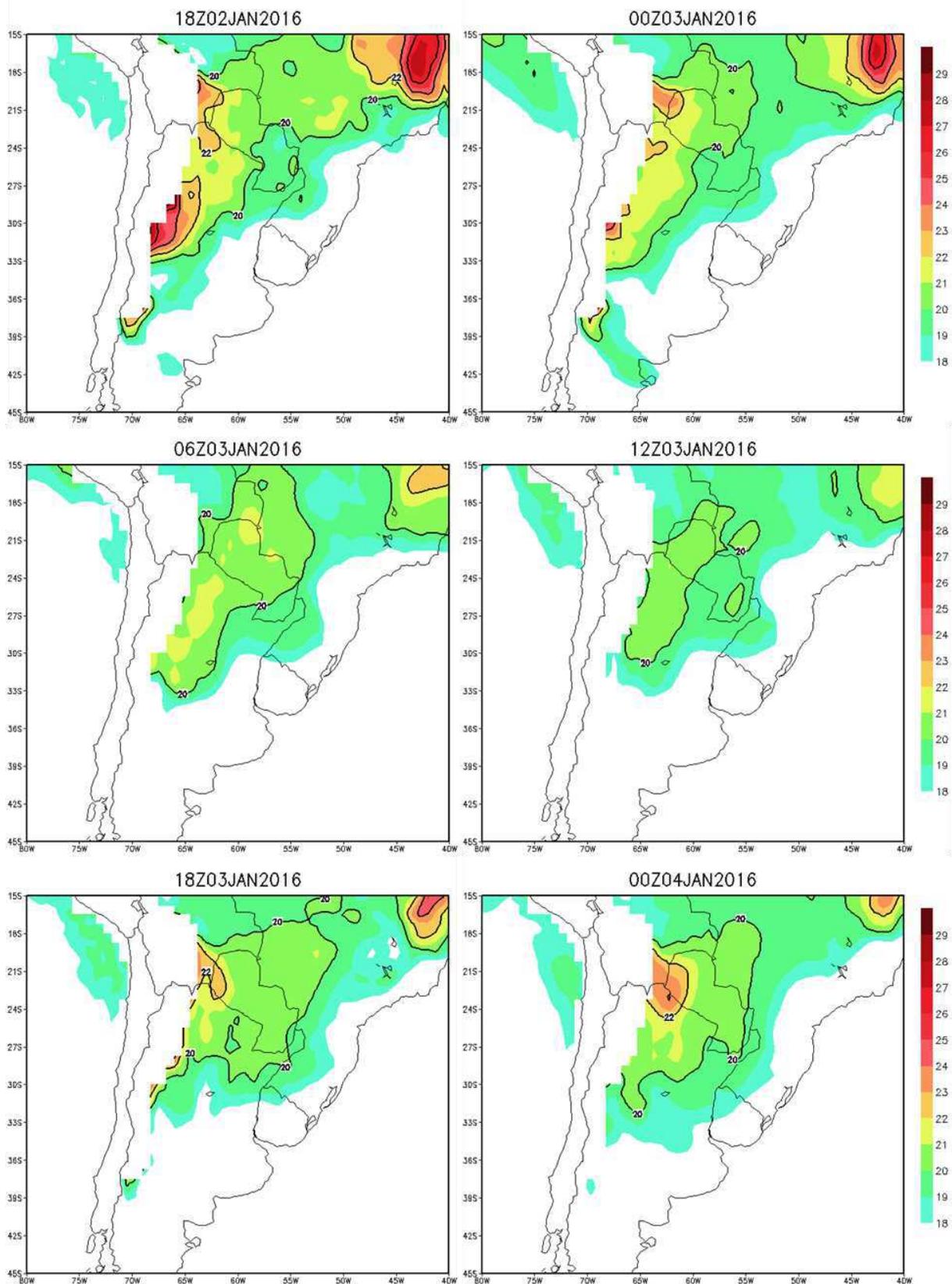


Figura 22: Temperatura superior a 18°C (cores) e o contorno em negrito destaca temperatura superior a 20°C (intervalo de 2°C), em 850 hPa. Fonte: do autor.

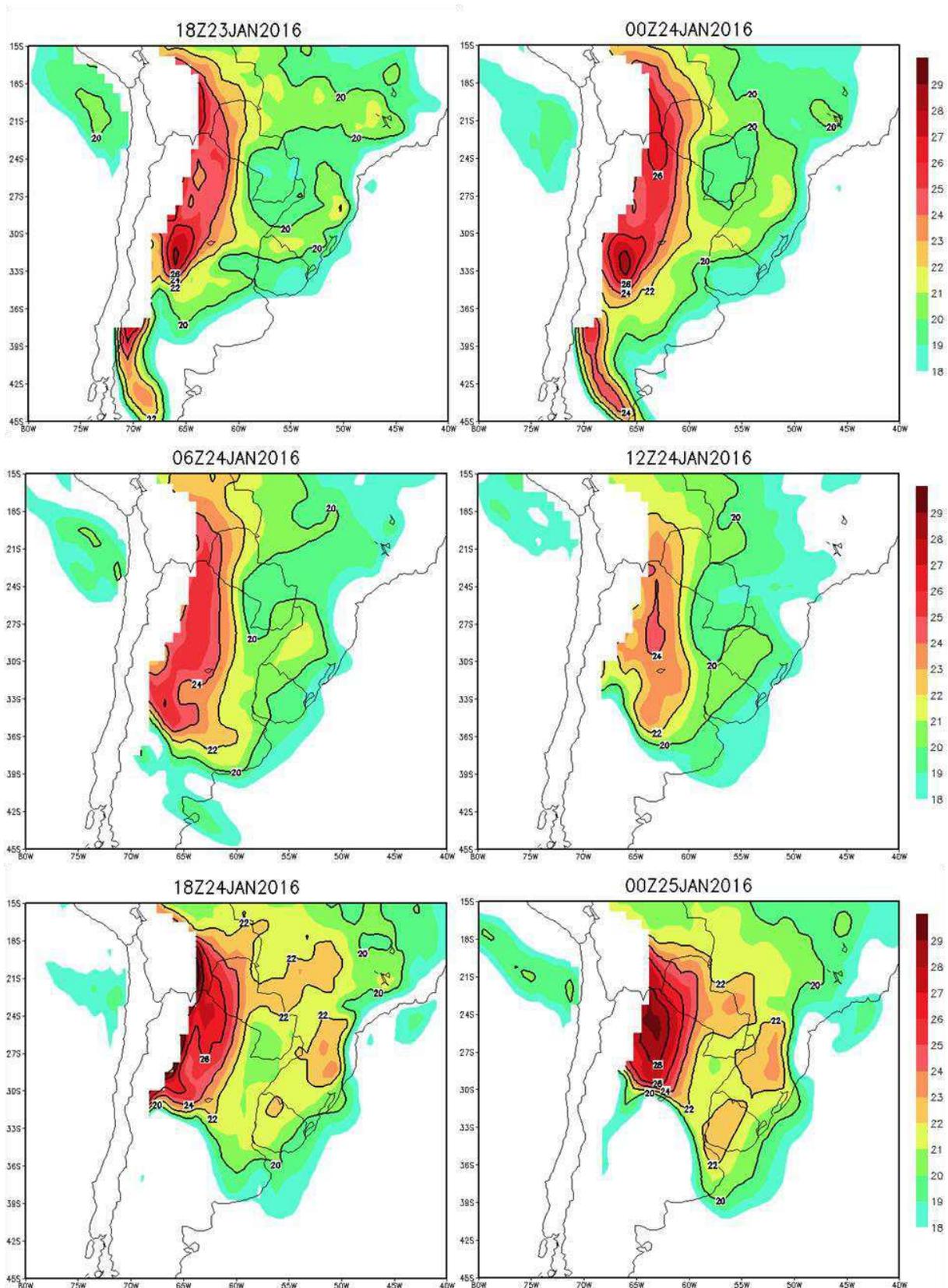


Figura 23: Temperatura superior a  $18^{\circ}\text{C}$  (cores) e o contorno em negrito destaca temperatura superior a  $20^{\circ}\text{C}$  (intervalo de  $2^{\circ}\text{C}$ ), em  $850\text{ hPa}$ . Fonte: do autor.

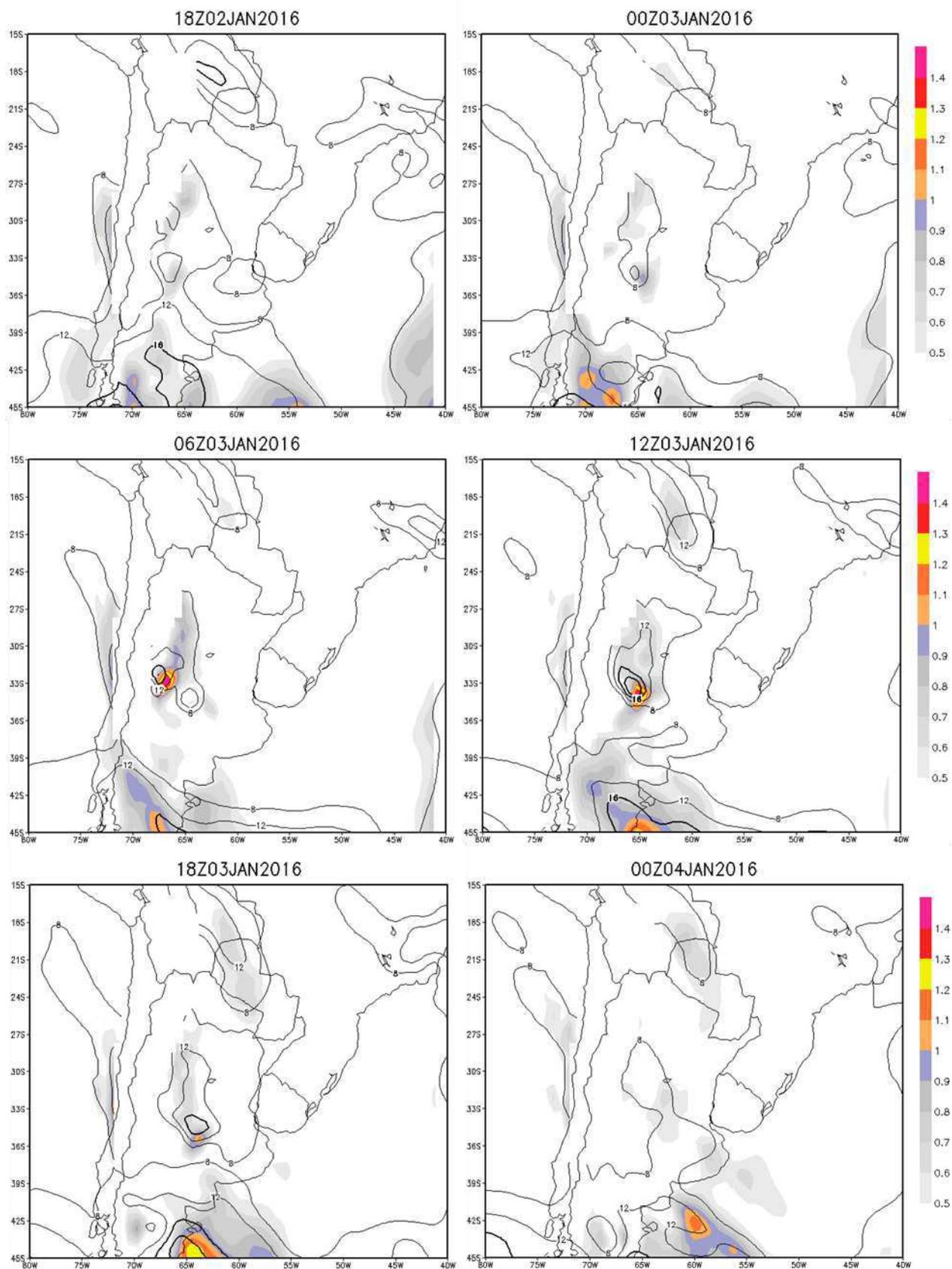


Figura 24: Magnitude do gradiente zonal do geopotencial (cores, intervalo de  $0,1\ J\ kg^{-1}\ km^{-1}$ ) e magnitude superior a  $8\ m\ s^{-1}$  do vento (contornos finos) e a  $16\ m\ s^{-1}$  (contornos grossos), em  $850\ hPa$ . Fonte: do autor.

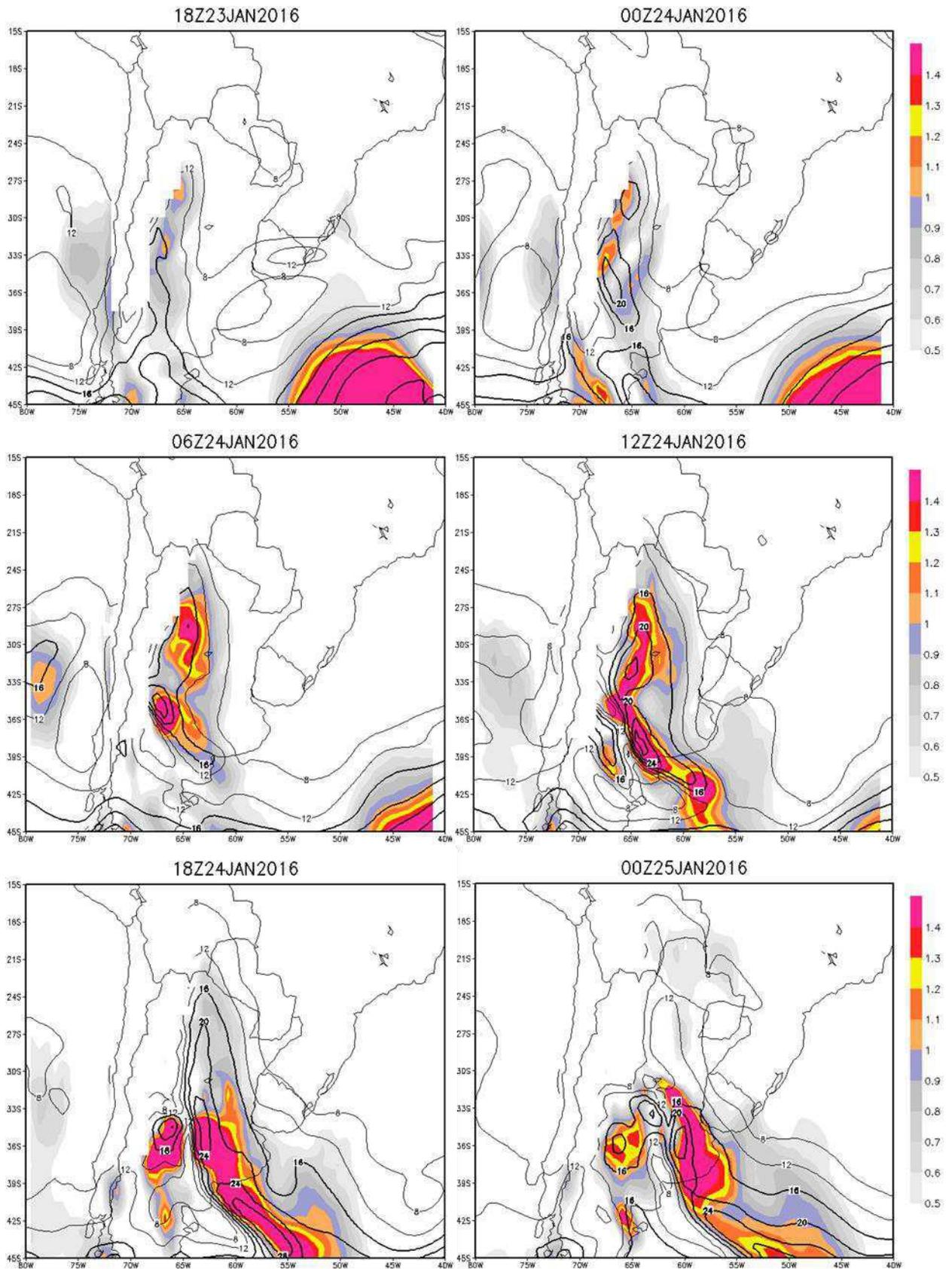


Figura 25: Magnitude do gradiente zonal do geopotencial (cores, intervalo de  $0,1 \text{ J kg}^{-1} \text{ km}^{-1}$ ) e magnitude superior a  $8 \text{ m s}^{-1}$  do vento (contornos finos) e a  $16 \text{ m s}^{-1}$  (contornos grossos), em  $850 \text{ hPa}$ . Fonte: do autor.

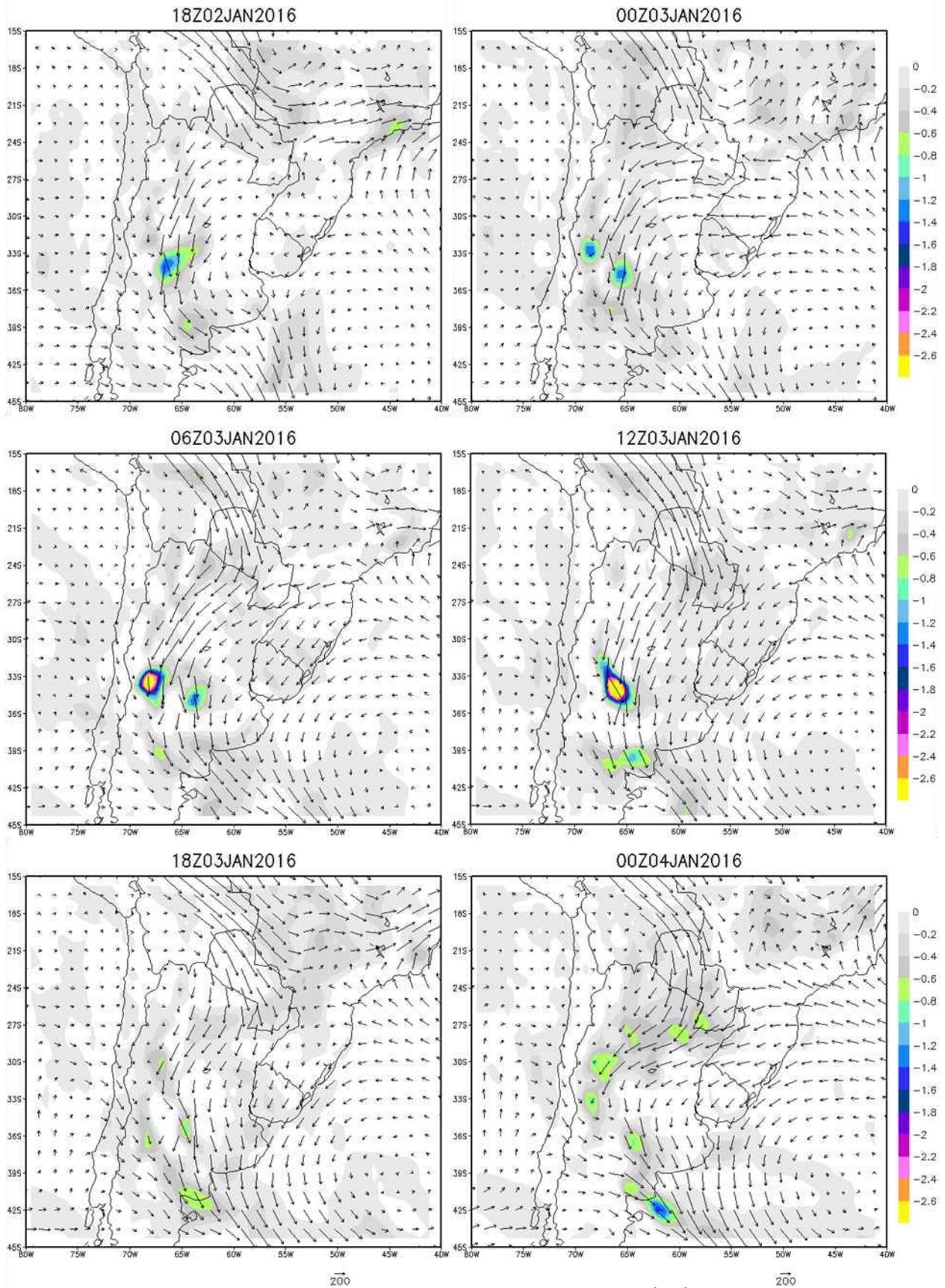


Figura 26: Transporte de umidade integrado na vertical (setas,  $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor.

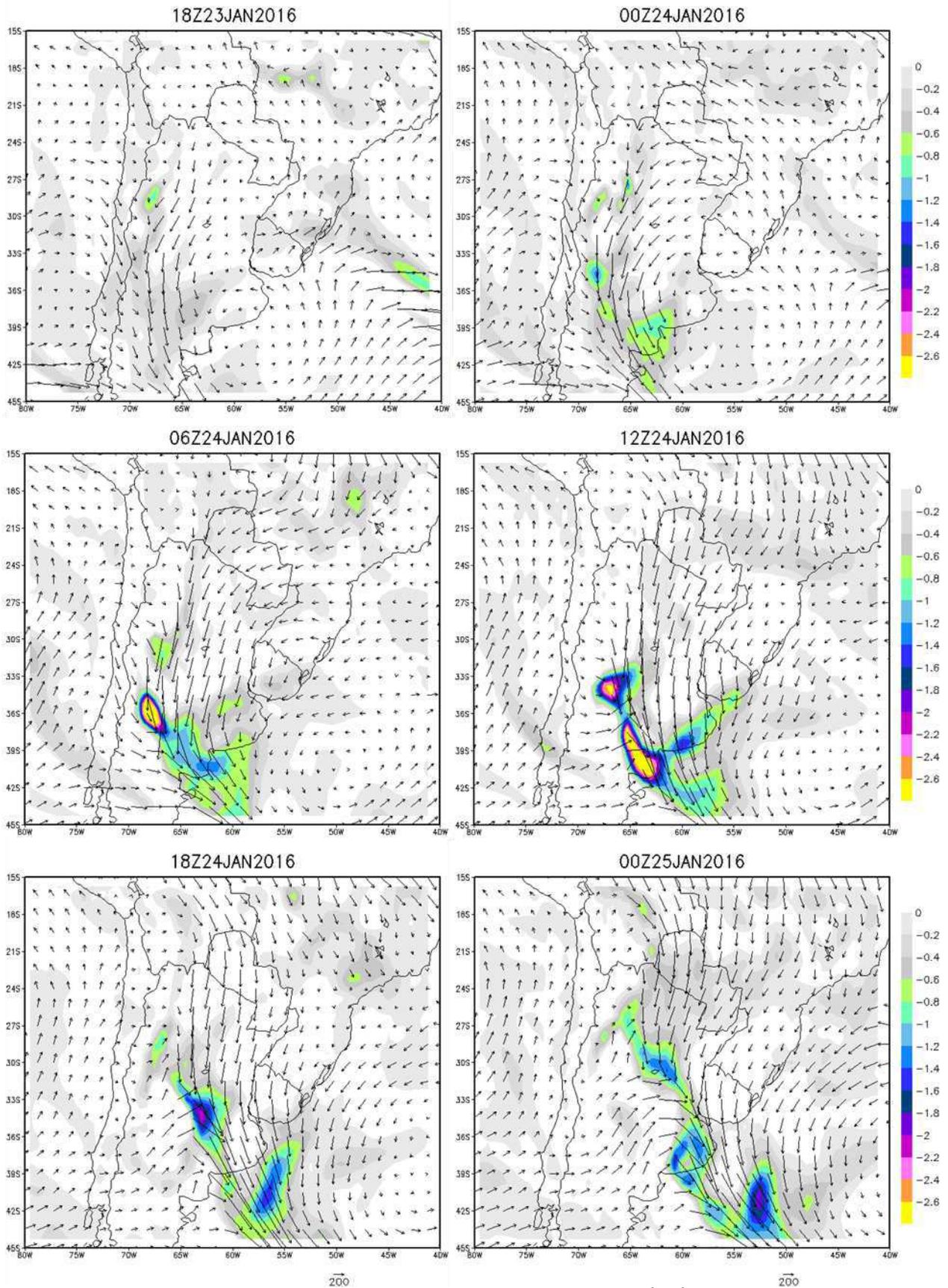


Figura 27: Transporte de umidade integrado na vertical (setas,  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor.

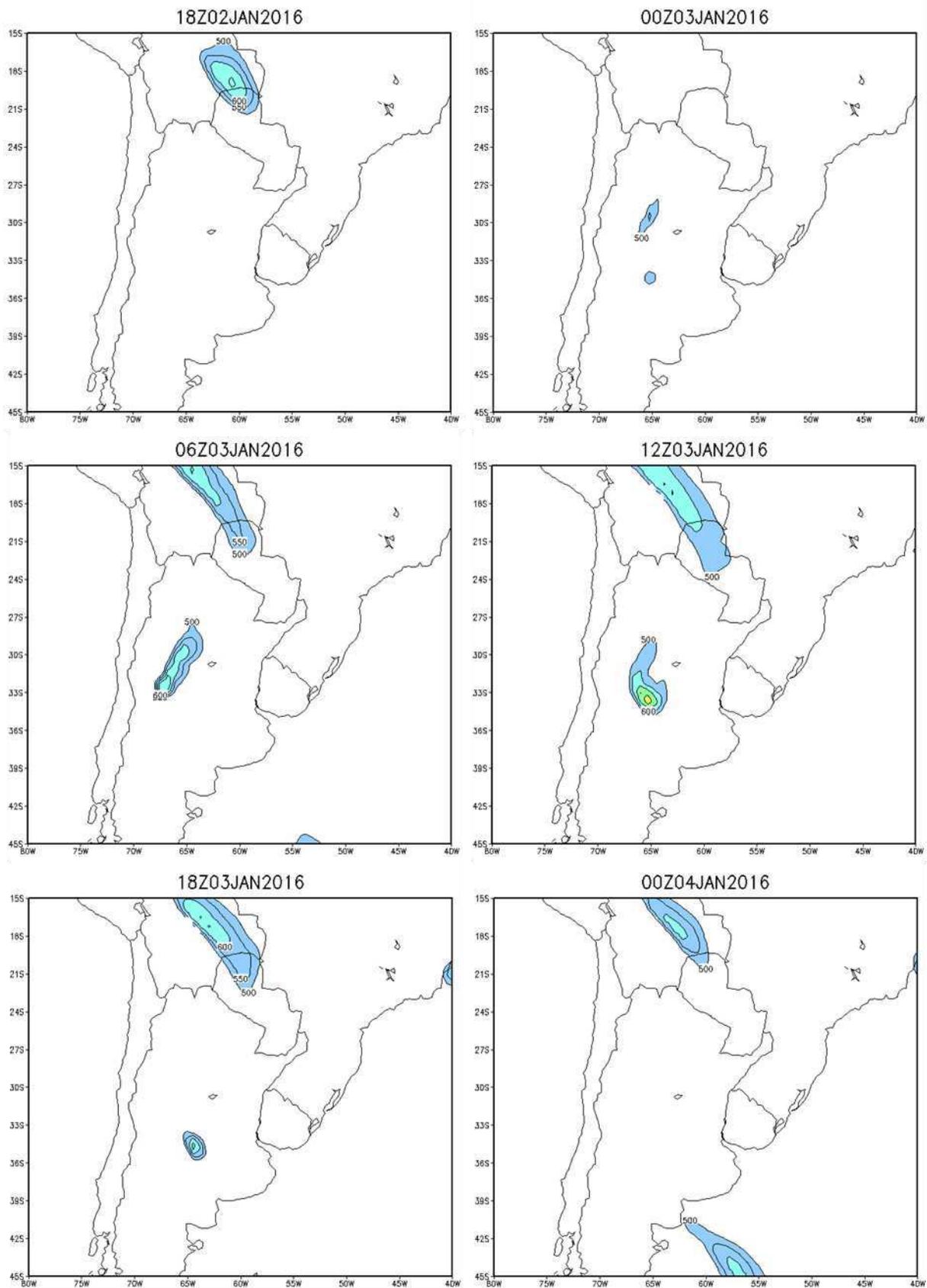


Figura 28: Magnitude superior a  $500 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  do transporte de umidade integrado na vertical. O intervalo entre as cores é de  $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Fonte: do autor.

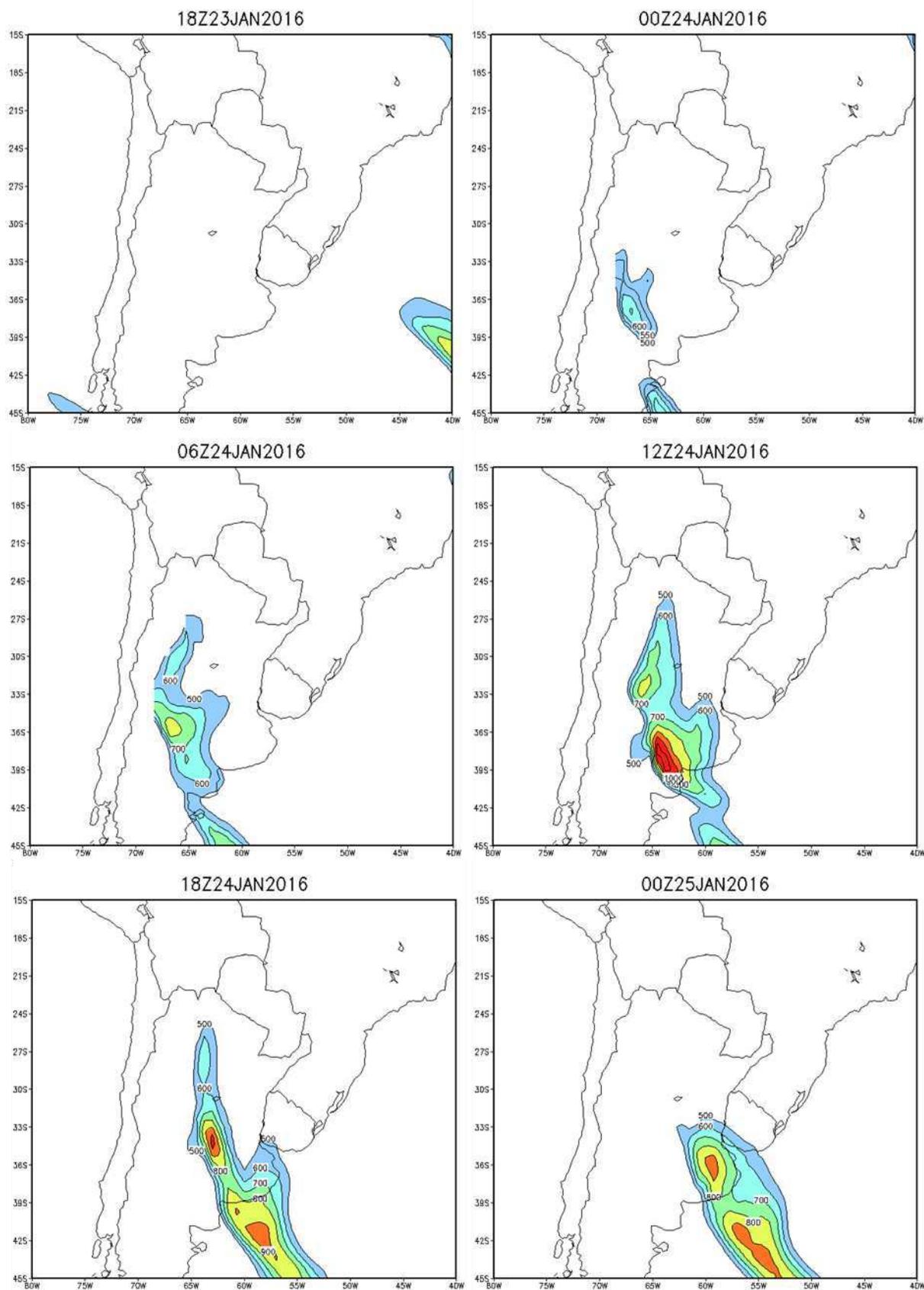


Figura 29: Magnitude superior a  $500 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  do transporte de umidade integrado na vertical. O intervalo entre as cores é de  $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Fonte: do autor.

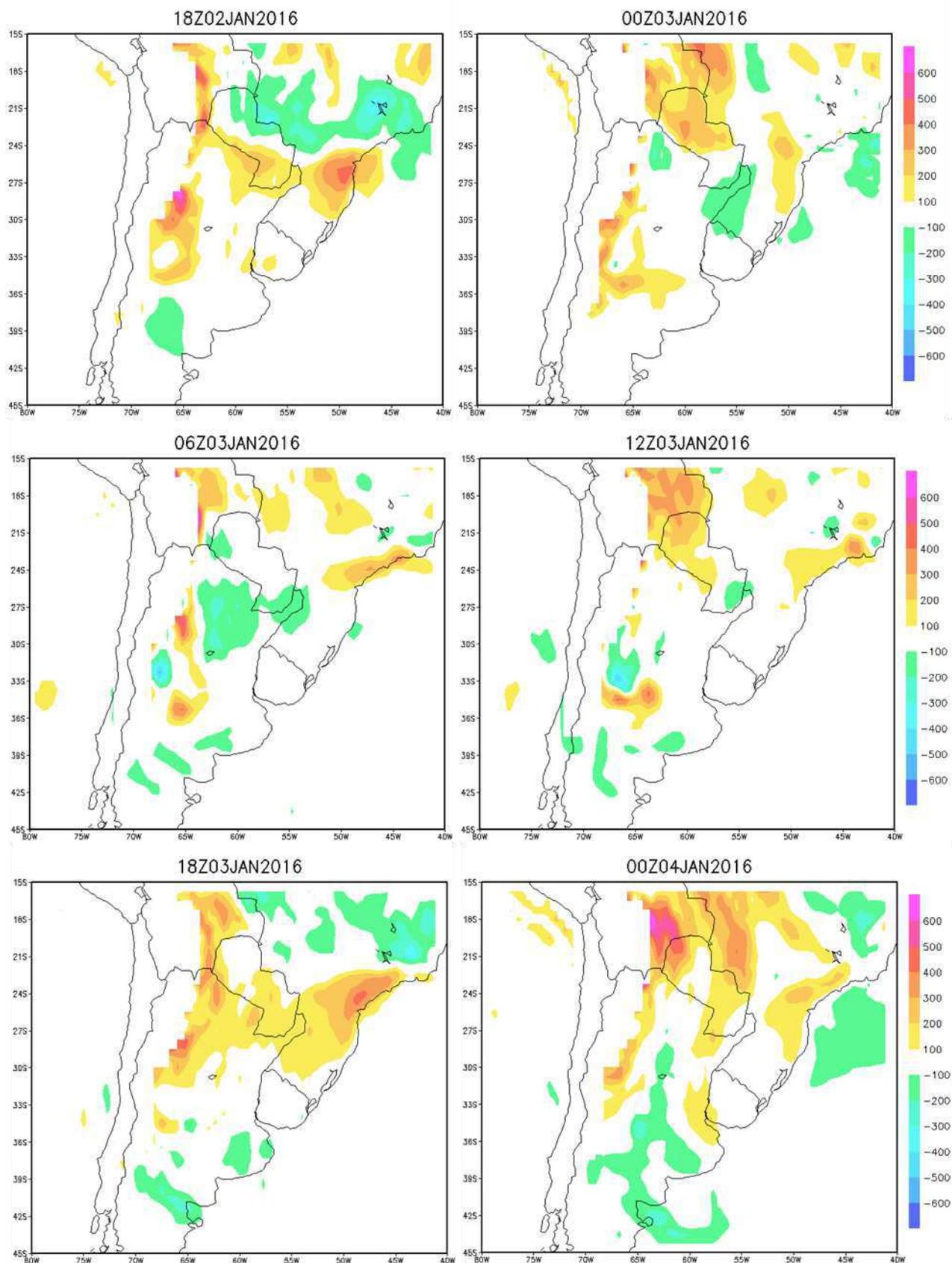


Figura 30: Magnitude do transporte geostrófico de umidade menos a magnitude do transporte real (cores, intervalo de  $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). Fonte: do autor.

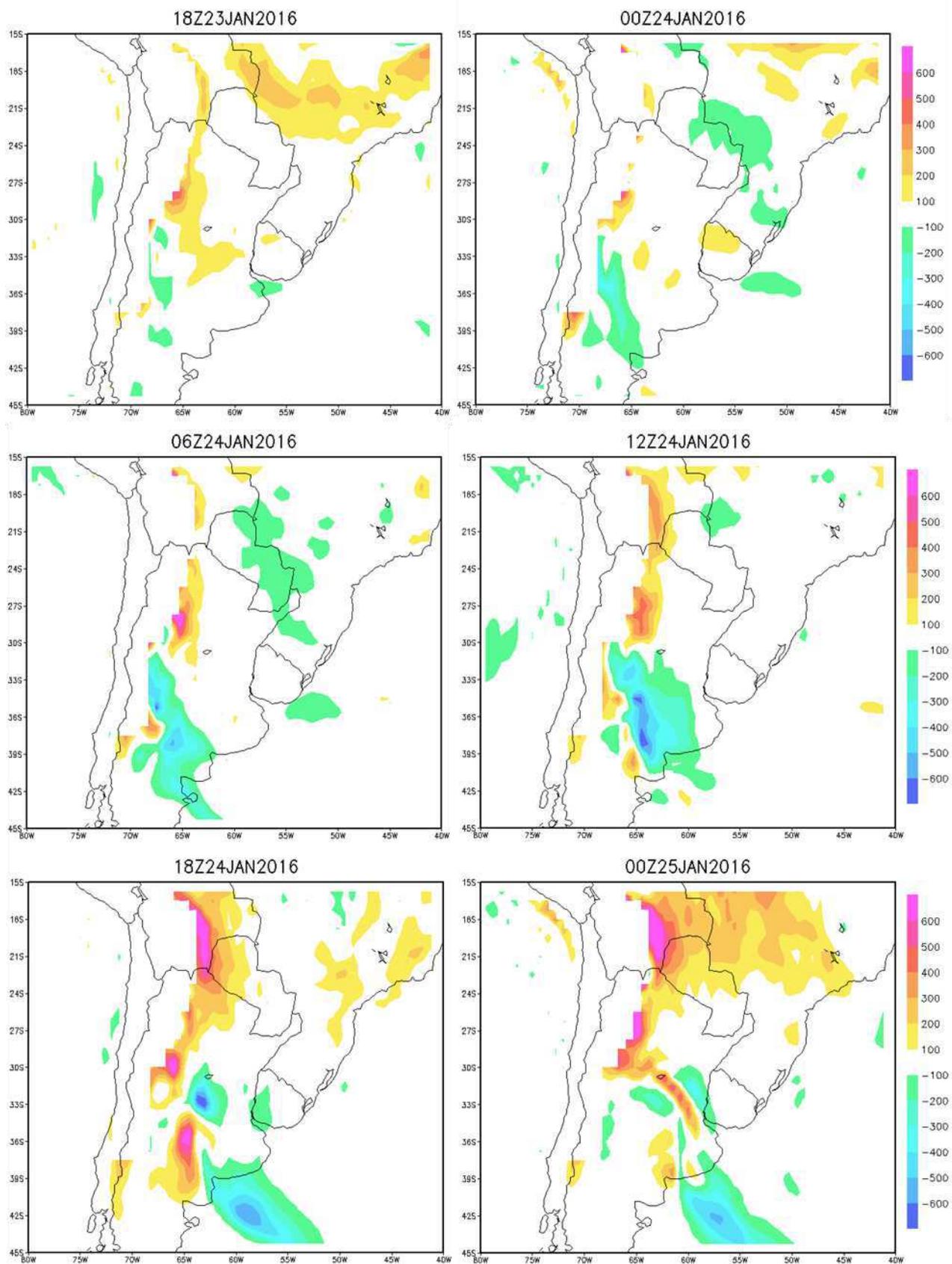


Figura 31: Magnitude do transporte geostrófico de umidade menos a magnitude do transporte real (cores, intervalo de  $100 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). Fonte: do autor.

Para o caso de forte ciclo diurno, a chuva esteve mais restrita espacialmente e distribuída mais ao norte e leste da BNOA (Figura 32 e Figura 33). Houve certa correspondência entre esses eventos de precipitação e elevada nebulosidade na região (Figura 34 e Figura 35). A descontinuidade das áreas de precipitação e a distribuição em formatos aproximadamente circulares evidenciaram natureza convectiva da chuva para o caso analisado, sendo uma característica bastante comum na região de estudo (ROMATSCHKE e HOUZE JR, 2013). Os maiores valores registrados foram acumulados superiores a 65 mm tanto no dia do evento investigado quanto no dia posterior.

No caso em que o ciclo diurno foi fraco, o maior transporte de umidade para os extratropicais alimentou as chuvas a sudeste da BNOA (Figura 36 e Figura 37). Diferentemente do caso anterior, a chuva esteve organizada diagonalmente e nos extratropicais, inicialmente entre 33°S e 42°S. Essa organização também foi percebida a partir da análise de imagens de satélites (Figura 38 e Figura 39). O maior valor de precipitação acumulada também foi superior a 65 mm. Essas chuvas foram provocadas por uma zona frontal que avançou para norte/nordeste a partir das 12Z do dia 24 de janeiro (Figura 21).

Como visto, a permanência da BNOA ao longo do dia contribuiu para que houvesse aceleração geostrofica do transporte de umidade para os extratropicais. Esse mesmo transporte contribuiu para que a frente fosse mais úmida, sendo ela responsável pela dissipação da BNOA a partir de 18Z de 24 de janeiro, devido características pós-frontais como baixa temperatura e alta pressão (GARREAUD, 2000; SELCUHI e SAULO, 2012).

Para entender o que estaria favorecendo a permanência da Baixa entre 23 e 24 de janeiro, investigaram-se as tendências de temperatura e essa tendência devido o efeito adiabático e da advecção de temperatura. Em Seluchi et al. (2003b), a compressão do ar devido o efeito *Föhn* foi descrito para um caso de inverno como mecanismo responsável pela formação da BNOA. Neste trabalho de dissertação, procurou-se saber se o aquecimento do ar devido à compressão adiabática poderia ser relevante para o caso do fraco ciclo diurno.

A Figura 40 e a Figura 41 serviram de base para comparar os termos de tendência da temperatura, advecção de temperatura e o termo adiabático da equação da energia termodinâmica para o “período noturno”, entre 00Z e 06Z e entre 06Z e 12Z, do caso de fraco e forte ciclo diurno. Escolheram-se esses intervalos, pois algum mecanismo estaria favorecendo a permanência da Baixa durante a noite e início da manhã, entre 23 e 24 de janeiro.

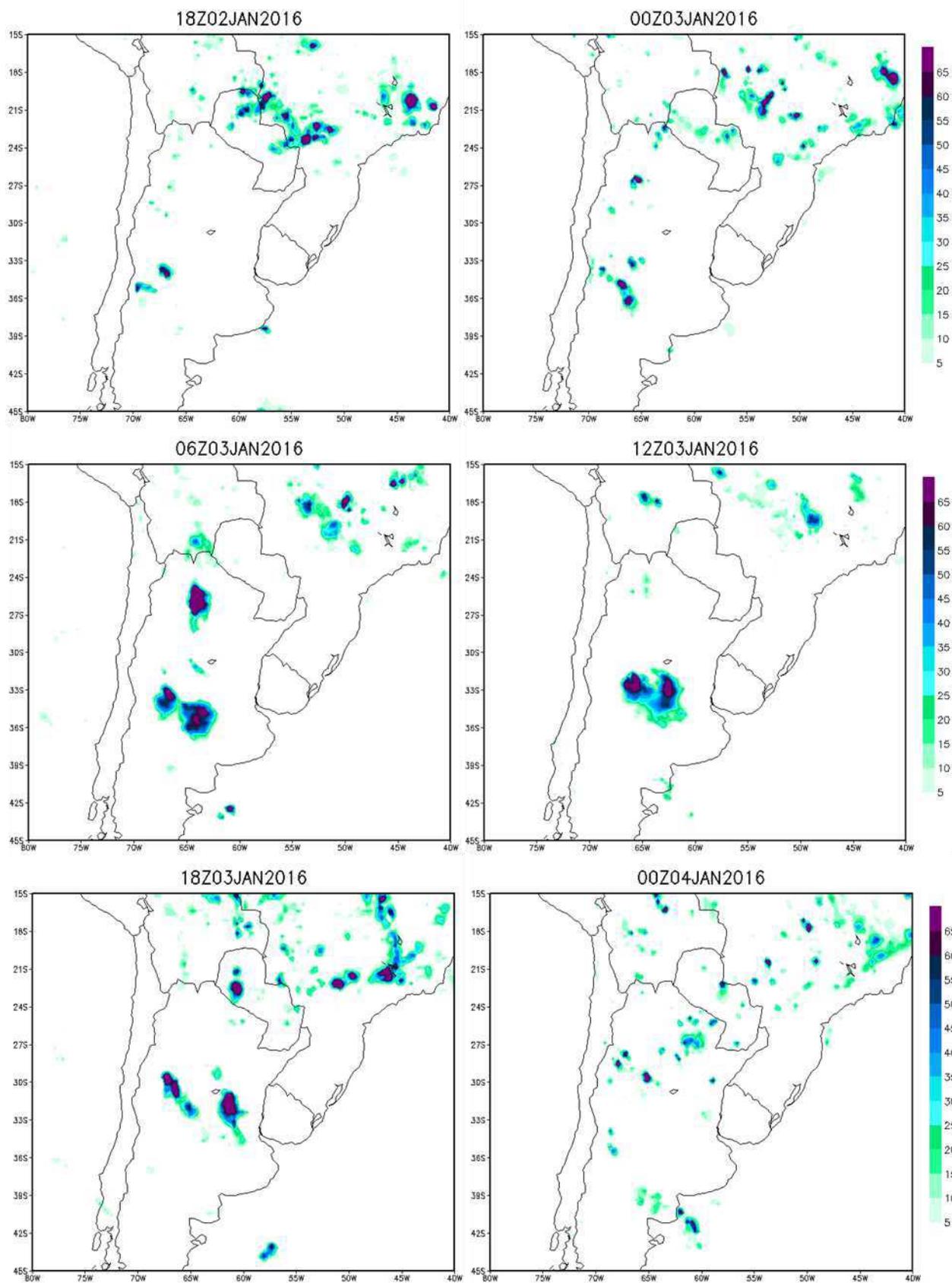


Figura 32: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.

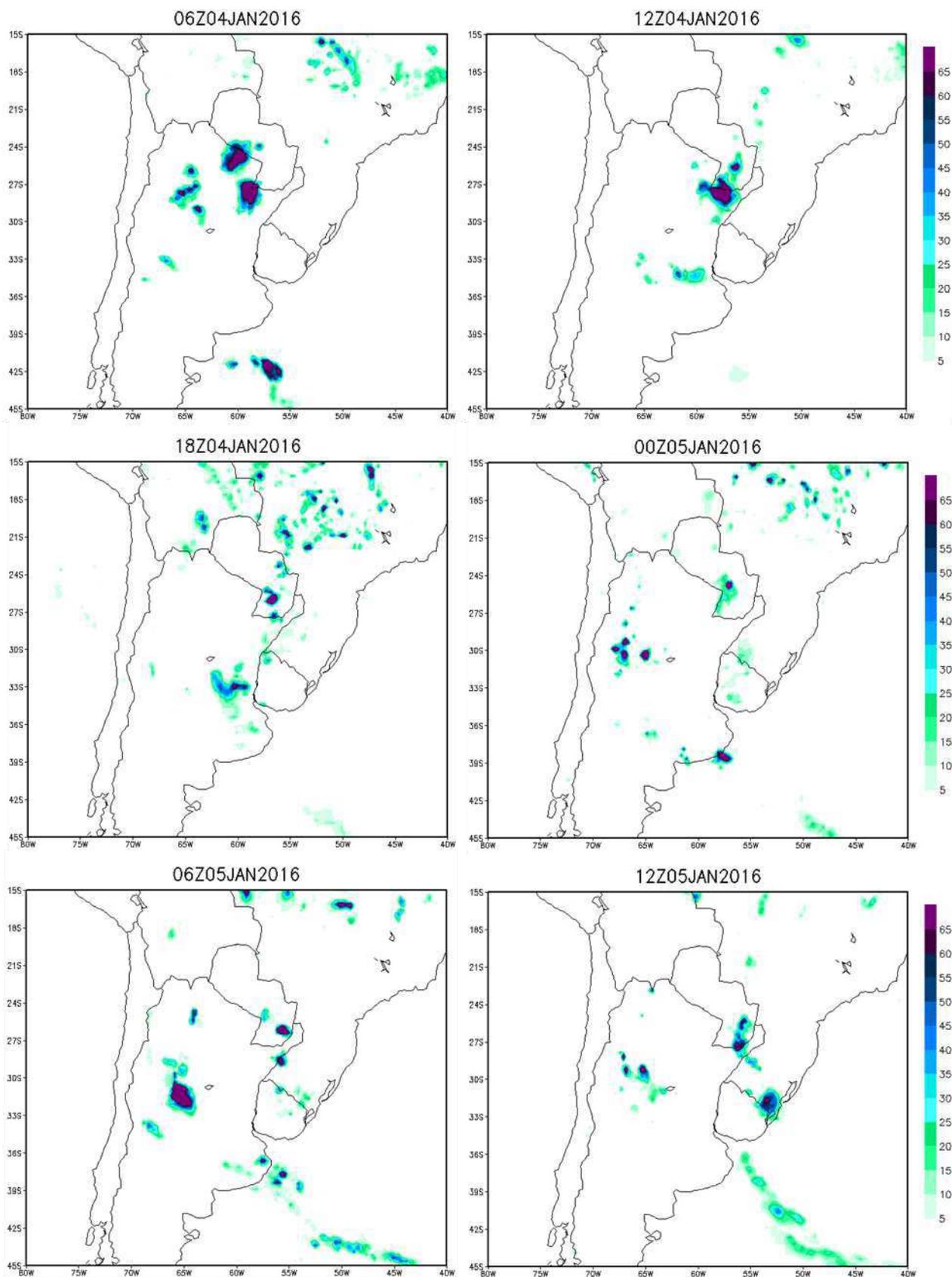


Figura 33: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.

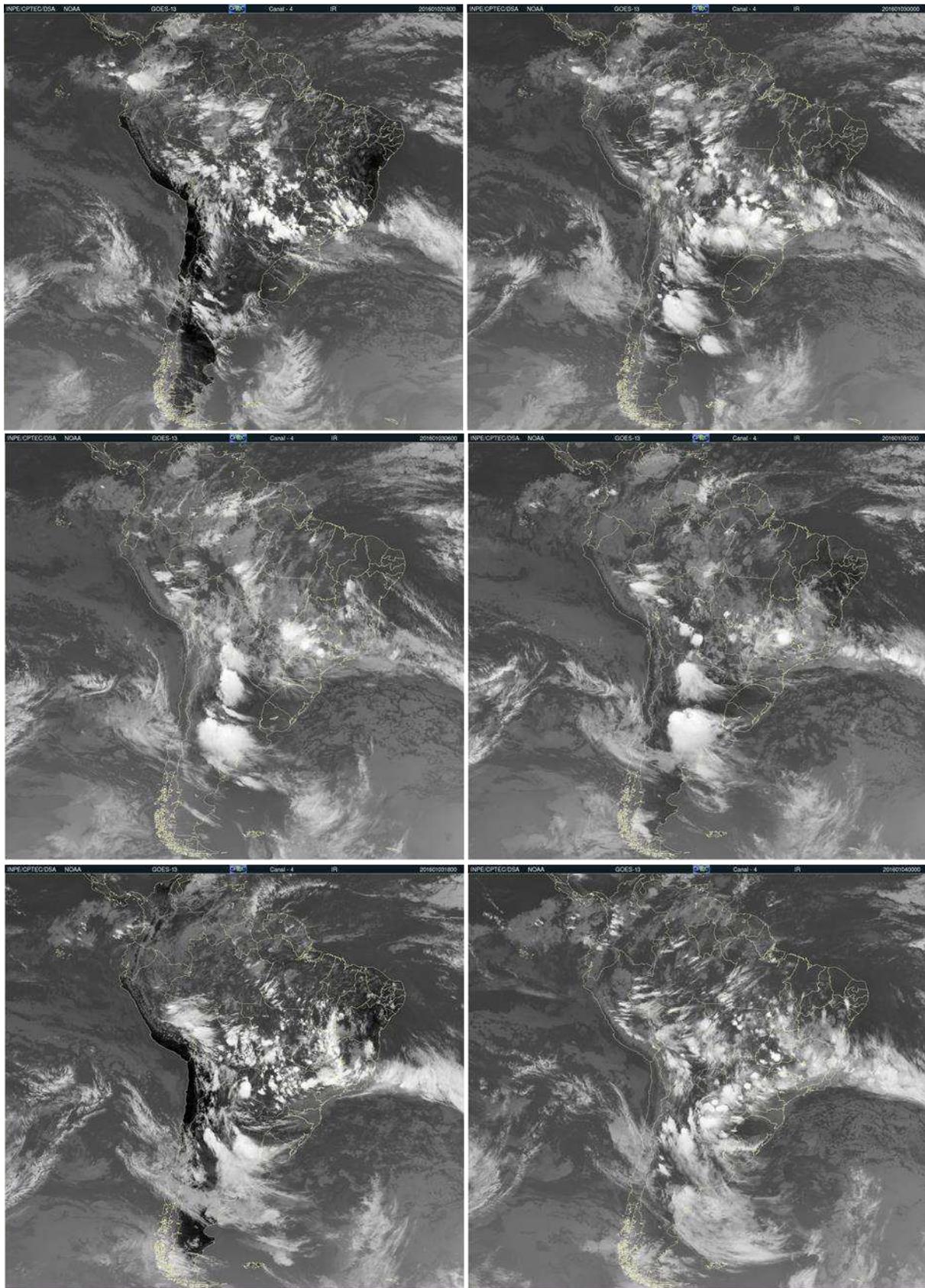


Figura 34: Imagens do Satélite GOES IR 4 de 18Z de 02/01/2016 (canto superior à esquerda) a 00Z de 04/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC.

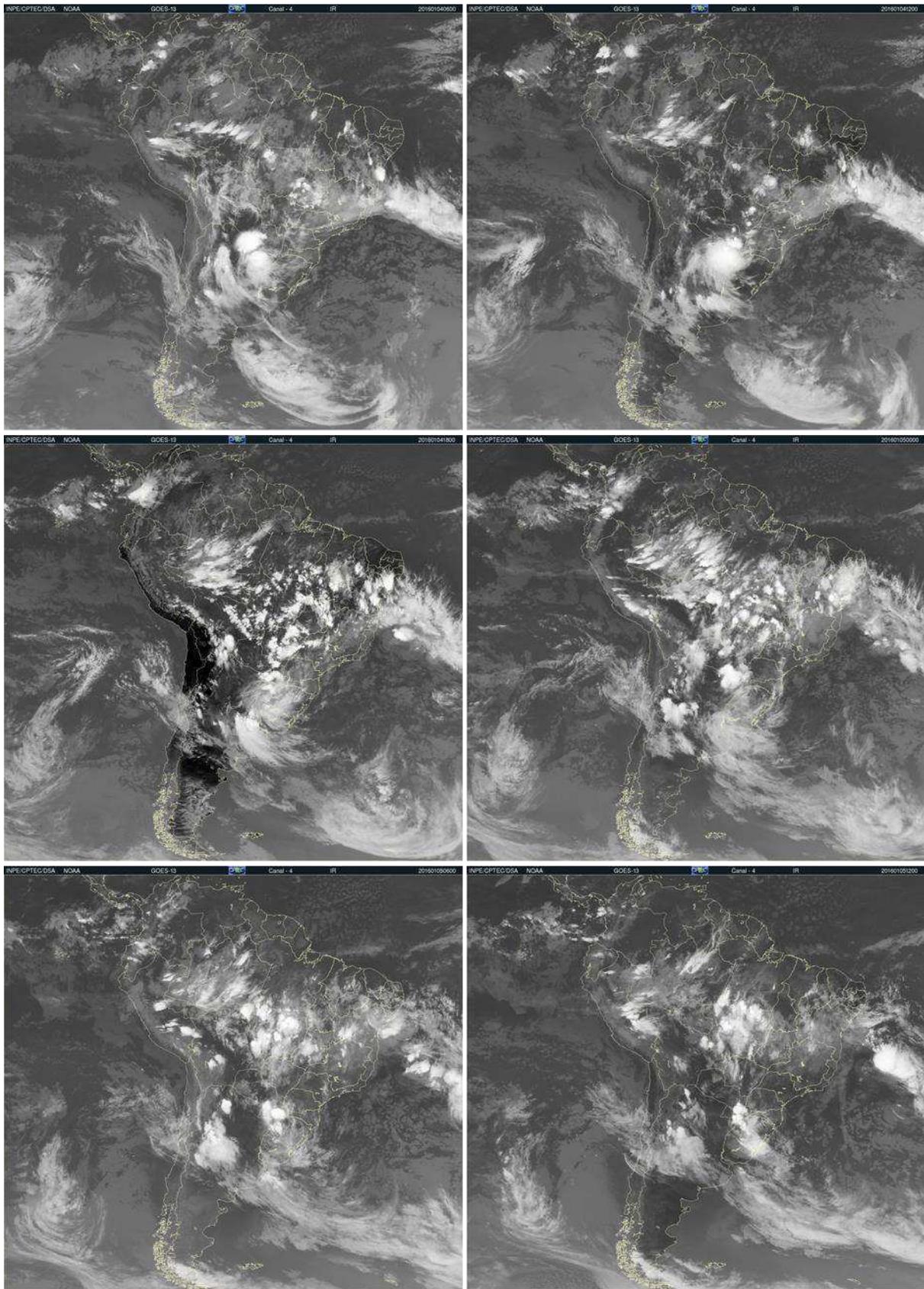


Figura 35: Imagens do Satélite GOES IR 4 de 06Z de 04/01/2016 (canto superior à esquerda) a 12Z de 05/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC.

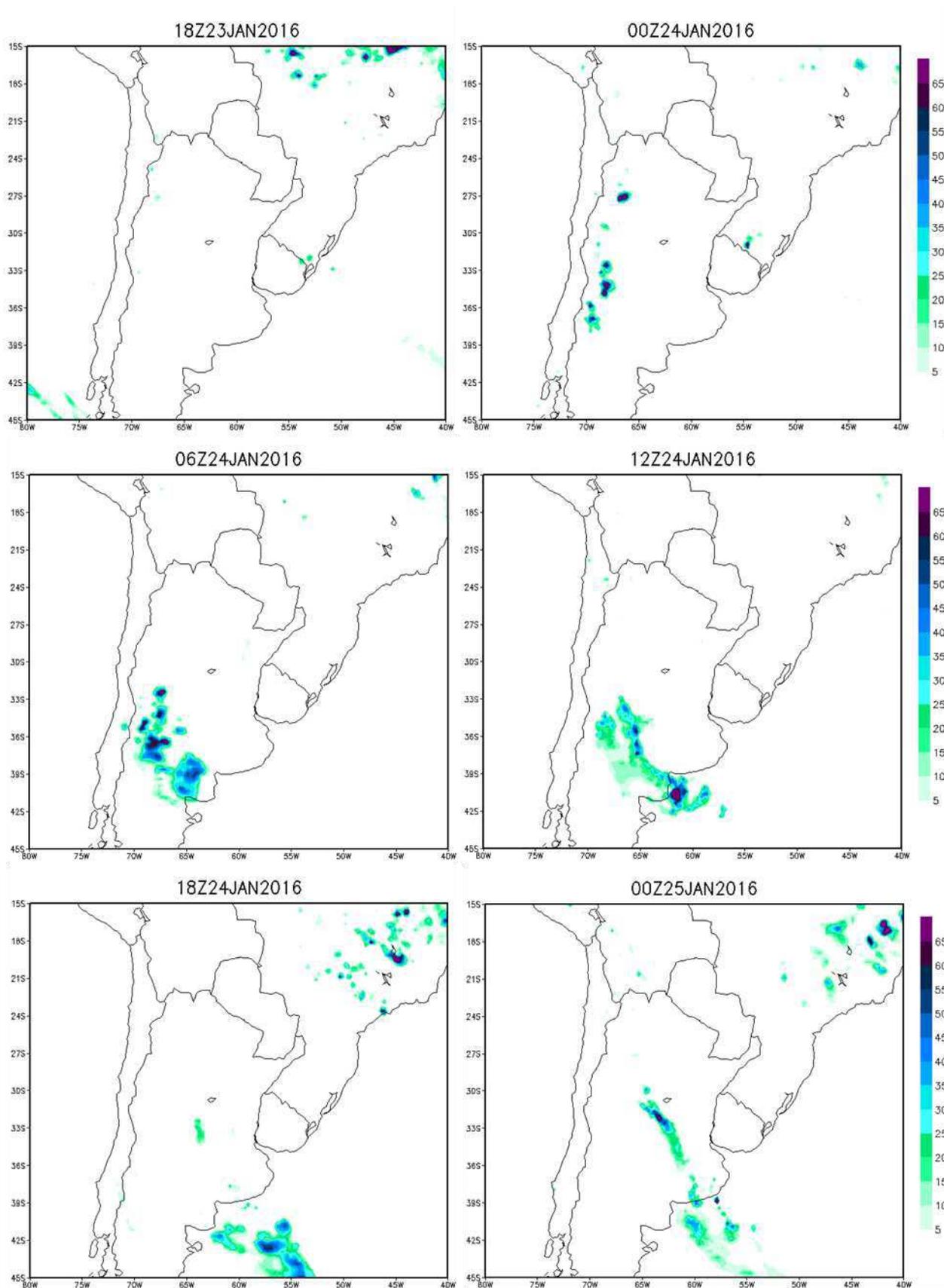


Figura 36: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ \text{ lat} \times 0,25^\circ \text{ lon}$  e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.

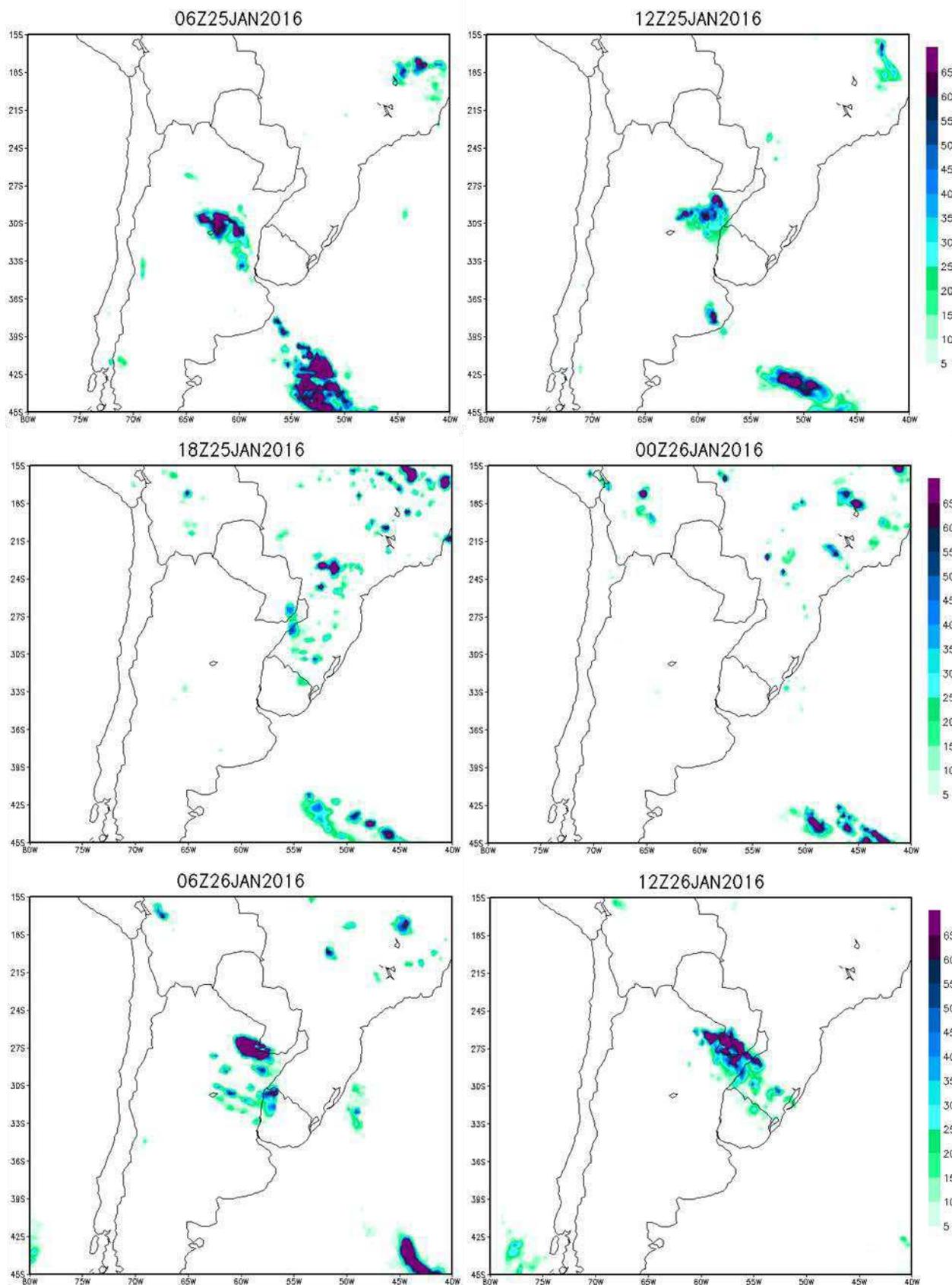


Figura 37: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ$  lat  $\times$   $0,25^\circ$  lon e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.

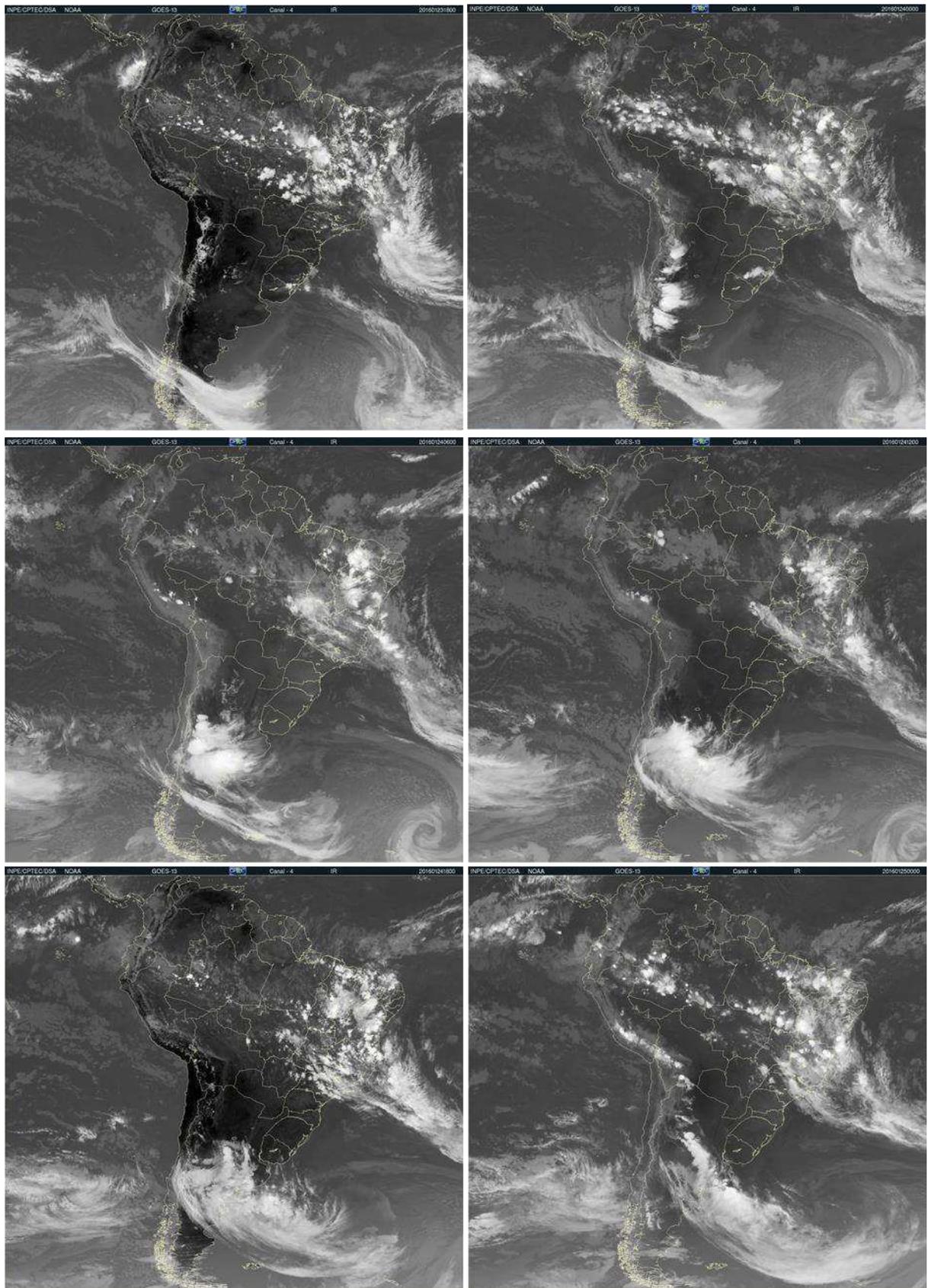


Figura 38: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 18Z de 23/01/2016 (canto superior à esquerda) a 00Z de 25/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC.

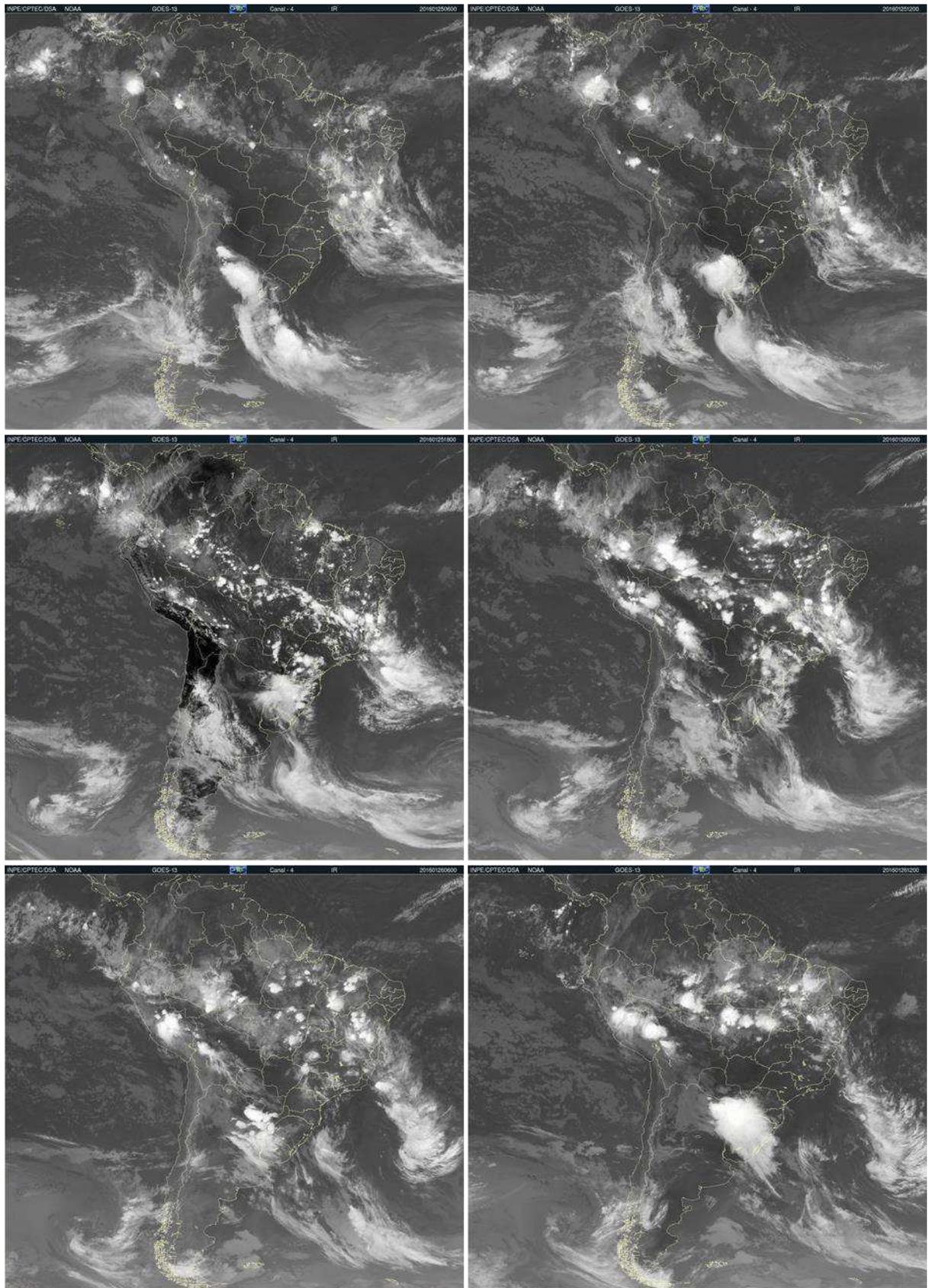


Figura 39: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 06Z de 25/01/2016 (canto superior à esquerda) a 12Z de 26/01/2016 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC.

Para o forte ciclo diurno, a tendência da temperatura na região da BNOA foi de resfriamento (Figura 40). A advecção de temperatura foi quente nessa mesma região devido presença de ventos de norte e nordeste que provinham de uma região de temperatura mais elevada. O termo adiabático contribuiu para o resfriamento enquanto que na região do Uruguai e Sul do Brasil a contribuição foi de aquecimento.

No caso do fraco ciclo diurno, a tendência da temperatura também foi de resfriamento no lado leste da Cordilheira dos Andes, sendo que essa tendência foi aumentada entre 06Z e 12Z (Figura 41). Para esse caso, a advecção de temperatura descreveu presença de um sistema frontal com movimento direcionado para nordeste e que se aproximou da região central da Argentina. Na retaguarda desse sistema frontal, a advecção foi fria enquanto que na vanguarda a advecção foi quente.

Sabe-se que na vanguarda de uma frente fria, o movimento vertical é ascendente (CAVALCANTI E KOUSKY, 2009) e por expansão adiabática ocorre resfriamento do ar (HOLTON, 1992), enquanto que na retaguarda, o movimento vertical é descendente (CAVALCANTI E KOUSKY, 2009) e por compressão adiabática ocorre aquecimento do ar (HOLTON, 1992). Os valores de aquecimento e resfriamento do termo adiabático foram compatíveis a esse movimento vertical ascendente e descendente entre 06 e 12Z do dia 24.

Não foi encontrada contribuição direta do termo adiabático para a tendência de aquecimento da BNOA na madrugada do dia 24 de janeiro (Figura 41). O lado leste dos Andes apresentou tendência de resfriamento nesse período e o termo adiabático não apresentou um sinal claro. Porém, o movimento vertical é um campo na reanálise que apresenta ruídos, sendo o termo adiabático função desse movimento.

O declínio da baixa pressão em superfície anteriormente à passagem de sistemas frontais foi descrito por Seluchi e Garreaud (2012). Tais autores apontaram que esses sistemas são mecanismos importantes para a variabilidade da pressão no noroeste argentino e relevantes para que a BNOA tenha elevada variabilidade latitudinal de seu núcleo.

Ferreira (2008) indicou que sistemas baroclínicos também contribuem para a dissipação da BNOA, devido advecção fria na retaguarda da zona frontal. O avanço do cavado no centro sul Argentina para nordeste dissipou progressivamente a BNOA no final do dia 24 de janeiro, enquanto que núcleo de temperatura mais elevada e mais baixa pressão foi deslocado para norte, região da BCH, aproximadamente em 12 horas após a intensificação da BNOA (ver Figura 21).

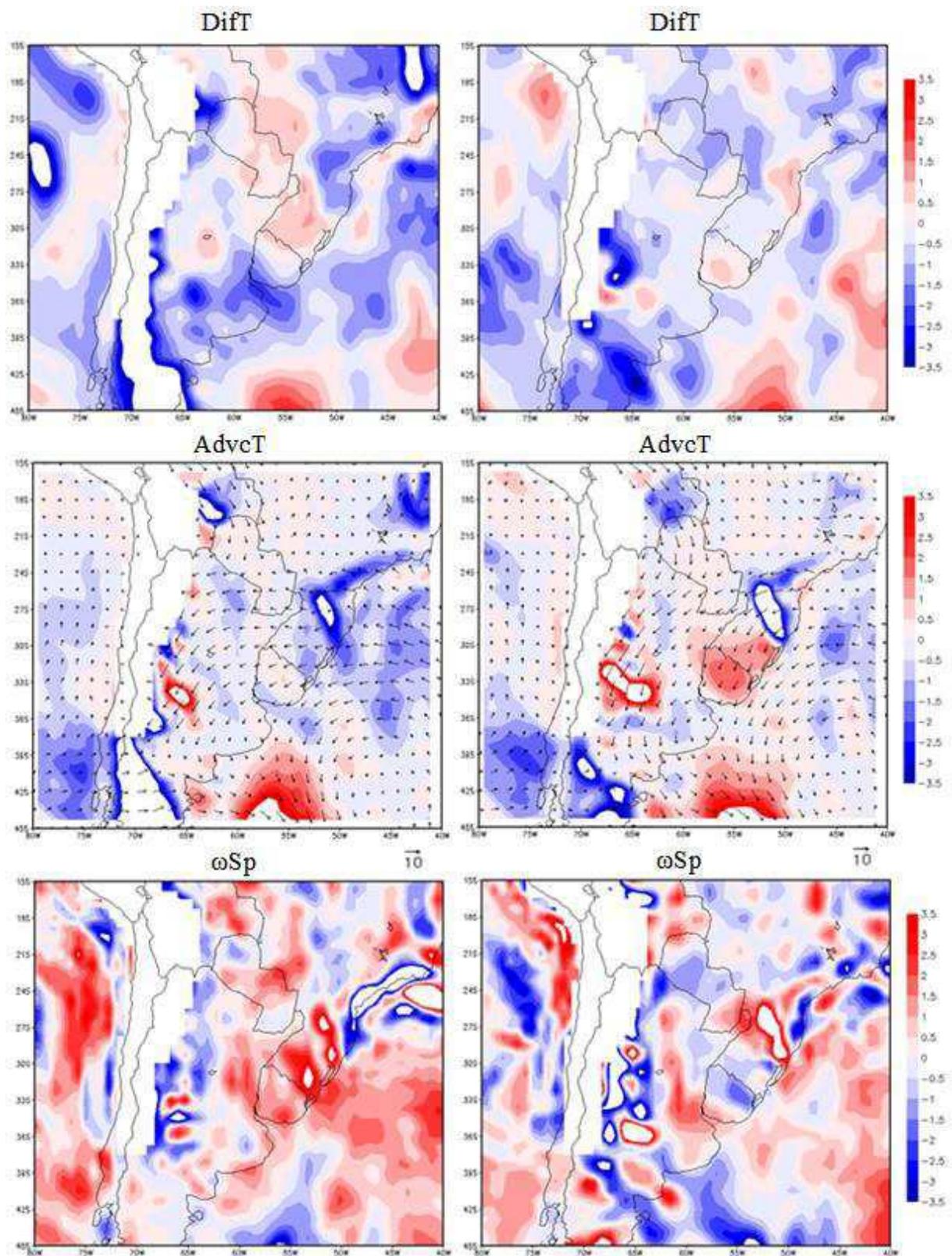


Figura 40: Tendência da temperatura (DifT), advecção de temperatura (AdvcT) e o termo adiabático de aquecimento ou resfriamento ( $\omega Sp$ ), todos em cores (intervalo de  $0,5^{\circ}\text{C}$ ) e em  $850\text{ hPa}$ . As setas representam o vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). As imagens da esquerda (direita) são os campos acima entre 00Z e 06Z (06Z e 12Z) de 24 de janeiro de 2016. Foi colocada uma máscara branca para cobrir valores que em módulo superassem  $3,5^{\circ}\text{C}$ . Fonte: do autor.

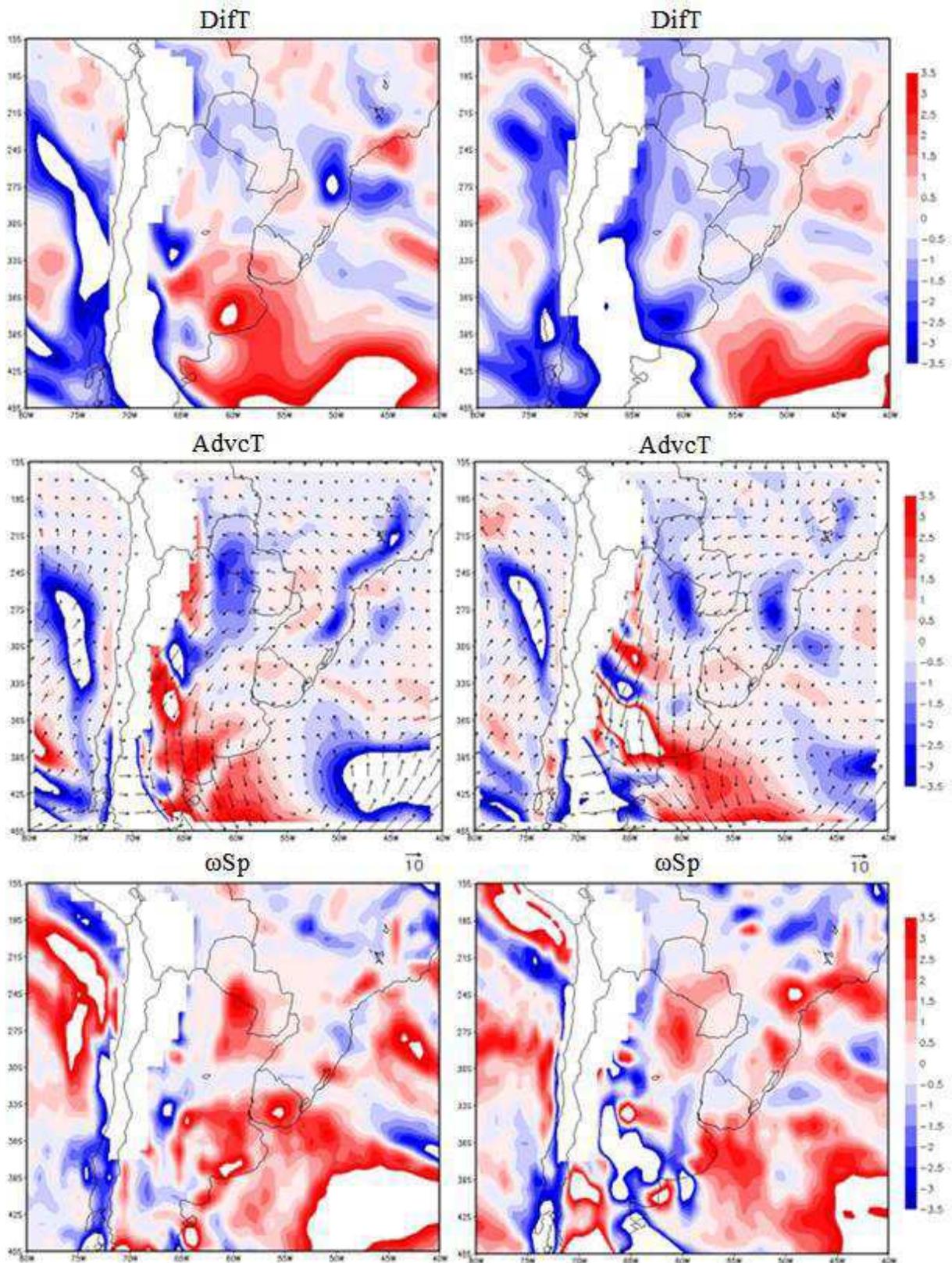


Figura 41: Tendência da temperatura (DifT), advecção de temperatura (AdvcT) e o termo adiabático de aquecimento ou resfriamento ( $\omega Sp$ ), todos em cores (intervalo de  $0,5^{\circ}C$ ) e em  $850 hPa$ . As setas representam o vento ( $m s^{-1}$ ). As imagens da esquerda (direita) são os campos acima entre 00Z e 06Z (06Z e 12Z) de 24 de janeiro de 2016. Foi colocada uma máscara branca para cobrir valores que em módulo superassem  $3,5^{\circ}C$ . Fonte: do autor.

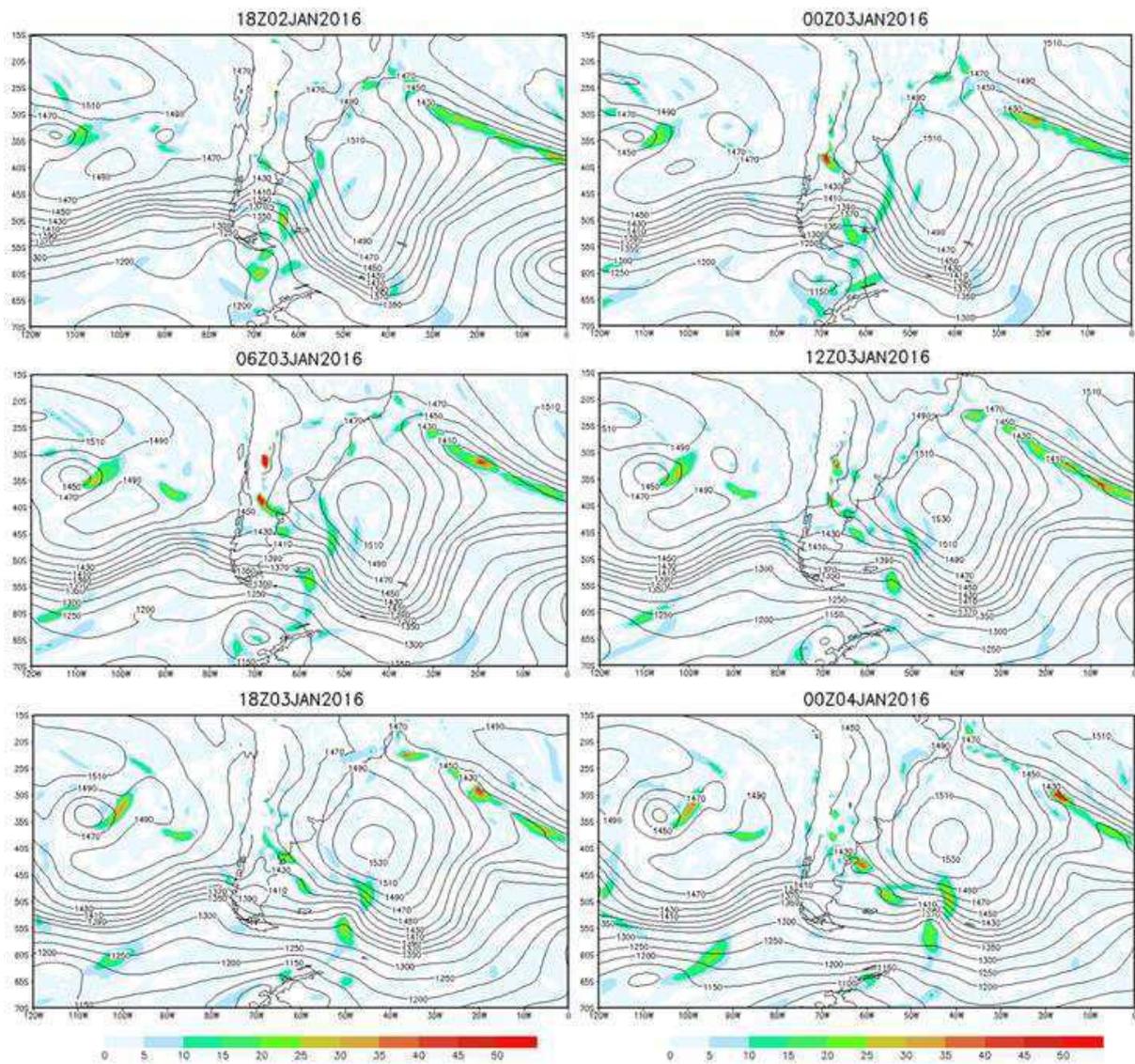


Figura 42: Frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ( $K 100 km^{-1} dia^{-1}$ ) calculada pelo método FG3 de Ninomiya (1984) em cores e altura geopotencial ( $m$ ) em contornos, em  $850 hPa$ . Fonte: do autor.

Foi calculada e comparada a frontogênese para o caso de forte e fraco ciclo diurno, segundo a metodologia de Ninomiya (1984). O resultado apresentado é para o método FG3 (ver seção 5.1.7), pois a frontogênese obtida por esse método está associada ao escoamento zonal de grande escala e tem principalmente contribuição pela deformação do vento no campo de temperatura potencial equivalente.

Para o forte ciclo diurno (Figura 42), valores elevados de frontogênese sobre a Argentina ocorreram em 00Z e 06Z do dia 3 de janeiro. A frontogênese ocorreu na vizinhança da Sela da Argentina, em torno de  $40^{\circ}S$  e  $69^{\circ}W$ , condizente com a região de máxima frontogênese na América do Sul (ARRAUT, 2008; ARRAUT e BARBOSA, 2009; REBOITA et al., 2010). Apesar disso, o fato da não permanência da Baixa ou sua

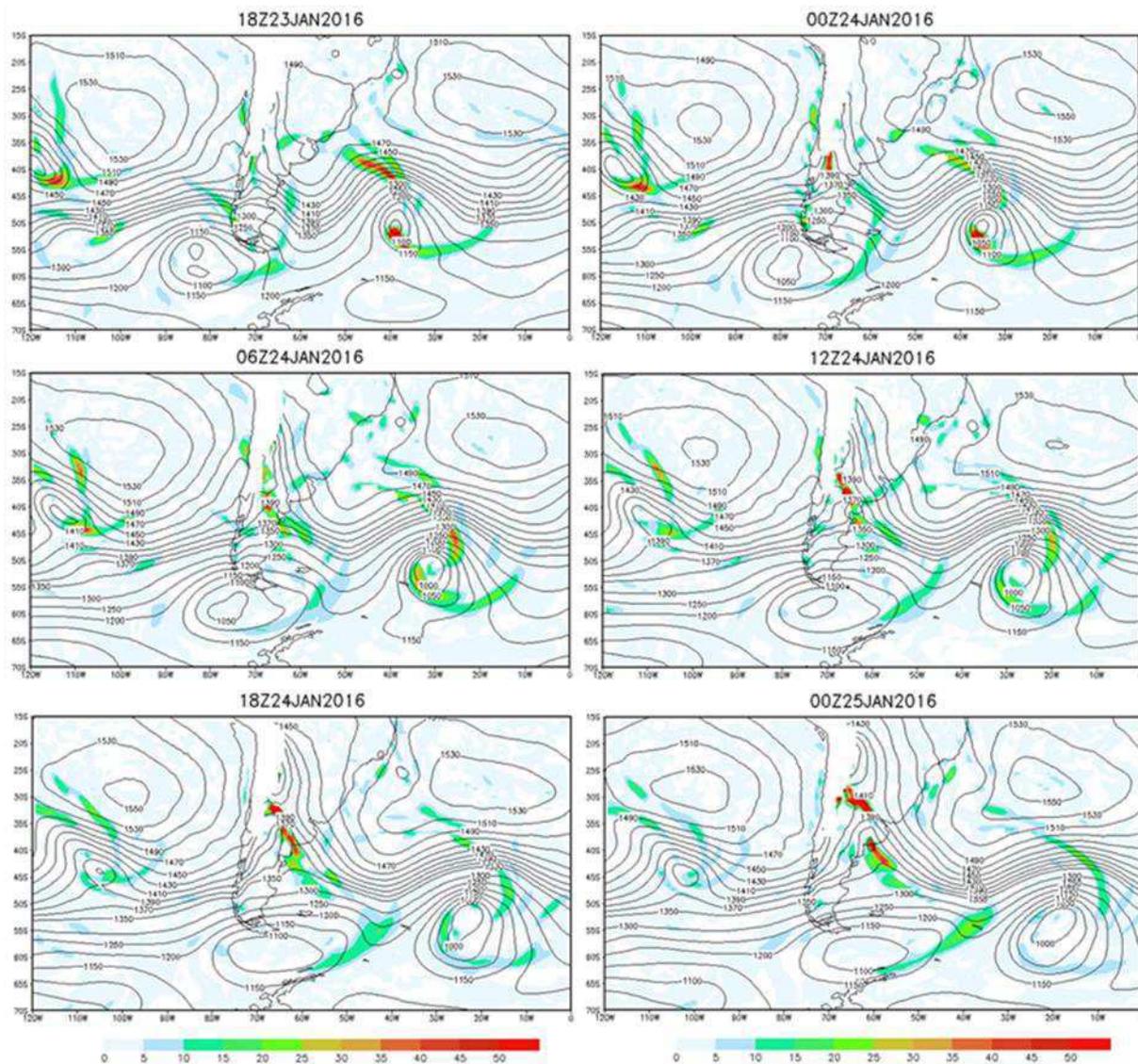


Figura 43: Frontogênese por deformação em temperatura potencial equivalente ( $K 100 km^{-1} dia^{-1}$ ) calculada pelo método FG3 de Ninomiya (1984) em cores e altura geopotencial ( $m$ ) em contornos, em 850 hPa. Fonte: do autor.

desintensificação durante a noite, não permitiu com que a Sela da Argentina fosse bem desenvolvida ao longo do dia. No sudeste da Sela há aproximação de massas de ar contrastantes quanto o conteúdo de calor e umidade e máxima advecção fria, sendo essa situação favorável à frontogênese (ARRAUT, 2008; ARRAUT e BARBOSA, 2009; ARRAUT et al., 2017). A não aparição da Sela ou sua desorganização diminuiu esse contraste o que provavelmente diminuiu as chances de haver frontogênese ou que houvesse frontogênese menos intensa e menos úmida.

Para o fraco ciclo diurno foi observada uma longa faixa de frontogênese que vai desde 32°S a 42°S, sendo máxima em 18Z do dia 24 e 00Z do dia 25 de janeiro (Figura 43). A frontogênese em questão representa bem o início de desenvolvimento do sistema frontal abordado em parágrafos anteriores. Nesse exemplo, o cavado no centro sul da Argentina se

movimenta depressa e é amplificado à medida que o sistema frontal avança para nordeste e leste.

Elevada temperatura potencial equivalente para o caso de forte ciclo diurno atingiu os extratropicos, porém sobre o oceano e em todos os horários (Figura 44). A região da BNOA teve valores acima de  $358\text{ K}$  que abrangeu uma área maior durante o dia, quando a BNOA esteve bem formada. Não foi observado um ciclo diurno “bem” marcado no campo de temperatura potencial equivalente, pois essa temperatura leva em consideração a quantidade de calor latente que a parcela de ar contém (BOLTON, 1980). A região de máximo contraste de temperatura potencial equivalente sobre o continente foi uma estreita faixa diagonal noroeste-sudeste entre  $37^{\circ}\text{S}$  e  $41^{\circ}\text{S}$ , mantendo-se assim basicamente em todos os horários.

Para o fraco ciclo diurno valores elevados de temperatura potencial equivalente também atingiram os extratropicos (Figura 45). Os valores máximos e mais ao sul foram de  $326\text{ K}$ . É interessante observar que para esse caso, a “língua” de elevada temperatura potencial equivalente alcançou os extratropicos sobre o continente, especificadamente em 18Z do dia 23 de janeiro e 00Z do dia 24 de janeiro. O fluxo acelerado geostroficamente devido à permanência da Baixa alcançou a região extratropical, levando maior quantidade de calor e umidade. Semelhante ao caso de forte ciclo diurno, os maiores valores de temperatura potencial equivalente na região da Baixa superaram  $358\text{ K}$  e abrangeram uma área maior durante os horários mais quentes (18Z e 00Z), caracterizando esse caso como de elevado aquecimento dos subtrópicos.

Em altos níveis, para o forte ciclo diurno, o JST esteve mais a sul e com magnitude máxima de  $51\text{ m s}^{-1}$  em 18Z de 3 de janeiro (Figura 46). É verificada aproximação de um cavado com direção para leste desde o Oceano Pacífico, mas que se movimenta mais lentamente e não chega completamente a cruzar a Cordilheira dos Andes até o último horário analisado.

Para o caso de fraco ciclo diurno, em 18Z de 23 de janeiro ocorre aproximação de uma baixa em altos níveis desde o Oceano Pacífico com direção para leste e núcleo em  $35^{\circ}\text{S}$  e  $79^{\circ}\text{W}$  (Figura 47). Essa baixa cruza os Andes e 30 horas após está em  $35^{\circ}\text{S}$  e  $64^{\circ}\text{W}$ . A altura geopotencial mínima no centro dessa baixa é  $9400\text{ m}$  quando esta se encontra sobre a Cordilheira dos Andes. À medida que atravessa a Cordilheira, é gradualmente enfraquecida. A magnitude do vento mais intensa esteve entorno de  $42\text{ m s}^{-1}$  na periferia da baixa em altos níveis, sinalizando a posição do JST.

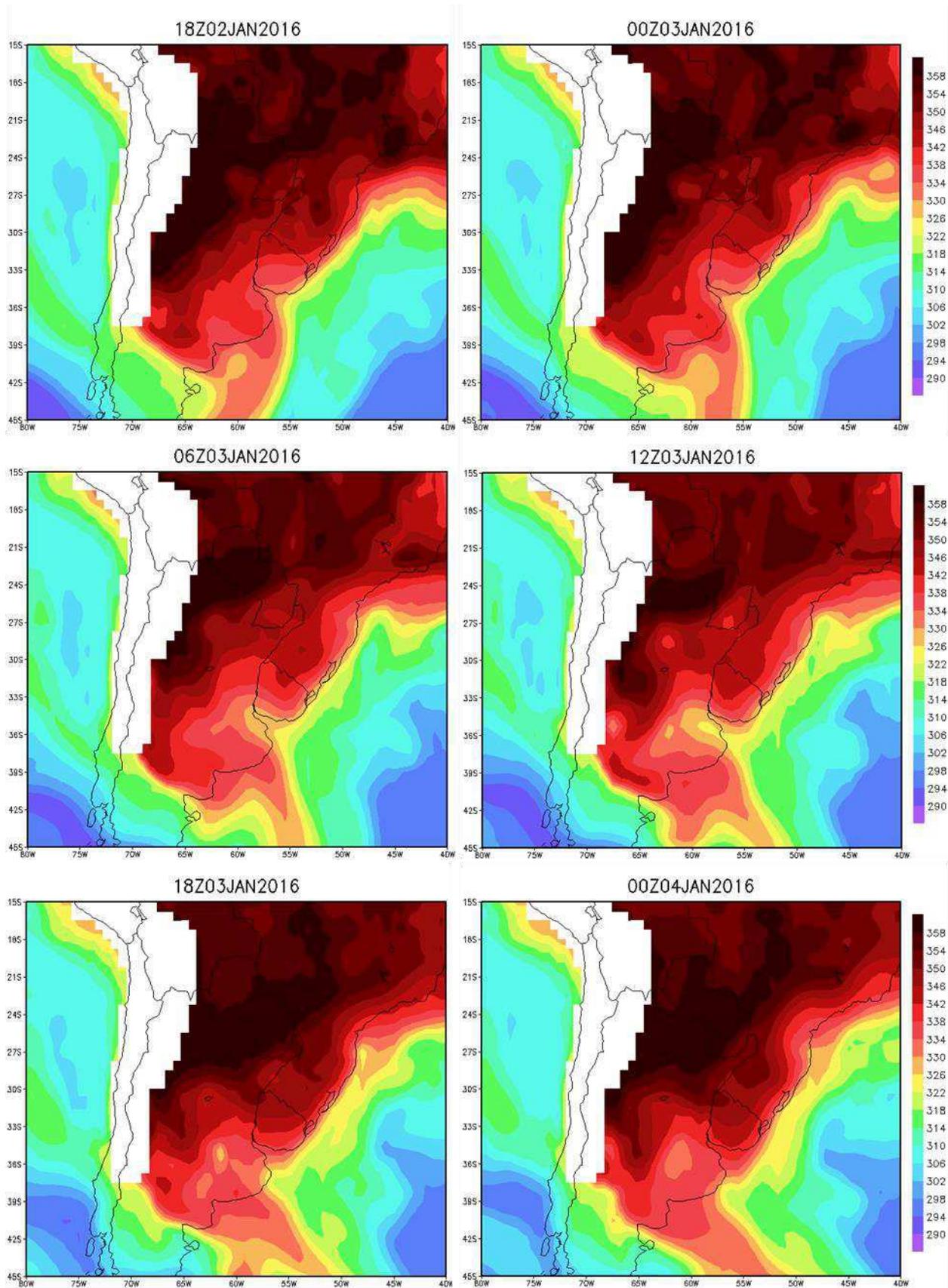


Figura 44: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.

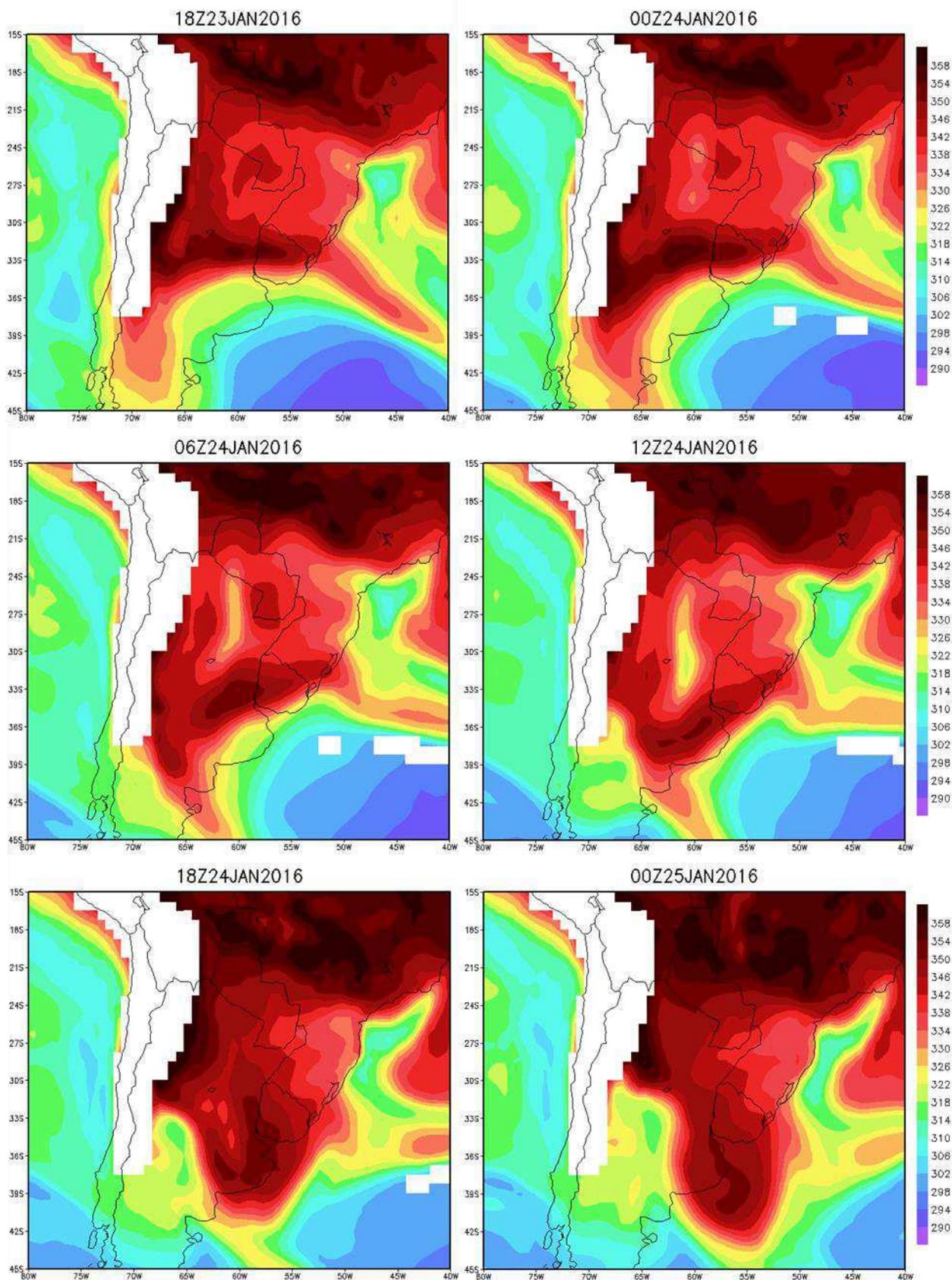


Figura 45: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.

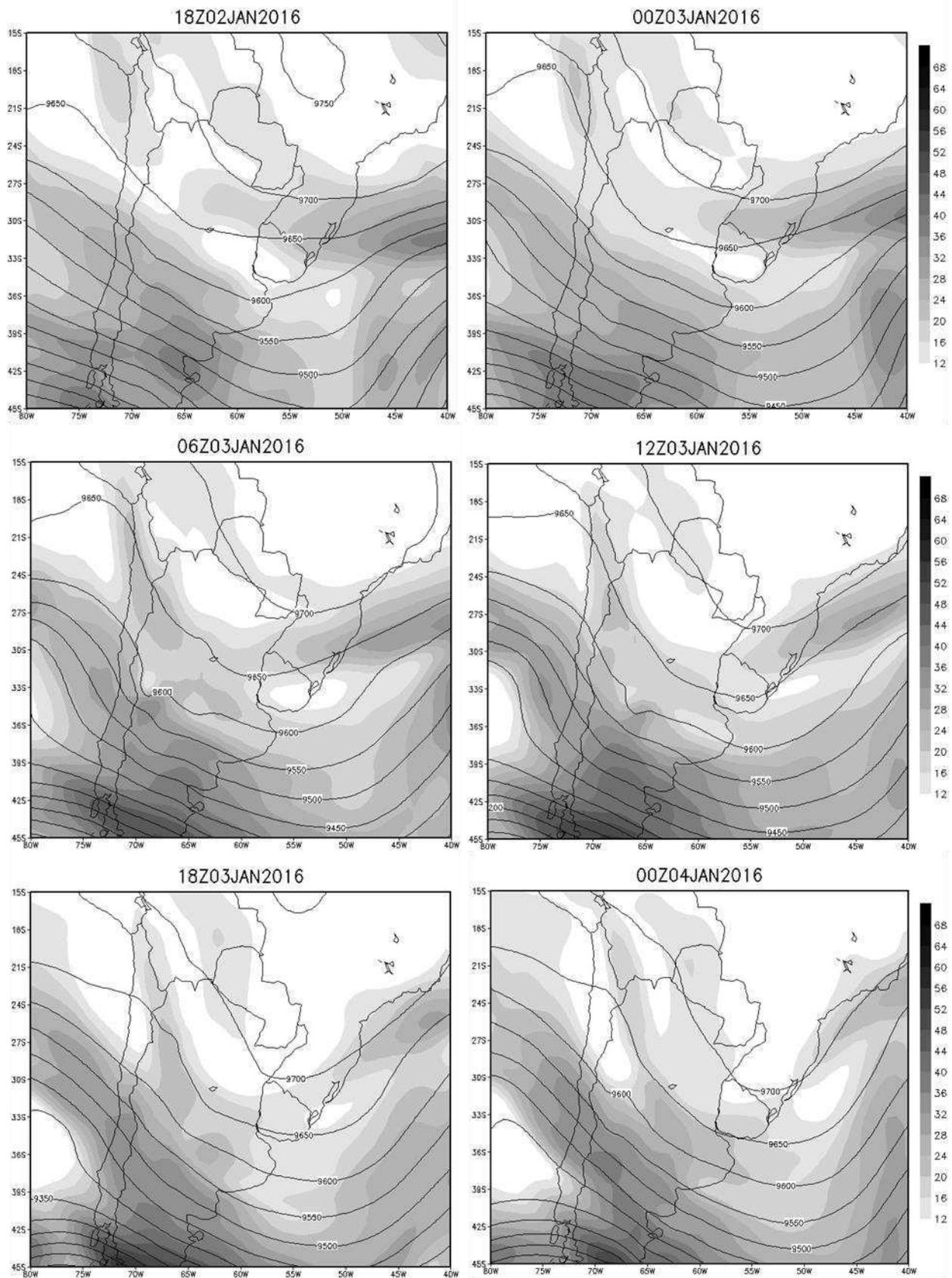


Figura 46: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 50 m) e magnitude do vento (cores, intervalo de  $3 m s^{-1}$ ) a partir de  $12 m s^{-1}$ , em 300 hPa. Fonte: do autor.

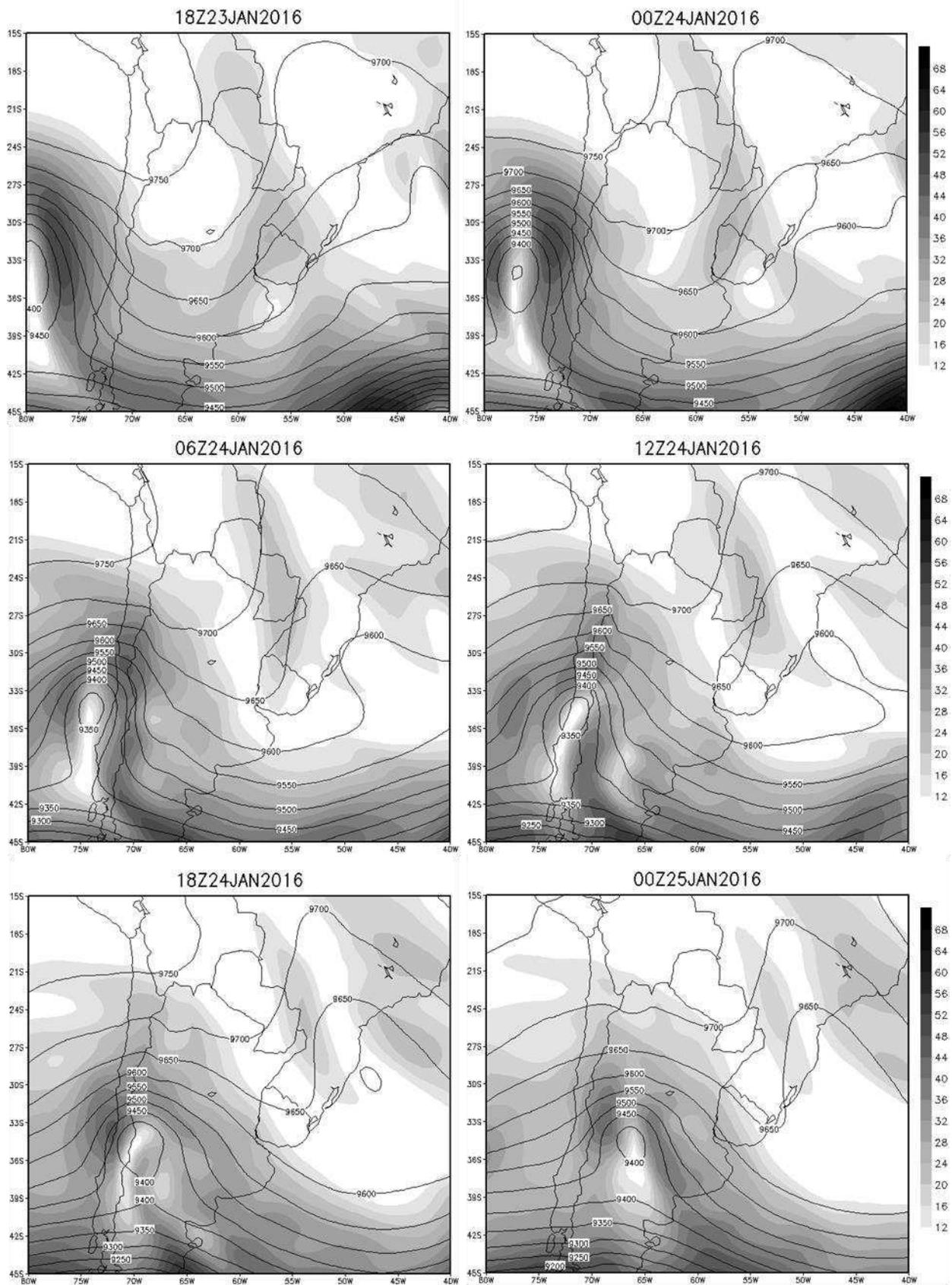


Figura 47: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 50 m) e magnitude do vento (cores, intervalo de 4 m s<sup>-1</sup>) a partir de 12 m s<sup>-1</sup>, em 300 hPa. Fonte: do autor.

## 6.3 Estudos de Casos

### 6.3.1 Sistema Convectivo de Mesoescala e a Sela da Argentina

Em imagens do satélite GOES canal IR 4 foi verificado expressiva nebulosidade com formato quase circular em torno de  $36^{\circ}\text{S}$  e  $64^{\circ}\text{W}$ , que foi produto da formação de SCM em 18Z de 21 de dezembro de 2015 e em 00Z de 22 de dezembro de 2015 (Figura 48). Esses horários foram indicados por Salio et al. (2007) como os de maior frequência de ocorrência de CCM nos subtrópicos da América do Sul.

A nebulosidade persistiu ao longo de 22/12/2015 e abrangeu grande parte o Rio Grande do Sul (Brasil), Uruguai e região do Rio da Prata. No horário de 18Z desse mesmo dia foram verificados aglomerados de nuvens quase circulares sobre o Uruguai, porém imersos em uma grande faixa de nebulosidade (Figura 48).

A nebulosidade na região de formação e desenvolvimento dos SCM foi identificada e classificada como de tempestade severa com categoria estável (Figura 49), segundo o algoritmo FORTRACC desenvolvido e aplicado pelo CPTEC/INPE. Essa categoria de tempestade severa indica que o sistema convectivo não apresenta sinais de desintensificação ou de intensificação.

Dentro de um intervalo de 30 horas, a região central da Argentina, onde os SCM foram formados em 18Z de 21 de dezembro, foi novamente palco para formação de novos sistemas convectivos em 00Z de 23 de dezembro (Figura 48). A tempestade foi classificada como severa e em processo de intensificação (Figura 49). Essa variabilidade diurna para formação de CCM nas planícies centrais da Argentina foi estudada por Salio et al. (2007) que indicaram nos horários da madrugada maior probabilidade para a formação de SCM.

Os ventos em baixos níveis tiveram componente meridional para sul até a região central da Argentina (Figura 50). Em 18Z de 21 de dezembro, a Sela da Argentina foi localizada em torno de  $38^{\circ}\text{S}$  e  $66,5^{\circ}\text{W}$ . A amplificação do cavado e o avanço deste para leste impulsionou o deslocamento da Sela que atingiu a posição de  $36^{\circ}\text{S}$  e  $64^{\circ}\text{W}$  em 00Z de 22 de dezembro. Nesse mesmo dia, em 18Z, ocorreu divergência dos ventos a sudoeste da Sela e a grande nebulosidade deslocou-se para a região do rio da Prata e Uruguai (Figura 48).

Segundo Romatschke e Houze Jr (2013), as células convectivas no sudeste da América do Sul se mesclam enquanto geralmente se deslocam para o leste, muitas vezes em conexão com um cavado no meio do vale e uma frente que força o movimento em baixos níveis. Essa descrição é semelhante ao que ocorreu em 21 e 22 de dezembro de 2015 (Figura 48).

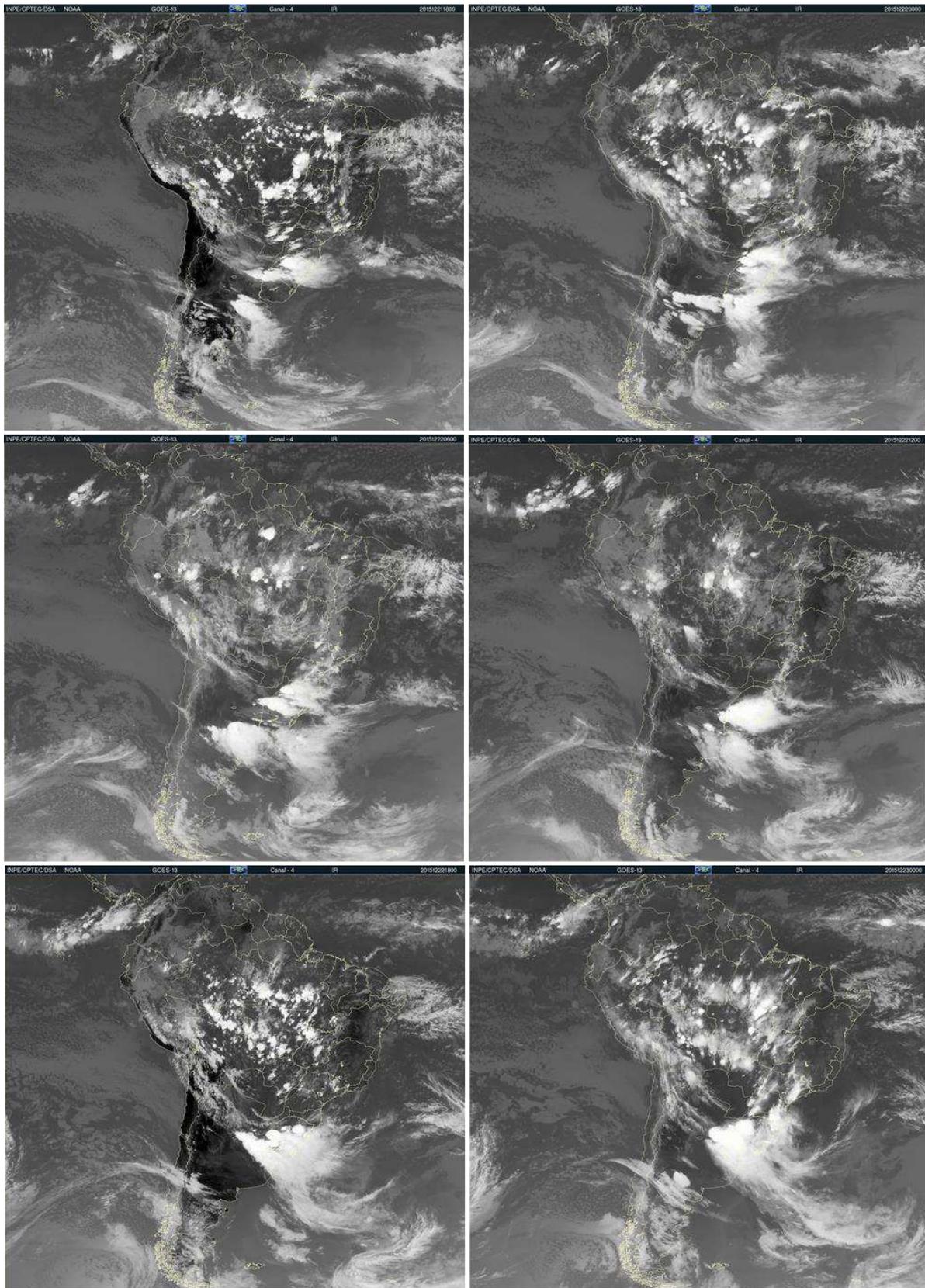


Figura 48: Imagens do Satélite GOES IR 4, de 18Z de 21/12/2015 (canto superior à esquerda) a 00Z de 23/12/2015 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: CPTEC.

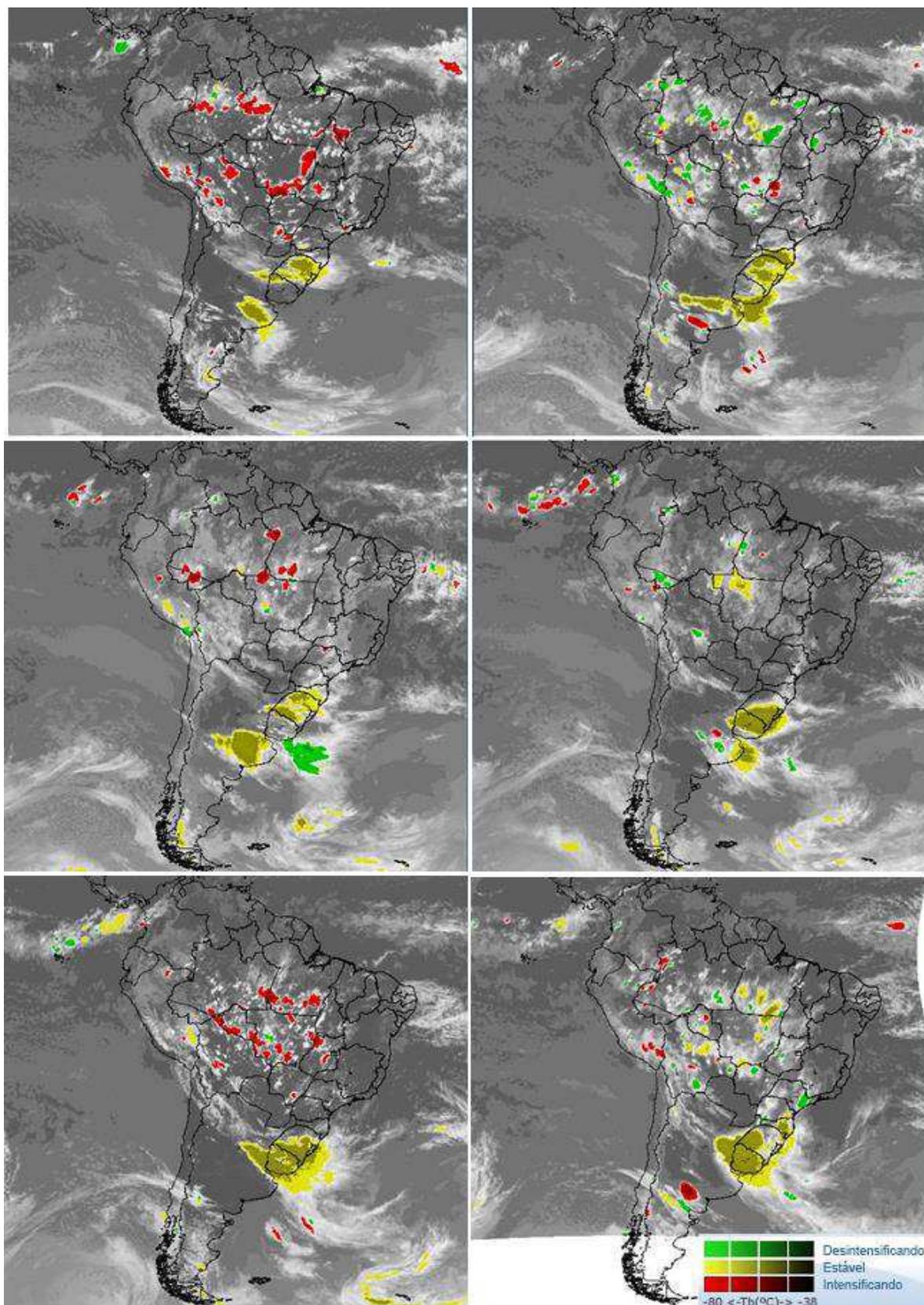


Figura 49: Tempestade severa identificada pelo FORTRACC/CPTEC, através do Satélite GOES-13, de 18Z de 21/12/2015 (canto superior à esquerda) a 00Z de 23/12/2015 (canto inferior à direita). O tempo corre da esquerda para direita e de cima para baixo e o intervalo é de 6 horas. Fonte: FORTRACC/DSA/CPTEC/INPE.

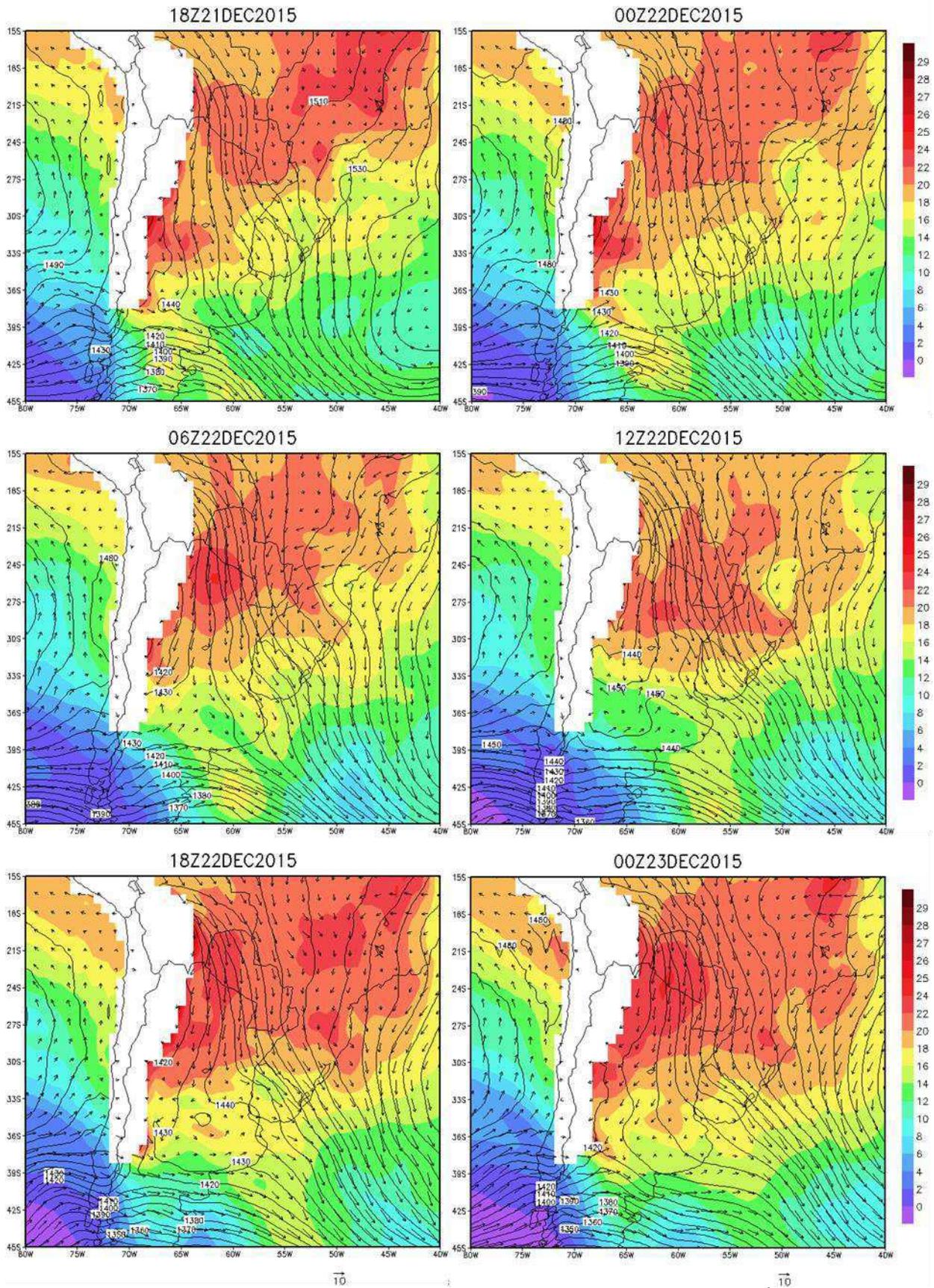


Figura 50: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em 850 hPa. Fonte: do autor.

Em 00Z do dia 23 de dezembro, os SCM continuaram sendo formados sobre o Uruguai e em baixos níveis, sendo verificada diminuição na velocidade dos ventos e menor gradiente das isoípsas na região do rio da Prata. Nesse momento, a Sela da Argentina é localizada em sua posição de início do evento, em torno de 37°S e 66°W (Figura 50).

Em 18Z de 22 de dezembro houve deslocamento da convecção profunda para nordeste (Figura 48). Salio et al. (2007) indicaram que o avanço da convecção subtropical é afetada pelo avanço para norte de uma zona baroclínica, que está relacionada à advecção fria horizontal e divergência de fluxo de umidade em baixos níveis. Essas condições contribuem para a estabilização da atmosfera.

Em Saulo et al. (2004) é mostrado, num estudo de caso, que a intensificação da BNOA acelera ventos de norte e que o JCH é acelerado ageostroficamente pela baixa pressão nos baixos níveis produzida por SCM na região de saída do jato. Esse jato retroalimenta os SCM de umidade ao mesmo tempo em que sua desaceleração gera convergência de massa nos SCM. A formação dos SCM e o transporte vertical ascendente nas células convectivas são importantes por abaixar a pressão nos baixos níveis o que gera maior convergência de massa e assim, ventos horizontais são acelerados no sentido da baixa pressão criada pelos sistemas convectivos.

No presente trabalho, foi constatado que o transporte de umidade integrado na vertical e a convergência de umidade foram mais intensos a nordeste da Sela da Argentina onde os SCM foram formados (Figura 51). Houve máximo transporte e máxima convergência em 12Z e 18Z de 22 de dezembro sobre o Uruguai e também houve expressiva nebulosidade sobre essa região, principalmente nas áreas de desaceleração desse transporte (Figura 48). O valor máximo da convergência do transporte de umidade foi de  $-2,8 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  e em 12Z de 22 de dezembro.

O transporte de umidade em baixos níveis é apontado por alguns autores como importante para que haja formação e desenvolvimento de SCM (VELASCO e FRITSCH, 1987; SALIO et al., 2007; SILVA DIAS, 2009). Salio et al. (2007) indicaram que no dia anterior a formação de SCM no sudeste da América do Sul é constatado forte fluxo de umidade no leste da Argentina com direção meridional e de norte. Esse fluxo de umidade aumenta o teor de umidade e calor na atmosfera subtropical da América do Sul e cria condições para que a instabilidade convectiva seja atingida mais facilmente. Essas condições geram um ambiente favorável à formação de convecção organizada.

A formação dos SCM na região da Sela foi marcada por grande gradiente meridional de temperatura potencial equivalente (Figura 52). Momentos antes da formação dos SCM a

temperatura potencial equivalente tende a ser mais alta, pois é esperado que o ar estivesse próximo da saturação devido alto conteúdo de umidade.

Elevado gradiente meridional de temperatura potencial equivalente de saturação na região central da Argentina também foi verificado em 06Z e 12Z de dezembro (Figura 53). Essa temperatura está associada a nuvens convectivas. Esse gradiente demarcou a presença de duas massas de ar separadas pelas separatrizes de contração da Sela da Argentina.

O trabalho de Salio et al. (2007) comenta que além do conteúdo de calor e umidade é necessário mecanismo adicional para o desenvolvimento de CCM, como a desaceleração do jato em baixos níveis que gera convergência de umidade. A divergência do vento em altos níveis também é um importante mecanismo adicional e está associada à divergência causada pelo JST. Quando esses mecanismos entram em fase, geralmente a convecção é disparada.

A inclinação para oeste dos contornos de altura geopotencial com a altitude indicou ocorrência de instabilidade baroclínica e um cavado em altos níveis (Figura 54). Apesar de não ter sido verificado uma distribuição organizada da divergência dos ventos em altos níveis (Figura 55), o lado divergente do jato estava voltado para a região dos SCM o que contribuiu para ascendência do movimento vertical. Houve sobreposição entre o máximo de divergência, maior que  $0,7 \times 10^{-4} s^{-1}$ , em altos níveis e o desenvolvimento de células convectivas em 00Z de 23 de dezembro, em torno  $39^{\circ}S$  e  $67^{\circ}W$ .

A precipitação ocorreu nas áreas de maior nebulosidade e o formato espacial quase “circular” evidenciou origem convectiva. Em todos os horários, o volume máximo de precipitação acumulada ultrapassou  $65 mm$  (Figura 56). Houve sobreposição entre as áreas de precipitação, as de elevada convergência de umidade (Figura 51) e a de grande gradiente da altura geopotencial (Figura 50), principalmente para 12Z em que a convergência de umidade foi máxima no oeste do Uruguai.

Salio et al. (2007) destacaram que a convecção profunda sobre o norte e noroeste da Argentina tem sinal mais noturno enquanto que para o sul do Brasil e nordeste da Argentina, o sinal é mais diurno. Em ambos os casos, a permanência do fluxo de norte associado ao JBN ou JCH um dia anterior é fundamental para maior duração dos SCM (SALIO et al., 2007).

Foi verificada que a Sela da Argentina é uma configuração que impõe com que algumas das condições para a formação e o desenvolvimento de SCM aconteçam em fase: fluxo de norte que transporta calor e umidade e o gradiente de altura geopotencial a sudeste da Sela numa faixa de baroclinia. Foi constatado que o deslocamento da Sela da Argentina para nordeste também deslocou essas condições para as regiões do Rio da Prata e Uruguai.

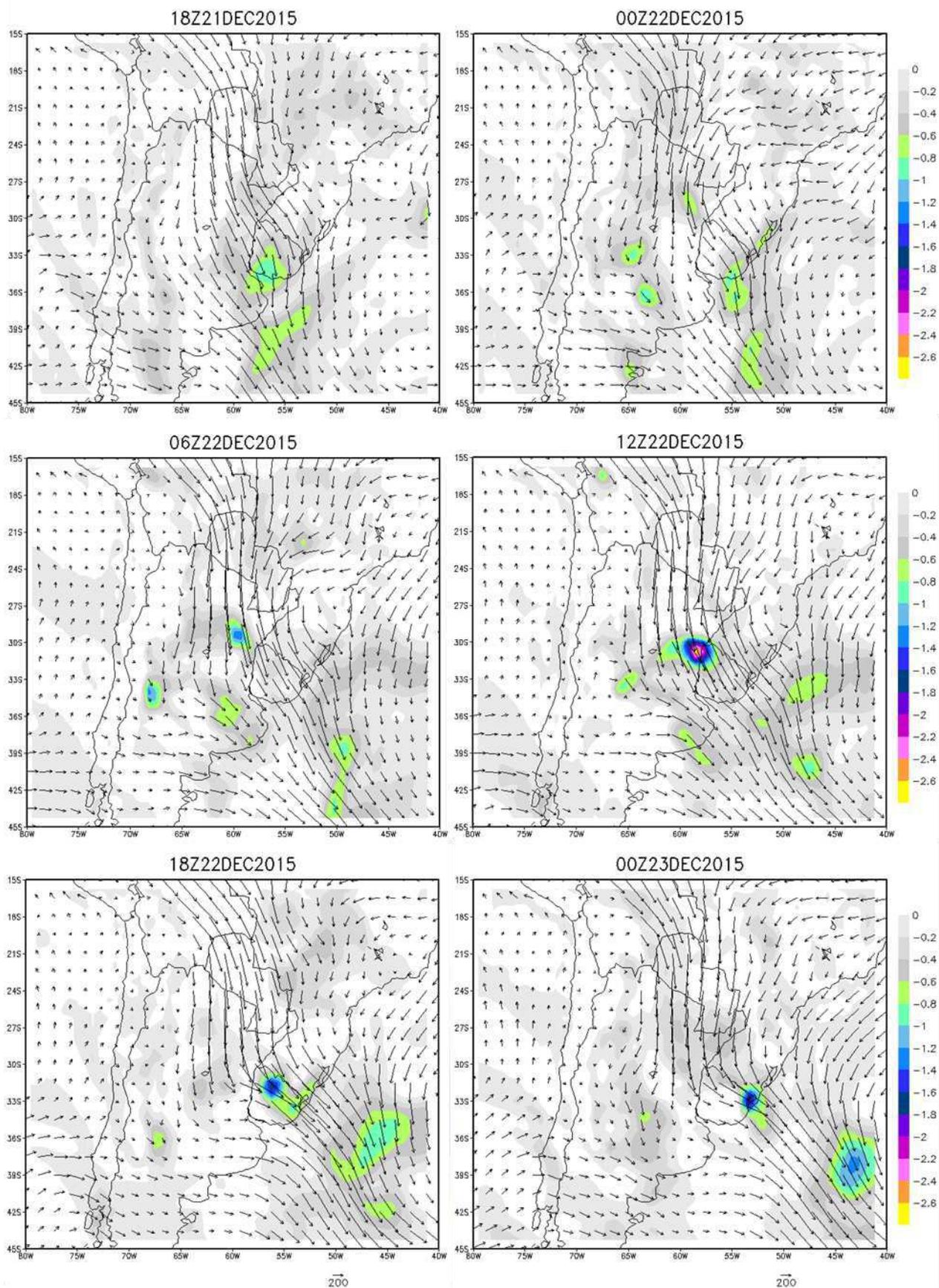


Figura 51: Transporte de umidade integrado na vertical (setas,  $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-3}\ kg\ m^{-2}\ s^{-1}$ ) desse transporte. Fonte: do autor.

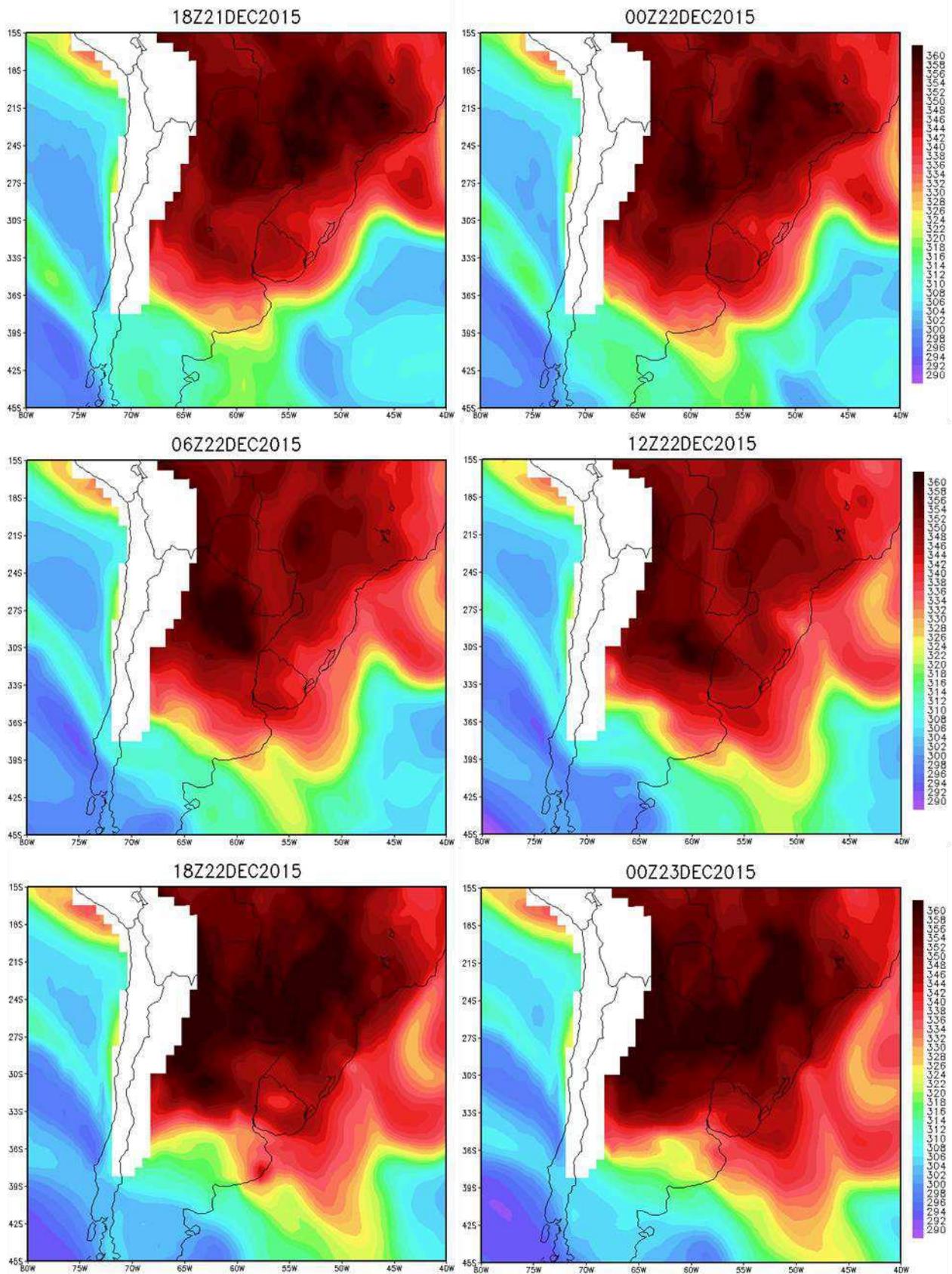


Figura 52: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.

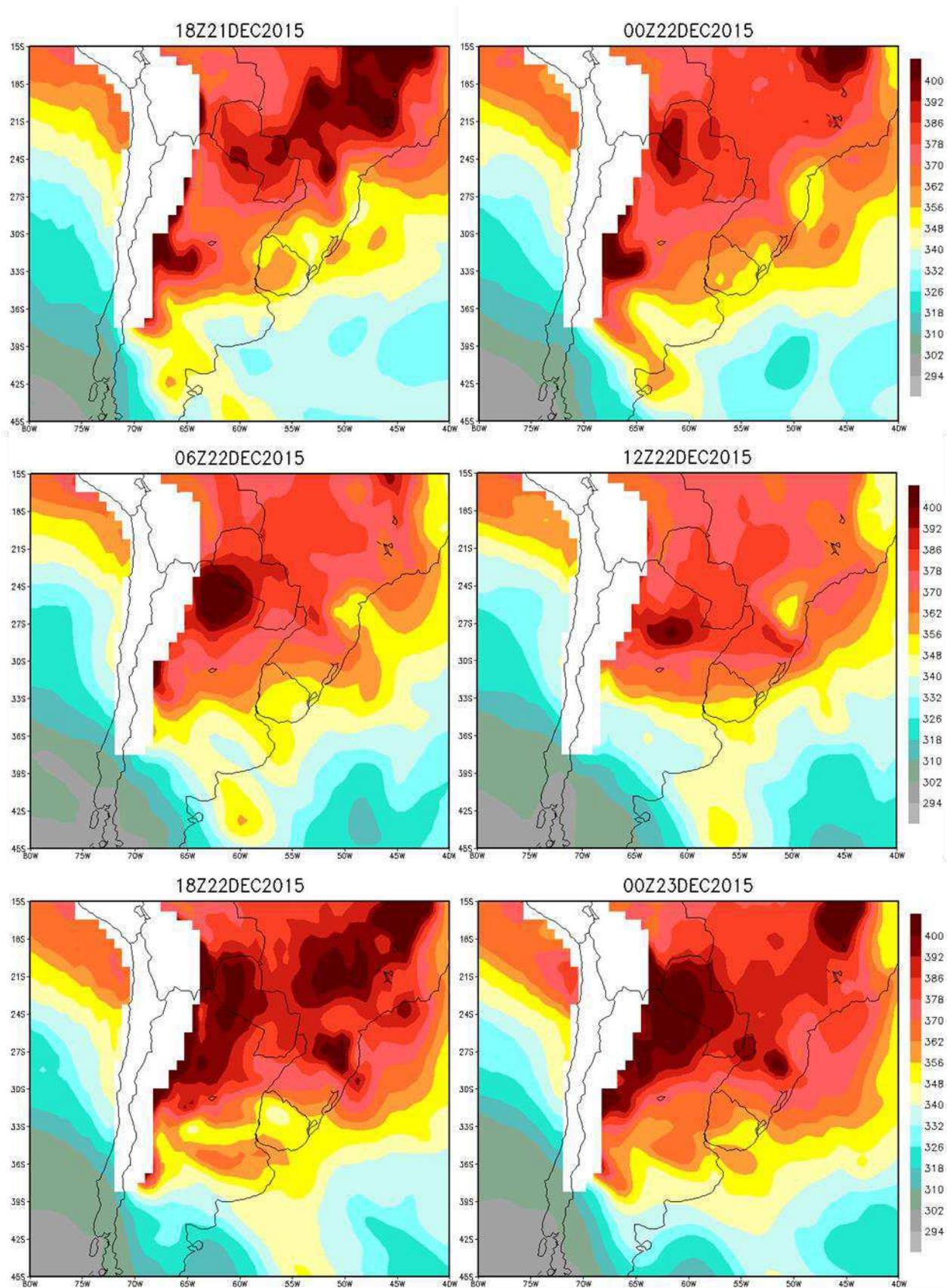


Figura 53: Temperatura potencial equivalente de saturação (cores, intervalo de 8 K) em 850 hPa. Fonte: do autor.

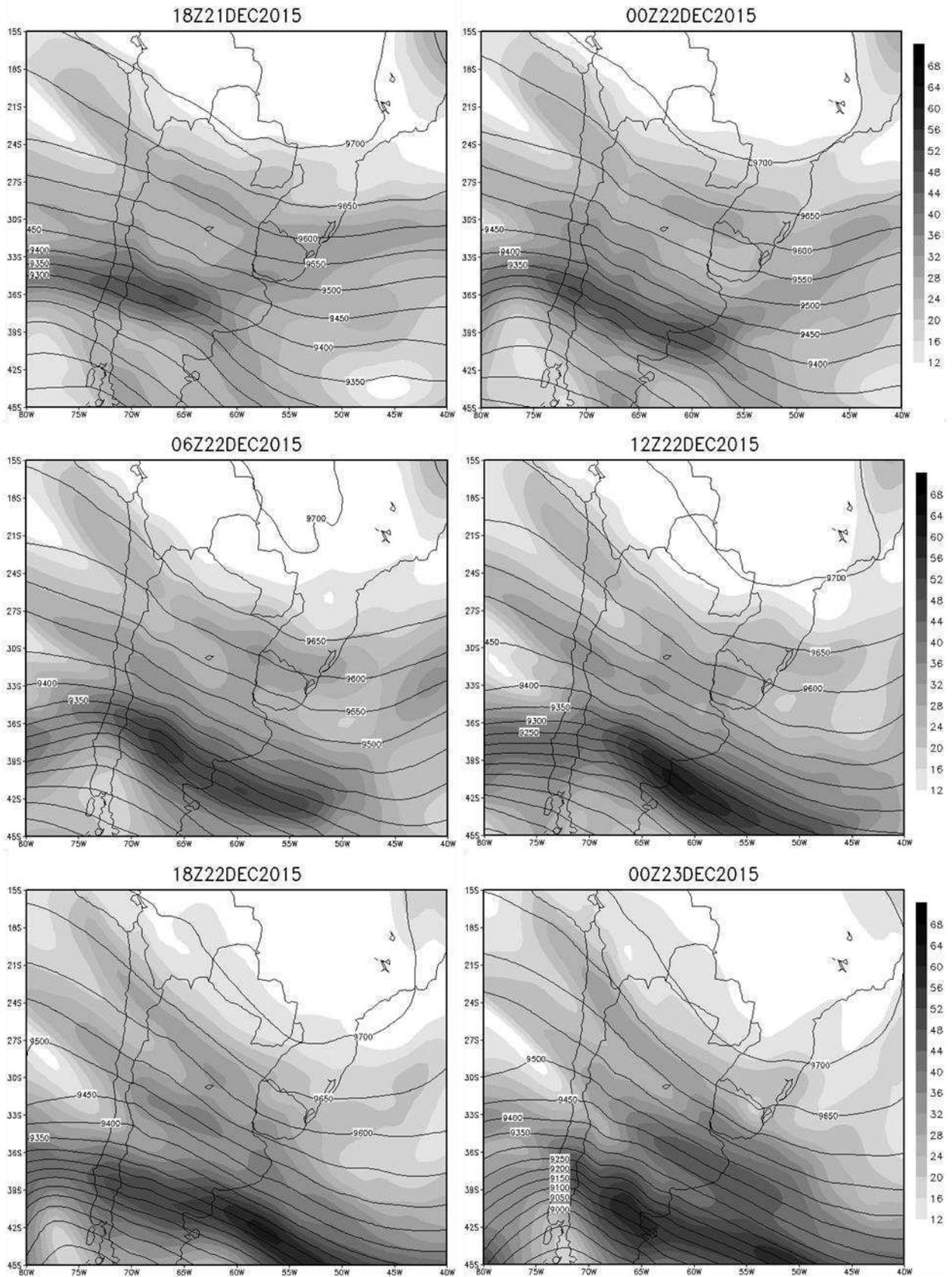


Figura 54: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m) e magnitude do vento (cores, intervalo de 4  $m s^{-1}$ ) em 300 hPa. Fonte: do autor.

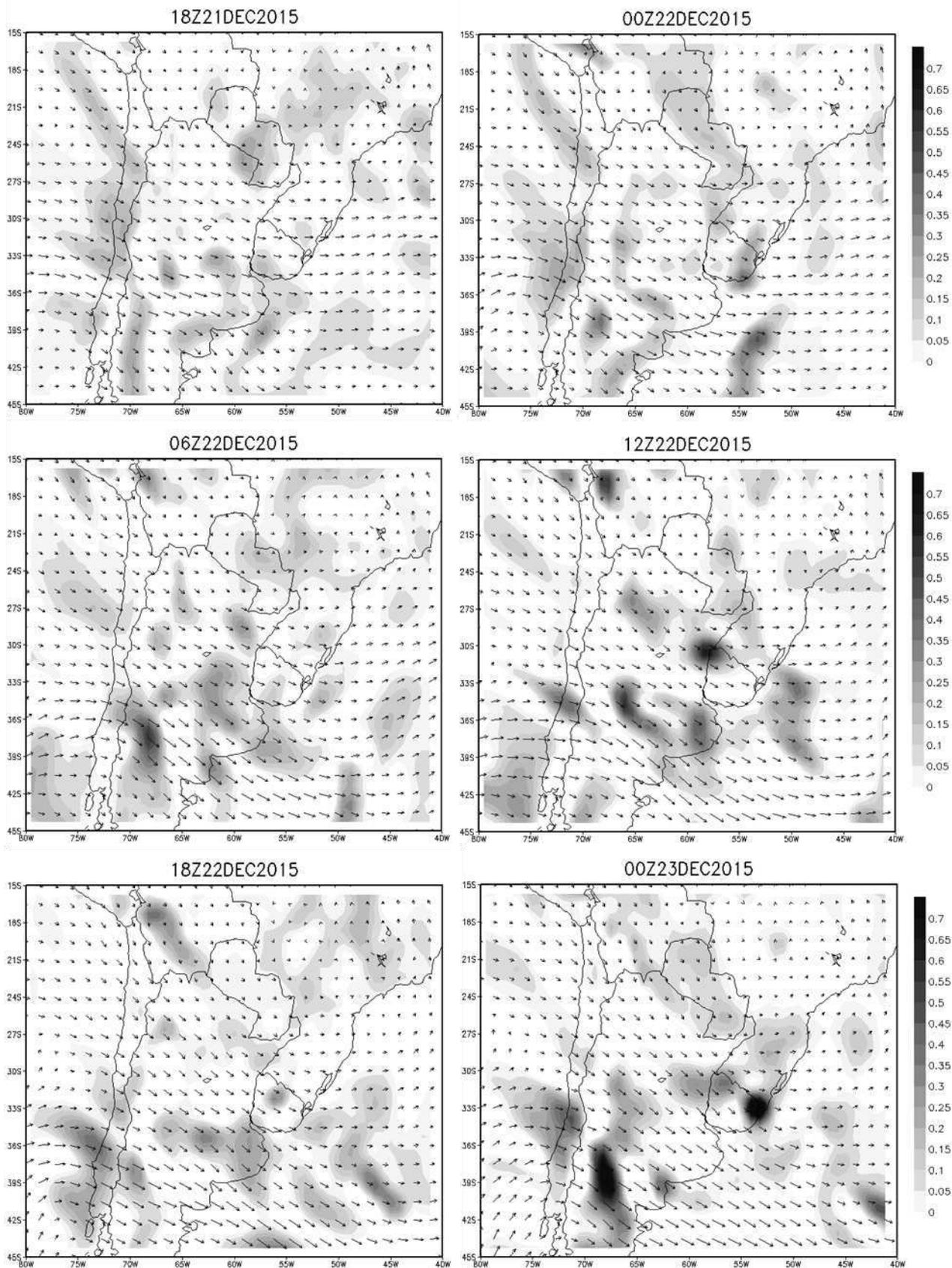


Figura 55: Vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e divergência do vento (cores, intervalo de  $0,05 \times 10^{-4} s^{-1}$ ) em 300 hPa. Fonte: do autor.

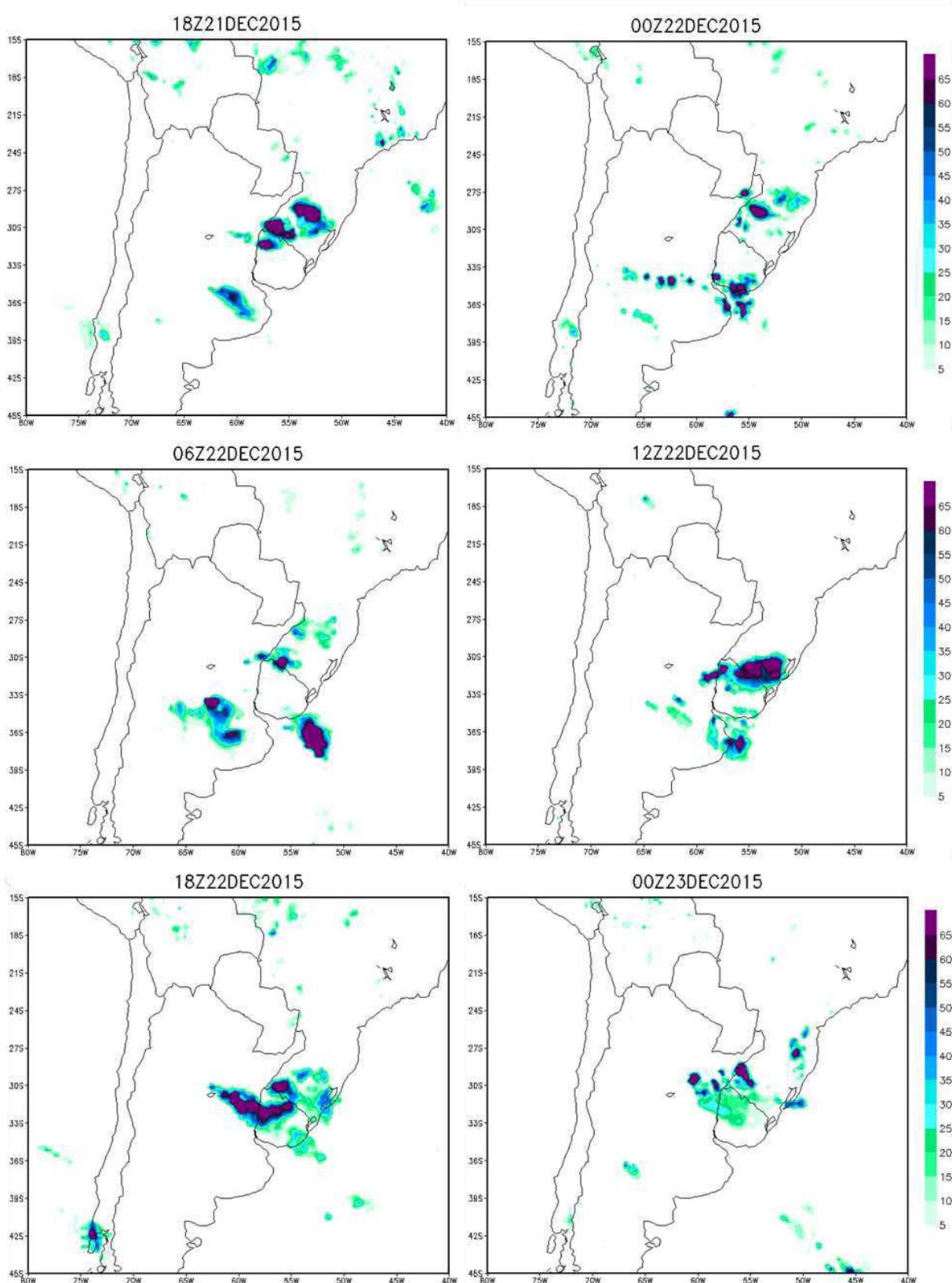


Figura 56: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ$  lat  $\times$   $0,25^\circ$  lon e resolução temporal 3 horas do TRMM. Fonte: do autor.

### 6.3.2 Um Mesociclone e a Sela da Argentina

Em 06Z de 18 de dezembro de 2015 houve formação de um mesociclone em torno da Sela da Argentina (Figura 57). A BNOA foi formada em 18Z de 16 de dezembro (não mostrado), sendo completamente dissipada até 00Z de 19 de dezembro. Durante esse período foi verificada a formação da BCH. Enquanto as duas baixas estiveram formadas foi gerada grande área de baixa pressão na região norte e noroeste da Argentina e Paraguai, que favoreceu o transporte de umidade para os subtropicais. Esse transporte alcançou magnitude máxima superior a  $1200 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  em 12Z (Figura 58).

A máxima convergência de umidade foi em torno de  $-2,8 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$  em 12Z justamente na fase em que o mesociclone estava mais intensificado (Figura 58). Nessa fase, a alta convergência de massa em superfície e o movimento vertical ascendente associado ao giro ciclônico ocasionou precipitação acumulada acima de  $65 \text{ mm}$  no Rio Grande do Sul (Figura 59). Apesar do mesociclone ter se desenvolvido sobre o norte da Argentina e o Uruguai, a precipitação máxima ocorreu mais a norte, onde o ar estava mais quente e úmido.

Houve intenso gradiente com direção noroeste-sudeste da temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente de saturação (Figura 60 e Figura 61). A região em que o mesociclone foi formado, em 06Z de 18/12/2015, coincidiu com a fronteira do elevado gradiente da temperatura potencial equivalente. Foi observado que o mesociclone não rotacionou por completo o campo de temperatura potencial equivalente. Sobre o Uruguai e nordeste da Argentina, maiores valores de temperatura potencial equivalente precederam a formação do mesociclone, enquanto que em 18Z de 18/12/2015, a temperatura potencial equivalente no Uruguai foi menor, em torno de  $320 \text{ K}$ .

Mendes et al. (2007) mostraram que existe sempre um reservatório de entropia a noroeste da região onde ciclones extratropicais são formados na América do Sul. Os autores indicaram que o fluxo de norte a leste da Cordilheira dos Andes é responsável pela existência desse reservatório e geralmente, é bem estabelecido desde um dia antes da formação do ciclone. Esse reservatório de entropia é associado à temperatura potencial equivalente.

Posteriormente, em 00Z de 19 de dezembro, com o enfraquecimento e deslocamento do mesociclone, a temperatura potencial equivalente cai na região do Uruguai e Rio Grande do Sul (Brasil) (Figura 60). O gradiente meridional dessa temperatura permanece, mas a queda em termos absolutos está relacionada a precipitação do vapor de água e a utilização da energia pré-disponível do estado básico em energia cinética que é a responsável pelo movimento do ciclone.

A Sela da Argentina foi deslocada para norte devido o avanço de um anticiclone transiente ao sul e atingiu sua máxima posição a norte em torno de 31°S em 00Z do dia 18 de dezembro (Figura 57). Foi observado que os ventos a sudoeste e a nordeste da Sela eram praticamente anti-paralelos (Figura 62). Houve vorticidade ciclônica na região de formação do mesociclone devido esses ventos, mas também em outras regiões. Assim, parece que o campo de vorticidade em baixos níveis não foi um bom precursor para ciclogênese, ao contrário da situação anti-paralela dos ventos. Esta situação indicou rotação. Uma vez o mesociclone intensificado, a vorticidade ciclônica aumentou na região desse mesociclone.

A entrada de um anticiclone no centro sul da Argentina e o avanço do ar frio, que prosseguiu segundo o Modelo Conceitual de Garreaud (2000) dissipou a BNOA em 06Z, fazendo com que o transporte intenso de umidade não ultrapassasse o norte da Argentina (Figura 58), convergindo naquela região. A fronteira entre a incursão fria e a massa de ar subtropical orientou-se diagonalmente, com direção noroeste-sudeste, e exibiu grande gradiente de temperatura, umidade e altura geopotencial.

Foi verificado um distúrbio de vorticidade ciclônica em altos níveis e presença do JST ao sul (Figura 63). A advecção de vorticidade ciclônica em médios e altos níveis constitui um mecanismo ciclogênético importante para região estudada (GAN e RAO, 1991; MENDES et al., 2007; GAN et al., 2009), por mudar o campo de geopotencial e a circulação em baixos níveis (HOLTON, 1992). Porém, neste caso, parece não ter havido suporte dos altos níveis para a ciclogênese descrita, pois o JST e a advecção de vorticidade ciclônica ocorreram ao sul do local onde houve a ciclogênese.

O mesociclone durou apenas um dia e se deslocou do norte da Argentina, passando pelo Uruguai, até o oceano Atlântico. Essa faixa é descrita como de potencial ciclogênético (GAN e RAO, 1991; GAN et al., 2009). A contribuição da BNOA para essa região de potencial ciclogênético é que essa Baixa determina condições de estabilidade atmosférica (GAN et al., 2009) e a presença da Sela da Argentina fomentou a instabilidade baroclínica devido o contraste entre as massas de ar quente e úmida, fria e seca. O acúmulo de temperatura potencial equivalente a noroeste da ciclogênese ocorreu devido à presença de ventos de norte, que por sua vez, são acelerados nas situações em que a BNOA e a BCH estão intensificadas e persistentes (SALIO et al., 2002; SALIO et al., 2007; SELUCHI e GARREAUD, 2012).

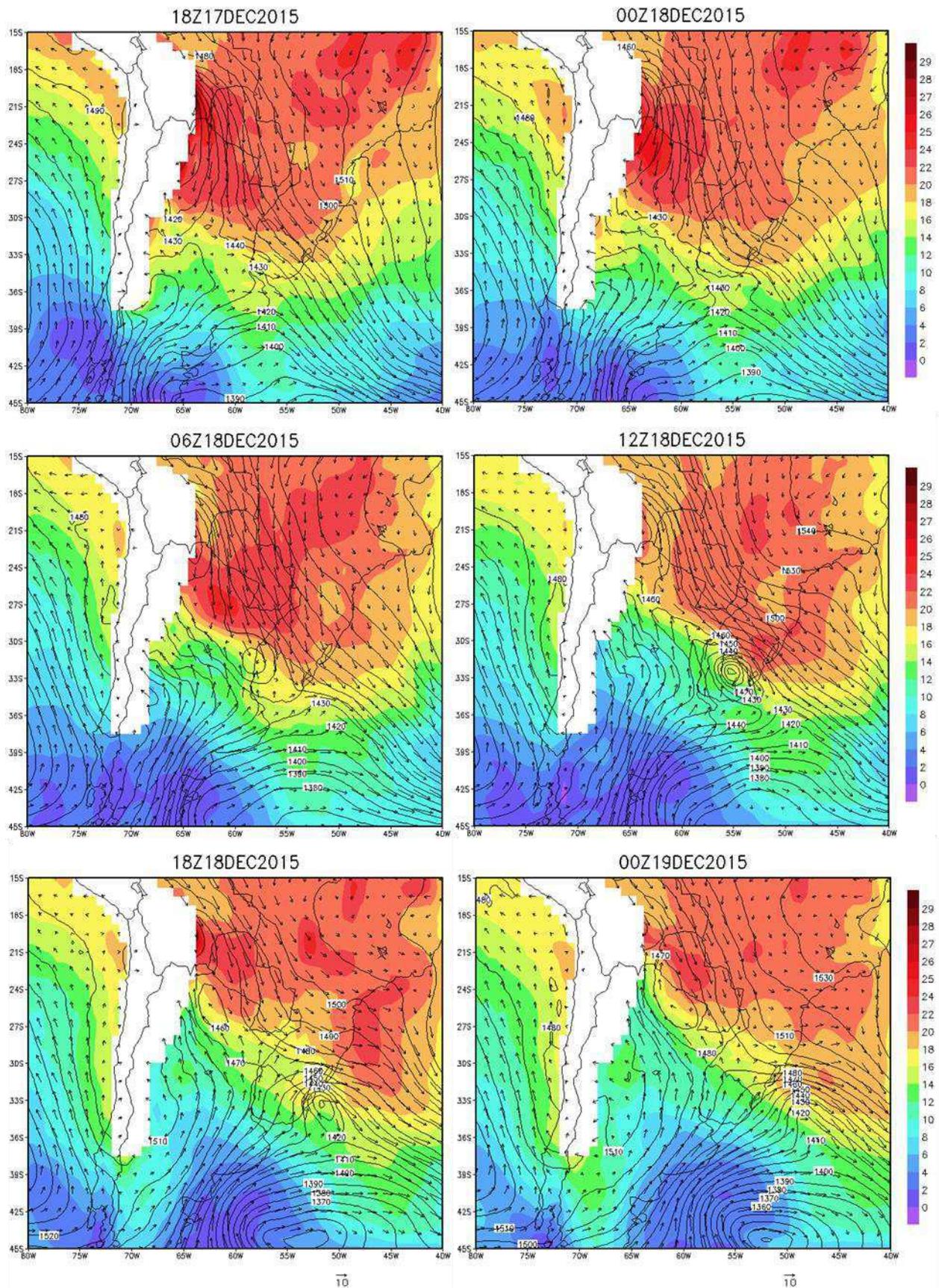


Figura 57: Altura geopotencial (contornos, intervalo de 10 m), vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e temperatura (cores, intervalos de  $2^{\circ}C$  e  $1^{\circ}C$ ) em 850 hPa.

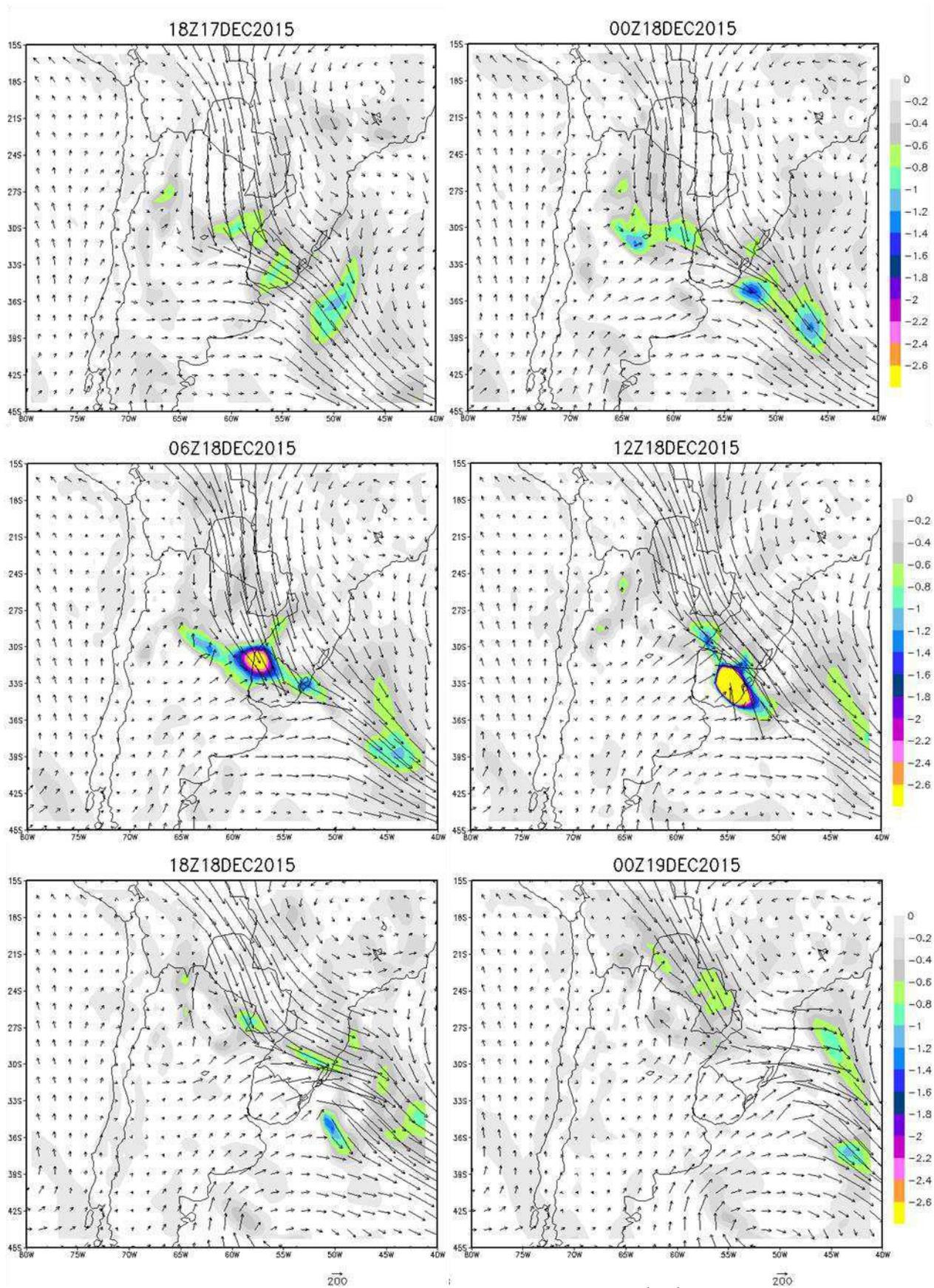


Figura 58: Transporte de umidade integrado na vertical (setas,  $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-3} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ) desse transporte.

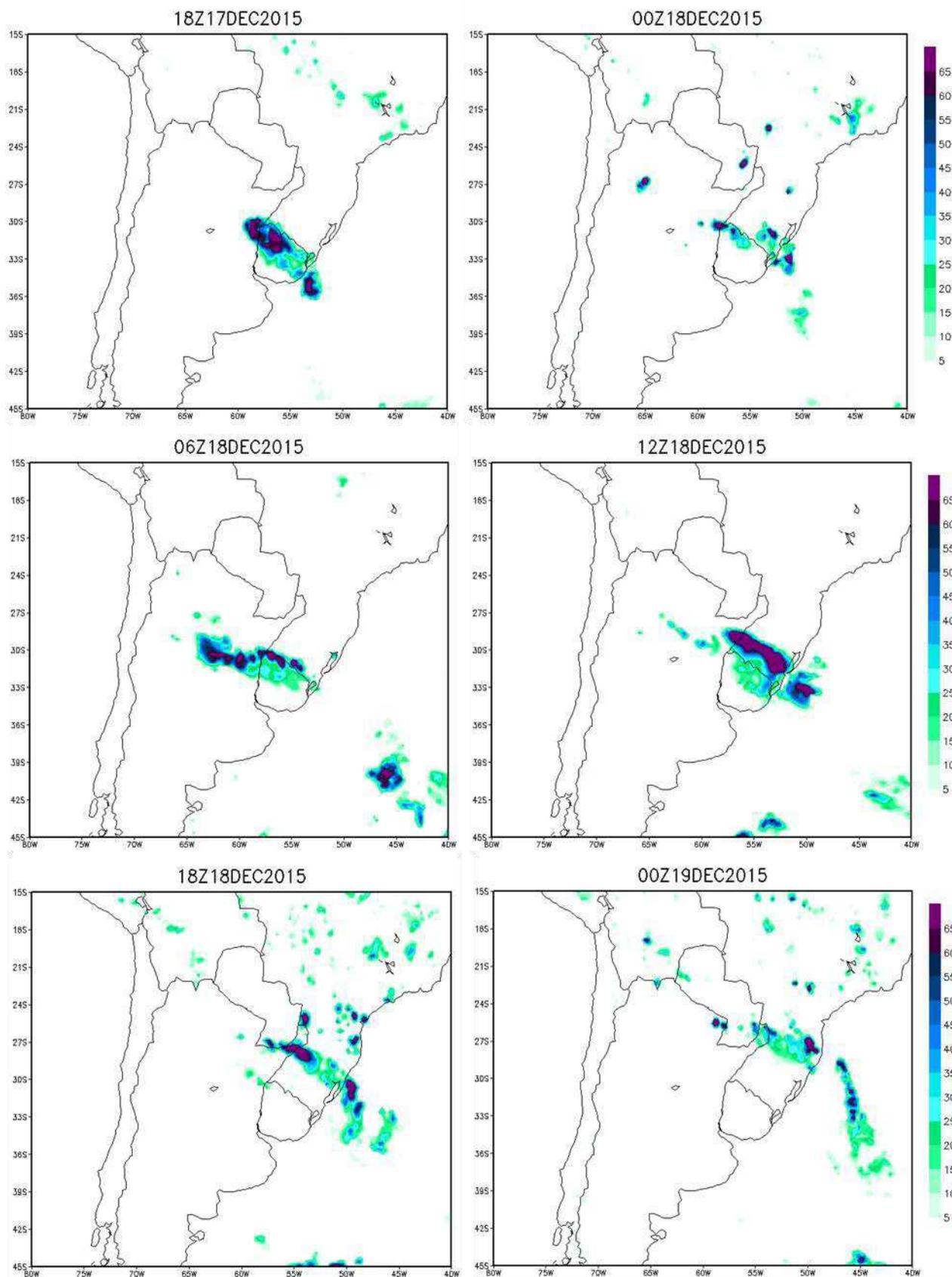


Figura 59: Precipitação acumulada em 6 horas para dados com resolução espacial de  $0,25^\circ$  lat  $\times$   $0,25^\circ$  lon e resolução temporal 3 horas do TRMM.

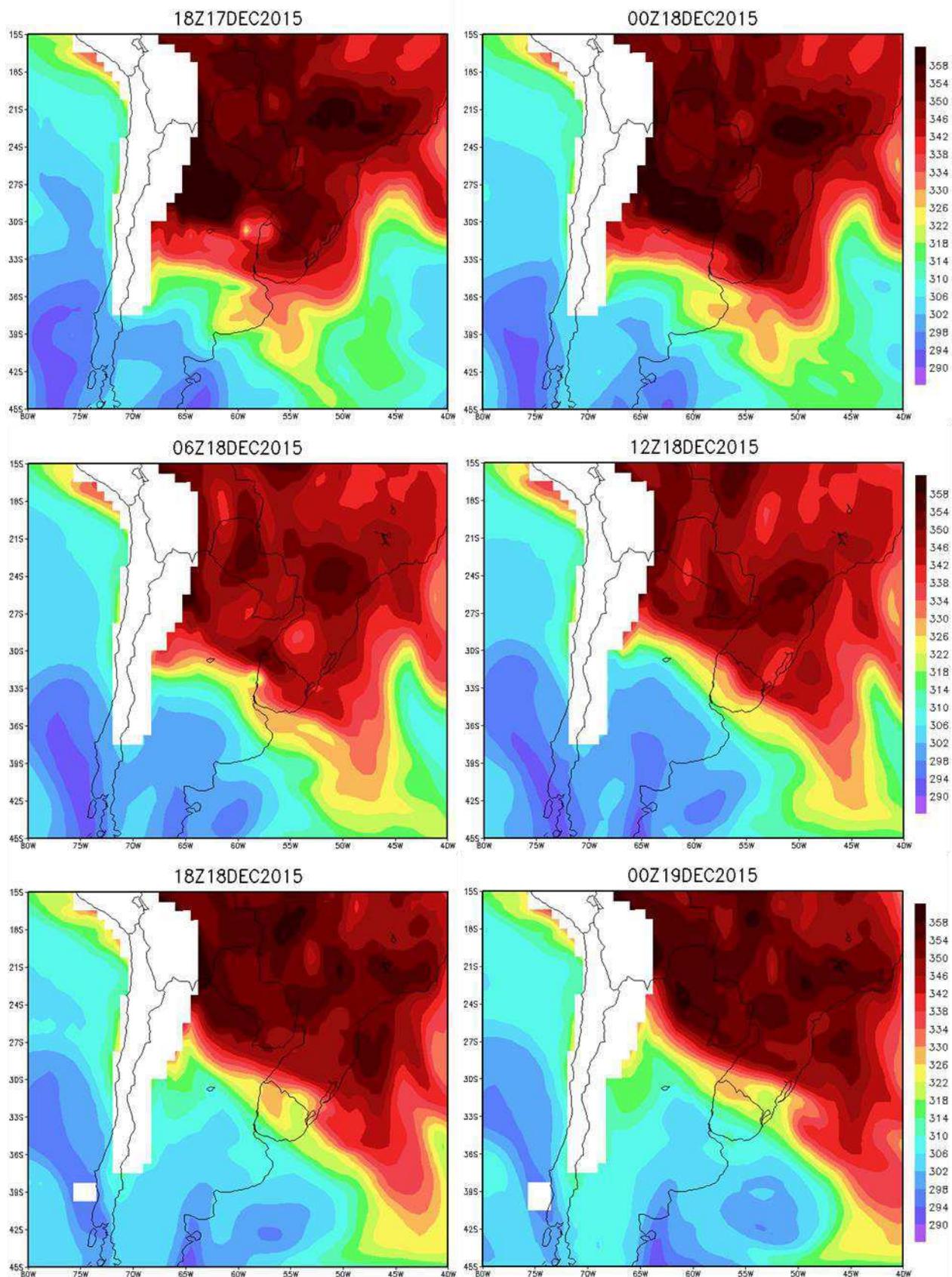


Figura 60: Temperatura potencial equivalente (cores, intervalo de 4 K) em 850 hPa.

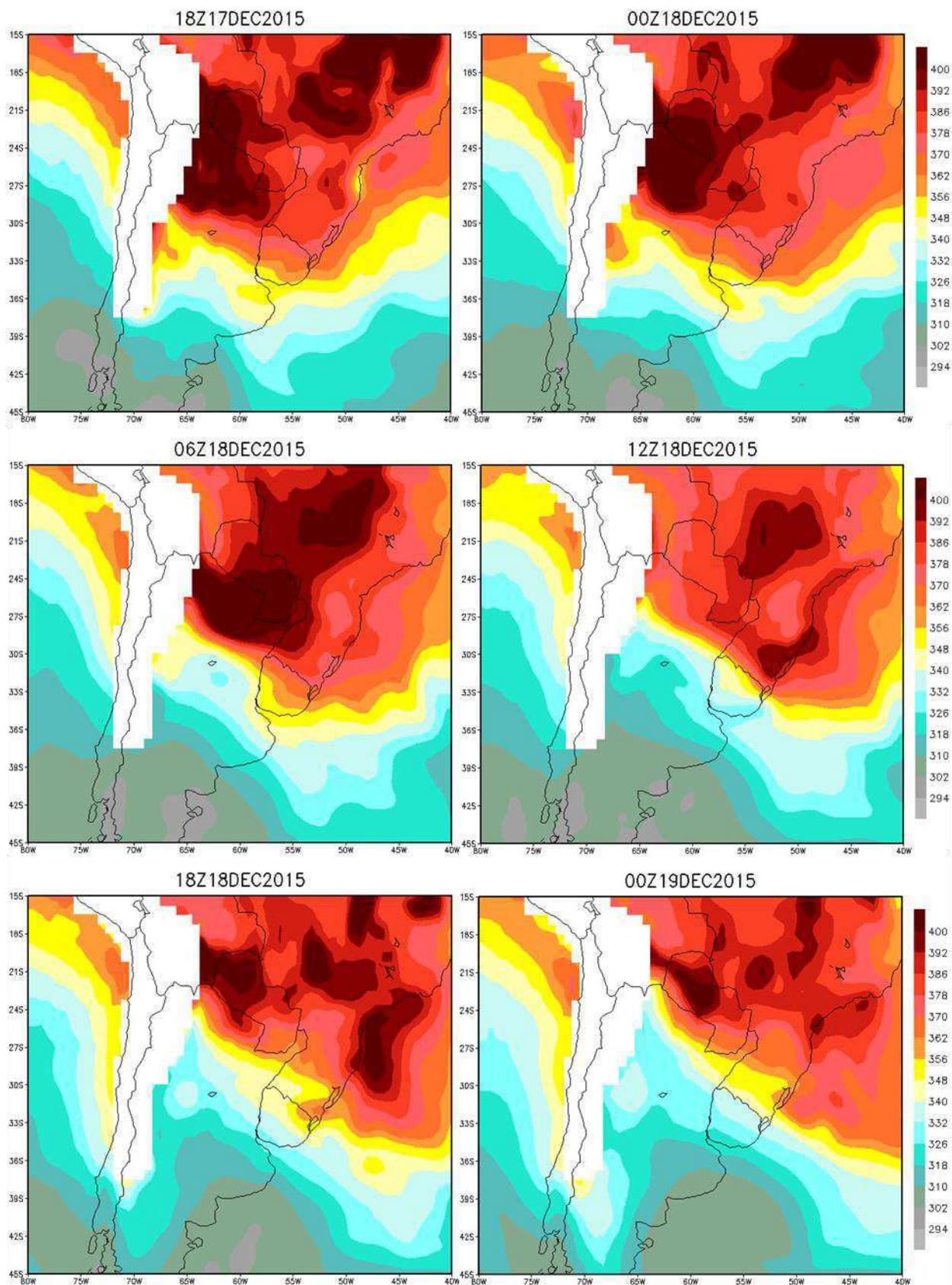


Figura 61: Temperatura potencial equivalente de saturação (cores, intervalo de 8 K) em 850 hPa.

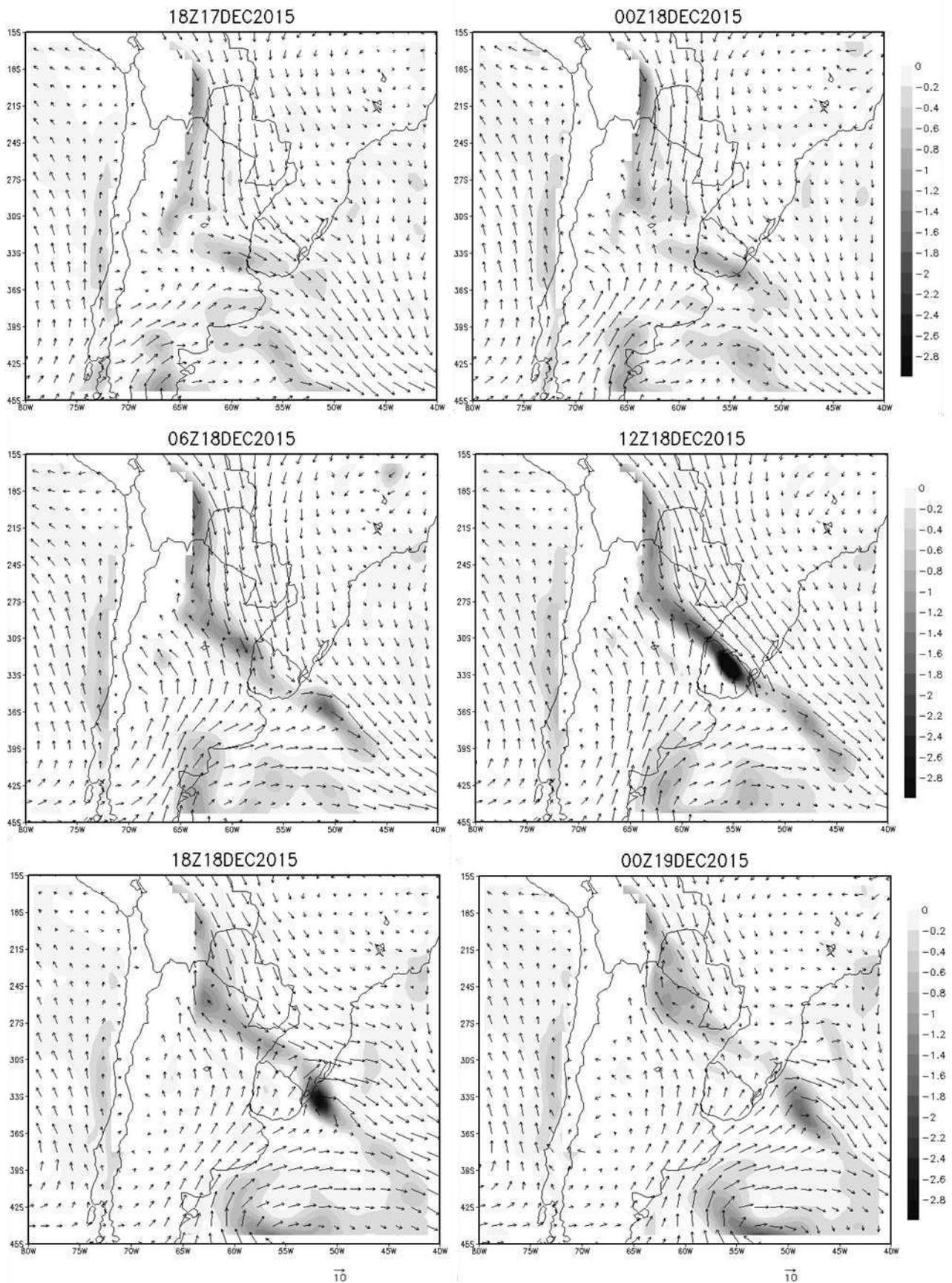


Figura 62: Vento (setas,  $m s^{-1}$ ) e vorticidade ciclônica (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-4} s^{-1}$ ) em 850 hPa.

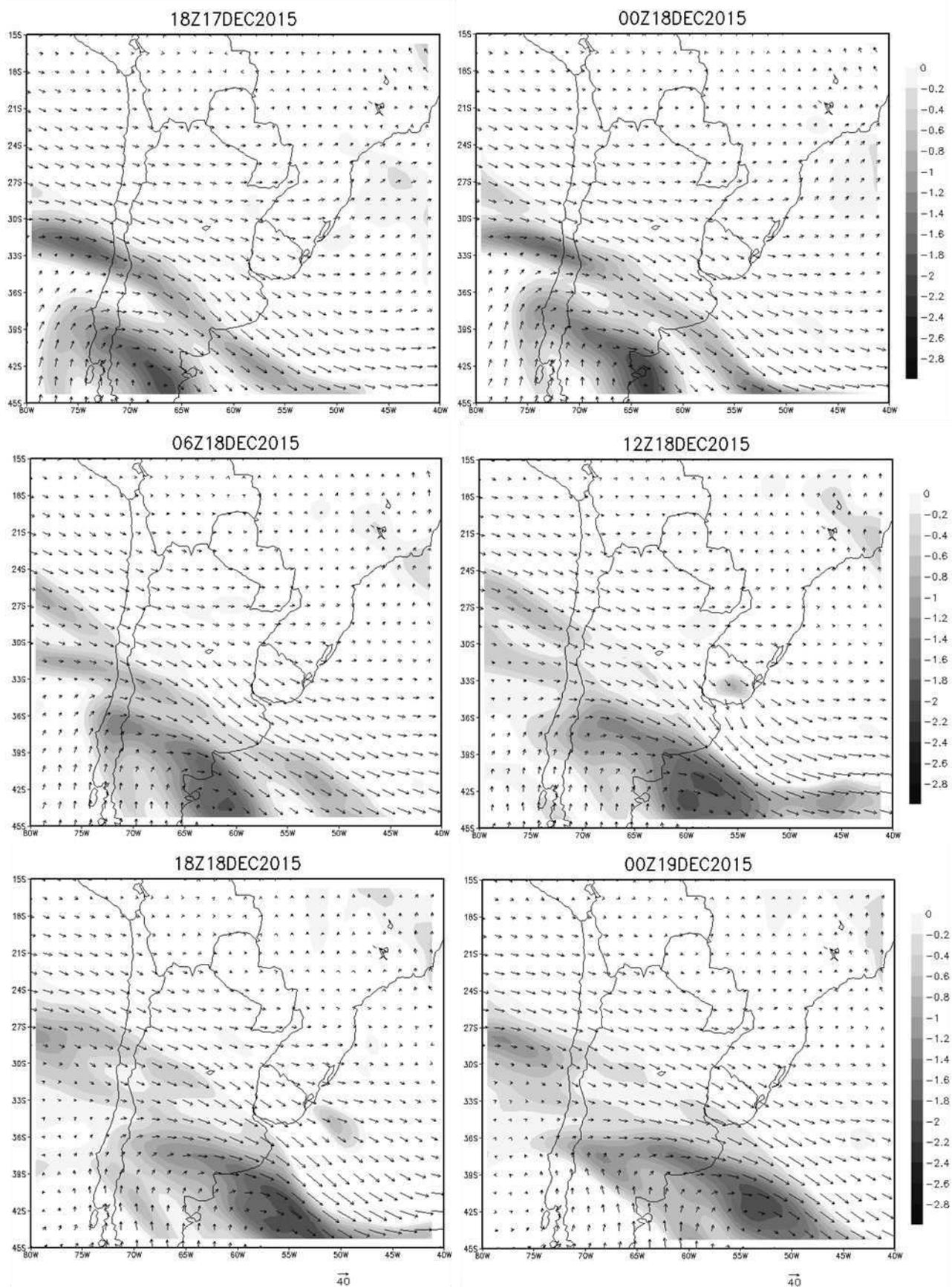


Figura 63: Vento (setas,  $m \text{ s}^{-1}$ ) e vorticidade ciclônica (cores, intervalo de  $0,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) em 300 hPa.

## 7. CONCLUSÕES

O presente trabalho seguiu três vertentes de estudos de caso de verão que investigaram o papel da Baixa do Noroeste Argentino e da Sela da Argentina para o transporte de umidade e a formação de SCM e de um mesociclone nos subtrópicos da América do Sul. Cada vertente analisada permitiu uma descrição, compreensão e questionamentos a nível de mecanismos envolvidos nos processos de cada estudo de caso.

Para o caso de forte ciclo diurno, a BNOA foi dissipada ou enfraquecida nos horários mais frios (06Z e 12Z). Certamente, essa situação foi provocada pela elevada perda radiativa da superfície durante a noite. Para esse caso, o transporte de umidade integrado na vertical foi subgeostrófico, pois a não permanência ou grande enfraquecimento da Baixa durante a noite não permitiu tempo suficiente para que o vento fosse acelerado geostroficamente nas latitudes subtropicais. O resultado disso foi um transporte de umidade de norte para sul que alcançou apenas os subtrópicos sul-americanos.

Ventos para sul menos intensos restringiram ao norte a massa de ar mais quente e úmida. Desse modo, a fronteira dessa massa de ar, em que máximos gradientes de temperatura e temperatura potencial equivalente são observados, posicionou-se nos subtrópicos. As chuvas associadas a esse caso estiveram concentradas mais a norte e leste da BNOA e tiveram origem convectiva. A frontogênese registrada foi menos intensa assim como a magnitude do gradiente zonal de geopotencial.

Para o caso de fraco ciclo diurno foi verificada permanência da BNOA intensificada mesmo nos horários mais frios, o que permitiu com que houvesse tempo suficiente para que o vento fosse acelerado geostroficamente ao menos em uma extensa área a leste e sudeste dessa Baixa. O resultado disso foi um transporte de umidade supergeostrófico que alcançou latitudes extratropicais. A frontogênese desse caso foi mais intensa e mais organizada.

A aceleração do vento devido à permanência da Baixa permitiu com que a massa de ar quente e úmida tenha sido deslocada mais para sul. Na fronteira sul dessa massa de ar houve máximo gradiente de calor e umidade e advecção fria favorecida pela proximidade de um cavado transiente no centro-sul da Argentina. As chuvas associadas a esse caso foram concentradas nos extratropicos e diagonalmente distribuídas na dianteira do sistema frontal que avançou para nordeste, deslocando consigo a faixa de nebulosidade e a precipitação.

Não foi encontrada contribuição direta ou um padrão espacialmente organizado do termo adiabático para a permanência e intensificação da BNOA no caso de fraco ciclo diurno, pois esse efeito estava mais contribuindo para o resfriamento no lado leste da Cordilheira dos

Andes durante a noite. Para esse caso, o aquecimento e resfriamento por compressão e expansão adiabática, respectivamente, teve boa correlação com a dinâmica envolvida pela passagem do sistema frontal devido os movimentos verticais na vanguarda e retaguarda da frente fria.

A sela da Argentina contribuiu para o desenvolvimento de SCM em 22 e 23 de dezembro de 2015. A configuração geométrica que a Sela impôs ao campo de geopotencial permitiu com que massas de ar contrastantes quanto o conteúdo de calor e umidade se aproximassem numa faixa estreita e diagonal. Essa situação gerou condições favoráveis à instabilidade atmosférica. Como outros mecanismos são importantes para o desencadeamento de células convectivas, a presença da Sela fez com que a máxima convergência de umidade, máximo gradiente de geopotencial e de temperatura potencial equivalente entrassem em fase com a divergência na circulação de altos níveis para que a convecção profunda fosse desencadeada.

A configuração espacial dos campos meteorológicos na presença da Sela da Argentina também foi importante para desenvolvimento de um mesociclone na região subtropical. Os ventos antiparalelos numa região de instabilidade gerada pelo alto conteúdo de calor e umidade no noroeste da Argentina contribuíram para que houvesse ciclogênese a sudeste, sobre o Uruguai. Devido o avanço de um anticiclone para norte, a Sela da Argentina foi deslocada e posicionou-se na região de máximo gradiente ao norte, próximo de onde o ciclone foi gerado. Assim, a Sela da Argentina também beneficiou com que algumas das condições em baixos níveis favoráveis a ciclogênese entrassem em fase.

Como sugestões para futuras investigações, tem-se:

- 1- Fazer uma abordagem climatológica para os casos de forte e fraco ciclo diurno;
- 2- Fazer uma análise conjunta com o balanço de energia em superfície, visto que esse campo é um dos mecanismos de variabilidade.
- 3- Investigar outros casos da relação entre a Sela da Argentina e a formação de SCM e ciclogênese, a fim de identificar mecanismos que sejam padrões ou excepcionalmente importantes aos casos estudados.
- 4- Investigar a relação entre os distúrbios baroclínicos com a BNOA e a BCH, pois parece haver interação entre essas baixas quando distúrbios baroclínicos se aproximam e atravessam os subtropicais da América do Sul.

## 8. REFERÊNCIAS

ARRAUT, J. M. Frentes e Frontogêneses no Verão: Aspectos Geométricos, Dinâmicos e Impactos sobre as Chuvas nos Subtrópicos da América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, 179 pp., 2008.

ARRAUT, J. M.; NOBRE, C.; BARBOSA, E. M. J.; OBREGON, G.; MARENGO, J. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. **Journal of Climate**, v. 25, p. 543-556, 15 janeiro 2012.

ARRAUT, J. M.; BARBOSA, H. M. J. Large scale features associated with strong frontogenesis in equivalent potential temperature in the South American subtropics east of the Andes. **Advances in Geosciences**, v. 22, p. 73-78, 13 outubro 2009.

ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P.; ARRAUT, J. L. The Argentinean Col, Separatrices, Frontogenesis and Rainfall in the South American Summer. In Prep. **Monthly Weather Review**, 2017.

BARBOSA, H. M. J.; ARRAUT, J. M. A quantitative evaluation of the role of the Argentinean Col and the Low Pressure Tongue East of the Andes for frontogenesis in the South American subtropics. **Advances in Geosciences**, v. 22, p. 67-72, 2009.

BERRISFORD, P.; KALLBERG, P.; KOBAYASHI, S.; DEE, D.; UPPALA, S.; SIMMONS, A. J.; POLL, P.; SATO, H. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim. **Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 1381-1399, Julho 2011.

BOLTON, D. The Computation of Equivalent Potential Temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1046-1053, Julho 1980.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; FERREIRA, N. J.; da SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 9, 463 pp.

CHARNEY, J. G. The Dynamics of long wave in baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, p. 125-162, 1947.

DSA (Previsão a Curto Prazo e Evolução de Sistemas Convectivos), Banco de Dados de Imagens, CPTEC/INPE. Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic?i=br>>. Acesso em: 06 agosto 2017.

ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Banco de Dados ERA-Interim. Disponível em <<https://www.ecmwf.int/en/research/climate-reanalysis>>. Acesso em 04 abril 2017.

ESCOBAR, G. Jato de Altos Níveis. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; FERREIRA, N. J.; da SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 8, p. 463 pp.

Elevation Map of Argentina. Disponível em < <https://imgur.com/gallery/nwqOF>>. Acesso em 20 janeiro 2018.

FERREIRA, L. J. Causas y Variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e Impactos sobre los Patrones Regionales de Circulación. Tese de Doutorado. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, Buenos Aires, Argentina, 188 pp., 2008.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulations of the Summer Circulations over the South American Region with a Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 1573-1584, 15 maio 1995.

FORTRACC, DSA (Previsão a Curto Prazo e Evolução de Sistemas Convectivos), CPTEC/INPE. Disponível em: <<http://sigma.cptec.inpe.br/fortracc/?i=es>>. Acesso em: 06 agosto 2017.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.

GAN, M. A. Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-5400-TDI/479, 225 pp., 1992.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47-66, janeiro 2004.

GAN, M. A.; SELUCHI, M. E. Ciclones e Coclogêneses. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; FERREIRA, N. J.; da SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 7, 463 pp.

GARREAUD, R. D. Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2544-2559, julho 2000.

GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 2713-2733, outubro 1998.

HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamical Meteorology**. 3ª. ed. [S.l.]: Academic Press, 1992, 511 pp.

HOREL, J. D.; HAMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An Investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1338-1493, novembro 1989.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Summertime Precipitation Variability over South America: Role of the Large-Scale Circulation. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 409-431, março 1999.

LICHTENSTEIN, E. R. La Depresion del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low). Ph.D. Dissertation. Departamento de Ciencias de la Atmosfera, Ciudad Universitaria, Buenos Aires, Argentina, 223 pp. 1980, apud FERREIRA, L. J. Causas y Variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e Impactos sobre los Patrones Regionales de Circulación.

Tese de Doutorado. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, Buenos Aires, Argentina, 188 pp, 2008.

KODAMA, Y.-M. Large-scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ), Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992.

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complex. **Bulletin American Meteorological Society**, v. 61, p. 1374-1387, novembro 1980.

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2759-2786, novembro 1997.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low level jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses. **Journal of Climate**, v. 17, p. 833-852, 15 junho 2004.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. L.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Review Recent developments on the South American Monsoon system. **International Journal of Climatology**. v. 32, p. 1-21, 2012.

MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, P. M. A. On precursors of South-American cyclogenesis. **Tellus**. v. 59, p. 114-121, 2007.

MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTMAN, B. P.; HENRY JUANG, H. –M.; KANAMITSU, M. Regional Simulation of Interannual Variability over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 1-16, 2002.

NICOLINI, M.; SAULO, A. C. ETA characterization of the 1997–98 warm season Chaco jet cases. Preprints, Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago, Chile, **Amer. Meteor. Soc.**, p. 330-331, 2000.

NICOLINI, M.; SALIO, P.; TORRES, J. C.; ZIPSER, E. J. The Relationship between South American Low Level Jet events with the Formation and Maintenance of Mesoscale Convective Systems. In: IAMAS/International Commission on Clouds and Precipitation, p. 13-16, 2004.

NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 94, p. 129-143, 2006.

NINOMIYA, B. K. Characteristics of Baiu Front as a Predominant Subtropical Front in the Summer Northern Hemisphere. **Journal of Meteorological Society of Japan** , v. 62, p. 880-893, Dezembro 1984.

NORTE, F. A. Características del viento Zonda en la Región de Cuyo. Tese de Doutorado. Universidade de Buenos Aires, Buenos Aires, Argentina, University, 255 pp. 1988, apud

SELUCHI, M. E.; NORTE, F. A.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C. Analysis of Three Situations of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta–CPTEC Regional Model. **Weather and Forecasting**, v. 18, p. 481-501, junho 2003a.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. New York: Spring-Verlag, 1992, 520 pp.

REBOITA, M. S.; AMBRIZZI, T.; DA ROCHA, R. P. Relationship between the Southern Annular Mode and Southern Hemisphere Atmospheric Systems. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, p. 48-55, 2009.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185 - 204, 2010.

ROMATSCHKE, U.; HOUZE JR, R. A. Characteristics of Precipitating Convective Systems Accounting for the Summer Rainfall of Tropical and Subtropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 14, p. 25-46, Fevereiro 2014.

SAULO, A. C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a Chaco Low Level Jet event. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 2669-2683, 2004.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, p. 1-17, 2002.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1290-1309, abril 2007.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. Meteorology of The Southern Hemisphere. **American Meteorological Society**, p. 119-139, 1998.

SAULO, C.; FERREIRA, L.; NOGUÉS-PAEGLE, J.; SELUCHI, M.; RUIZ, J. Land–Atmosphere Interactions during a Northwestern Argentina Low Event. **Monthly Weather Review**, v. 138, p. 2481-2498, julho 2010.

SCHWERDTFEGER, W. C. Climate of Central and South America. New York: **Elsevier Scientific Publishing Company**, v. 12. 532 pp., 1976.

SCHWERDTFEGER, W. C. Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones b́aricas en el norte de la Argentina. **Meteoros**, v. 4, p. 301-323, 1954, apud FERREIRA, L.; J. Causas y Variabilidad de la Depresión del Noroeste Argentino e Impactos sobre los Patrones Regionales de Circulación. Tese de Doutorado. Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, Buenos Aires, Argentina, 188 pp., 2008.

SCHWERDTFEGER, W. C. Análisis sinóptico y aspecto climatológico de dos distintos tipos de depresiones b́aricas en el norte de la Argentina. **Meteoros**, v. 4, p. 301-323, 1954, apud SELUCHI, M. H.; GARREAUD, R. D. Campos Médios e Processos F́isicos Associados ao Ciclo de Vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, p. 447-462, dezembro 2012.

SELUCHI, M. H.; GARREAUD, R. D. Campos Médios e Processos Físicos Associados ao Ciclo de Vida da Baixa do Chaco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 4, p. 447-462, dezembro 2012.

SELUCHI, M. E.; NORTE, F. A.; SATYAMURTY, P.; CHOU, S. C. Analysis of Three Situations of the Foehn Effect over the Andes (Zonda Wind) Using the Eta-CPTEC Regional Model. **Weather and Forecasting**, v. 18, p. 481-501, junho 2003a.

SELUCHI, M. E.; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 2361-2378, outubro 2003b.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 49-60, março 2012.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, p. 133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. D. S. ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. D. A.; FERREIRA, N. J.; da SILVA, M. G. A.; SILVA DIAS, M. A. F. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. Cap. 12, p. 463.

SUGAHARA, S.; DA ROCHA, R. P.; RODRIGUES, M. L. Condições Atmosféricas de Grande Escala Associadas a Jato de Baixos Níveis na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais de Congresso**. Belo Horizonte, MG, p. 573-577, 1994.

TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) da NASA (National Aeronautics and Space Administration). Disponível em: <<https://trmm.gsfc.nasa.gov/>>. Acesso em 04 de dezembro de 2017.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 9591-9613, 20 agosto 1987.

VERA, C. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate — Special Section**, v. 19, p. 4977-5000, 15 outubro 2006.

VIRJI, H. A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, março 1981.

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, maio 1998.