



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2014/01.27.16.59-TDI

## CLIMATOLOGIA SINÓTICA DAS FRENTES QUENTES NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

Bruno Zanetti Ribeiro

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcelo Enrique Seluchi, aprovada em 26 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3FL69TE>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m18/2014/01.27.16.59-TDI

## CLIMATOLOGIA SINÓTICA DAS FRENTES QUENTES NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

Bruno Zanetti Ribeiro

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcelo Enrique Seluchi, aprovada em 26 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3FL69TE>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Ribeiro, Bruno Zanetti.

R354c      Climatologia sinótica das frentes quentes no sudeste da América do Sul / Bruno Zanetti Ribeiro. – São José dos Campos : INPE, 2014.

xxxii + 137 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2014/01.27.16.59-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.

Orientador : Dr. Marcelo Enrique Seluchi.

1. frente quente. 2. climatologia sinótica. 3. compostos. 4. modelagem numérica. 5. instabilidade termodinâmica. I.Título.

CDU 551.589(8)

---



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

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

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Mestre** em  
**Meteorologia**

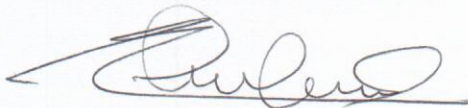
Dr. Prakki Satyamurty



---

Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

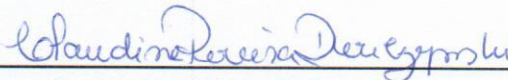
Dr. Marcelo Enrique Seluchi



---

Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Claudine Pereira Dereczynski



---

Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

*Este trabalho foi aprovado por:*

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Bruno Zanetti Ribeiro**

São José dos Campos, 26 de Fevereiro de 2014



*"Está chovendo, eu mateio  
No meu fogão de espinilho  
Alargo a mente de xirú andarilho  
E me perco a memoriar de adonde veio  
Essa ansiedade xucra de mudar de trilho  
E essa tendência braba de bandear rio cheio."*

JAYME CAETANO BRAUN





*A meus pais **Cláudio** e **Márcia**  
e a minha irmã **Paola**.*



## AGRADECIMENTOS

A minha família por todo apoio e compreensão.

Ao Dr. Marcelo Seluchi pelos ensinamentos, incentivo, e por ter acreditado no tema desta dissertação.

À Dra. Chou pela dedicação e comprometimento com este trabalho, e pelas inúmeras sugestões.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) pela oportunidade de estudo e utilização de suas instalações.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo apoio à pesquisa.

Ao NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) por disponibilizar os dados das reanálises CFSR, fundamentais neste trabalho, e os dados do CMORPH.

À comunidade de desenvolvimento do NCAR Command Language (NCL), ferramenta de altíssima qualidade para visualização de dados meteorológicos.

Ao grupo do modelo Eta/CPTEC pela ajuda com a instalação e a utilização do modelo.

Aos amigos pelo companheirismo e pelas divagações.

A todos que de alguma maneira colaboraram com a realização deste trabalho.



## RESUMO

Sistemas frontais ocorrem frequentemente nas latitudes subtropicais da América do Sul, tendo um grande impacto nessas regiões. Isso tem motivado muitos estudos sobre frentes, a grande maioria sobre frentes frias. Pesquisas sobre sistemas frontais em nível global mostraram que o Sudeste da América do Sul sofre uma grande influência também de frentes quentes, as quais foram pouco estudadas nesse continente. A carência de estudos mais abrangentes sobre frentes quentes motivou o presente estudo. Utilizaram-se dados das reanálises do CFSR/NCEP para identificar os eventos de frentes quentes no período de 1979 a 2010, no Sudeste da América do Sul entre 20°S e 35°S, através de um método objetivo baseado nos campos de vento e na magnitude do gradiente meridional de temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) em 850 hPa. Foram elaborados compostos de algumas variáveis atmosféricas desde os dois dias que antecedem a ocorrência das frentes quentes até os dois dias que a sucedem. Dois casos foram simulados com o modelo regional Eta/CPTEC para analisar as características de mesoescala. Foram contabilizadas 809 frentes quentes no período estudado, sendo que a maior parte esteve relacionada à formação de ciclones extratropicais na Bacia do Prata e ao retrocesso de frentes estacionárias. A maioria dos casos ocorreram no inverno (36%), sendo o verão a estação com menor número de frentes quentes (12,8%). Os compostos e suas anomalias em relação à média mostraram que as frentes quentes se formaram, em média, associadas à borda leste da Baixa do Chaco, entre o Sul do Paraguai, Nordeste da Argentina e Oeste da região Sul do Brasil. O escoamento de norte/noroeste, associado à ação do Jato de Baixos Níveis da América do Sul, e o avanço de uma massa de ar frio de sul aumentam o gradiente de  $\theta_e$  na região, sendo fatores frontogênicos. Nos níveis superiores da troposfera ocorre o avanço de uma onda sinótica de oeste, e a formação da frente quente em superfície é acompanhada pela intensificação de uma crista de altura geopotencial em altos e médios níveis. A frente quente tem um deslocamento para sul/sudeste, precedendo, na maioria dos casos, a formação de sistemas de baixa pressão no Oceano Atlântico adjacente ao Sudeste da América do Sul. Compostos de precipitação indicaram que o dia posterior à formação da frente quente é o mais chuvoso na região, o que é explicado pelo aumento dos índices de instabilidade termodinâmica após a passagem do sistema frontal. As simulações numéricas efetuadas com o modelo Eta/CPTEC mostraram algumas diferenças entre as frentes quentes de inverno e de verão. A identificação do sistema no inverno é mais clara, pois esta estação do ano apresenta menores variações locais dos gradientes de  $\theta_e$ . No verão ocorreu a formação de sistemas convectivos nas proximidades da frente quente, principalmente na retaguarda desta, enquanto que no inverno a frente causou pouca nebulosidade. Tanto no verão quanto no inverno formaram-se ondas após a passagem das frentes, as quais estavam associadas a instabilidade termodinâmica elevada.



# SYNOPTIC CLIMATOLOGY OF WARM FRONTS IN SOUTHEASTERN SOUTH AMERICA

## ABSTRACT

Frontal systems occur frequently in the subtropics of South America, having a great impact in these regions. This has motivated many studies on fronts, the vast majority are on cold fronts. Research on frontal systems globally showed that the Southeastern South America undergoes a great influence of warm fronts also, which have been little studied in this continent. The lack of more comprehensive studies on warm fronts motivated this study. Data from CFSR/NCEP reanalysis were used to identify warm fronts events from 1979 to 2010, in Southeastern South America between 20°S and 35°S, by a method based on the wind field and the equivalent potential temperature ( $\theta_e$ ) meridional gradient magnitude at 850 hPa. Composites of some atmospheric variables were constructed since two days preceding the occurrence of warm fronts until the days following. Two cases were simulated with the regional Eta/CPTEC model in order to analyze the mesoscale characteristics. 809 warm fronts were accounted during the studied period, most of them was related to the formation of extratropical cyclones in the La Plata Basin and the retreat of stationary fronts. Most cases occurred in winter (36%), summer being the season with fewer warm fronts (12.8%). The composites and their anomalies in relation to the mean showed that warm fronts formed, on average, in association with the eastern edge of the Chaco Low, between the Southern Paraguay, Northeastern Argentina and West of Southern Brazil. The flow from north/northwest, associated with the South American Low Level Jet, and the advance of a cold air mass from the south increases the gradient of  $\theta_e$  in the region, being frontogenetic factors. On upper levels of the troposphere a synoptic wave advances from the west, and the formation of the surface warm front is accompanied by the intensification of a geopotential height ridge at upper and middle levels. The warm front has a displacement to south/southeast, preceding, in most cases, the formation of low pressure systems in the Atlantic Ocean adjacent to Southeastern South America. Composites of precipitation indicated that the day after warm front formations is the most rainy in the region, which is explained by the increase of thermodynamic instability indexes after frontal system passage. The numerical simulations performed with Eta/CPTEC model showed some differences between winter and summer warm fronts. System identification in winter is clearer, because this season has lower local variations of  $\theta_e$  gradients. In summer occurred the formation of convective systems near the warm front, especially in the rearward of the system, while in the winter the front caused few cloudiness. Both in summer and winter waves formed after the fronts passage, which were associated with elevated thermodynamic instability.





## LISTA DE FIGURAS

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| 2.1 Modelo conceitual de um ciclone extratropical. . . . .  | 5           |
| 2.2 Corte vertical de uma região baroclínica, mostrando a relação da região de contraste de temperatura com o jato (J, entrando no plano da figura) em altos níveis da troposfera. As linhas tracejadas são isotermas em °C e as linhas contínuas são isotacas em m/s. . . . .  | 7           |
| 2.3 Modelo conceitual de um ciclone extratropical na América do Norte. O símbolo W1 indica a frente quente, Cp e C2 simbolizam a frente fria principal e a frente fria secundária, respectivamente, e D1 é o centro do ciclone. As isolinhas assinalam os valores de PNMM (pol Hg) e as regiões de precipitação estão sombreadas. . . . .       | 8           |
| 2.4 Bandas de precipitação associadas às frentes quentes e ventos. As linhas tracejadas indicam linhas de convergência, sendo que nas linhas sinalizadas pela letra A há perturbação do vento geostrófico e formação de bandas de nebulosidade, diferentemente da linha B. . . . .  | 10          |
| 2.5 Esquema ilustrando a organização das bandas de precipitação e da superfície frontal. São indicados também os cristais de gelo e a chuva dentro das bandas. . . . .  | 11          |
| 2.6 Movimentos verticais associados a uma frente quente. As setas pretas indicam os movimentos ascententes fortes na região chamada “escalator”. . . . .  | 12          |
| 2.7 Porcentagem de precipitação associada a cada tipo de frente. . . . .  | 14          |
| 2.8 Corte vertical de $\theta_e$ , onde se nota um máximo secundário em torno de 1500 m de altura. . . . .  | 16          |
| 3.1 Região de estudo: área continental à leste da Cordilheira dos Andes, entre as latitudes de 20°S e 35°S (entre as linhas brancas). As cores indicam a orografia (m), de acordo com a barra à direita. Os dados de altitude do terreno são derivados do modelo Eta/CPTEC, e foram utilizados apenas para elucidar a região de estudo. . . . . | 20          |
| 3.2 Localização do corte vertical (linha branca). As cores indicam a orografia (m), de acordo com a barra à direita. . . . .  | 22          |
| 4.1 Quantidade de frentes quentes ocorridas em cada mês de 1979 a 2010. . . . .   | 27          |
| 4.2 Porcentagem de frentes quentes formadas em cada faixa de latitude. . . . .  | 28          |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.3  | a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média anual das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto.   | 31 |
| 4.4  | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .                                 | 33 |
| 4.5  | a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média anual das mesmas variáveis. . . . .  | 34 |
| 4.6  | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em metros geopotenciais (mgp), contornos). f) Média das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 36 |
| 4.7  | a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (em mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média anual das mesmas variáveis. . . . .  | 37 |
| 4.8  | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .                  | 39 |
| 4.9  | a, b, c, d, e) Compostos anuais de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média das mesmas variáveis. . . . .   | 41 |
| 4.10 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média anual de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .  | 43 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.11 | a, b, c, d, e) Compostos anuais dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44. . . . .  | 44 |
| 4.12 | a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos anuais de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa. . . .  | 46 |
| 4.13 | a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos anuais de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .  | 48 |
| 4.14 | a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos anuais de temperatura (em °C). f) Corte vertical da média anual da mesma variável. A isoterma de 0°C está plotada em linha mais grossa. . . . .   | 49 |
| 4.15 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos anuais de temperatura (em °C, escala de cores à direita). f) Corte vertical da média anual de temperatura (escala de cores abaixo). A isoterma de 0°C está plotada em linha mais grossa. . . . .  | 50 |
| 4.16 | a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos anuais de $\theta_e$ (em K, sombreado) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis. . . . .   | 52 |
| 4.17 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos anuais de $\theta_e$ (em K, sombreado com escala de cores à direita) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média anual de $\theta_e$ (escala de cores abaixo) e $\theta_d$ (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .  | 53 |
| 4.18 | Modelo conceitual das frentes quentes que ocorrem no SEAS para os dias -1, 0 e +1. As linhas pretas são isolinhas de PNMM, as brancas são linhas de corrente na alta troposfera, as cores azul e vermelho simbolizam massas de ar fria e quente, respectivamente. A sigla BC indica a posição da Baixa do Chaco, B significa Baixa, a seta amarela com ponta preta denota o escoamento de norte/noroeste em baixos níveis de troposfera, e as frentes têm seus símbolos padrão. . . . . | 55 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.19 | Compostos de precipitação diária (em mm/dia) estimada pelo CMORPH.  | 57 |
| 4.20 | a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média de inverno das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto. . . . .  | 58 |
| 4.21 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos em relação à média de inverno de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .              | 60 |
| 4.22 | a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média das mesmas variáveis para o inverno. . . .   | 61 |
| 4.23 | a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média das mesmas variáveis para o inverno. . . .   | 62 |
| 4.24 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . | 63 |
| 4.25 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 250 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . | 65 |
| 4.26 | a, b, c, d, e) Compostos de inverno de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis. . . . .  | 66 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.27 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (em m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .  | 67 |
| 4.28 | a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos de inverno de vento zonal (m/s, sombreado) e vento meridional (m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa. . . . .   | 69 |
| 4.29 | a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos de inverno de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .               | 70 |
| 4.30 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de inverno de temperatura (em °C, escala de cores à direita). f) Corte vertical da média de inverno de temperatura (escala de cores abaixo). A isoterma de 0°C está plotada em linha mais grossa. . . . .   | 71 |
| 4.31 | a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos de inverno de $\theta_e$ (em K, sombreado) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis. . . . .  | 72 |
| 4.32 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de inverno de $\theta_e$ (em K, sombreado com escala de cores à direita) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média de inverno de $\theta_e$ (escala de cores abaixo) e $\theta_d$ (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 74 |
| 4.33 | a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média de verão das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto. . . . .  | 75 |

|      |   |    |
|------|---|----|
| 4.34 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .                | 76 |
| 4.35 | a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média de verão das mesmas variáveis. . . . .   | 77 |
| 4.36 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 79 |
| 4.37 | a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média de verão das mesmas variáveis. . . . .   | 80 |
| 4.38 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 250 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 81 |
| 4.39 | a, b, c, d, e) Compostos de verão de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis. . . . .  | 83 |
| 4.40 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (em m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .  | 84 |
| 4.41 | a, b, c, d, e) Compostos de verão dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44. . . . .   | 85 |

|      |  |    |
|------|--|----|
| 4.42 | a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos de verão de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de Sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa. . . . .  | 87 |
| 4.43 | a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos de verão de vento zonal (em m/s, sombreado, escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .                         | 88 |
| 4.44 | a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos de verão de $\theta_e$ (em K, sombreado) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis. . . . .   | 89 |
| 4.45 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de verão de $\theta_e$ (em K, sombreado com escala de cores à direita) e $\theta_d$ (em K, contornos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. f) Corte vertical da média de verão de $\theta_e$ (escala de cores abaixo) e $\theta_d$ (contornos mais grossos). . . . .        | 91 |
| 4.46 | a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto. . . . .   | 92 |
| 4.47 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 93 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 4.48 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 95  |
| 4.49 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 96  |
| 4.50 | a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis. . . . .  | 97  |
| 4.51 | a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .   | 98  |
| 4.52 | a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média de Outono/primavera das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44. . . . .   | 99  |
| 4.53 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de outono/primavera de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . .             | 100 |



|      |   |     |
|------|---|-----|
| 4.54 | a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de outono/primavera de $\theta_e$ (em K, sombreado com escala de cores à direita) e $\theta_d$ (em K, contornos). f) Corte vertical da média de outono/primavera de $\theta_e$ (escala de cores abaixo) e $\theta_d$ (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. . . . . | 102 |
| 4.55 | Gradiente meridional de $\theta_e$ (em K/100km) e vento em 850 hPa nos horários sinóticos. A coluna à esquerda foi gerada a partir das reanálises CFSR e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de verão. São plotados os valores de gradiente meridional de $\theta_e$ maiores que 2 K/100km. O ponto azul indica a localização dos cortes verticais temporais. . . . .   | 103 |
| 4.56 | Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho durante o caso de verão. . . . .   | 104 |
| 4.57 | Precipitação acumulada em 6 horas (em mm). A coluna da esquerda foi gerada a partir das estimativas do CMORPH e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de verão. . . . .   | 105 |
| 4.58 | Simulação do modelo Eta/CPTEC de altura geopotencial (em m, contornos verdes) e vento em linhas de corrente com sua magnitude (em m/s, sombreado) em 500 hPa para o caso de verão. . . . .  | 106 |
| 4.59 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de temperatura (em °C, sombreado) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010. . . . .  | 107 |
| 4.60 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de $\omega$ (em Pa/s, sombreado), $\theta_e$ (em K, contornos tracejados) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010. . . . .  | 108 |

|      |   |     |
|------|---|-----|
| 4.61 | Cortes verticais das simulações do modelo Eta/CPTEC de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os contornos tracejados representam vento de norte, os contínuos ventos de sul, e a isolinha de 0 m/s está contínua mais grossa. Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010. . . . . | 109 |
| 4.62 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de umidade específica (em g/kg, sombreado). No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números no eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010. . . . .  | 110 |
| 4.63 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de água de nuvem (em $10^{-5}$ kg/kg, sombreado) e gelo da nuvem (em $10^{-5}$ kg/kg, contornos) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010. . . . .   | 111 |
| 4.64 | Gradiente meridional de $\theta_e$ (em K/100km) e vento em 850 hPa nos horários sinóticos. A coluna à esquerda foi gerada a partir das reanálises CFSR e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de inverno. São plotados os valores de gradiente meridional de $\theta_e$ maiores que 2 K/100km. O ponto azul indica a localização dos cortes verticais temporais. . . . .   | 113 |
| 4.65 | Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho durante o caso de inverno. . . . .   | 114 |
| 4.66 | Precipitação acumulada em 6 horas (em mm). A coluna da esquerda foi gerada a partir das estimativas do CMORPH e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de inverno. . . . .   | 115 |
| 4.67 | Simulação do modelo Eta/CPTEC de altura geopotencial (em m, contornos verdes) e vento em linhas de corrente com sua magnitude (em m/s, sombreado) em 500 hPa para o caso de inverno. . . . .  | 116 |
| 4.68 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de temperatura (em °C, sombreado) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010. . . . .   | 117 |

|      |  |     |
|------|--|-----|
| 4.69 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de $\omega$ (em Pa/s, sombreado), $\theta_e$ (em K, contornos tracejados) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010. . . . .  | 118 |
| 4.70 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os contornos tracejados representam vento de norte, os contínuos ventos de sul, e a isolinha de 0 m/s está contínua mais grossa. Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010. . . . . | 119 |
| 4.71 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de umidade específica (em g/kg, sombreado) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010. . . . .   | 120 |
| 4.72 | Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de água de nuvem (em $10^{-5}$ kg/kg, sombreado) e gelo de nuvem (em $10^{-5}$ kg/kg, contornos) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010. . . . .   | 121 |



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

|        |   |  |
|--------|---|--|
| ASAS   | – | Alta Subtropical do Atlântico Sul                    |
| BC     | – | Baixa do Chaco                                       |
| BNOA   | – | Baixa do Noroeste da Argentina                       |
| CAPE   | – | <i>Convective Available Potential Energy</i>         |
| CFSR   | – | <i>Climate Forecast System Reanalysis</i>            |
| CMORPH | – | <i>Climate Prediction Center morphing technique</i>  |
| CPTEC  | – | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos     |
| JBNAS  | – | Jato de Baixos Níveis da América do Sul              |
| NCEP   | – | <i>National Centers for Environmental Prediction</i> |
| PNMM   | – | Pressão ao Nível Médio do Mar                        |
| SEAS   | – | Sudeste da América do Sul                            |



## LISTA DE SÍMBOLOS

|                |   |   |
|----------------|---|---|
| $T$            | – | Temperatura   |
| $Td$           | – | Temperatura do ponto de orvalho                     |
| $IK$           | – | Índice K  |
| $ITT$          | – | Índice Total-Totals                                 |
| $\theta$       | – | Temperatura potencial                               |
| $\theta_d$     | – | Temperatura potencial do ar seco                    |
| $\theta_e$     | – | Temperatura potencial equivalente                   |
| $\omega$       | – | Velocidade vertical em coordenadas de pressão       |
| $GG\theta$     | – | Gradiente direcional do gradiente de $\theta$       |
| $\vec{\nabla}$ | – | Operador gradiente                                  |
| $\vec{\eta}$   | – | Vetor direcional unitário                           |
| $UR$           | – | Umidade relativa                                    |
| $T_K$          | – | Temperatura absoluta                                |
| $r$            | – | Razão de mistura                                    |
| $c_{pd}$       | – | Calor específico a pressão constante para o ar seco |
| $R_v$          | – | Constante dos gases para o vapor d'água             |
| $L$            | – | Calor latente ajustado                              |





## SUMÁRIO

|   | <u>Pág.</u> |
|---|-------------|
| <b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .   | <b>1</b>    |
| 1.1 Objetivos . . . . .   | 2           |
| <b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .  | <b>5</b>    |
| 2.1 Estudos observacionais . . . . .  | 9           |
| 2.2 Estudos de modelagem numérica . . . . .   | 15          |
| <b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> . . . . .  | <b>17</b>   |
| 3.1 Seleção dos casos . . . . .   | 17          |
| 3.2 Compostos e anomalias das variáveis atmosféricas e métodos de análise . . . . . | 21          |
| 3.3 Dados da Reanálise CFSR/NCEP . . . . .  | 24          |
| 3.4 Simulações numéricas dos eventos selecionados . . . . .                         | 24          |
| <b>4 RESULTADOS</b> . . . . .   | <b>27</b>   |
| 4.1 Cômputo dos casos . . . . .   | 27          |
| 4.2 Compostos e anomalias das variáveis atmosféricas . . . . .                      | 29          |
| 4.2.1 Compostos anuais . . . . .  | 29          |
| 4.2.1.1 Campos dinâmicos anuais . . . . .   | 29          |
| 4.2.1.2 Campos termodinâmicos anuais . . . . .                                      | 38          |
| 4.2.1.3 Cortes verticais anuais . . . . .   | 45          |
| 4.2.1.4 Modelo conceitual . . . . .   | 54          |
| 4.2.2 Compostos de precipitação . . . . .   | 54          |
| 4.2.3 Compostos de inverno . . . . .  | 56          |
| 4.2.3.1 Campos dinâmicos de inverno . . . . .                                       | 56          |
| 4.2.3.2 Campos termodinâmicos de inverno . . . . .                                  | 64          |
| 4.2.3.3 Cortes verticais de inverno . . . . .                                       | 68          |
| 4.2.4 Compostos de verão . . . . .  | 73          |
| 4.2.4.1 Campos dinâmicos de verão . . . . .   | 73          |
| 4.2.4.2 Campos termodinâmicos de verão . . . . .                                    | 78          |
| 4.2.4.3 Cortes verticais de verão . . . . .   | 82          |
| 4.2.5 Compostos de outono/primavera . . . . .                                       | 90          |
| 4.2.5.1 Campos dinâmicos de outono/primavera . . . . .                              | 90          |
| 4.2.5.2 Campos termodinâmicos de outono/primavera . . . . .                         | 94          |

|          |  |            |
|----------|--|------------|
| 4.2.5.3  | Cortes verticais de outono/primavera . . . . . | 94         |
| 4.3      | Simulações numéricas . . . . .                 | 101        |
| 4.3.1    | Caso de verão . . . . .                        | 101        |
| 4.3.2    | Caso de inverno . . . . .                      | 111        |
| <b>5</b> | <b>CONCLUSÕES . . . . .</b>                    | <b>123</b> |
|          | <b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>    | <b>131</b> |

# 1 INTRODUÇÃO

Frentes são regiões de transição entre massas de ar com características termodinâmicas diferentes, sendo caracterizadas, portanto, por um forte contraste de temperatura e umidade. O conceito de frente atmosférica data do final do século XIX e início do século XX, a partir da denominada Escola Norueguesa. As frentes foram classificadas conforme a movimentação relativa entre as massas de ar que dividem, sendo frentes frias quando a massa de ar frio avança sobre a massa de ar quente e frentes quentes quando ocorre o inverso. Esses sistemas meteorológicos são comuns nas latitudes extratropicais, e estão geralmente associados a mudanças do tempo e precipitação, sendo importantíssimos no clima dessas regiões.

O Sudeste da América do Sul (SEAS), que abrange o Sul, parte do Sudeste e do Centro-Oeste do Brasil e países vizinhos, é frequentemente atingido por sistemas frontais (CAVALCANTI; KOUSKY, 2003; QUADRO et al., 1996). Esses sistemas são geralmente frios, impulsionados por ciclones extratropicais que usualmente se localizam sobre o Oceano Atlântico. Existem diversos estudos sobre frentes frias no Brasil e na América do Sul, sendo conhecidas suas influências nas condições de tempo, como a causa de friagens (SATYAMURTY et al., 2002; MARENGO et al., 1997) e disparo de Sistemas Convectivos de Mesoescala (MACHADO et al., 2002).

Sistemas frontais quentes também afetam o tempo no Sudeste da América do Sul. Catto et al. (2012) verificaram que são responsáveis por até 45% da precipitação em partes da região, enquanto que as frentes frias causam no máximo cerca de 20%. Esse resultado é conflitante com a ideia dominante na comunidade meteorológica, a qual consente que as frentes frias e os Sistemas Convectivos de Mesoescala são os principais causadores de precipitação nas latitudes subtropicais da América do Sul. Além disso, Carvalho e Fedorova (2011) associaram as frentes quentes por elas estudadas a tempestades e nevoeiros no sul do Brasil, fenômenos que têm imensa importância para as atividades civis. As frentes quentes também estão associadas a eventos severos como precipitação intensa, queda de granizo e ventos fortes, conforme demonstrado por Metz et al. (2004) na América do Norte, o que realça seu grau de importância.

As circulações de mesoescala que ocorrem nas frentes quentes são responsáveis por produzir precipitação, que geralmente tem caráter estratiforme em função da pequena inclinação da rampa frontal, atingindo uma área grande de forma intermitente (WALLACE; HOBBS, 2006). Porém, outros estudos mostraram que as frentes quentes podem gerar células convectivas em níveis elevados da troposfera, o que

é chamado convecção elevada (NEIMAN et al., 1993; HERTZMAN et al., 1998). Essas circulações só podem ser previstas através de modelos de mesoescala, com resolução espacial alta, os quais vão definir se a frente gerará precipitação intensa ou não. Em vista disso, a aplicação da modelagem numérica em casos de frentes quentes torna-se essencial para prever corretamente os fenômenos atmosféricos que estarão associados à região frontal.

As frentes quentes geralmente estão associadas a condições de tempo mais amenas que as frentes frias, fato que tem causado menor interesse da comunidade científica por esse fenômeno. O presente estudo é motivado pela carência de pesquisas sobre frentes quentes na América do Sul, em particular no Brasil. Apesar de ser um sistema meteorológico que ocorre na região e pode ter sérias influências nas condições de tempo, no Sudeste da América do Sul nunca foi estudado de maneira mais abrangente, utilizando uma série longa de dados de reanálises. As circulações de mesoescala associadas às frentes quentes e sua representação em modelos regionais também são importantes, pois a modelagem numérica é uma ferramenta indispensável para a previsão do tempo nos dias atuais. O entendimento desse fenômeno permitirá maior acurácia nas previsões e emissões de alertas, e ajudará a preencher essa lacuna existente na meteorologia sul-americana.

## 1.1 Objetivos

O objetivo principal deste estudo é realizar uma caracterização das frentes quentes que afetam o Sudeste da América do Sul do ponto de vista sinótico-climatológico, identificando a estrutura dinâmica e termodinâmica desses sistemas e sua variabilidade temporal e espacial.

Os objetivos específicos são:

- Analisar as principais características associadas à atuação de frentes quentes no Sudeste da América do Sul, incluindo a sua frequência, intensidade, fenômenos de tempo associados, etc.
- Determinar a situação sinótica típica sob a qual se desenvolvem as frentes quentes e analisar sua evolução e variações latitudinais.
- Desenvolver um modelo conceitual da atuação das frentes quentes na região estudada;
- Avaliar características de mesoescala associadas às frentes quentes, como a

inclinação da rampa frontal, velocidade da frente, instabilidade termodinâmica em níveis superiores da troposfera e ação dos jatos de altos e baixos níveis.

O Capítulo 2 é dedicado a uma revisão bibliográfica de estudos sobre frentes quentes e modelagem numérica. A metodologia empregada e os dados utilizados são apresentados no Capítulo 3. Os resultados foram divididos em três subseções inerentes ao tipo de análise empregada, sendo mostrados e discutidos no Capítulo 4. As conclusões e considerações finais do estudo são apresentadas no Capítulo 5, seguidas pelas referências bibliográficas utilizadas.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A teoria de Bjerkness (1919) relaciona os sistemas frontais típicos das latitudes médias com os ciclones extratropicais, havendo uma frente fria e uma frente quente associadas ao ciclone (Figura 2.1). Os ramos frontais se localizam onde há descontinuidade cinemática, havendo uma variação ciclônica dos ventos, em função da mudança brusca de temperatura. Portanto, toda frente está associada a um cavado nas isóbaras e a uma descontinuidade cinemática e térmica nos níveis inferiores da troposfera.

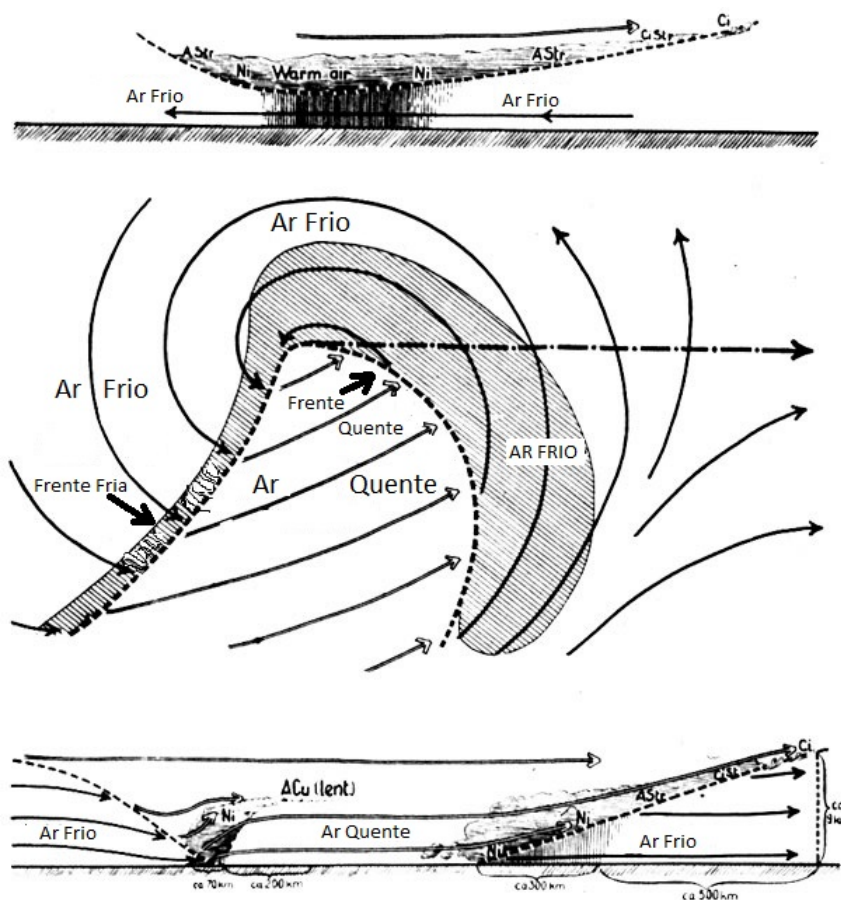


Figura 2.1 - Modelo conceitual de um ciclone extratropical.  
Fonte: Adaptada de Bjerkness (1919).

A partir das primeiras sondagens aerológicas foram descobertas as correntes de jato, o que possibilitou a elaboração de um modelo conceitual tridimensional mais completo, envolvendo toda a troposfera e a baixa estratosfera, informações das quais não dispunham os meteorologistas do início do século XX. Com esses dados de

níveis mais elevados da troposfera, [Browning \(1986\)](#) desenvolveu o conceito de esteiras transportadoras de ar, as quais são fluxos de ar que convergem para as regiões frontais. A esteira transportadora quente é responsável por levar o ar quente até a região frontal, onde este sofre ascensão forçada quando encontra a massa de ar mais fria, formando nuvens e conseqüentemente precipitação.

Em níveis superiores da troposfera, a presença das correntes de jatos nas regiões de contraste térmico é uma característica comum nas latitudes médias ([BERGGREN, 1952](#)). A aceleração do escoamento próximo à tropopausa, predominantemente de oeste, é causada pelo aumento do gradiente horizontal de pressão (ou altura geopotencial), que tem estreita relação com o gradiente de temperatura em superfície. A [Figura 2.2](#) evidencia o acoplamento entre o jato em altos níveis da troposfera (representado por um “J” na figura, com o ar entrando no plano desta) e a região com grande gradiente térmico (área delimitada pelas duas linhas mais grossas que se estendem até a estratosfera). Na transição entre o escoamento com curvatura ciclônica e com curvatura anticiclônica (ponto de inflexão) fica o ciclone extratropical em superfície ([BLUESTEIN, 1993](#)).

A zona frontal em forma de rampa dentro da troposfera apresenta intensa baroclinia (grande cisalhamento vertical do vento e defasagem da onda térmica e bária) ([HOSKINS, 1982](#)), onde as frentes aparecem como um dos mecanismos de atenuação da instabilidade. Nas frentes ocorre movimento ascendente e formação de nuvens e precipitação, podendo ocorrer intempéries às regiões atingidas. No âmbito global, as frentes surgem como uma maneira de compensar o balanço positivo de radiação nas regiões equatoriais e negativo nas regiões polares ([WALLACE; HOBBS, 2006](#)), transportando ar frio para as latitudes baixas e quente para as latitudes altas. Na escala sinótica ou menor, existem muitos mecanismos responsáveis pela formação e intensificação de frentes. [Pettersen \(1935\)](#) definiu uma função frontogenética capaz de indicar se uma frente está se intensificando (frontogênese) ou enfraquecendo (frontólise), pois é calculada a variação temporal do gradiente horizontal de alguma quantidade escalar (temperatura potencial, por exemplo). Os processos físicos envolvidos nessa função frontogenética vão definir o seu sinal. Dentre eles estão a deformação das parcelas de ar, aquecimento diabático e movimento vertical. [Mattos e Pesquero \(1998\)](#) calcularam a função frontogenética horizontal na América do Sul durante um caso de frontogênese, e verificaram que a região a leste da Cordilheira dos Andes tem características frontogenéticas principalmente por causa da deformação horizontal.



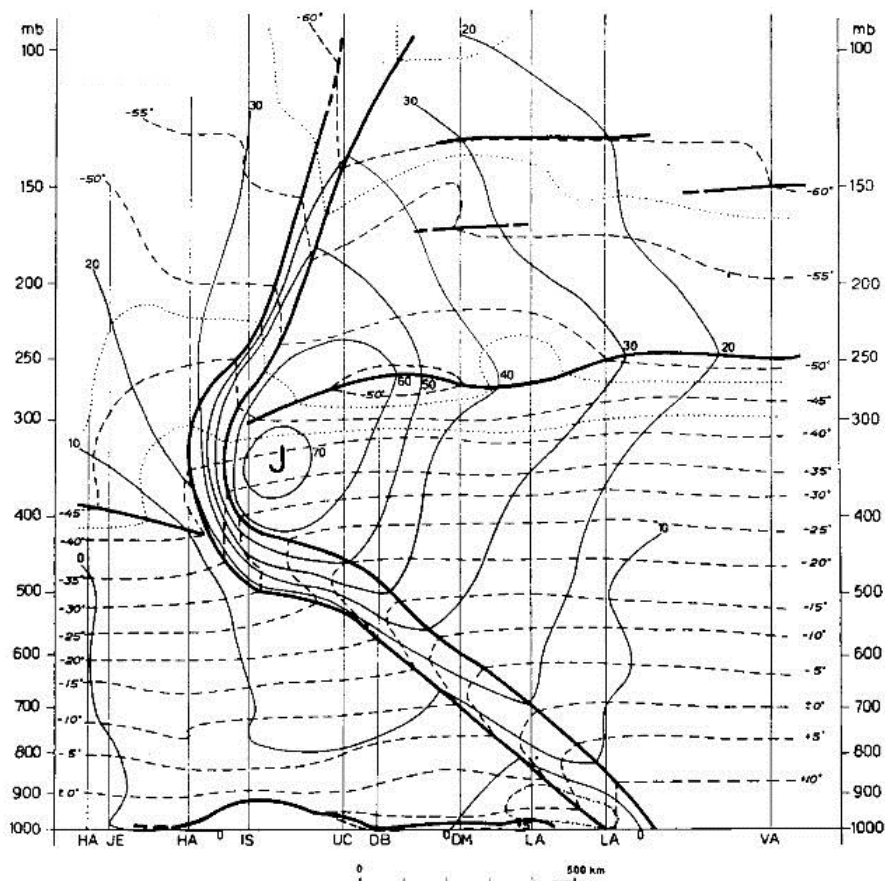


Figura 2.2 - Corte vertical de uma região baroclínica, mostrando a relação da região de contraste de temperatura com o jato (J, entrando no plano da figura) em altos níveis da troposfera. As linhas tracejadas são isotermas em °C e as linhas contínuas são isotacas em m/s.  
 Fonte: Adaptada de Berggren (1952).

Em geral, o modelo conceitual de ciclone frontal da Escola Norueguesa é aceito pela comunidade científica, porém ele não se ajusta estritamente a todas as regiões do planeta. Como exemplo, as massas de ar que afetam as condições de tempo na Europa, onde a teoria foi elaborada, são diferentes das que afetam a América do Sul. Além disso, a topografia dos dois continentes é diferente, determinando características particulares das frentes e ciclones em decorrência da sua interação com as regiões de topografia elevada, como a Cordilheira dos Andes (FUNATSU et al., 2004; GAN; RAO, 1994; SELUCHI et al., 2006; ILSSEN et al., 2010).

Na América do Norte a teoria dos ciclones norueguesa foi modificada para delinear algumas características dos ciclones que lá ocorrem. Hobbs et al. (1996) afirmam que os ciclones na América do Norte são diferentes dos propostos pelo modelo norueguês

(Figura 2.3), principalmente por haver em alguns casos duas bandas frontais frias e duas bandas quentes, o que se deve principalmente à interação da troposfera com as Montanhas Rochosas. Contudo, Locatelli et al. (2002) alegaram que 31% dos ciclones a leste das Rochosas não podem ser classificados conforme o modelo norueguês e nem de acordo com o modelo de Hobbs et al. (1996).

Nas últimas décadas várias teorias têm sido desenvolvidas para tentar explicar e entender os mecanismos de formação e evolução dos ciclones frontais e das frentes associadas. De acordo com Bluestein (1993), as frentes e os jatos, cujos comprimentos são da ordem de 1000 km e larguras da ordem de 100 km, podem ser corretamente tratados se forem levados em consideração fatores sinóticos, como na teoria quase-geostrófica (HOLTON, 2004), juntamente com fatores de mesoescala, contabilizando as circulações ageostróficas.

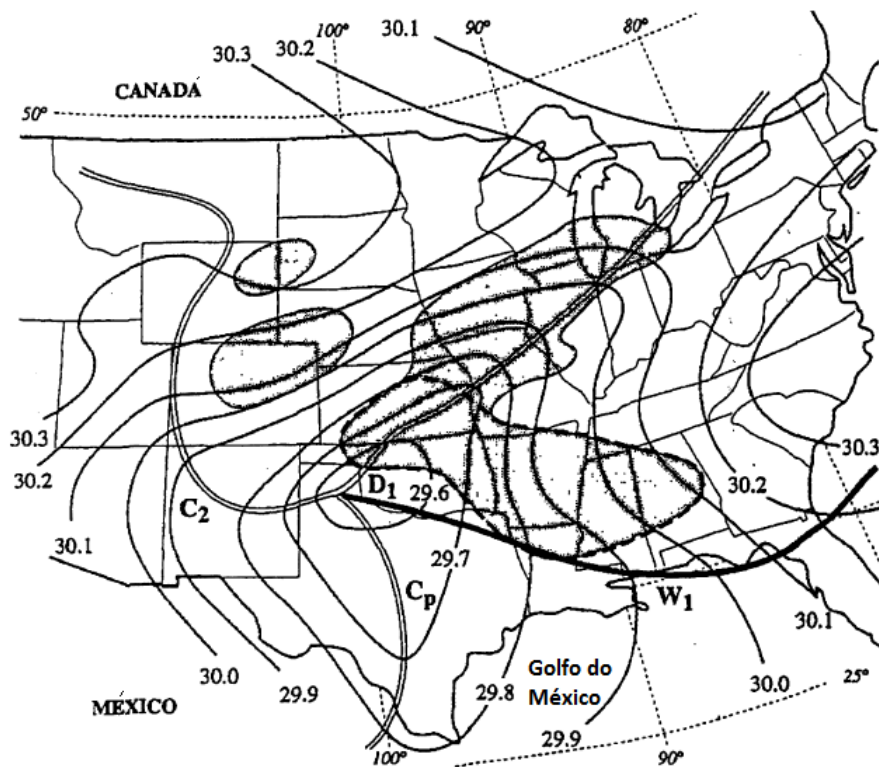


Figura 2.3 - Modelo conceitual de um ciclone extratropical na América do Norte. O símbolo W1 indica a frente quente, Cp e C2 simbolizam a frente fria principal e a frente fria secundária, respectivamente, e D1 é o centro do ciclone. As isolinhas assinalam os valores de PNMM (pol Hg) e as regiões de precipitação estão sombreadas.

Fonte: Adaptada de Hobbs et al. (1996).

## 2.1 Estudos observacionais

Conforme exposto anteriormente, desde a época da Escola Norueguesa a existência de frentes frias e quentes foi vinculada ao desenvolvimento de ciclones extratropicais, que possuem um setor quente no lado equatorial e um setor frio no lado polar, sendo portanto assimétricos. A aparente maior frequência de frentes frias em relação às quentes sugere que o modelo conceitual norueguês também não se aplica literalmente, pelo menos nas latitudes subtropicais da América do Sul. Por outro lado, a natureza assimétrica dos ciclones extratropicais indica que as frentes quentes também devem afetar o tempo e o clima dessa região.

Modelos conceituais de frentes quentes descrevem a precipitação associada como contínua, de intensidade fraca a moderada devido à pequena inclinação que tem a rampa frontal, ocorrendo no setor frio à frente da zona frontal em superfície (WALLACE; HOBBS, 2006). A inclinação da rampa frontal varia muito segundo diferentes estudos, mas em geral ela é menor do que a inclinação das frentes frias. Heymsfield (1979) estudou uma frente quente no norte dos Estados Unidos com inclinação de 1:100, enquanto que Wakimoto e Bosart (2001) estudaram uma frente quente oceânica no norte da Europa com inclinação de 1:60. Em seu estudo observacional de uma frente quente na Finlândia, Kempii e Sinclair (2011) estimaram a inclinação da frente em 1:180, e associaram a menor inclinação à ausência de movimentos ascendentes fortes, contrariamente ao que ocorreu nos outros casos estudados. Os autores também argumentaram que a pequena inclinação da frente quente faz com que as parcelas de ar, as quais sobem aproximadamente seguindo superfícies isentrópicas, percorram uma distância horizontal grande antes de chegarem ao nível de condensação por levantamento, explicando a defasagem entre a zona frontal e a precipitação, que se adianta à frente. Esse resultado é coerente com a experiência diária e com os modelos conceituais, os quais indicam que a banda de nebulosidade associada às frentes quentes é normalmente mais larga que as correspondentes às frentes frias e comumente organizada em forma de bandas, como se mostra na Figura 2.4 extraída de Heymsfield (1979).

A presença de nuvens cumulonimbus na região frontal quente é comum. Conceitualmente, a precipitação causada pelas frentes quentes tem caráter estratiforme, pois o ar quente desliza sobre o ar frio como se este último fosse uma rampa, com pouca inclinação. Porém, muitos autores detectaram a formação de nuvens convectivas associadas à presença de instabilidade simétrica condicional (HEYMSFIELD, 1979; HUDAK et al., 1981), a qual é responsável por causar movimentos convectivos incli-

nados (SCHULTZ; SCHUMACHER, 1999). Hudak et al. (1981) analisaram uma frente quente associada a um ciclone de rápido desenvolvimento no Canadá e também notaram que a precipitação ocorre na forma de bandas, algumas paralelas e outras perpendiculares à frente quente. De acordo com os autores, esse padrão se deve a irregularidades na zona frontal, e não seria observado se a frente tivesse uma rampa contínua.

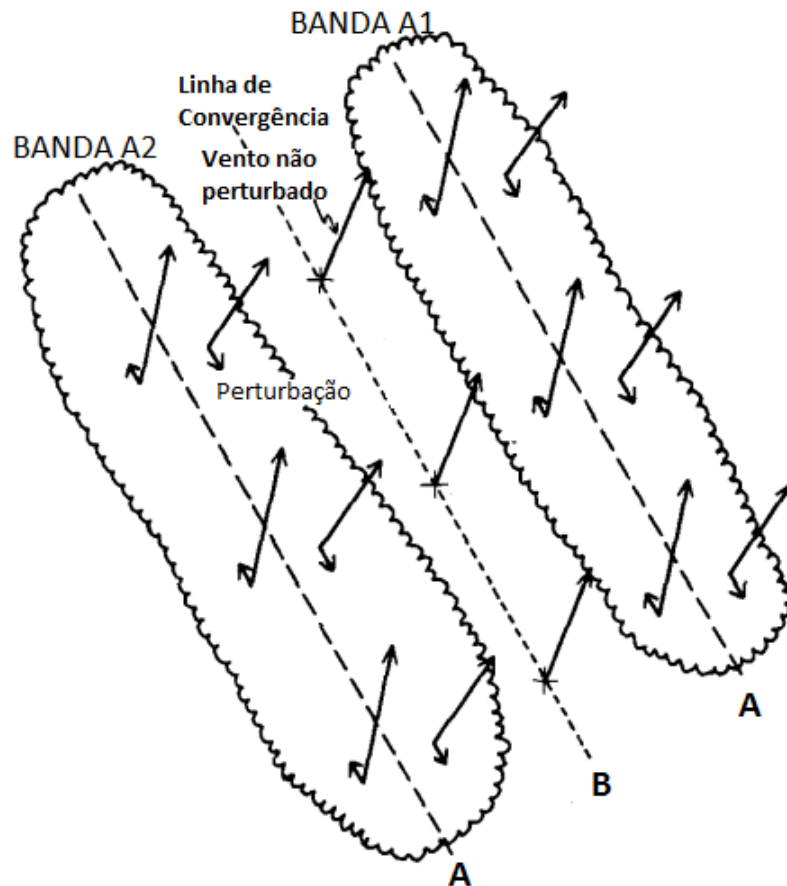


Figura 2.4 - Bandas de precipitação associadas às frentes quentes e ventos. As linhas tracejadas indicam linhas de convergência, sendo que nas linhas sinalizadas pela letra A há perturbação do vento geostrofico e formação de bandas de nebulosidade, diferentemente da linha B.

Fonte: Adaptada de Heymsfield (1979).

Kempii e Sinclair (2011) realizaram um estudo observacional de uma frente quente que atingiu a Finlândia utilizando uma torre de instrumentos de trezentos metros de altura, radiossondagens e simulações numéricas de um modelo de alta resolução espacial. A frente quente provocou chuva intermitente, com intensidade de fraca a

moderada, o que significa que não havia convecção associada. Essa característica foi relacionada com o fato de a inclinação da frente não apresentar o padrão de escada, tendo a mesma inclinação em todos os níveis verticais. O padrão de escada encontrado em alguns perfis verticais de frentes quentes (Figura 2.5) é comumente associado à convecção embebida (HERTZMAN et al., 1998; LOCATELLI; HOBBS, 1987; HOUZE et al., 1981). Nesse estudo de caso, Kempii e Sinclair (2011) também observaram que o maior gradiente de temperatura potencial aconteceu na troposfera livre, logo acima da camada limite planetária. Neiman et al. (1993) observaram a presença de duas regiões distintas ao longo da frente quente por onde o ar sobe: uma que chamou de “elevator”, por onde o ar subiria suavemente ao longo da rampa frontal (movimento vertical inclinado), e outra chamada “escalator”, onde aconteceriam fortes correntes ascendentes de mesoescala associadas a convecção embebida na frente (Figura 2.6).

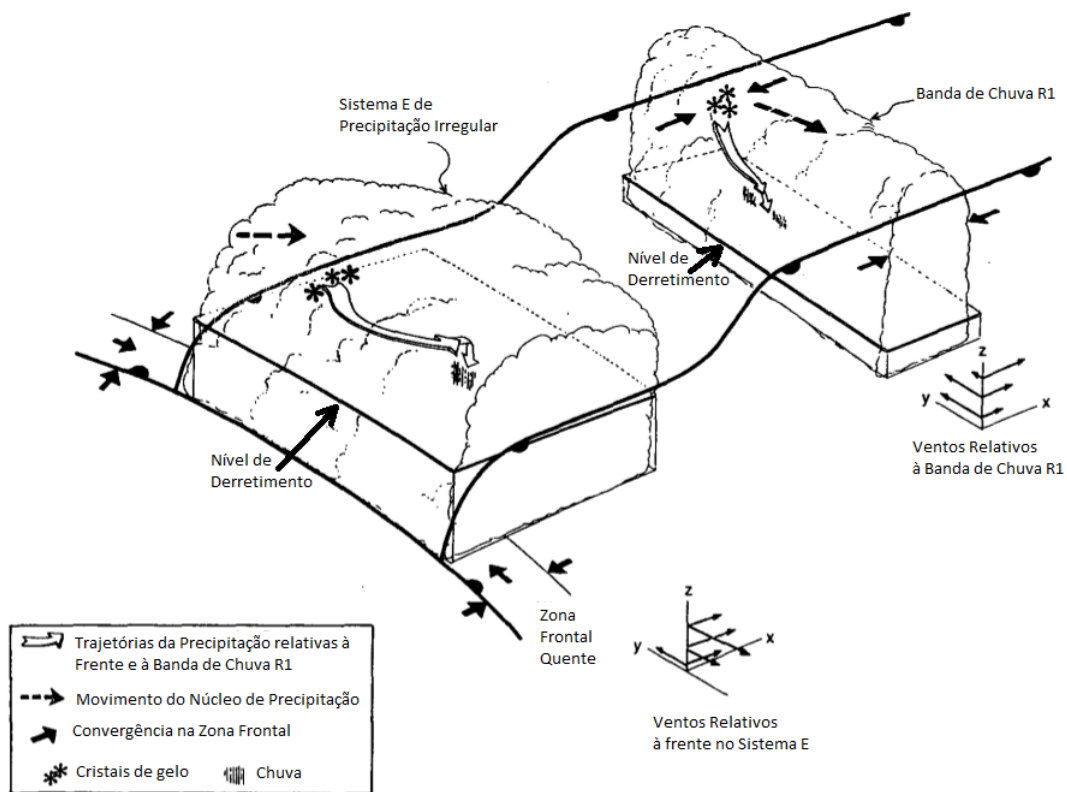


Figura 2.5 - Esquema ilustrando a organização das bandas de precipitação e da superfície frontal. São indicados também os cristais de gelo e a chuva dentro das bandas. Fonte: Adaptada de Hertzman et al. (1998).

Eventos extremos de precipitação, ventos fortes e granizo associados a frentes quentes

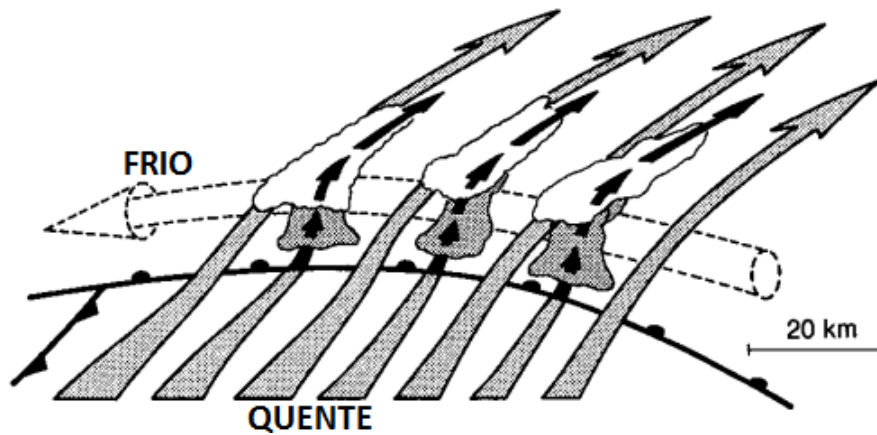


Figura 2.6 - Movimentos verticais associados a uma frente quente. As setas pretas indicam os movimentos ascententes fortes na região chamada “escalator”.  
 Fonte: Adaptada de Neiman et al. (1993).

são documentados na literatura (METZ et al., 2004). A necessidade de simulações numéricas de alta resolução é evidenciada pelo fato de fenômenos de mesoescala importantes estarem embutidos na circulação da frente quente. Os esquemas de convecção dos modelos numéricos parametrizam o fenômeno supondo que as parcelas de ar ascendem a partir da superfície, ou próximo desta, subindo até níveis superiores da troposfera e causando chuva devido a uma série de processos físicos. Porém, é comum observar movimento ascendente de parcelas de ar que não sobem a partir da superfície, mas sim de um nível mais alto da troposfera, a convecção elevada. Em alguns casos de frentes quentes ocorre esse tipo de convecção (NEIMAN et al., 1993; HERTZMAN et al., 1998), pois como o ar quente desliza sobre o ar frio, a camada mais baixa da troposfera fica estável convectivamente e a convecção começa a partir de um nível mais alto, onde o ar está convectivamente instável. Taylor et al. (1983) identificaram camadas de ar com temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) decrescendo com a altura ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ) acima da região frontal quente, o que indica instabilidade condicional na troposfera acima da camada limite planetária.

A experiência sinótica indica que as frentes quentes são menos extensas que as frentes frias, sendo encontradas geralmente nas imediações do ciclone extratropical, enquanto que a frente fria pode estender-se até regiões distantes do ciclone, sempre na vanguarda das massas de ar frio (anticiclones migratórios). A Cordilheira dos Andes tem um efeito defletor nos ciclones extratropicais, forçando a passagem destes pelo extremo sul do continente sul-americano (SELUCHI et al., 1998), o que também modifica as características das frentes envolvidas. Por ser um continente

pouco extenso longitudinalmente nas latitudes médias, os ciclones na América do Sul, quando se formam sobre o continente, logo se movem para o Oceano Atlântico. Assim, as frentes quentes associadas a ciclones extratropicais atingem geralmente as regiões mais a leste da América do Sul (CARVALHO, 2000; BRAZIL et al., 2000). Severo (1994) dividiu os padrões sinóticos responsáveis por precipitação no Vale do Itajaí, Santa Cararina, em cinco, sendo que o quinto padrão por ele encontrado ocorre quando uma frente fria no Sudeste do Brasil retrocede em forma de frente quente e atinge a região.

Episódios de frentes quentes no Brasil já foram estudados. Carvalho e Fedorova (2011) realizaram uma análise de dois casos de frentes quentes que ocorreram no Sul do Brasil, utilizando imagens de satélite e campos meteorológicos de reanálises. De acordo com a análise do primeiro caso, a frente quente afetou o tempo no estado do Rio Grande do Sul por cerca de 24 horas, causando precipitação e relatos de nuvens cumulonimbus nas imediações de algumas estações meteorológicas. O segundo caso estava relacionado com uma ampla área com curvatura anticiclônica do escoamento na troposfera superior sobre o Sul do Brasil, enquanto que um vórtice ciclônico em altos níveis se localizava sobre o Oceano Pacífico nas imediações do continente. Nesse segundo caso também foram observadas nuvens cumulonimbus, e um corte vertical de superfícies de temperatura potencial permitiu deduzir que houve movimento ascendente associado à frente quente. Outro estudo de um caso de frente quente foi realizado por Brazil et al. (2000). Nesse caso também notaram uma crista em médios e altos níveis da troposfera, associada a ar quente em superfície, que avançou para sul. Enquanto a frente quente esteve sobre o Brasil não foi registrada precipitação, porém era notável a presença de nebulosidade na região frontal.

Em outro estudo de frentes quentes no Brasil, Carvalho et al. (2002) escolheram dois casos que ocorreram um em ano de El Niño e outro em ano de La Niña. Os autores não encontraram nenhuma diferença considerável entre as frentes quentes. Em ambos os casos observou-se um cavado de mesoescala em superfície sobre o estado do Rio Grande do Sul, e a precipitação foi estratiforme em toda a área de atuação da frente. As frentes atingiram regiões diferentes, uma concentrando-se entre 25°S e 35°S, e a outra entre 30°S e 40°S. A configuração meteorológica em níveis superiores da troposfera continha um vórtice ciclônico que avançou desde o Oceano Pacífico, atravessou a Cordilheira dos Andes e causou uma ciclogênese em superfície à leste da Cordilheira.

As pesquisas sobre frentes quentes são poucas, e geralmente tratam de casos especí-

ficos (HUDAK et al., 1981; KEMPII; SINCLAIR, 2011; HEYMSFIELD, 1979). Na América do Sul, em particular, a largura longitudinal do continente torna esse fenômeno ainda mais raro, portanto a pesquisa sobre frentes quentes é ainda mais escassa em comparação a outras regiões do planeta (CARVALHO; FEDOROVA, 2011; BRAZIL et al., 2000; CARVALHO et al., 2002). Outro fator que influencia os estudos desse fenômeno é sua difícil localização. Segundo Taljaard (1972), muitos analistas omitiam a presença de frentes quentes nos ciclones simplesmente pelo fato de serem difíceis de identificar. Um dado importante encontrado por Catto et al. (2012) é que em nível global as frentes quentes são responsáveis por 18% da precipitação, sendo que considerando somente o hemisfério Sul essa proporção sobe para 20%. Em suas análises também é possível notar que o Sudeste da América do Sul é uma região onde as frentes quentes são responsáveis por quase 45% da precipitação anual em alguns pontos da região (Figura 2.7). A reanálise utilizada nesse último estudo tem 2,5° de espaçamento horizontal. O trabalho de Berry et al. (2011), cuja metodologia de identificação dos sistemas frontais foi utilizada por Catto et al. (2012), indicou que o Sudeste da América do Sul é uma região onde as frentes quentes são frequentes.

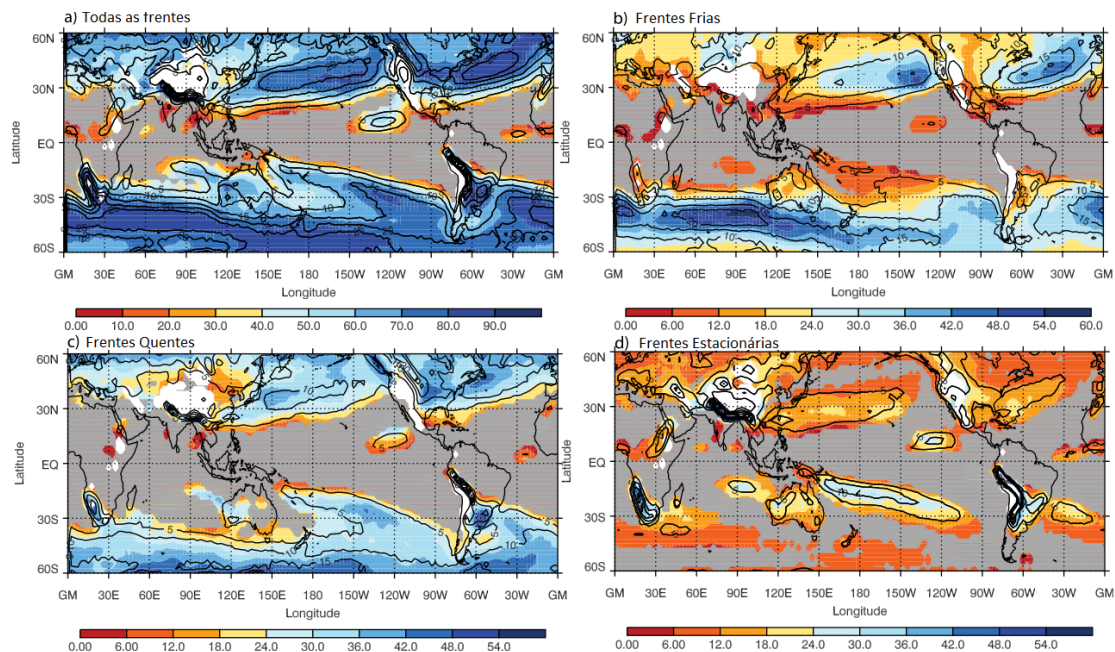


Figura 2.7 - Porcentagem de precipitação associada a cada tipo de frente.  
 Fonte: Adaptada de Catto et al. (2012).

No âmbito regional, as frentes quentes podem causar intensas ondas de calor nas latitudes subtropicais e médias da América do Sul (RUSTICUCCI; VARGAS, 1996;



NORTE et al., 2007). Fenômenos severos locais como a presença de ventos catabáticos intensos na Cordilheira dos Andes (Vento Zonda) estão também associados à presença de frentes quentes no Sul do Brasil (NORTE, 1999).

## 2.2 Estudos de modelagem numérica

No Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é rodado operacionalmente o modelo Eta/CPTEC, o qual utiliza como parametrização de convecção o esquema de Betts-Miller-Janjić (BETTS; MILLER, 1986; JANJIC, 1994). Esse esquema utiliza um perfil atmosférico pré-definido para calcular as variações de temperatura e umidade em uma camada atmosférica do modelo. O perfil atmosférico nos pontos de grade é então ajustado para simular os efeitos que a convecção em subgrade teria nos pontos de grade. A convecção é ativada no esquema quando certas condições são alcançadas, como suficiente umidade na coluna atmosférica e CAPE (*Convective Available Potential Energy*, ou Energia Potencial Convectiva Disponível). O esquema se baseia no pressuposto de que a atmosfera tende a uma configuração padrão quando está estável, ou seja, após a ocorrência de convecção.

Porém, a convecção elevada ocorre mesmo quando a camada mais baixa da troposfera está estável ( $\partial\theta_e/\partial z > 0$ ), havendo acima desse nível uma camada instável ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ), e o ar nessa camada sobe por estar com menor densidade em relação ao ar nas imediações. É possível identificar a convecção elevada através do perfil vertical de temperatura potencial equivalente (SCHMIDT; COTTON, 1989): se houver um máximo secundário de  $\theta_e$  em algum nível atmosférico, o ar acima desse nível estará com ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ), e portanto a camada acima desse máximo estará sujeita a convecção elevada. Isto é mostrado na Figura 2.8, de Hudak et al. (1981). Rochette e Moore (1996) acreditam que a convecção elevada desponte diferentemente da convecção de superfície.

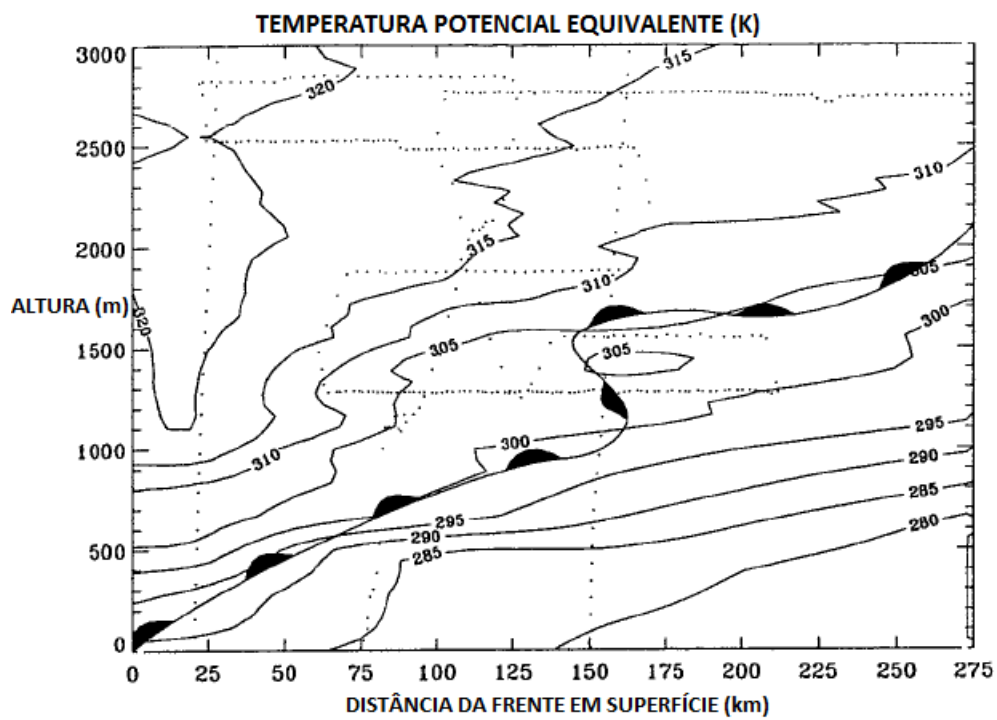


Figura 2.8 - Corte vertical de  $\theta_e$ , onde se nota um máximo secundário em torno de 1500 m de altura.

Fonte: Adaptada de Hudak et al. (1981).

### 3 DADOS E METODOLOGIA

Este capítulo consiste em quatro seções: a primeira (Seção 3.1) explica como foram selecionados os casos de frentes quentes; a segunda (Seção 3.2) trata dos compostos, anomalias e métodos de análise dos casos escolhidos; a terceira (Seção 3.3) mostra os dados de reanálise utilizados no trabalho; e a quarta (Seção 3.4) aborda as simulações numéricas.

#### 3.1 Seleção dos casos

A metodologia de escolha dos casos de frentes quentes estudados levou em conta os antecedentes bibliográficos. O primeiro método objetivo de identificação de frentes foi desenvolvido por Renard e Clarke (1965), e utilizado por Catto et al. (2012) e Berry et al. (2011), entre outros. Renard e Clarke (1965) desenvolveram um parâmetro (Equação 3.1) com o qual se calcula a derivada direcional do gradiente de temperatura potencial ao longo desse gradiente no nível isobárico de 850 hPa.

$$GG\theta = \frac{\vec{\nabla}|\vec{\nabla}\theta| \cdot \vec{\nabla}\theta}{|\vec{\nabla}\theta|} = -\vec{\nabla}|\vec{\nabla}\theta| \cdot \vec{\eta}_\theta \quad (3.1)$$

onde  $GG\theta$  é o parâmetro definido ( $K/m^2$ ),  $\theta$  é a temperatura potencial,  $\vec{\nabla}$  indica o operador gradiente e  $\vec{\eta}_\theta$  é um vetor unitário na direção do gradiente de temperatura potencial.

As regiões baroclínicas são as que têm maiores valores deste parâmetro, ou seja, onde o gradiente de temperatura potencial varia mais na direção do próprio gradiente. Os autores ainda sugeriram a aplicação da temperatura potencial equivalente ou temperatura potencial do bulbo úmido em vez da temperatura potencial, pois há melhor caracterização das massas de ar. Mais recentemente, Metz et al. (2004) utilizaram o gradiente de temperatura, com limiar de  $8^\circ\text{F}$  ( $4,4^\circ\text{C}$ )/220 km, para identificar regiões baroclínicas similares a frentes quentes. No estudo eram contabilizados apenas os casos em que a região com esse limiar de gradiente de temperatura tivesse uma extensão de 440 km ou mais.

Na América do Sul, Cavalcanti e Kousky (2003) estudaram as frentes frias contabilizando-as através de um critério objetivo, o qual verificava a queda de temperatura, aumento de pressão e mudança do vento meridional, em campos de reanálise com resolução  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ . Foi estipulado um limiar mínimo de queda de temperatura de  $2^\circ\text{C}$ , aumento de pressão de 2 hPa e ventos de sul de pelo menos 2 m/s em

um intervalo de um dia, o que caracterizaria as frentes frias. [Andrade \(2005\)](#) fez um estudo climatológico das frentes frias que afetam o Brasil utilizando uma metodologia objetiva semelhante à de [Cavalcanti e Kousky \(2003\)](#) para identificar os sistemas frontais. O método consiste em efetuar a média, em uma área compreendida por cinco pontos de grade da reanálise, da temperatura, pressão ao nível médio do mar (PNMM) e componente meridional do vento em um dia. Neste último estudo, porém, não foi estipulado um limiar mínimo para a mudança das variáveis.

No presente estudo, as frentes quentes foram identificadas a partir do campo de magnitude do gradiente meridional de temperatura potencial equivalente no nível isobárico de 850 hPa. A escolha dessa variável para a identificação das frentes parte do princípio que uma frente não é uma região com contraste de temperatura apenas, mas também de umidade. A utilização de uma temperatura potencial na identificação de zonas frontais é proposta por [Sanders \(1999\)](#) como uma maneira de diminuir a ação da superfície no campo termodinâmico, sendo assim mais clara a identificação das frentes. Na região de estudo há diferentes altitudes do solo, desde o nível do mar até altitudes maiores que 2000 metros, o que justifica a escolha da temperatura potencial equivalente. [Davies-Jones \(2009\)](#) analisou diferentes fórmulas para o cálculo de  $\theta_e$ , salientando que alguns métodos apresentam erros que em situações extremas podem ser grandes, devido às diversas aproximações realizadas para facilitar o cálculo. Uma das fórmulas de cálculo propostas por [Davies-Jones \(2009\)](#) será utilizada (Equação 3.2), pois de acordo com o levantamento feito pelo autor o erro máximo é de 0,57 K, e as variáveis para cálculo são todas disponibilizadas diretamente nas reanálises do CFSR/NCEP, a qual será explorada mais adiante nesta dissertação.

$$\theta_e = \theta_d \cdot UR^{(-R_v \cdot r)/c_{pd}} \cdot \exp\left(\frac{L \cdot r}{T_K \cdot c_{pd}}\right) \quad (3.2)$$

onde  $\theta_e$  é a temperatura potencial equivalente (K),  $\theta_d$  é a temperatura potencial (K),  $UR$  é a umidade relativa ( $= \frac{e}{e_s}$ ),  $R_v$  é a constante dos gases para o vapor d'água ( $= 461,5 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ),  $L$  é o calor latente ajustado ( $2,555 \cdot 10^6 J \cdot kg^{-1}$ ),  $r$  é a razão de mistura (g/g),  $c_{pd}$  é o calor específico a pressão constante para o ar seco ( $= 1005,7 \cdot J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$ ),  $T_K$  é a temperatura absoluta (K) ([DAVIES-JONES, 2009](#)).

O nível de 850 hPa foi escolhido por ser representativo da baixa troposfera, porém menos influenciado pela camada limite planetária e pela orografia que os níveis de 925 hPa ou de superfície, utilizados em outros estudos. [Shafer e Steenburgh \(2008\)](#) utilizaram três critérios para identificar frentes frias, sendo que o terceiro impõe a pre-

sença de um gradiente de temperatura no nível de 700 hPa mínimo de 6 °C/500km, e não utilizaram a variação do vento porque segundo eles a topografia causaria alterações nos resultados. [Berry et al. \(2011\)](#) realizaram um estudo das frentes em todo o globo utilizando o parâmetro de [Renard e Clarke \(1965\)](#) com a temperatura potencial do bulbo úmido no nível de 850 hPa para identificar objetivamente as frentes, utilizando o mesmo critério para frentes frias, quentes e semiestacionárias. A distinção entre os tipos de frente se deu com base no deslocamento. No estudo de [Catto et al. \(2012\)](#) é utilizada a mesma metodologia objetiva de [Berry et al. \(2011\)](#), também utilizando o nível 850 hPa.

Neste estudo foram utilizados os seguintes critérios para a caracterização das frentes quentes:

- a) A magnitude do gradiente meridional de temperatura potencial equivalente em 850 hPa deve ser maior que  $2,0 \times 10^{-5}$  K/m (2 K/100 km) em uma área com alta excentricidade e comprimento maior que 400 km. O valor mínimo do módulo seria o equivalente a 8 K/400km, um critério o qual parte do pressuposto que a distância de 400 km é um limiar entre a escala sinótica e a mesoescala ([METZ et al., 2004](#)). Segundo [Hudak et al. \(1981\)](#), o valor de 2 K/100 km é um valor típico encontrado em regiões frontais quentes;
- b) Os ventos precisam ter uma variação ciclônica da retaguarda para a dianteira da frente quente;
- c) A área que atende aos critérios dos tópicos *a* e *b* deve se deslocar para latitudes mais elevadas e permanecer atendendo aos critérios por pelo menos 24 horas.

Os campos de gradiente meridional de  $\theta_e$  e vento em 850 hPa foram gerados a partir das reanálises CFSR para todos os horários sinóticos de 1979 a 2010. A partir desses campos foram classificadas subjetivamente as frentes quentes, com base nos critérios mostrados acima. Também se utilizaram plotagens de PNMM para definir se a frente quente estava relacionada à formação de ciclones extratropicais. O método foi testado em alguns casos da série, e apresentou boa concordância com as observações.

A área de estudo compreende a região Sudeste da América do Sul (20°S - 35°S), a qual inclui o setor centro-sul do Brasil, como se detalha na [Figura 3.1](#). Essa área compreende apenas o continente à leste da Cordilheira dos Andes, e foi escolhida

por ser reconhecida uma região de intercâmbio de massas de ar (SELUCHI; MARENGO, 2000) e frequentemente influenciada pela passagem de frentes frias (CAVALCANTI; KOUSKY, 2003), sendo, portanto, também esperados eventos de frentes quentes. Severo (1994) e Catto et al. (2012) apresentaram resultados indicativos de que frentes quentes afetam frequentemente o tempo no Sul do Brasil e países vizinhos.

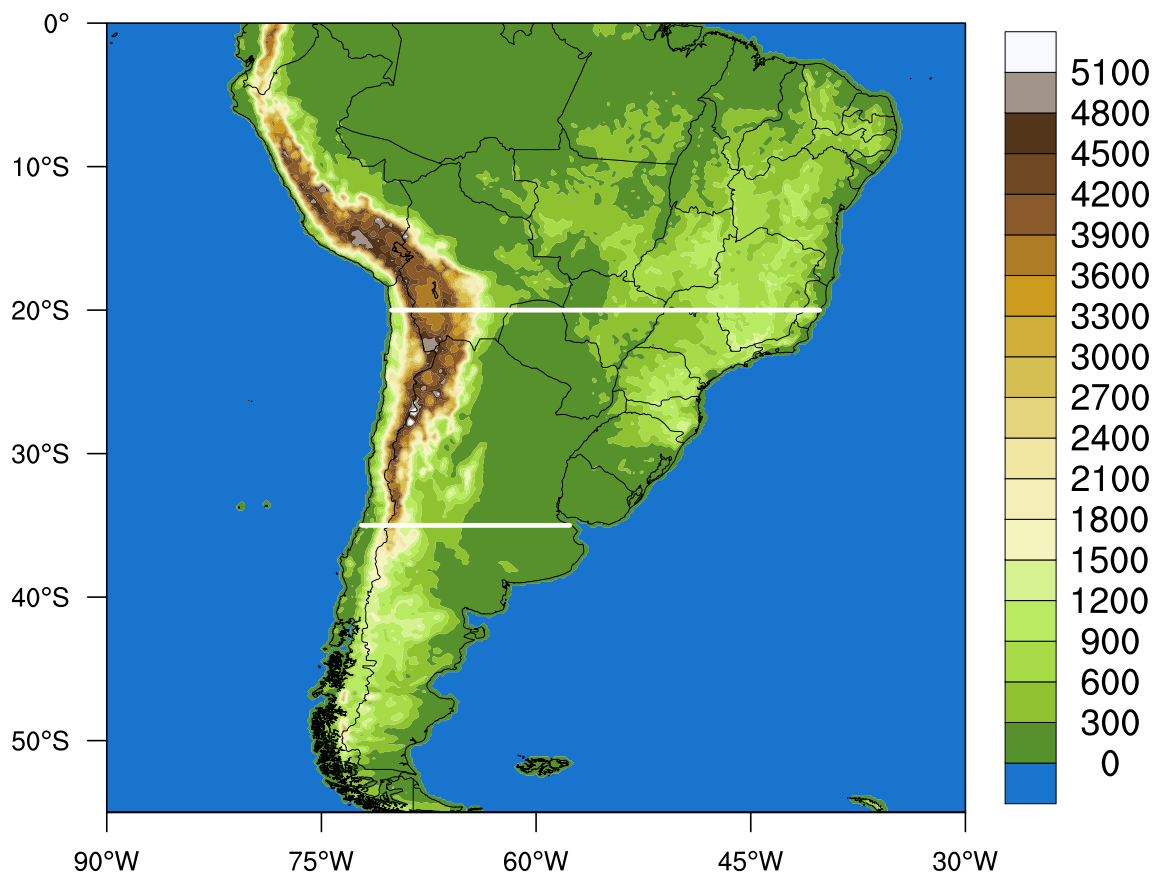


Figura 3.1 - Região de estudo: área continental à leste da Cordilheira dos Andes, entre as latitudes de 20°S e 35°S (entre as linhas brancas). As cores indicam a orografia (m), de acordo com a barra à direita. Os dados de altitude do terreno são derivados do modelo Eta/CPTEC, e foram utilizados apenas para elucidar a região de estudo.

Os casos em que a frente quente desenvolveu-se ao norte de 20°S mas atingiu a região de estudo nos horários seguintes também serão contabilizados. Porém, no momento em que a frente deixa de atingir a região de estudo, seja porque se desloca para o oceano ou porque avança para o sul de 35°S, o episódio chega ao final, e só são

considerados os horários anteriores, em que a frente esteve sobre a região de estudo. Nesse último caso a frente é contabilizada, mas o período de atuação dela sobre a região de estudo pode ser menor que um dia (cinco horários sinóticos consecutivos).

### **3.2 Compostos e anomalias das variáveis atmosféricas e métodos de análise**

Os eventos foram contabilizados a partir do primeiro horário em que se verifica a ocorrência dos critérios de classificação. Então se produziram compostos dos dois dias que antecedem o início da frente quente e dos dois dias que o precedem, baseados no horário de 12 UTC, utilizando a metodologia de Garreaud (2000). Em seu estudo de incursões de massas de ar frio nas latitudes subtropicais da América do Sul, Garreaud (2000) fez compostos dos casos selecionados para um dia antes da ocorrência e um dia depois. A escolha do horário de 12 UTC foi feita para padronizar os casos de frentes quentes, de modo que a influência do ciclo diário seja minimizada. Os compostos foram realizados para o ano inteiro e para as diferentes estações do ano. Chamou-se verão o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro, outono o trimestre março-abril-maio, inverno o trimestre junho-julho-agosto e primavera os meses de setembro, outubro e novembro. Esta classificação se embasou em outras referências bibliográficas. Também foram avaliadas a frequência de ocorrência das frentes e sua variação anual e regional.

Os compostos foram então diminuídos das médias da variável no período para gerar anomalias. As médias foram calculadas utilizando apenas dados do horário de 12 UTC, da mesma maneira que os compostos. Foram calculadas médias anuais e trimestrais, sendo estas últimas representativas das estações do ano.

Os compostos e anomalias foram divididos em seções que começam tratando dos casos anuais, havendo posteriormente uma distinção entre as estações do ano. Dentro dessas seções há outra divisão em Campos Dinâmicos, que contém as variáveis vento e geopotencial em níveis superiores, e Campos Termodinâmicos, que compreende os campos de temperatura, pressão, umidade e vento em níveis inferiores da troposfera, além dos índices de instabilidade K, Total-Totals e CAPE. As plotagens dos campos dinâmicos são apresentados sobre toda a América do Sul, enquanto que os campos termodinâmicos são plotados sobre uma área menor, enfatizando a região de estudo.

Sendo observada uma região preferencial de ocorrência de frentes quentes, fez-se um corte vertical na longitude de  $57^{\circ}\text{W}$  entre  $20^{\circ}\text{S}$  e  $35^{\circ}\text{S}$  (Figura 3.2). O corte estende-se de 1000 hPa a 200 hPa para todas as variáveis. Os cortes verticais foram

agrupados e são mostrados após as seções de campos dinâmicos e termodinâmicos. Contudo, as simulações numéricas com o modelo Eta/CPTEC darão mais ênfase às características de menor escala das frentes quentes, já que o modelo tem uma resolução melhor que as reanálises, e os cortes verticais serão mais explorados na seção destinada às simulações (Seção 4.3).

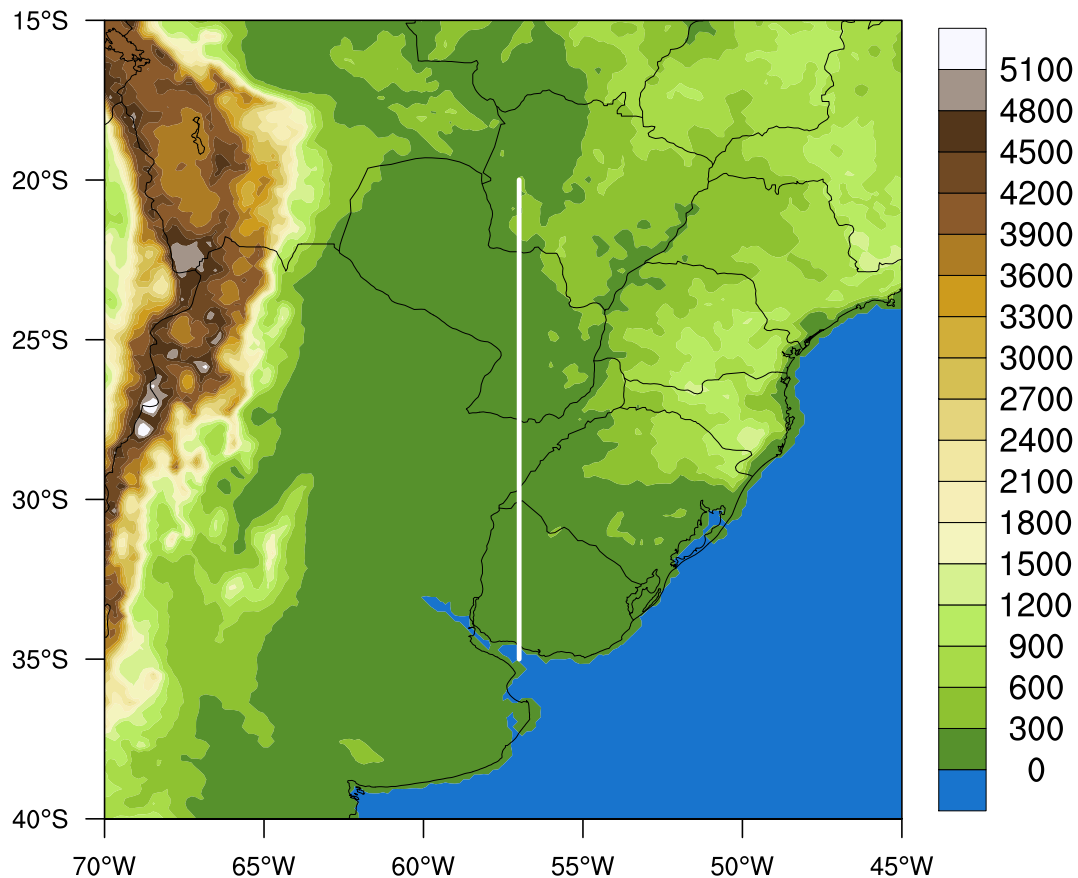


Figura 3.2 - Localização do corte vertical (linha branca). As cores indicam a orografia (m), de acordo com a barra à direita.

Foram calculados compostos de três índices de instabilidade: CAPE, K e Total-Totals. O primeiro é disponibilizado através da Reanálise CFSR, e os outros dois foram calculados a partir dos compostos de temperatura e temperatura do ponto de orvalho:

$$IK = (T_{850hPa} - T_{500hPa}) + [Td_{850hPa} - (T_{700hPa} - Td_{700hPa})] \quad (3.3)$$



$$ITT = (T_{850hPa} - T_{500hPa}) + (Td_{850hPa} - T_{500hPa}) \quad (3.4)$$

onde IK é o índice K ( $^{\circ}\text{C}$ ), ITT é o índice Total-Totals ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $T$  é a temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ),  $Td$  é a temperatura do ponto de orvalho ( $^{\circ}\text{C}$ ), e os subscritos representam o nível isobárico em que são aferidas essas temperaturas.

As Tabelas 3.1 e 3.2 mostram os valores dos índices de instabilidade com as respectivas condições de tempo associadas (PEPPLER, 1988).

Tabela 3.1 - Índice K

| <i>Índice K (<math>^{\circ}\text{C}</math>)</i> | <i>Condição de tempo</i>      |
|---|-------------------------------|
| < 20  | Estável                       |
| 20 – 25   | Baixo potencial convectivo    |
| 26 – 39   | Potencial convectivo moderado |
| > 40  | Alto potencial convectivo     |

Tabela 3.2 - Índice Total-Totals

| <i>Índice Total-Totals (<math>^{\circ}\text{C}</math>)</i> | <i>Condição de tempo</i>     |
|--|------------------------------|
| < 44   | Estável                      |
| 44 – 50  | Possibilidade de tempestades |
| 51 – 54  | Tempestades severas          |
| > 55   | Tempestades muito severas    |

O CMORPH (*Climate Prediction Center MORPHing technique*) é uma técnica que utiliza dados de estimativa de precipitação de satélites de baixa órbita (observações de microondas) combinados com dados de satélites geostacionários (JOYCE; JANOWIAK, 2004). Essa técnica foi desenvolvida pelo projeto PEHRPP (*Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products*), vinculado à NOAA (*National Ocean and Atmospheric Administration*, dos Estados Unidos). Os dados do CMORPH estão dispostos em pontos de grade, com resolução espacial de  $0,25^{\circ}$  e temporal de 3 horas, entre  $60^{\circ}\text{S}$  e  $60^{\circ}\text{N}$ .

Os dados de precipitação estimada pelo CMORPH também foram utilizados na composição. Esses dados são de chuva acumulada desde as 00 UTC de um dia até

as 00 UTC de outro. Para a composição utilizou-se a precipitação acumulada diária, portanto os compostos simbolizam a média de precipitação diária que ocorre nos dias de -2 a +2. Essa metodologia é diferente da utilizada por [Catto et al. \(2012\)](#), os quais associaram a precipitação a frentes apenas caso estas fossem identificadas em pontos de grade próximos, os quais estavam a uma distância máxima de  $2,5^\circ$ . Depois dos compostos anuais há uma seção que trata dos compostos de precipitação, os quais são apenas anuais. As figuras relativas a esses compostos estão agrupadas da mesma maneira que para os outros compostos.

### 3.3 Dados da Reanálise CFSR/NCEP

Dados de reanálises do CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) do NCEP (*National Center for Environmental Prediction*), uma reanálise de alta resolução espacial com oceano, superfície e atmosfera acoplados ([SAHA et al., 2010](#)) foram utilizados neste estudo. A resolução espacial dos dados é de  $0,5^\circ$  (aproximadamente 55 km de espaçamento horizontal entre os pontos), cobrindo a América do Sul e parte dos oceanos adjacentes. As variáveis utilizadas foram temperatura, altura geopotencial, umidade específica, PNMM e vento, entre outras variáveis derivadas, nos níveis mais representativos da troposfera, com análises em cada horário sinótico (00, 06, 12 e 18 UTC). O período estudado foi de 1979 a 2010 (32 anos), que é o período disponível da Reanálise CFSR/NCEP.

### 3.4 Simulações numéricas dos eventos selecionados

Foram selecionados dois casos que ocorreram no ano de 2010 para realizar simulações numéricas com o modelo Eta/CPTEC, com o intuito de verificar as circulações de mesoescala associadas a frentes quentes. Um dos casos aconteceu entre 12 UTC de 18 de janeiro até 12 UTC de 19 de janeiro, e ocorreu abundante precipitação nesse dia na área analisada. O outro aconteceu entre 00 UTC do dia 11 de agosto e 00 UTC do dia 12, e causou pouquíssima precipitação. A escolha desses casos é motivada pelo fato de terem acontecido em estações do ano diferentes, além de em um ter ocorrido muita precipitação e no outro não. O ano de 2010 foi escolhido por ser o mais recente da série.

As simulações numéricas realizadas com o modelo Eta/CPTEC são abordadas na Seção 4.3. A versão do modelo utilizada é a operacional, com o domínio compreendendo toda a América do Sul e parte dos oceanos adjacentes. As simulações dos casos começaram às 00 UTC do dia anterior à ocorrência da frente quente, estendendo-se por 72 horas. Isto garantiu que a frente quente fosse simulada no período em que

o modelo tem a maior acurácia, respeitando o tempo de ajuste do modelo (*spin-up*) de aproximadamente seis horas. O espaçamento de grade utilizado foi de 15km x 15km, com 50 níveis na vertical. As condições de fronteira lateral e inicial utilizadas foram as reanálises do CFSR/NCEP. O esquema de convecção utilizado pelo modelo é o de Betts-Miller-Janjić (BETTS; MILLER, 1986; JANJIC, 1994).

Além de estudos passados sobre frentes quentes, os dados das reanálises do CFSR/NCEP foram utilizados nas comparações, pois teoricamente são a representação mais próxima possível da realidade. Também se utilizaram as estimativas do CMORPH para avaliar os campos de precipitação simulados, e as imagens do satélite GOES-12 (INPE.CPTEC.DSA, 2013) no canal infravermelho.



## 4 RESULTADOS

Os resultados foram divididos em três seções: na Seção 4.1 são mostradas as estatísticas das frentes quentes, onde são exploradas a frequência de ocorrência, localização preferencial de formação e associação das frentes quentes com outros sistemas meteorológicos. Na Seção 4.2 mostram-se os compostos e as anomalias em relação à média dos eventos ocorridos nos 32 anos estudados. A terceira seção desse capítulo (Seção 4.3) é dedicada às simulações numéricas de dois casos com o modelo Eta/CPTEC.

### 4.1 Cômputo dos casos

Foram contabilizados 809 casos de frentes quentes nos 32 anos estudados (1979-2010), o que resulta em uma média de aproximadamente 25,3 casos por ano. A frequência média de ocorrência das frentes quentes foi de aproximadamente duas por mês. A maioria dos casos ocorreu nos meses mais frios do ano na região de estudo (Figura 4.1), sendo junho o mês com maior incidência de frentes quentes (14,1% dos casos) e fevereiro o mês com menor incidência (3,1%). No inverno foram contabilizados 36% dos casos, e no verão 12,8%. O número de casos nos seis meses mais frios (abril a setembro) foi praticamente o dobro do número nos seis meses mais quentes (outubro a março). Nas estações de transição a porcentagem de frentes quentes ocorrida é de 26,5% na primavera e 24,7% no outono, ou seja, nessas estações ocorreu mais da metade das frentes quentes.

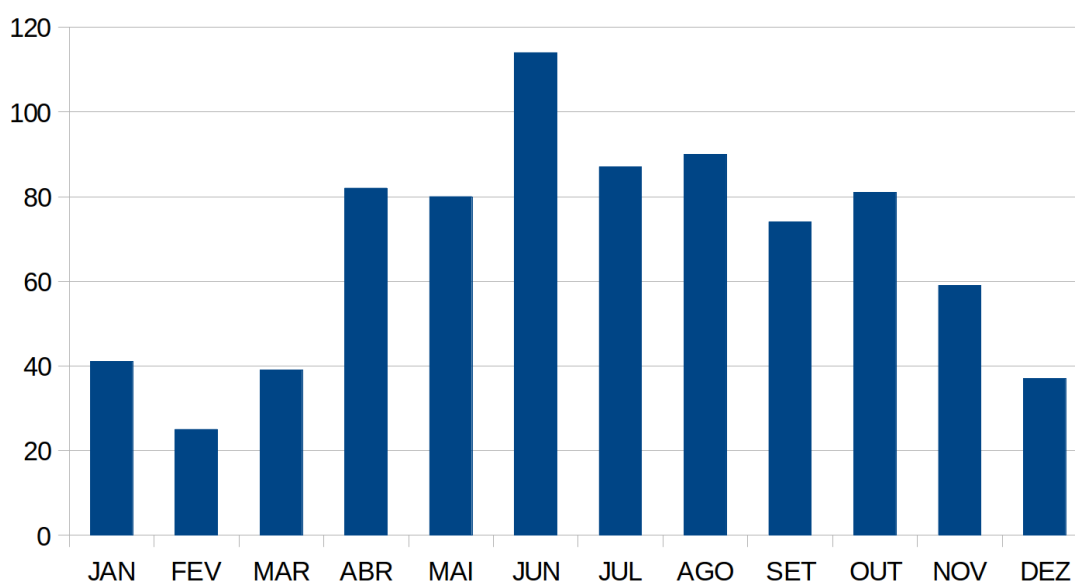


Figura 4.1 - Quantidade de frentes quentes ocorridas em cada mês de 1979 a 2010.

A partir da análise subjetiva durante a seleção dos casos, pode-se determinar uma região preferencial de atuação de frentes quentes dentro da área de estudo. Essa região compreende Sul do Paraguai, Nordeste da Argentina, Oeste da Região Sul do Brasil e Oeste do Uruguai. Os compostos que serão mostrados na Seção 4.2 são condizentes com essa constatação.

Dividiu-se os casos conforme a faixa de latitudes de formação das frentes quentes: 20°S a 25°S, 26°S a 30°S e 31°S a 35°S (Figura 4.2). Na faixa de latitudes de 26°S a 30°S ocorreu o maior número de formações (46,5%), o que corrobora o mencionado no parágrafo anterior, visto que as regiões mencionadas encontram-se, em sua maioria, nessa faixa de latitude.

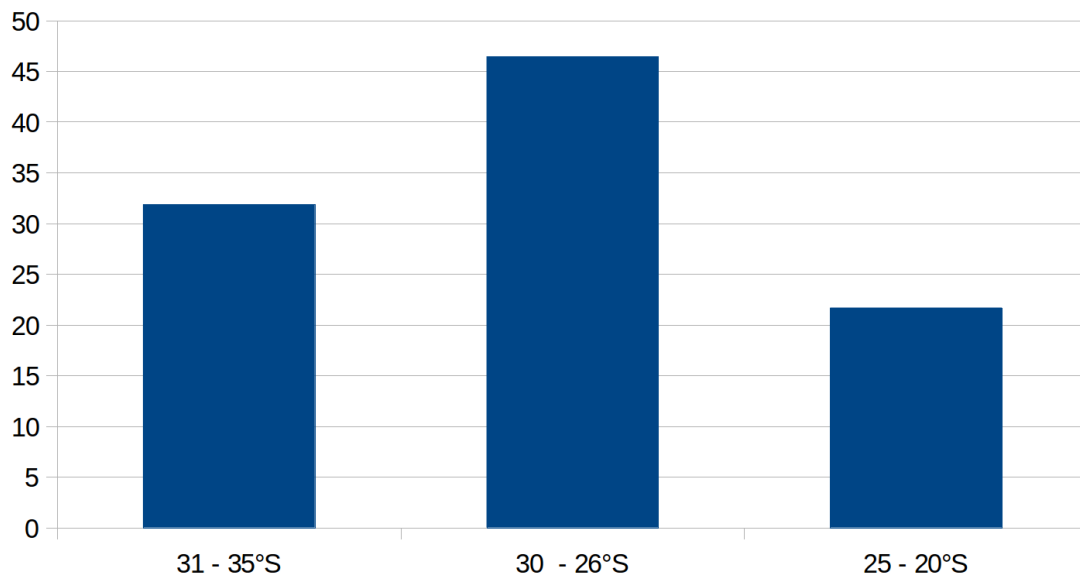


Figura 4.2 - Porcentagem de frentes quentes formadas em cada faixa de latitude.

Também de maneira subjetiva, as frentes quentes foram vinculadas a outros fenômenos atmosféricos. Contabilizou-se os casos em que a frente quente surgiu a partir do retrocesso de uma frente estacionária, a qual também é identificada utilizando-se o limiar de gradiente meridional de  $\theta_e$  de 2K/100km. No total, 56% das frentes quentes surgiram a partir do retrocesso de frentes estacionárias.

Foram contabilizados os eventos depois dos quais houve a formação de um sistema de baixa pressão, o que ocorreu em 64,7% dos casos. O vínculo com a formação de sistemas de baixa pressão também será abordado na discussão acerca dos compostos e anomalias (Seção 4.2).

## 4.2 Compostos e anomalias das variáveis atmosféricas

A Seção 4.2.1 trata dos compostos anuais, onde há uma seção (4.2.1.4) dedicada ao modelo conceitual desenvolvido com base nesses compostos. Em seguida são mostrados os compostos de precipitação (Seção 4.2.2). Os compostos de inverno são abordados na Seção 4.2.3, os de verão na Seção 4.2.4 e na Seção 4.2.5 são examinados os compostos das estações de transição.

As figuras com os compostos estão agrupadas em um painel com seis plotagens, sendo as cinco primeiras os compostos para os dias -2, -1, 0, +1 e +2 e a sexta a média da variável no período, valendo os valores da escala à direita para todos os painéis. As anomalias dos compostos encontram-se postas da mesma maneira, porém a escala de cores da média está abaixo desta. As variáveis que estão plotadas apenas com contornos têm os valores positivos em linhas contínuas, os valores negativos em linhas tracejadas e a isolinha 0 em contornos contínuos mais grossos.

### 4.2.1 Compostos anuais

#### 4.2.1.1 Campos dinâmicos anuais

A Figura 4.3 mostra os compostos de espessura da atmosfera entre 1000 e 500 hPa e altura geopotencial em 1000 hPa, juntamente com a média anual dessas variáveis. Nota-se que no dia -2 as alturas geopotenciais maiores encontram-se no Oceano Atlântico, com um núcleo sobre o Sudeste do Brasil, representando a borda oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Sobre o Norte da Argentina e Paraguai a altura é menor que 110 metros geopotenciais (m<sub>gp</sub>), e há um cavado invertido que se estende até o Noroeste do Rio Grande do Sul. Esse sinal é da Baixa do Chaco, sistema de baixa pressão atuante nessa região. Ainda no dia -2 é possível observar um cavado no campo de altura geopotencial no Oceano Atlântico a sul da latitude 35°S, o qual está associado a uma ondulação (defasada para oeste) no campo de espessura, o que define a presença de uma frente fria localizada, em média, nas proximidades da fronteira do Brasil com o Uruguai. No dia -1, esse cavado frontal frio se desloca para nordeste, atingindo aproximadamente a divisa entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, associado ao avanço de um anticiclone pós-frontal frio sobre a Argentina e o Uruguai. A BC recua para norte respondendo ao movimento do ar frio, e a ASAS sofre poucas alterações.

O dia 0, quando ocorre o desenvolvimento da frente quente, é marcado pela união entre a ASAS e o anticiclone frio, remanescendo uma crista de altura geopotencial

sobre o centro da Argentina. A frente quente, que se localiza aproximadamente sobre o Sul do Paraguai, Nordeste da Argentina e Oeste dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, pode ser identificado pela curvatura ciclônica das isolinhas de altura geopotencial em 1000 hPa. A BC sobre o Norte da Argentina e Paraguai volta a se posicionar no local em que esteve no dia -2, porém no dia 0 a isolinha de 110 mgp se estende mais para sul, abrangendo o Noroeste da Argentina até a Serra de Córdoba. Essa mudança pode ter sido causada pelo sinal da Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) (SELUCHI et al., 2003), mais ativa no dia 0. Ainda nesse dia é notável o aumento da espessura no local onde está localizada a frente quente, evidenciando o aquecimento da camada atmosférica numa região influenciada por forte advecção quente. O dia +1 é caracterizado pela intensificação do cavado invertido associado à frente quente, o qual passa a abranger todo o Norte da Argentina e Oeste do Rio Grande do Sul e Uruguai. Há um aumento na espessura principalmente nas regiões a leste do Sul do Brasil e Uruguai, mas há pouca mudança dessa variável nas regiões no interior do continente.

A passagem da frente quente causa o aumento de espessura primeiro entre o Nordeste da Argentina e Sul do Paraguai (dia 0), e posteriormente no Rio Grande do Sul e Uruguai (dia +1). Deste modo, induz-se que a frente quente tem, em média, um deslocamento para sul/sudeste, em direção ao oceano. No dia +2 a espessura começa a diminuir na Argentina central, e um cavado de altura geopotencial localiza-se sobre o oceano Atlântico, mais amplificado que o observado no dia -2 e também associado a uma ondulação no campo de espessura defasada para oeste. A certa semelhança entre os dias -2 e +2 sugere que as frentes quentes tem um período de evolução de aproximadamente 5 dias, que os define como sistemas de escala sinótica.

As anomalias dos compostos de espessura 1000-500 hPa e altura geopotencial em 1000 hPa são mostradas na Figura 4.4. Nota-se que, na maior parte da área mostrada, as anomalias de espessura são negativas. Isso ocorre porque a grande maioria dos casos de frentes quentes ocorreu nos meses mais frios do ano. Há anomalias negativas de altura geopotencial no Oceano Atlântico no dia -2, estendendo um cavado até o SEAS. Esse padrão, em associação com o crescente gradiente de espessura na direção sul, simboliza que uma frente fria atua na região nesse dia. No dia -1, o ar com anomalia negativa de espessura avança para o SEAS, associado a anomalias positivas de altura geopotencial, tratando-se, portanto, de um anticiclone migratório. Quando ocorre a frente quente (dia 0) há uma pequena área com anomalia positiva de espessura, resultante de um aquecimento com respeito ao dia anterior, a norte de um cavado anômalo de altura geopotencial. Essa anomalia ciclônica in-



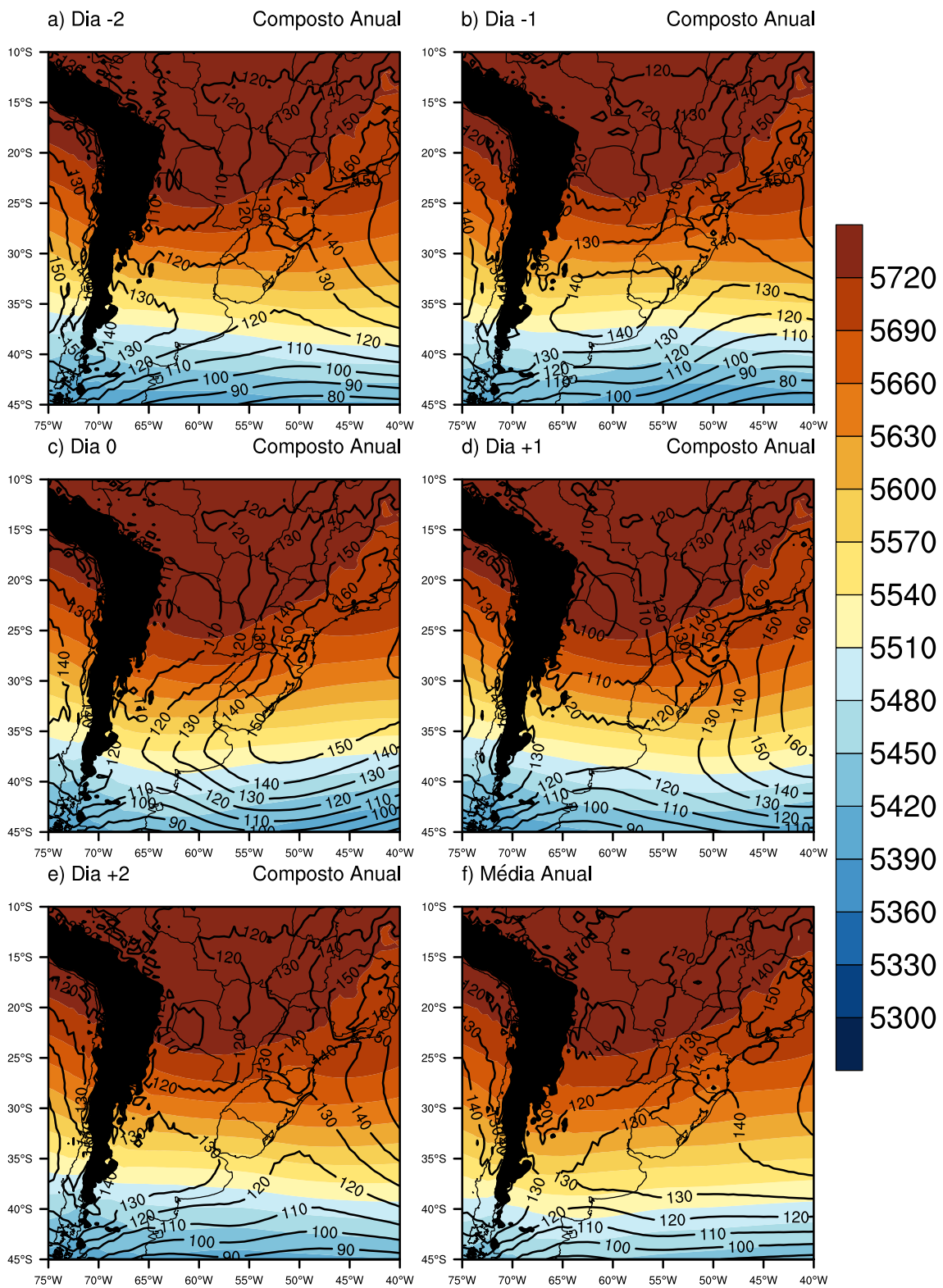


Figura 4.3 - a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média anual das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto.

dica uma intensificação da BC e da BNOA, que promovem o aumento do vento de norte. A posição média das frentes quentes que se formam no SEAS está determinada pela máxima curvatura ciclônica das isolinhas (mínimo de altura geopotencial em 1000 hPa) localizada na região de transição entre as anomalias positivas e negativas de espessura. As frentes quentes se formam, em média, nas proximidades dos 27°S. Nesse dia também está presente uma crista no campo de espessura, a qual se prolonga até a Argentina central, mostrando que o avanço de ar quente também atinge normalmente esse país.

No dia +1 a área com anomalia positiva de espessura aumenta bastante, provavelmente em decorrência da advecção positiva dessa variável, e o cavado anômalo de altura geopotencial em 1000 hPa desloca-se para sudeste adquirindo uma forma circular nas proximidades do Uruguai. Essa configuração junto à extensão para o noroeste do cavado com características frontais, sugerem a provável formação de uma onda frontal durante o dia +1. Durante o dia +2, a onda frontal desloca para o sudeste estendendo um ramo frontal frio até o Paraguai.

A Figura 4.5 mostra os compostos de linhas de corrente, magnitude do vento e altura geopotencial no nível de 500 hPa. O escoamento é basicamente zonal, mas podem ser apreciadas ondulações no escoamento as quais indicam a presença de ondas sinóticas. Nos dias que antecedem a ocorrência da frente quente (Figuras 4.5a e 4.5b), nota-se um cavado a oeste da Cordilheira dos Andes e uma crista de pequena amplitude a leste, nas latitudes próximo a 30°S. Esse padrão se mantém estável até o dia 0 (Figura 4.5c), quando ganha amplitude e avança para o leste. Sobre o Sudeste da América do Sul ocorre advecção de vortacidade ciclônica já no dia -1. Essa onda no campo de altura geopotencial tem um comprimento de cerca de 45° (aproximadamente 5000km), medido desde um cavado de onda (localizado em 80°W) até outro (em 35°W) no dia 0. Assim sendo, é uma onda de número 8. Randel e Stanford (1983) dividiram as ondas planetárias no Hemisfério Sul em três grupos: ultra longas quase-estacionárias (número de 1 a 3); de média escala transientes (número de 4 a 7); e curtas de amplitude pequena (número de 8 a 12). Com isso, a onda observada nos compostos de frentes quentes é uma onda de escala um pouco mais curta que as ondas de escala sinótica. Os ventos em 500 hPa são mais intensos no dia -1 sobre o SEAS, e enfraquecem do dia 0 em diante. Ainda assim, em todos os dias são mais intensos que a média anual ao norte da latitude 35°S (Figura 4.5f). Quando a amplitude da onda é maior, no dia 0, nota-se que a crista da onda localiza-se sobre o SEAS, deslocando-se para o oceano nos dias seguintes.

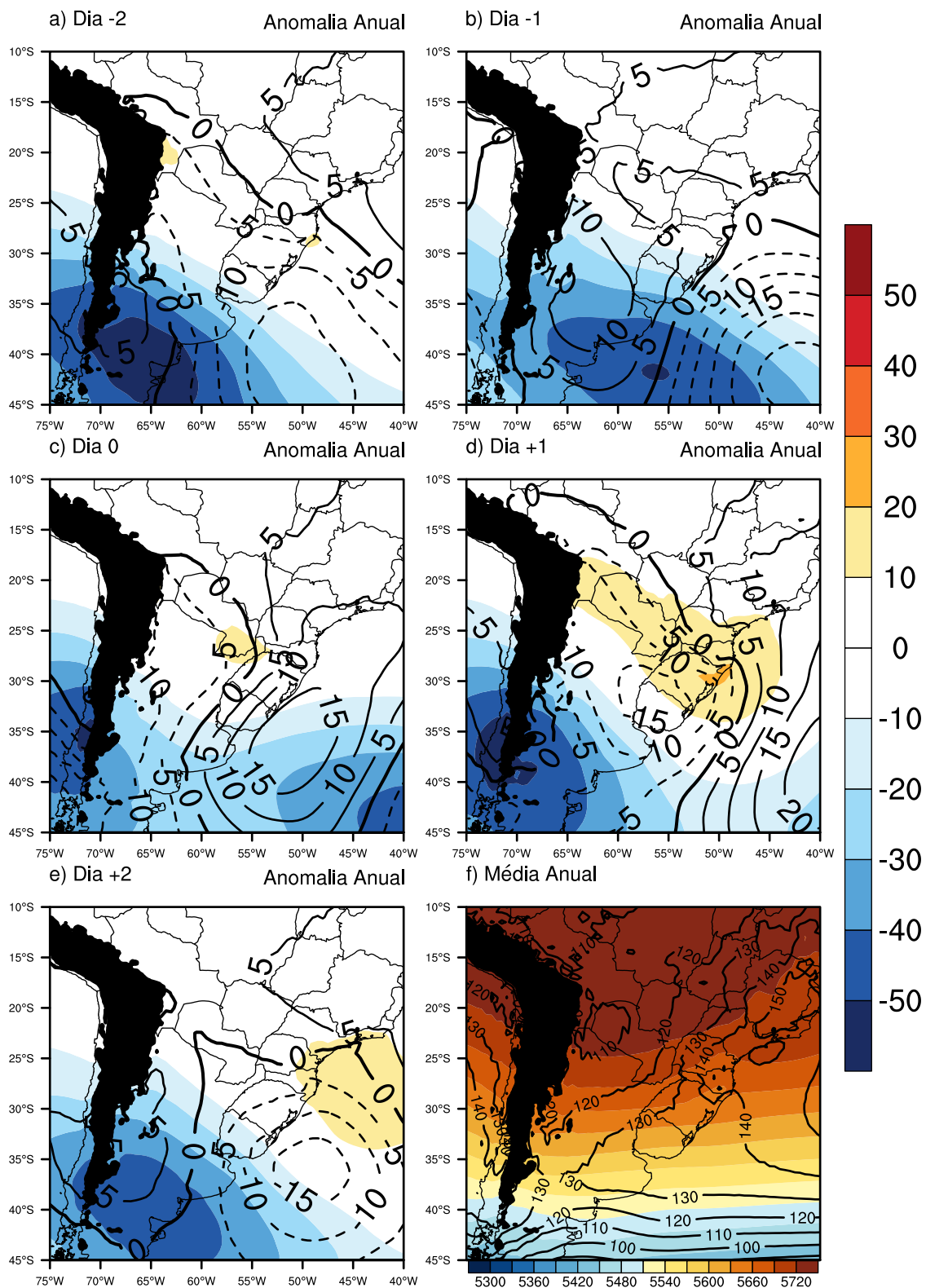


Figura 4.4 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

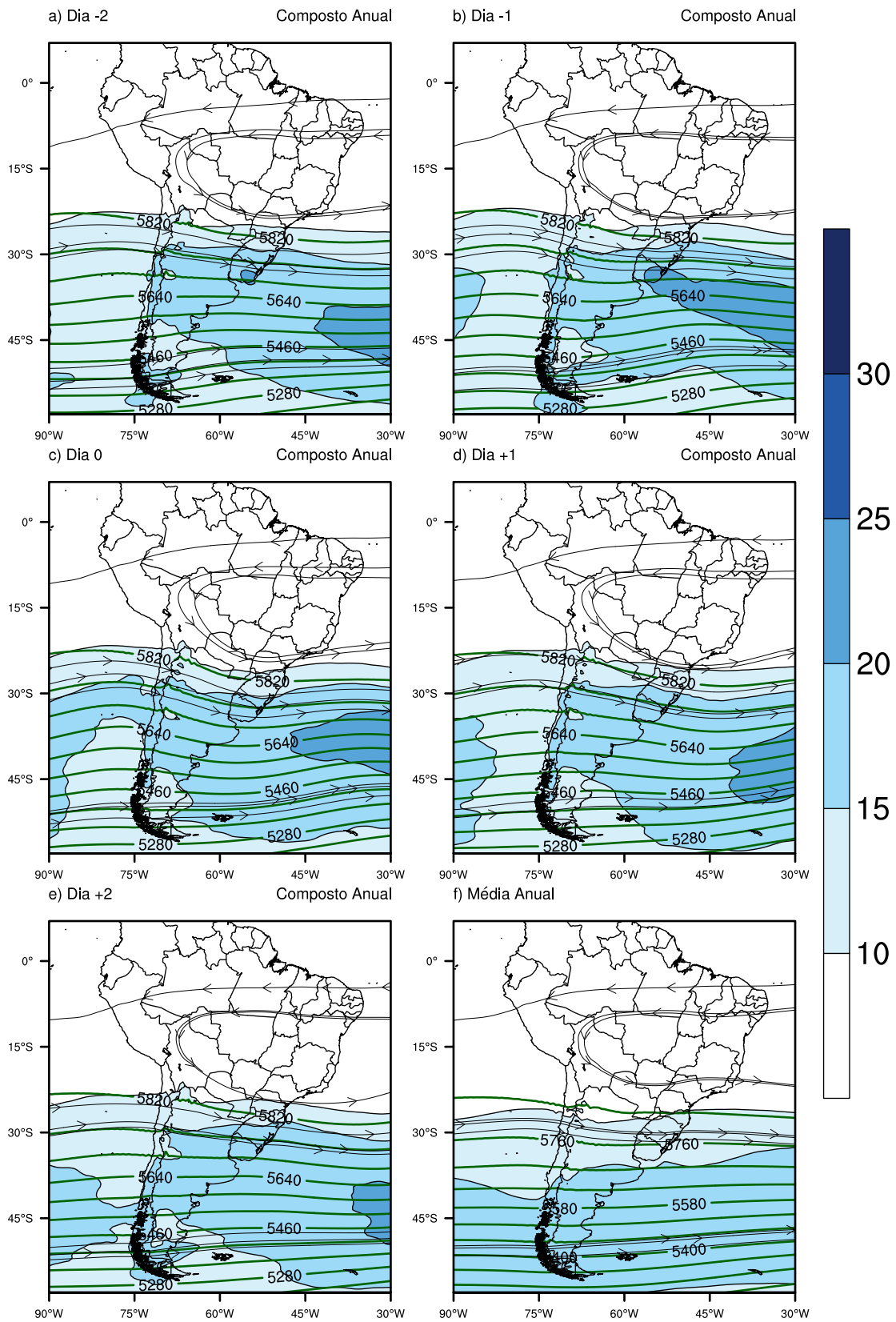


Figura 4.5 - a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (m<sub>gp</sub>, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média anual das mesmas variáveis.

Observando as anomalias destes campos compostos em relação à média (Figura 4.6), pode-se notar o padrão ondulatorio com muito mais clareza. Percebe-se um centro de anomalia negativa bastante abrangente no sul do continente no dia -2 (Figura 4.6a) e duas anomalias no dia -1 (Figura 4.6b), uma a leste e outra a oeste da América do Sul. A advecção de vorticidade ciclônica anômala é bastante intensa sobre o SEAS, principalmente no dia 0, quando os ventos a norte do cavado anômalo estão mais fortes e a curvatura ciclônica mais acentuada. No dia 0 (Figura 4.6c) a crista anômala se desenvolve e propaga-se para sul, alcançando a latitude de 45 °S. Um dia depois a maior advecção de vorticidade ciclônica acontece mais a sudeste em relação ao dia 0, nas proximidades do Uruguai e oceano adjacente, quando a anomalia negativa de altura geopotencial encontra-se a leste da Cordilheira dos Andes. Essas áreas onde ocorre advecção de vorticidade ciclônica são compatíveis com as áreas onde se observaram diminuição de altura geopotencial em 1000 hPa (Figura 4.4), indicando a queda de PNMM causada pela compensação de massa. Em particular, o padrão observado nos dias 0 e +1 é compatível com a intensificação da BNOA e da BC, o que, por sua vez, provoca aceleração do vento de norte (SALIO, 2002; SELUCHI et al., 2006). A crista associada a ar quente se desloca para leste, e o cavado avança sobre o Sul da América do Sul, permanecendo sobre o continente no dia +2.

Na alta troposfera (Figura 4.7) observa-se um padrão bem semelhante ao do nível de 500 hPa. O escoamento sobre as latitudes médias na América do Sul é basicamente zonal, com uma pequena ondulação que se torna mais amplificada nos dias 0 e +1 (Figuras 4.7c e 4.7d), dias em que é verificada a frente quente sobre a região de estudo. No dia 0 há uma crista de pequena amplitude sobre o Sudeste da América do Sul, a qual se encontra sobre o Oceano Atlântico no dia +1. A magnitude do vento é mais intensa que a média na região que abrange o Sul do Brasil e países adjacentes em todos os dias, com pouca variação. A intensidade do vento nesse nível reflete a forte baroclinia presente na troposfera nessa região, sinal de que em níveis inferiores há contrastes de temperatura significativos (pela relação do vento térmico). Sobre o Uruguai há uma isotaca de 40 m/s, a qual se prolonga para o oceano, tendo um valor bastante elevado em relação à média no local. Essa configuração sugere que o jato de altos níveis é bastante ativo durante eventos de frente quente, apresentando uma aceleração sobre o leste do continente que prolonga-se em direção sudeste. Contudo, vale lembrar que no inverno, quando foram observadas mais frentes quentes em relação a outras estações, a baroclinia é mais intensa do que no restante do ano. Outra característica observada nessas plotagens é uma ondulação das isotacas, deslocada para oeste em relação à ondulação no campo de altura geopotencial.

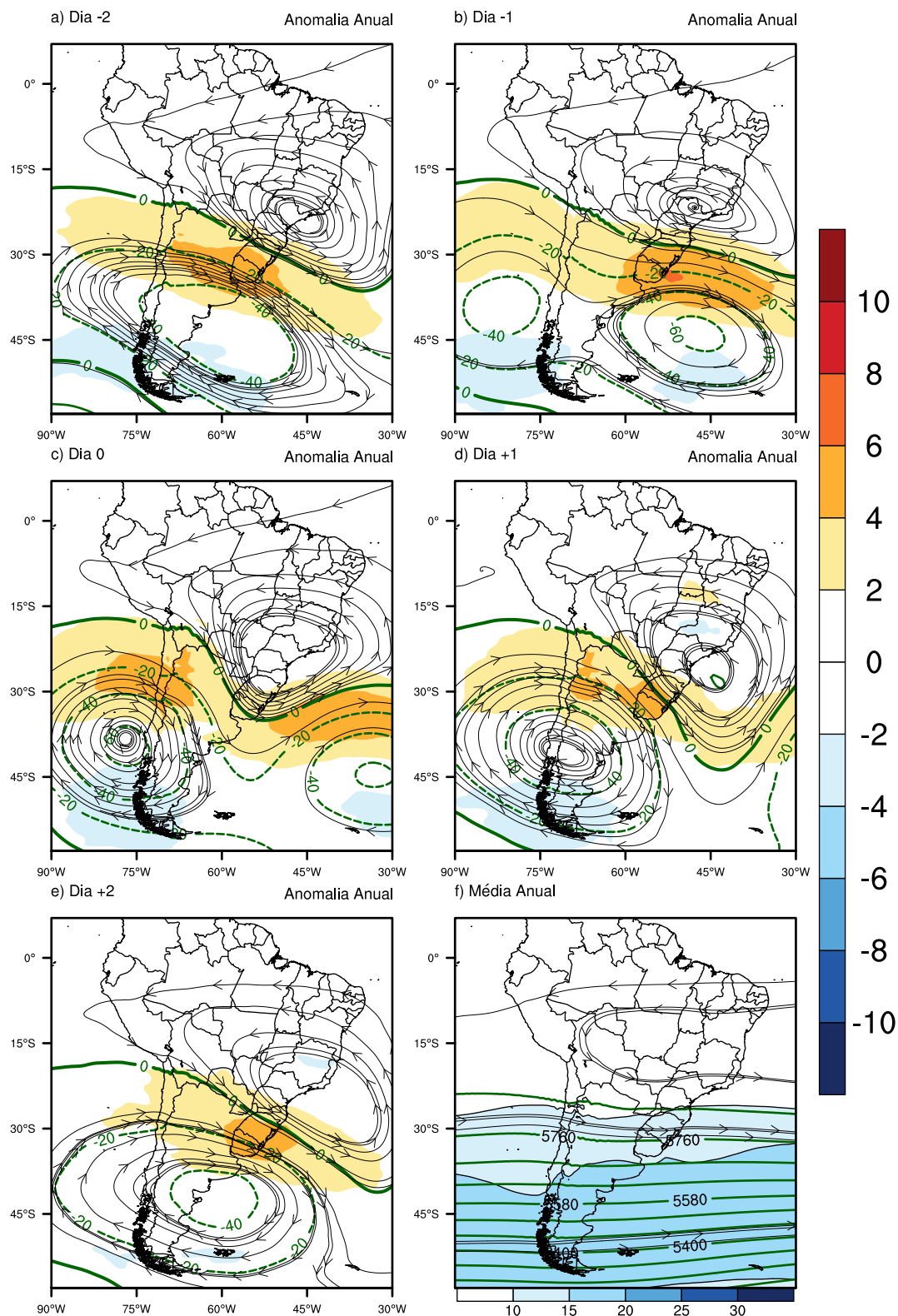


Figura 4.6 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em metros geopotenciais (mgp), contornos). f) Média das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

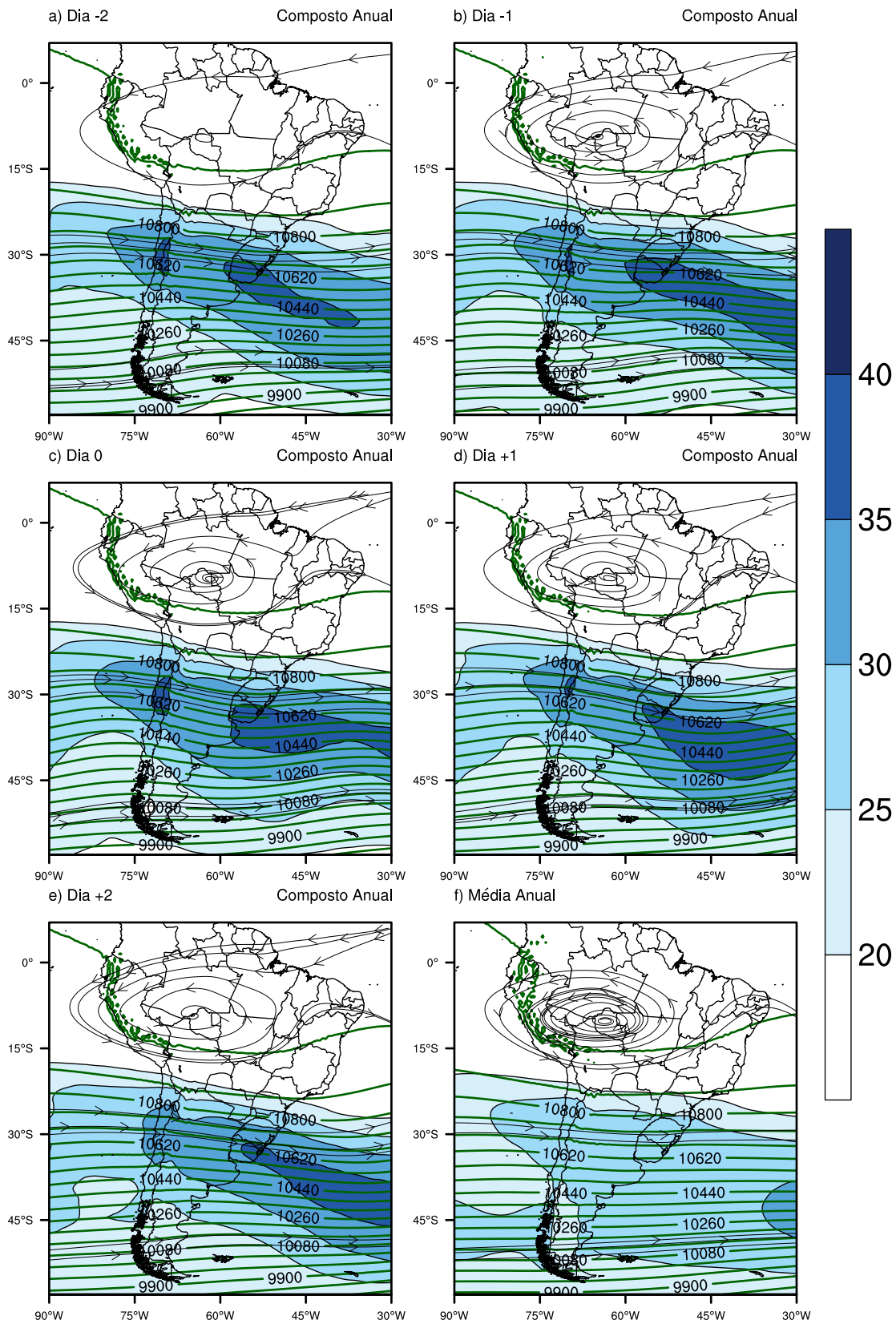


Figura 4.7 - a, b, c, d, e) Compostos anuais de altura geopotencial (em mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média anual das mesmas variáveis.

Do mesmo modo que na troposfera média, as anomalias dos campos em 250 hPa (Figura 4.8) elucidaram o padrão de onda que ocorre na área observada. No dia -2 (Figura 4.8a) há uma anomalia negativa que abrange todo o sul do continente sulamericano, a qual propaga-se para leste no dia -1. Nesse dia há dois mínimos anômalos na área visualizada, um a leste e outro menor a oeste do continente. A anomalia de magnitude do vento evidencia o que foi discutido no parágrafo anterior em relação ao jato em altos níveis e a baroclinia associada, com uma intensificação dos ventos a leste da área de estudo. No dia 0 (Figura 4.8c) a anomalia negativa de altura geopotencial a oeste se amplifica muito, atingindo o valor de -100 mgp, com um cavado anômalo estendendo-se até o Noroeste da América do Sul. Tratando-se de anomalias de compostos, é normal que os maiores valores de anomalia ocorram no dia em que se observa o fenômeno analisado, pois nos outros dias a influência de outros fenômenos é maior, sendo menores as anomalias. Sobre o Sul do Brasil ocorre o desenvolvimento de uma crista, sinal de que o ar naquela região está anormalmente quente. O desenvolvimento dessa onda no campo de geopotencial atinge a máxima amplitude no dia +1, quando a crista prolonga-se para sul e evolui, ao mesmo momento que o cavado se move para leste, perdendo um pouco de intensidade. O escoamento anômalo sobre a região de estudo é bem meridional nesse dia. Dois dias após o marco zero a ondulação avança mais para leste e o cavado já não apresenta o mesmo valor de anomalia.

#### **4.2.1.2 Campos termodinâmicos anuais**

As plotagens dos compostos de temperatura e vento em 850 hPa e PNMM (a, b, c, d, e) e da média anual dessas variáveis (f) estão mostradas na Figura 4.9. Observa-se um sinal da BC e, principalmente nos dias -1 e 0, da BNOA. Esses sistemas se fundem formando uma região com baixa PNMM entre o Norte da Argentina, Bolívia e Paraguai, com um cavado que se estende até o Sul do Brasil entre os dias -1 e +1. Por conta da atuação desses sistemas, há um escoamento predominantemente de noroeste sobre o Paraguai e parte da Bolívia durante os dois dias que antecedem a frente quente (Figura 4.9a e 4.9b). Nesses dias se observa uma região com menor PNMM no Noroeste da Argentina, a oeste do local onde o escoamento é de noroeste. No dia -1 a velocidade do vento é mais fraca que no dia -2. As isotermas deslocam-se para norte do dia -2 para o -1, quando há um enfraquecimento do escoamento de noroeste mencionado e nota-se um pequeno escoamento de sudoeste sobre o Uruguai, o que causa um transporte de ar mais frio para o extremo sul do Brasil. No Oceano Atlântico existe um cavado posicionado meridionalmente nesse dia. Também é possível observar uma circulação anticiclônica sobre a Argentina no dia -1, sinal



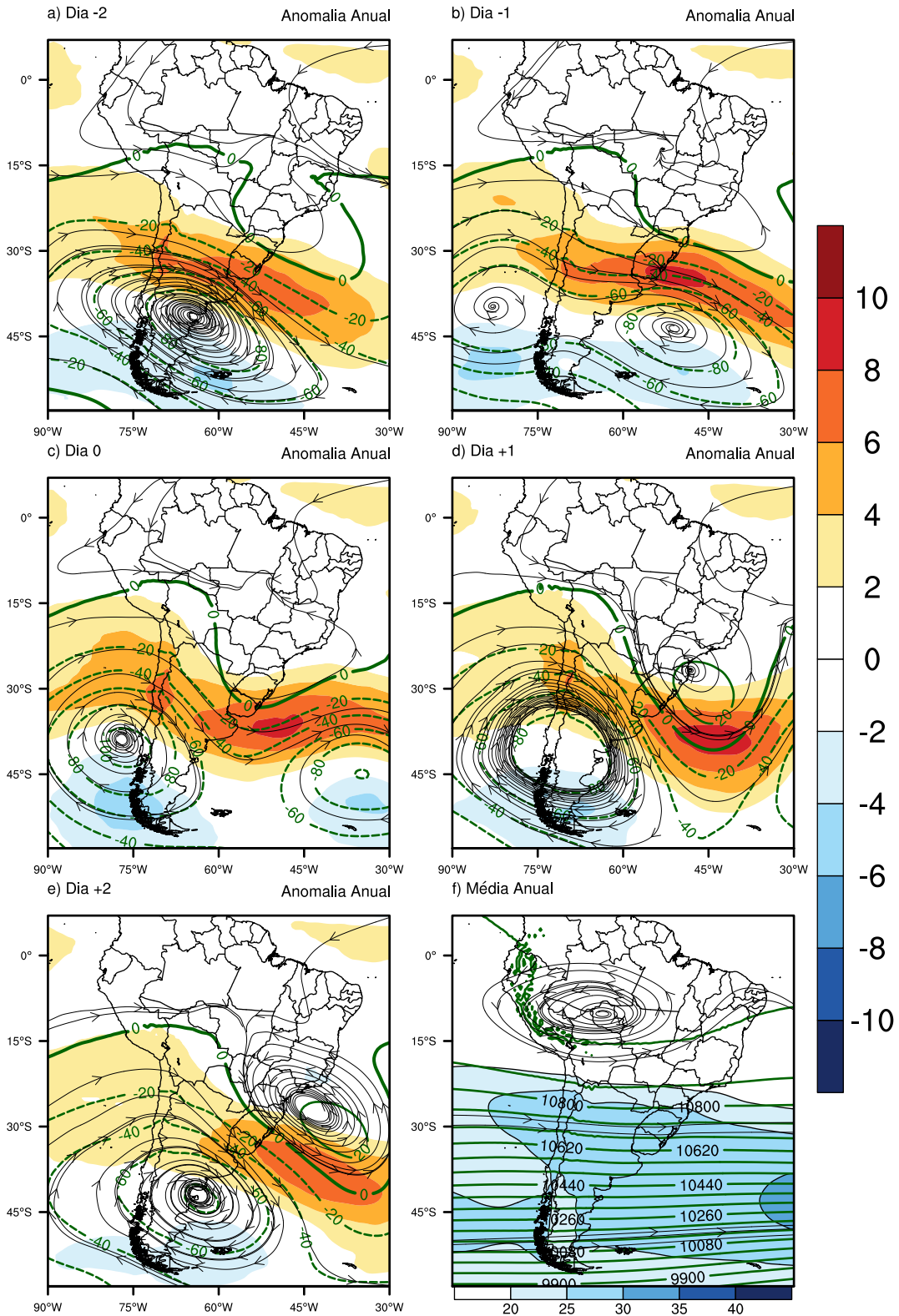


Figura 4.8 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

de que um sistema de alta pressão se posiciona sobre a região. Nesse dia pode se observar um padrão frontogenético, já que existe advecção quente sobre a massa quente e fria na parte dianteira do anticiclone pós-frontal.

No dia 0 o padrão muda consideravelmente, havendo um escoamento de noroeste intenso associado a advecção quente sobre o Paraguai que se estende até o Rio da Prata. Há um cavado pronunciado nas isóbaras associado a uma curvatura ciclônica do vento, indicativo da presença de uma frente quente, no Noroeste do Rio Grande do Sul, Sul do Paraguai e Nordeste da Argentina. Conforme mencionado anteriormente (Seção 4.1), essa região é onde mais frentes quentes se formaram dentro da área de estudo. No dia +1 ocorre o deslocamento do cavado (e da circulação ciclônica associada) para sudeste, localizando-se nesse dia sobre o sul do Rio Grande do Sul e Uruguai. O dia +2 é bastante semelhante ao dia -1, quando há o avanço de um ar mais frio de sul e uma diminuição na velocidade do vento de norte sobre o Paraguai. Também se observa um cavado com orientação meridional no oceano. Os campos de PNMM e temperatura em 850 hPa são muito similares aos campos de altura geopotencial em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa, respectivamente, por isso os padrões descritos nesse parágrafo são muito semelhantes aos descritos no início da Seção 4.2.1.1.

Os campos anômalos desses compostos, juntamente com a média, são mostrados na Figura 4.10. Os padrões descritos nos parágrafos anteriores podem ser observados também nas anomalias. No dia -2 é possível inferir que uma frente fria atua desde o oceano até o Norte da Argentina, onde há um cavado anômalo associado a um contraste de temperatura. O escoamento anômalo predominante de noroeste sobre o Paraguai também é observado, perdendo intensidade no dia -1. O avanço do ar mais frio de sul no dia -1 também fica evidente, além da advecção fria anômala associada ao anticiclone pós-frontal que abrange grande parte da Argentina. Ocorre uma ondulação da zona frontal nesse dia próximo do Sul do Paraguai e Norte da Argentina. No dia 0 a região frontal ondula-se ainda mais, havendo intrusão de ar mais quente de norte no SEAS. Nesse momento é axiomática a organização da frente quente, pois todos os requisitos necessários para a distinção do sistema são observados: um escoamento de norte com variação ciclônica dos ventos associado a um cavado no campo de PNMM; e uma região com contraste de temperatura que se desloca para latitudes mais elevadas. O anticiclone que no dia -1 estava sobre o continente, no dia 0 localiza-se sobre o oceano, enquanto que uma região com anomalia negativa de PNMM (cavado frontal) estende-se desde a Argentina até o Paraguai e Sul da Bolívia. É interessante notar que, em termos de anomalias, o dia

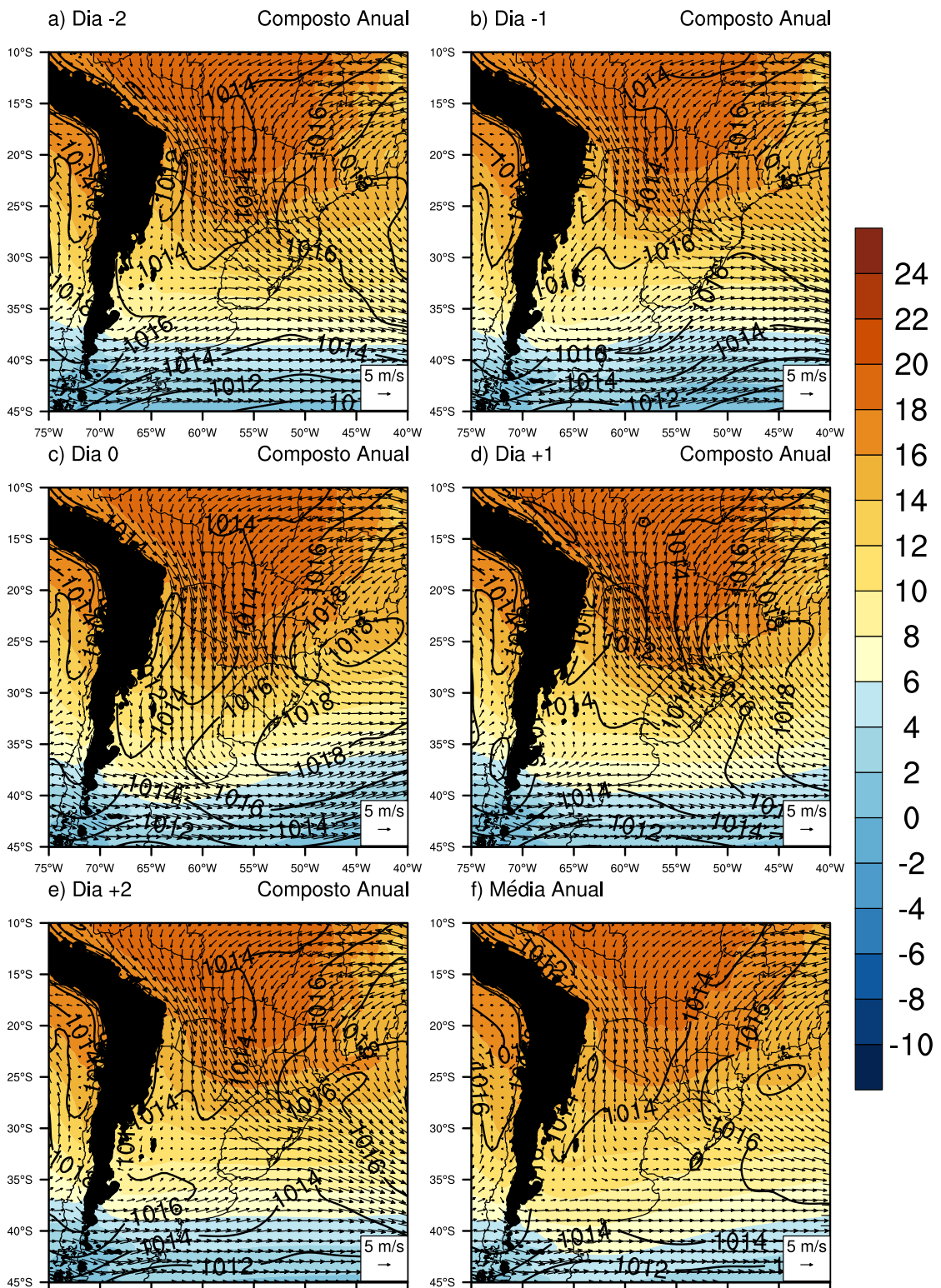


Figura 4.9 - a, b, c, d, e) Compostos anuais de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média das mesmas variáveis.

+1 é o mais conspícuo. Conforme observado nos compostos, no dia +1 o sistema frontal quente move-se para sudeste, e a anomalia negativa de PNMM torna-se mais abrangente sobre o Sudeste da América do Sul. O dia +2 é caracterizado pelo deslocamento para o sudeste da perturbação ciclônica (onda frontal), cujo ramo frio avança para o norte afetando até a Bolívia.

A Figura 4.11 mostra os compostos do índice K e do índice Total-Totals. Para essas variáveis não serão mostradas as anomalias, pois, visto que os índices só indicam instabilidade a partir de um determinado limiar, as anomalias não são tão informativas. O índice Total-Totals está hachurado para valores acima de 44, a partir do qual há chance de tempestades. No dia -2 os índices apontam pouca instabilidade termodinâmica na região de estudo, o que diminui ainda mais no dia -1. Nesse dia que precede a ocorrência da frente quente ocorre o avanço de uma massa de ar mais fria e estável pela Argentina e Uruguai, conforme mencionado nos parágrafos anteriores. O índice K não passa de 30 na região, apresentando um valor superior mais a norte em direção à Amazônia. No dia 0 há ainda valores baixos na região, mas é perceptível que a instabilidade termodinâmica aumenta no Paraguai e áreas adjacentes. Isto se deve ao vento, que em baixos níveis transporta ar mais quente e úmido da região amazônica para sul, instabilizando as latitudes mais elevadas. No dia +1 a mudança é bastante significativa, observando-se uma região com índice Total-Totals maior que 44 abrangendo o Sul do Paraguai, Nordeste da Argentina, grande parte do Rio Grande do Sul e Oeste de Santa Catarina e Paraná. O índice K também está maior nesse dia, com valores entre 30 e 40. A frente quente, ao atravessar essa área, é responsável pela advecção positiva de temperatura e umidade específica em baixos níveis, instabilizando o ar. Em consequência, a Figura 4.11 indica que, em média, a passagem de frentes quentes pelo sul do país está associada as condições termodinâmicas favoráveis para o desenvolvimento de convecção.

Quanto ao CAPE (figura não mostrada), não há uma variação muito significativa entre os dias compostos analisados. Essa variável é calculada pressupondo-se que uma parcela de ar com flutuabilidade positiva é perturbada e sobe, portanto a escolha da parcela que subirá é bastante subjetiva. Na região frontal quente, em particular, é mais provável que a parcela susceptível a ascensão esteja em um nível elevado na atmosfera, e não em superfície (SCHULTZ; SCHUMACHER, 1999). Outro fator que contribui para esse resultado é a maior incidência de frentes quentes no inverno, estação em que o CAPE é, em média, baixo no SEAS.

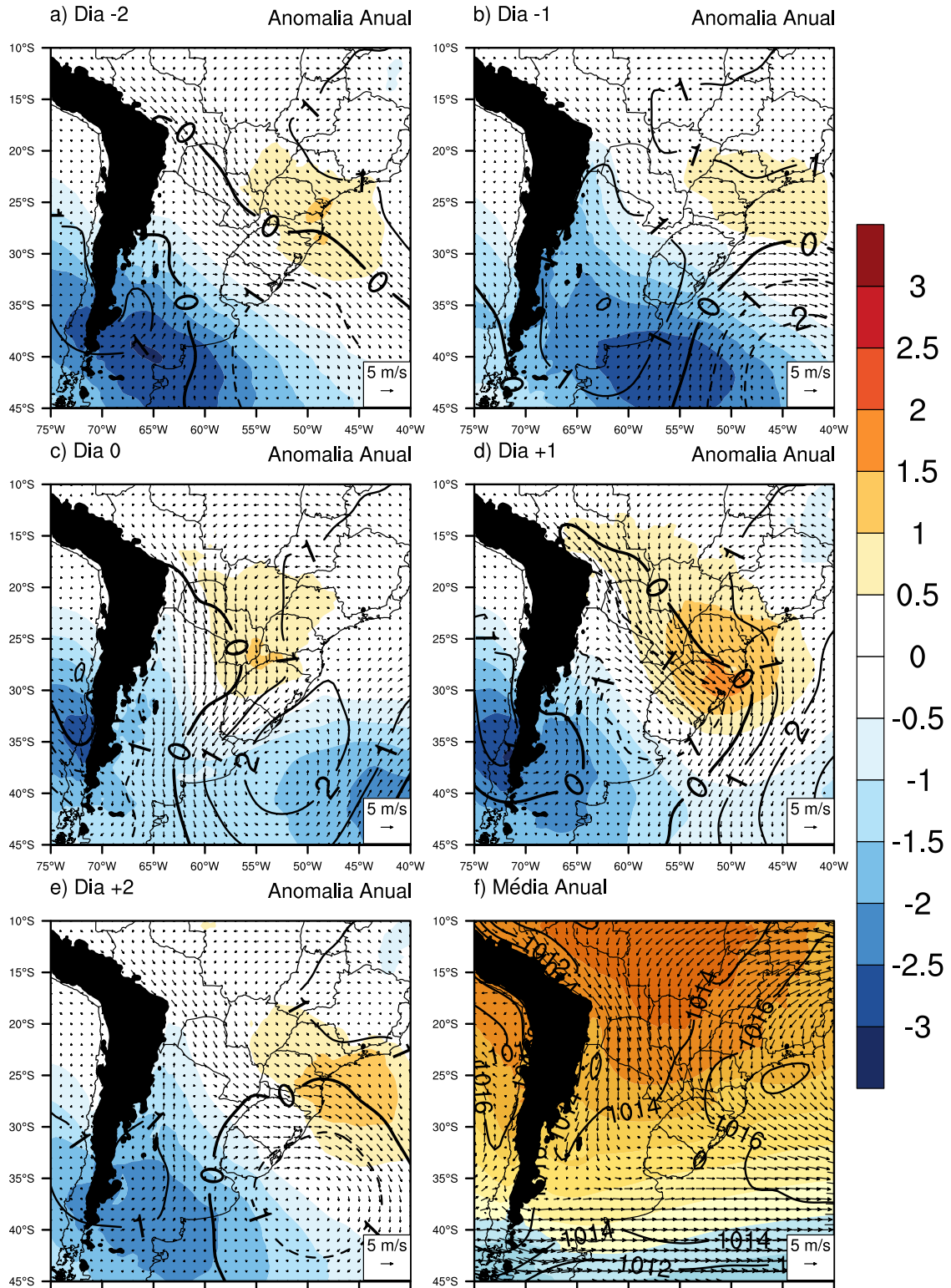


Figura 4.10 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos anuais em relação à média anual de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

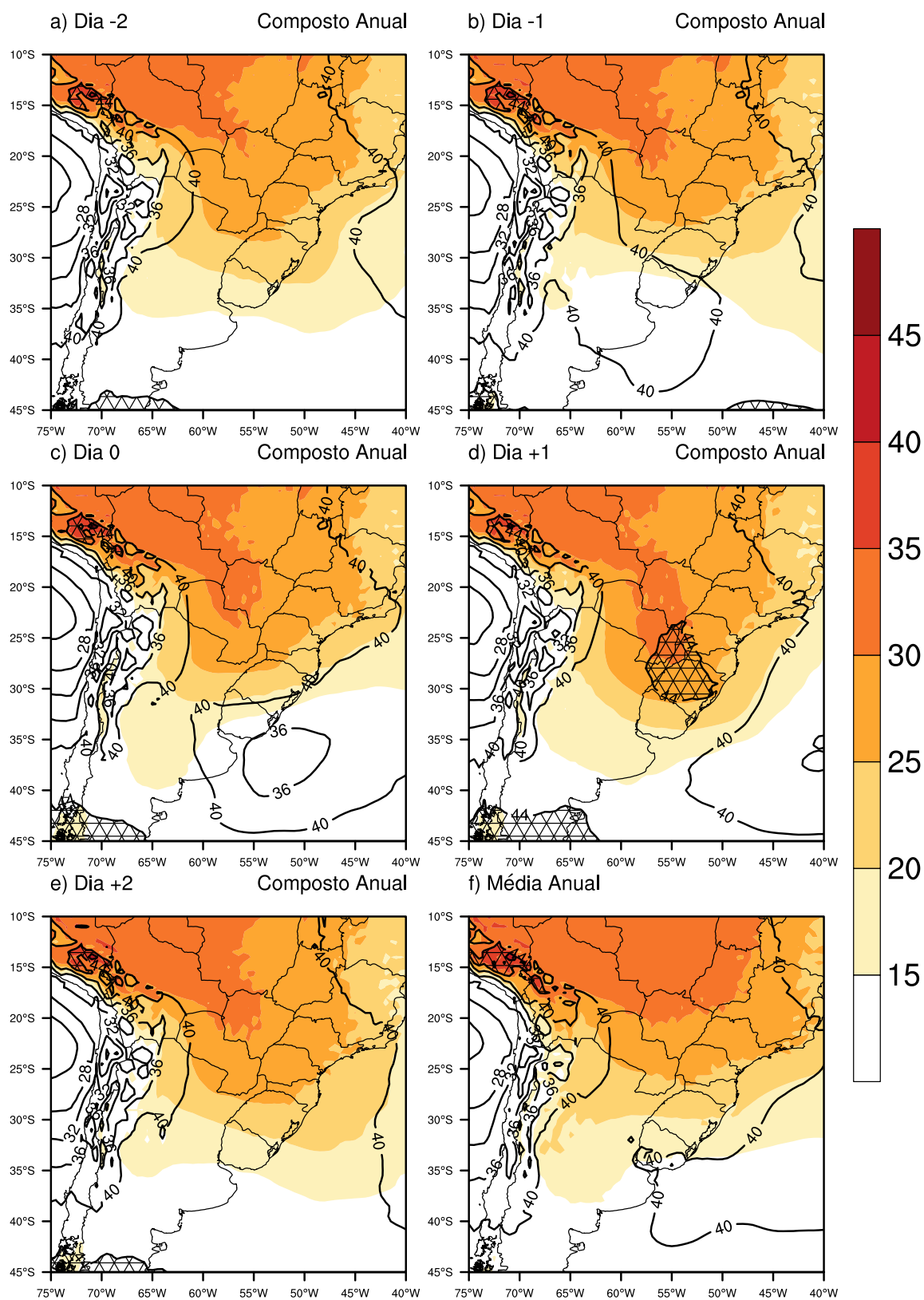


Figura 4.11 - a, b, c, d, e) Compostos anuais dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44.

### 4.2.1.3 Cortes verticais anuais

Na Figura 4.12 são mostrados os cortes verticais dos compostos das componentes zonal e meridional do vento na longitude  $57^\circ\text{W}$ . Percebe-se que não há uma mudança considerável da componente zonal do vento no período, mas que durante o evento o vento zonal nos níveis mais elevados da troposfera é mais intenso que a média climatológica. Essa constatação pode ser atribuída ao fato de que no inverno, quando foram observadas mais frentes quentes, os ventos de oeste são mais fortes. O vento meridional é de norte em grande parte da troposfera, e aumenta sua intensidade nos baixos níveis nos dias 0 e +1. Os fortes ventos em níveis inferiores nos dias 0 e +1 indicam um provável sinal do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) (SAULO, 2004), o qual tem maior altura no dia +1, quando a isotaca de  $8\text{ m/s}$  se estende desde o nível de 900 até 700 hPa. Na alta troposfera há um aumento considerável do vento meridional de norte no dia +1, o que foi observado nos compostos da alta troposfera (Figura 4.7). Nesse dia observa-se um escoamento bastante meridional na troposfera superior, pois um cavado nesse nível posiciona-se sobre o SEAS.

Quanto às anomalias (Figura 4.13), as de vento zonal são positivas (de oeste) em quase toda a extensão da troposfera, principalmente entre as latitudes de  $30$  e  $35^\circ\text{S}$ , denotando uma baroclinia superior ao normal. As anomalias de vento de oeste (sombreadas) e de componente de norte (contornos tracejados) nos altos níveis da troposfera são coerentes com a presença de advecção de vorticidade ciclônica anômala. As menores anomalias de intensidade dos ventos zonais na alta troposfera ocorrem justamente nos dias 0 e +1 (Figuras 4.12c e 4.12d), quando também ocorre um aumento das anomalias nos níveis mais baixos (principalmente no dia +1). Esse resultado manifesta o transporte vertical de momentum zonal, que causa um equilíbrio entre os níveis superiores e inferiores da troposfera. O transporte é efetuado pelo movimento vertical do ar, levando parcelas com menos momentum zonal para cima e parcelas com maior momentum zonal para baixo. Na Seção 4.3 será discutida essa característica das frentes quentes através de uma análise em menor escala. As anomalias de vento meridional são negativas (de norte) em boa parte do domínio, e fica evidente a importância do transporte de ar de norte durante os eventos de frente quente: nos dias 0 e +1 há grandes anomalias negativas nos níveis inferiores da troposfera. Além disso, na alta troposfera também há um aumento do vento de norte no dia +1, conforme explanado no parágrafo anterior. Da mesma maneira que nas anomalias de vento zonal, há um aumento do momentum meridional em baixos níveis no dia +1. A diferença, porém, é que não se observa uma diminuição

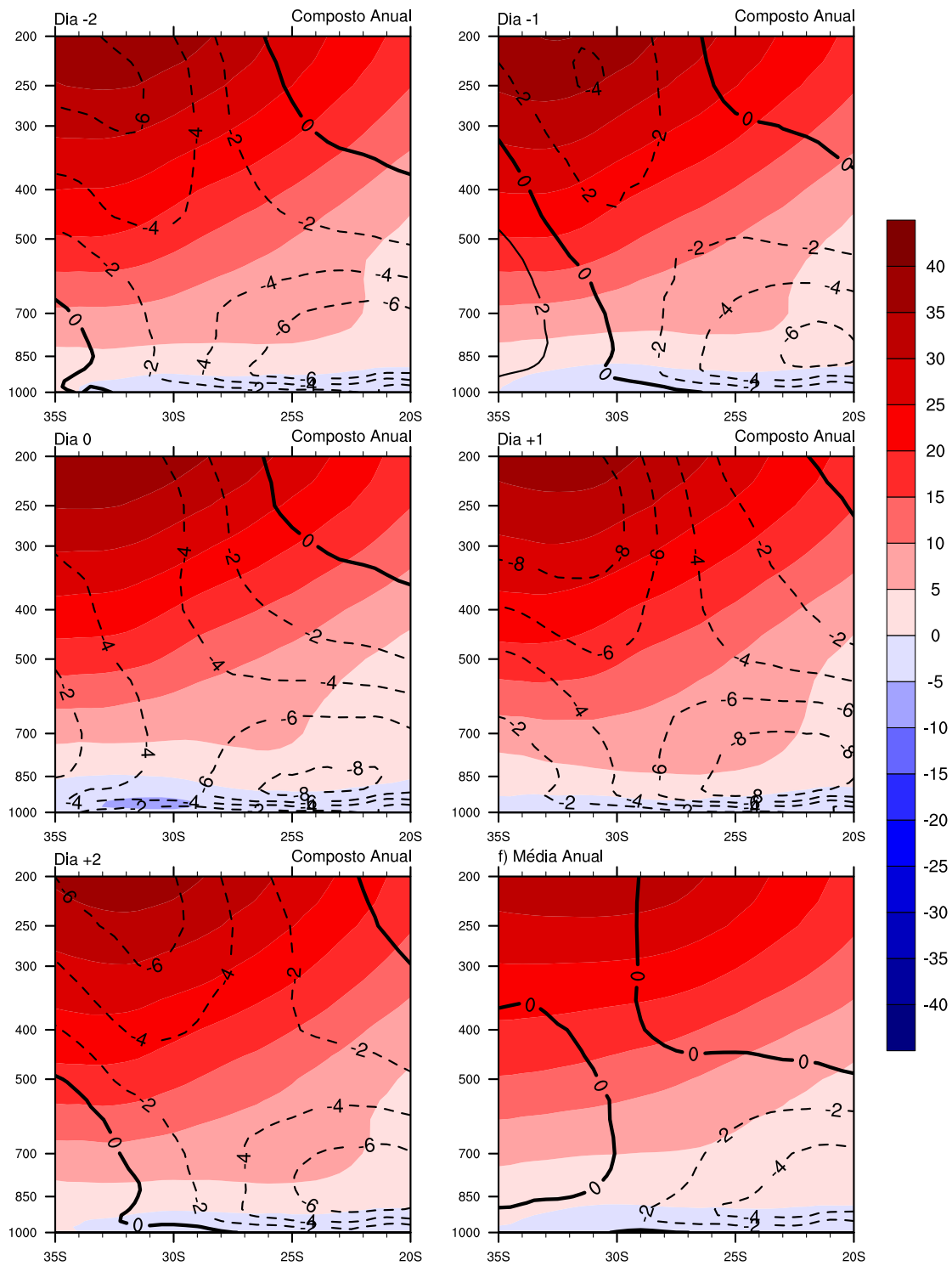


Figura 4.12 - a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos anuais de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) em  $57^{\circ}\text{W}$ . f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa.



das anomalias de vento meridional em altos níveis (o que se observa nas anomalias de vento zonal), portanto não houve transporte vertical de momentum meridional. Supõe-se, nesse caso, que o JBNAS transporte o momentum meridional de norte, havendo um aumento nos baixos níveis entre 25 e 30 °S.

Os cortes verticais compostos de temperatura na longitude 57 °W são mostrados na Figura 4.14. É possível observar a mesma característica comentada anteriormente: o avanço do ar mais frio do dia -2 para o dia -1, e o retrocesso deste no dia 0, quando a frente quente surge deslocando o ar frio para sul. Nos dias 0 e +1 o ar quente move-se para sul, conforme o observado nos compostos dos níveis inferiores (Figura 4.9). Note-se a presença de isotermias e inversões térmicas nas camadas mais baixas da atmosfera, especialmente no dia 0, resultado do deslocamento do ar quente sobre uma superfície comparativamente mais fria.

Na Figura 4.15 são mostradas as anomalias dos compostos de temperatura. É possível notar o avanço do ar frio entre os dias -2 e -1, coerentemente com o que foi mostrado anteriormente, e o avanço do ar quente no dia 0 evidenciado pela presença de uma anomalia positiva de temperatura que se estende na vertical até o nível de 700 hPa. É interessante observar, nos dias 0 e +1, como o ar quente se desloca horizontalmente ascendendo por cima do ar frio, o que concorda com o modelo conceitual de frente quente (WALLACE; HOBBS, 2006). Também é notável que esse avanço ocorre diferentemente do avanço do ar frio no dia -1, que começa pelos níveis inferiores. Naturalmente, esses padrões são os esperados, já que o ar mais frio é mais denso e tende a permanecer próximo à superfície, ocorrendo o contrário com o ar quente.

Para a umidade específica (figura não mostrada) o padrão observado é muito semelhante ao de temperatura, com maior umidade próximo à superfície. As anomalias de umidade específica também apresentaram um padrão semelhante, havendo anomalias positivas de umidade em forma de cunha sobre o ar mais ao sul (mais seco e frio).

Os compostos de temperatura potencial do ar seco ( $\theta_d$ ) e  $\theta_e$  (Figura 4.16) mostram que  $\theta_e$  tem um perfil que permite distinguir as massas de ar com mais clareza, visto que  $\theta_d$  apresenta um perfil estratificado, como ocorre com a temperatura e a umidade específica. No dia -1 ocorre o avanço do ar frio de sul, e um pequeno aumento na proximidade das isolinhas de  $\theta_e$ , indicativo de um processo frontogenético. Nos dias em que ocorre a frente quente (0 e +1) é notável o avanço do ar mais quente e úmido por cima do ar frio, formando uma cunha de ar quente que se estende desde

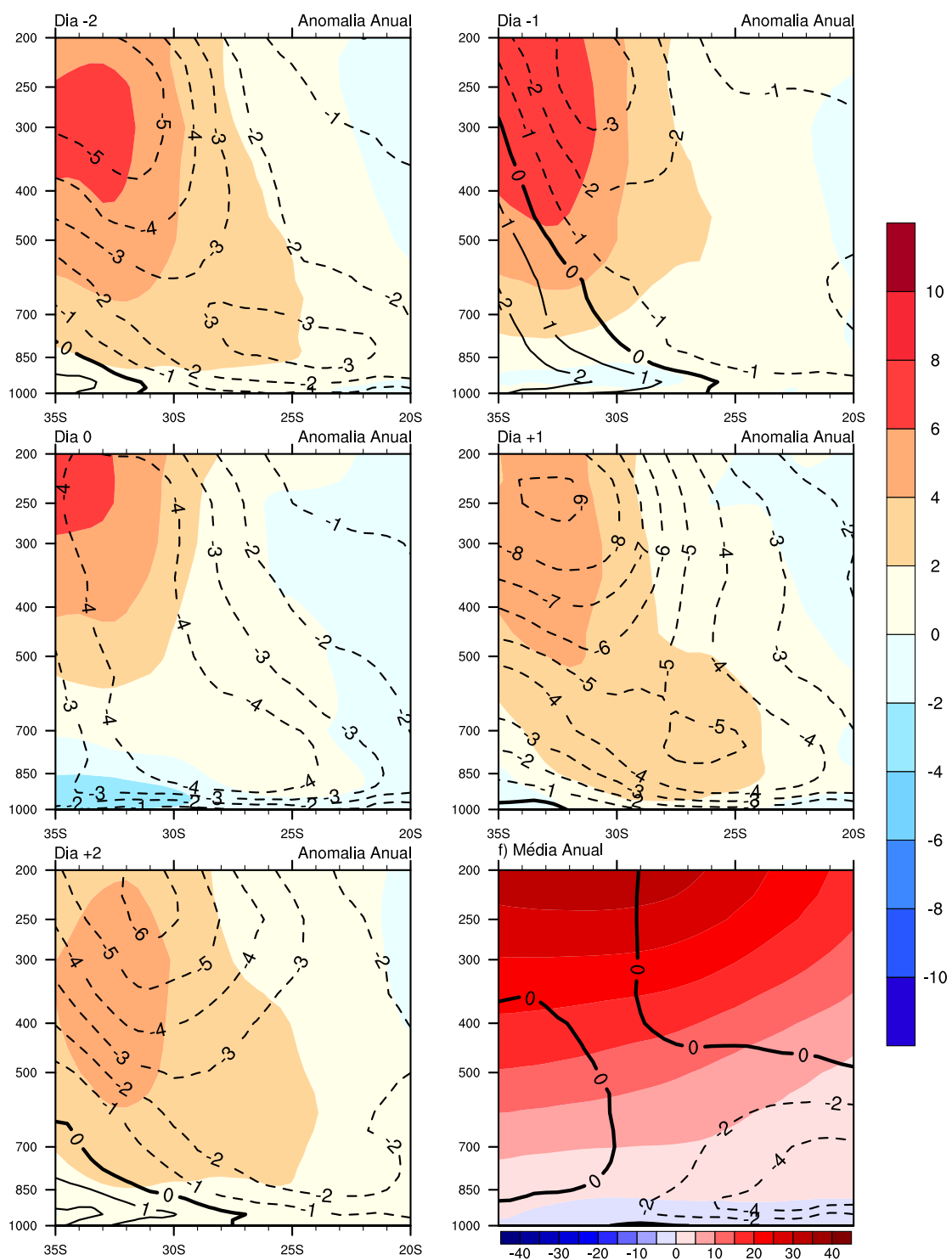


Figura 4.13 - a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos anuais de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

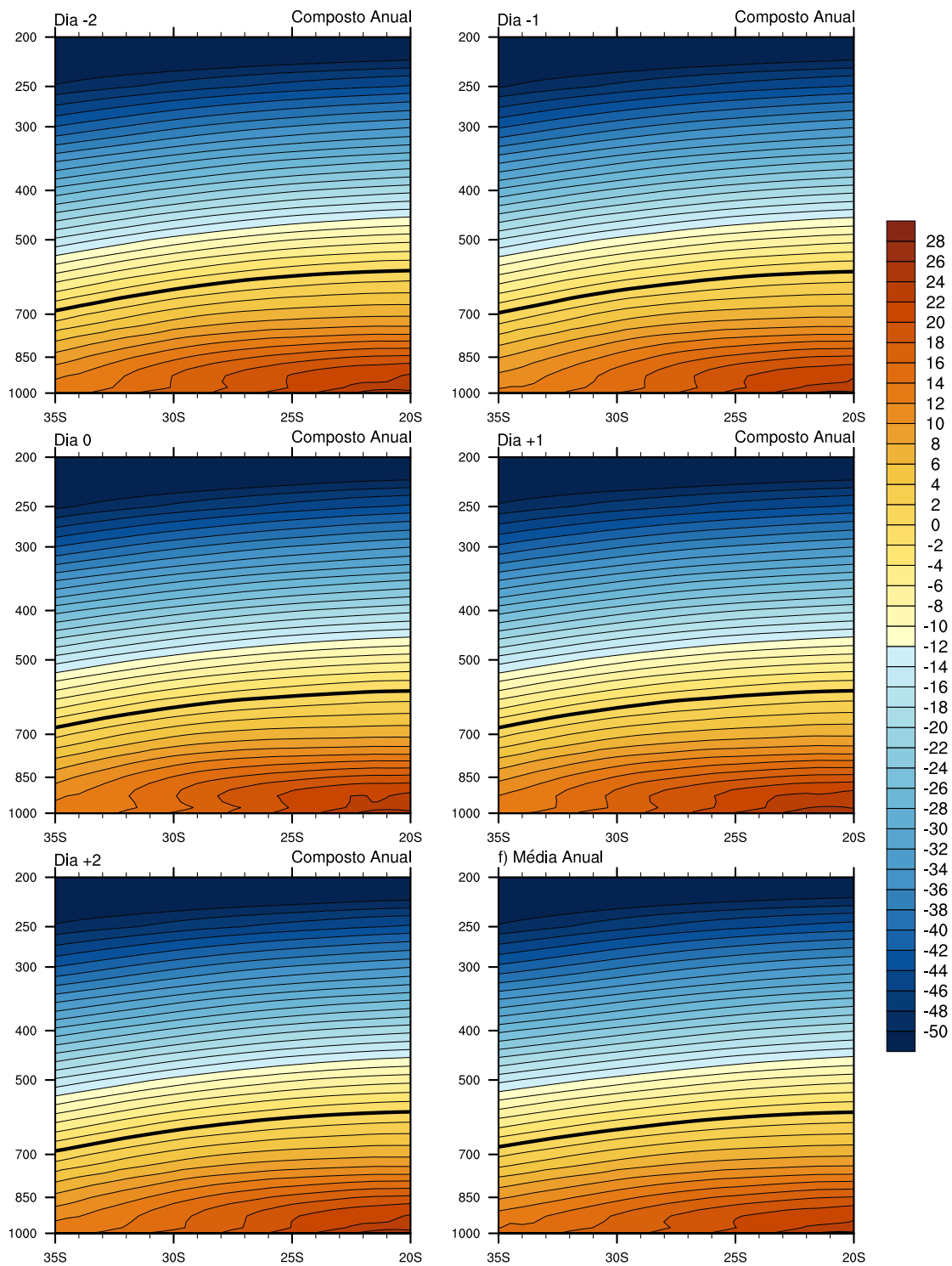


Figura 4.14 - a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos anuais de temperatura (em °C). f) Corte vertical da média anual da mesma variável. A isoterma de 0°C está plotada em linha mais grossa.

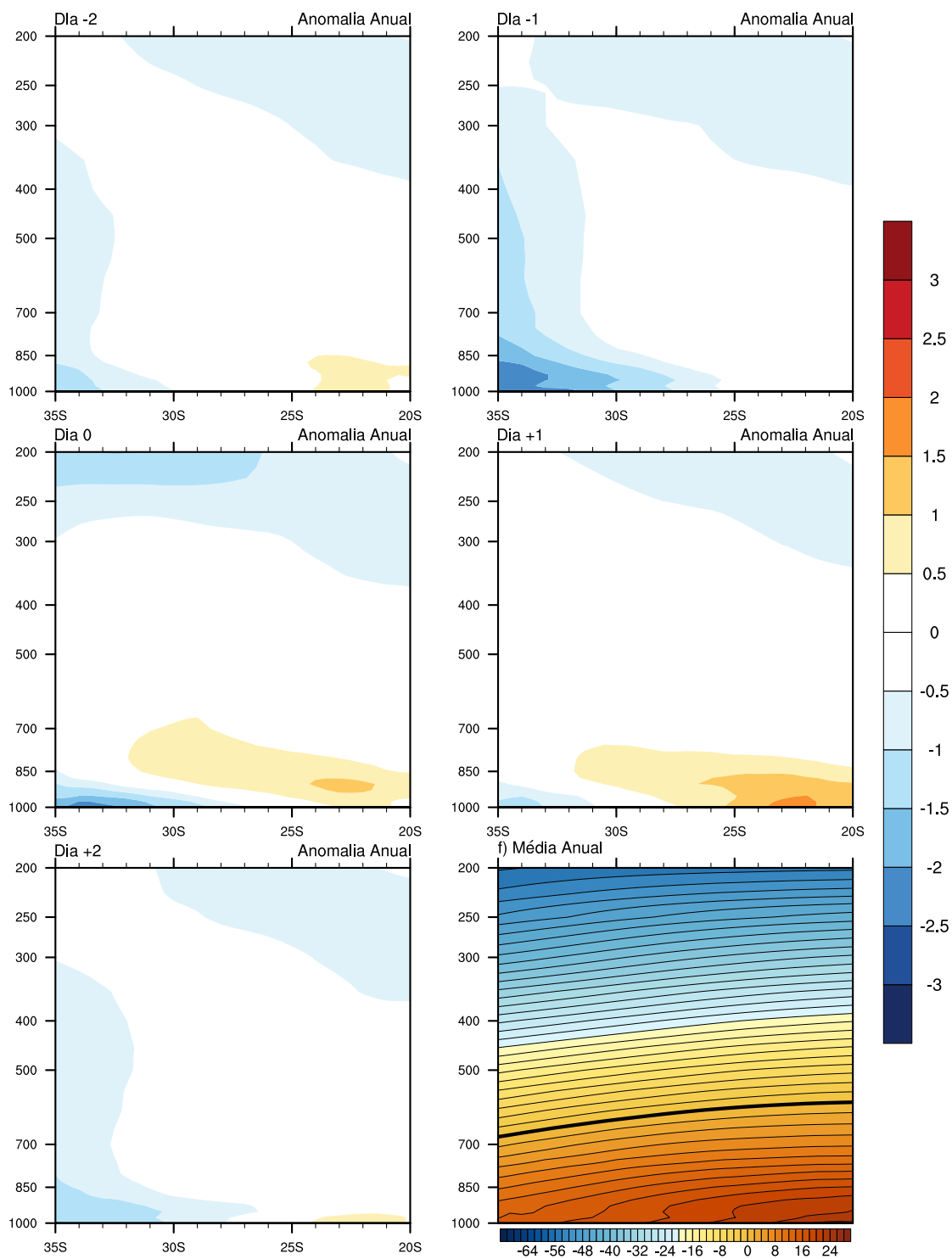


Figura 4.15 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos anuais de temperatura (em  $^{\circ}\text{C}$ , escala de cores à direita). f) Corte vertical da média anual de temperatura (escala de cores abaixo). A isoterma de  $0^{\circ}\text{C}$  está plotada em linha mais grossa.

próximo à superfície até o nível de 700 hPa. Em superfície, porém, não há uma grande variação da  $\theta_e$  durante e após a passagem da frente quente. No dia +2 é notável a diminuição do gradiente de  $\theta_e$ . Outro aspecto que merece respaldo é referente à cunha de ar quente e úmido que avança sobre o ar frio: há uma região da troposfera acima do nível de 850 hPa entre as latitudes de 20 e 25 °S em que  $\theta_e$  decresce com a altura ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ). Isto também pode ser notado nas anomalias (Figura 4.16, comentada no próximo parágrafo), e implica que o ar nesse local é potencialmente instável, estando sujeito a movimento ascendente. O padrão de  $\theta_d$  sofre pouquíssimas mudanças no período, e não indica instabilidade termodinâmica seca.

Observando as anomalias desses compostos (Figura 4.17) tem-se clara a anomalia positiva de  $\theta_e$  na camada entre 850 e 700 hPa durante todo o período de 5 dias. No dia 0, contudo, ocorre um aumento considerável nessa anomalia positiva, a qual se estende sobre o ar frio. As anomalias de  $\theta_d$  acompanham o padrão de anomalias de  $\theta_e$ , mas têm uma magnitude menor. Isto remete à importância da umidade na caracterização das massas de ar divididas pelas frentes quentes. Por outro lado, embora não exista instabilidade seca, como foi apontado no parágrafo anterior, existe uma diminuição da estabilidade nos dias 0 e +1 na camada acima dos 850 hPa, indicando uma maior propensão para a atividade convectiva nesses dias. Depois de um dia, com a injeção de ar quente e úmido nos níveis mais elevados, a anomalia de  $\theta_e$  atinge o maior valor do período, havendo anomalias positivas, inclusive, próximo à superfície, sinal da passagem da frente quente sobre a região. Durante os dias 0 e +1 se observa também que o gradiente dessas anomalias é mais intenso, e possui uma componente vertical considerável, já que as anomalias positivas inclinam-se sobre as anomalias negativas. Esse gradiente de anomalia  $\theta_e$  apontando para cima preconiza uma estabilidade no ar, estando o ar quente sobre o ar frio. Porém, mais ao norte próximo ao nível de 700 hPa é possível notar que esse gradiente se inverte, possuindo uma componente para baixo, indicando instabilidade potencial.

Com os compostos e anomalias de temperatura é possível inferir a presença da frente quente, porém o contraste entre massas de ar que define a frente é mais caracterizado pelos campos de  $\theta_e$ . Em vista disso, a inclinação média da rampa frontal foi estimada a partir dos compostos de  $\theta_e$ , utilizando a inclinação das isolinhas de  $\theta_e$  entre 950 e 700 hPa, para minimizar os efeitos da camada limite planetária. Essa estimativa foi feita nos cortes verticais em torno de 27 °S, onde foram observadas as características indicativas da presença de uma frente quente (ver Seção 4.2.1.2). O valor encontrado foi de aproximadamente 1:110. Essa inclinação é intermediária entre as observadas

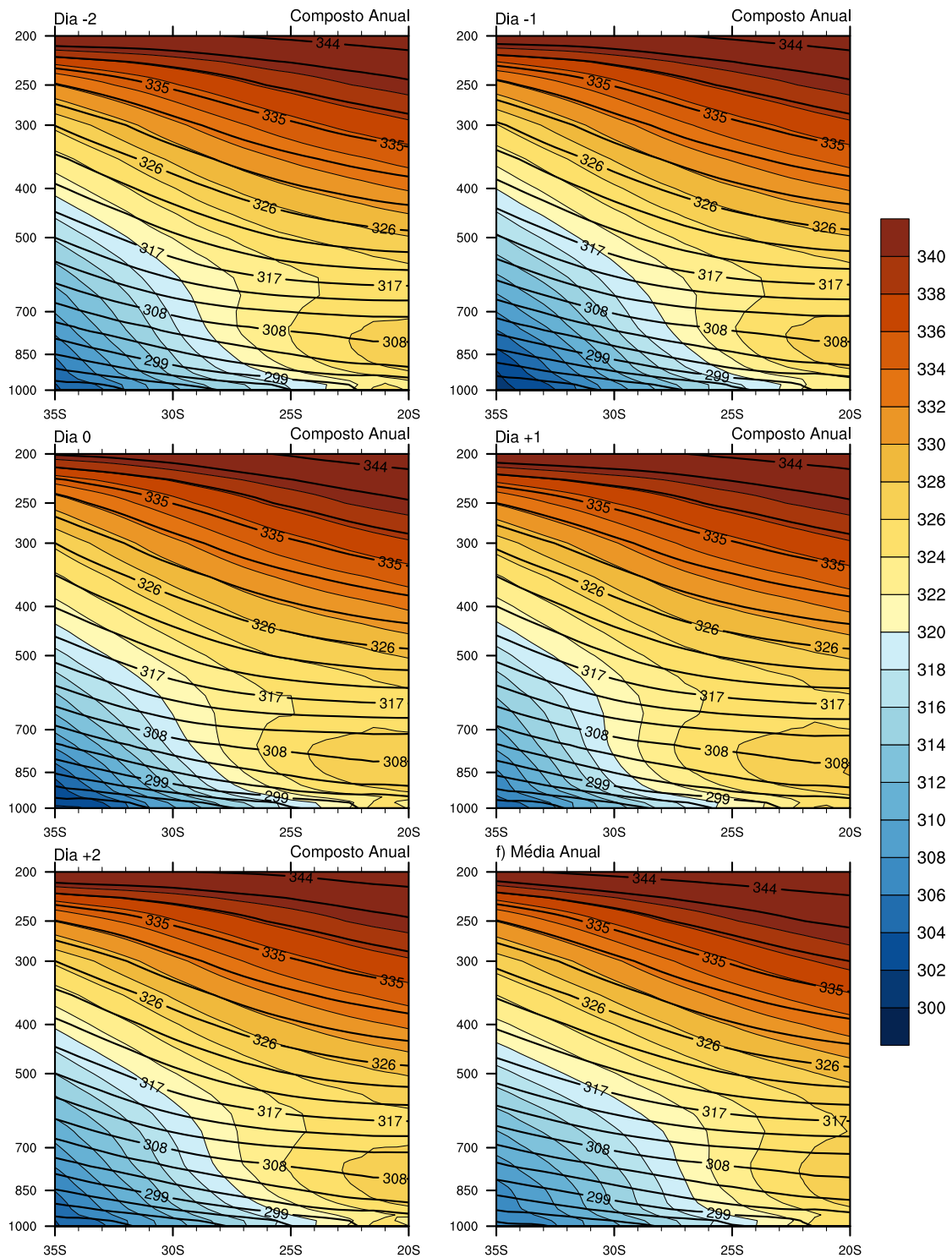


Figura 4.16 - a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos anuais de  $\theta_e$  (em K, sombreado) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média anual das mesmas variáveis.

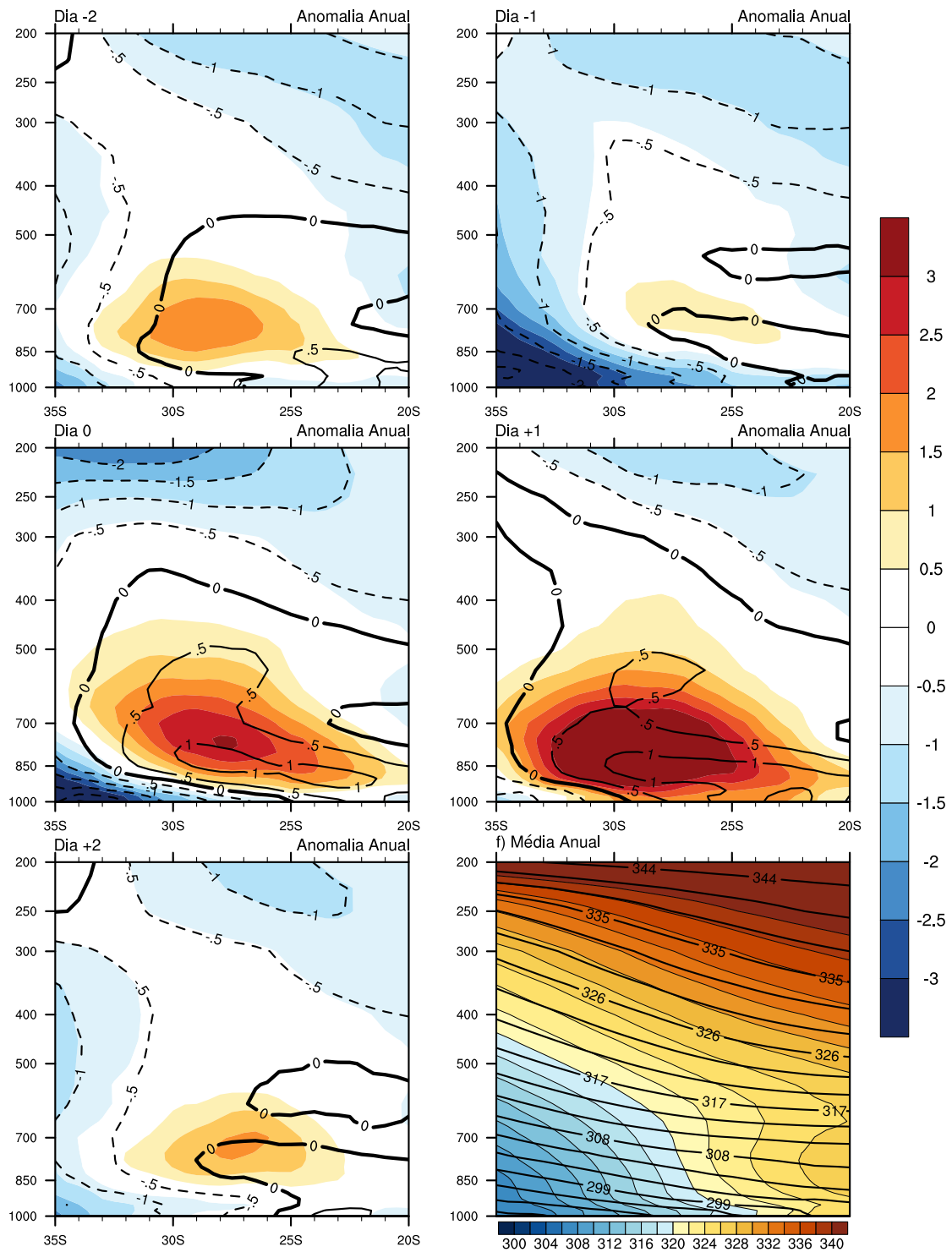


Figura 4.17 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos anuais de  $\theta_e$  (em K, sombreado com escala de cores à direita) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média anual de  $\theta_e$  (escala de cores abaixo) e  $\theta_d$  (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

por Wakimoto e Bosart (2001), de 1:60, e Kempf e Sinclair (2011), de 1:180.

#### 4.2.1.4 Modelo conceitual

Com base nas características relativas à ocorrência de frentes quentes no SEAS, elaborou-se um modelo conceitual de frentes quentes nessa região (Figura 4.18). Esse modelo retrata os casos mais comuns de frente quente, os quais estão associados ao retrocesso de frentes estacionárias e à formação de ciclones extratropicais após o evento.

#### 4.2.2 Compostos de precipitação

Os compostos de precipitação são exibidos na Figura 4.19. O formato da área com precipitação permite tirar algumas conclusões acerca dos sistemas meteorológicos atuantes no dia. No dia -2 há uma grande área com precipitação, a qual atinge maiores valores entre o Rio Grande do Sul e Uruguai. Vale lembrar que nesse dia, de acordo com os compostos anuais, atua sobre o SEAS uma frente fria que se estende desde o Oceano Atlântico (Figura 4.3). Nesse dia também há forte advecção de vortacidade ciclônica pelo cavado anômalo no campo de altura geopotencial em 500 hPa (Figura 4.6). Já no dia -1 a frente fria desloca-se para o oceano, sendo perceptível o formato linear do sistema pela precipitação causada. A precipitação mais abundante se concentra em uma área menor, em forma de linha. A faixa de chuva relativamente estreita indica, além da típica estrutura frontal, uma dispersão relativamente pequena entre os casos incluídos nos compostos. Em médios níveis no dia -1 uma crista começa a avançar sobre o SEAS, o que diminui a advecção de vortacidade e conseqüentemente a divergência em altos níveis.

No dia 0 a chuva diminui e se desloca ligeiramente para o norte sobre o oceano, coerentemente com o avanço e enfraquecimento da frente fria já mencionada. Sobre o continente, a precipitação se estende mais para o sul e distribui-se espacialmente de forma mais circular, o que é consistente com um processo de ondulação da zona frontal. De fato, conforme exposto anteriormente a maioria das frentes quentes surgem como prolongamentos de frentes frias, as quais estacionam e posteriormente se movem para sul. Outra característica do campo de precipitação do dia 0 é que a área onde mais ocorre precipitação é o Nordeste da Argentina e Noroeste do Rio Grande do Sul, à frente da frente quente que, em média, localiza-se um pouco a norte dessa área (ver Seção 4.2.1.1). A maior quantidade de precipitação no SEAS ocorre no dia +1, atingindo valores de mais de 12 mm diários. Nesse dia a precipitação apresenta um caráter semi-circular, abrangendo todo o leste do SEAS. Avaliando



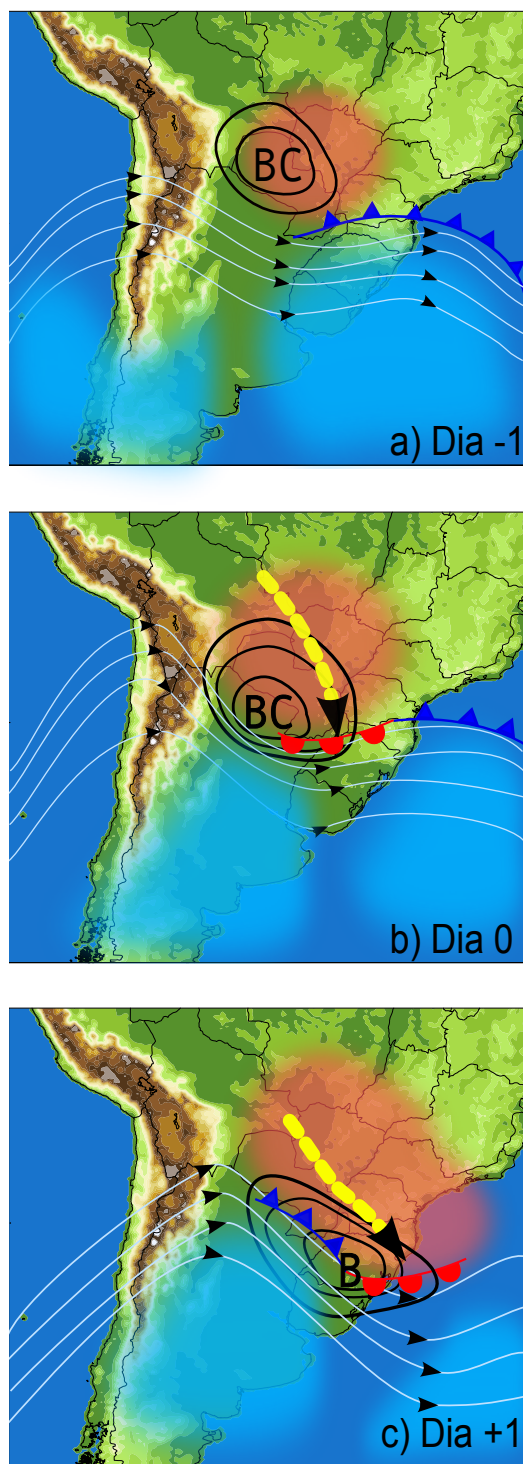


Figura 4.18 - Modelo conceitual das frentes quentes que ocorrem no SEAS para os dias -1, 0 e +1. As linhas pretas são isolinhas de PNMM, as brancas são linhas de corrente na alta troposfera, as cores azul e vermelho simbolizam massas de ar fria e quente, respectivamente. A sigla BC indica a posição da Baixa do Chaco, B significa Baixa, a seta amarela com ponta preta denota o escoamento de norte/noroeste em baixos níveis de troposfera, e as frentes têm seus símbolos padrão.

os sistemas sinóticos atuantes nesse dia, percebe-se que há forte advecção de vorticidade ciclônica na média troposfera em função do avanço do cavado em níveis médios e altos (Figura 4.5) e a formação de um centro de baixa pressão em superfície (Figura 4.9), associado a uma onda frontal. Aludindo à Seção 4.2.1.1, no dia +1 a frente quente está, em média, no leste do SEAS. A frente quente desloca-se para sudeste causando precipitação e instabilizando a atmosfera em níveis inferiores. No dia +2 há maior precipitação no Oceano Atlântico adjacente ao SEAS, a qual está associada à anomalia negativa de PNMM naquele local nesse dia (Figura 4.10). A precipitação ocorrida sobre o continente nesse dia é causada, em grande parte, pela frente fria associada à anomalia negativa de PNMM.

### 4.2.3 Compostos de inverno

A estação do ano em que há maior número de incursões de ar frio para latitudes mais baixas é o inverno, observando-se conseqüentemente uma maior frequência de frentes frias na região de estudo (ANDRADE, 2005). No presente trabalho, observou-se que as frentes quentes também ocorrem mais frequentemente no inverno (36% dos casos) em relação às outras estações do ano. Em vista disto, essa estação é a que mais influencia os compostos anuais, o que justifica, inclusive, o fato de esses apresentarem anomalias de temperatura negativas e de PNMM positivas na maior parte do domínio. Os compostos e anomalias relativos às estações serão analisados, de maneira geral, explanando as diferenças entre eles e os compostos e anomalias anuais.

#### 4.2.3.1 Campos dinâmicos de inverno

O padrão dos campos de espessura 1000-500 hPa e altura geopotencial em 1000 hPa (Figura 4.20) é semelhante aos compostos anuais (Figura 4.3). Algumas características, contudo, são diferentes: no inverno as alturas geopotenciais são maiores, e o cavado invertido que atua nos dias 0 e +1 é menos intenso, não sendo observado sobre o continente no dia +1; e o cavado frontal sobre o oceano que atua no dia -2 nos compostos anuais (Figura 4.3b) também é menos acentuado no inverno, mas se torna mais intenso no dia -1. Essas diferenças ocorrem por causa da inclusão, nos compostos anuais, dos casos de verão, os quais ocorrem sob a ação de um cavado invertido intenso, o que será analisado na Seção 4.2.4.

A Figura 4.21 mostra as anomalias de espessura e altura geopotencial para o inverno. A evolução dos sistemas sinóticos é muito semelhante à observada nas anomalias anuais (Figura 4.4). Nota-se claramente o aumento anômalo de espessura no Sul do

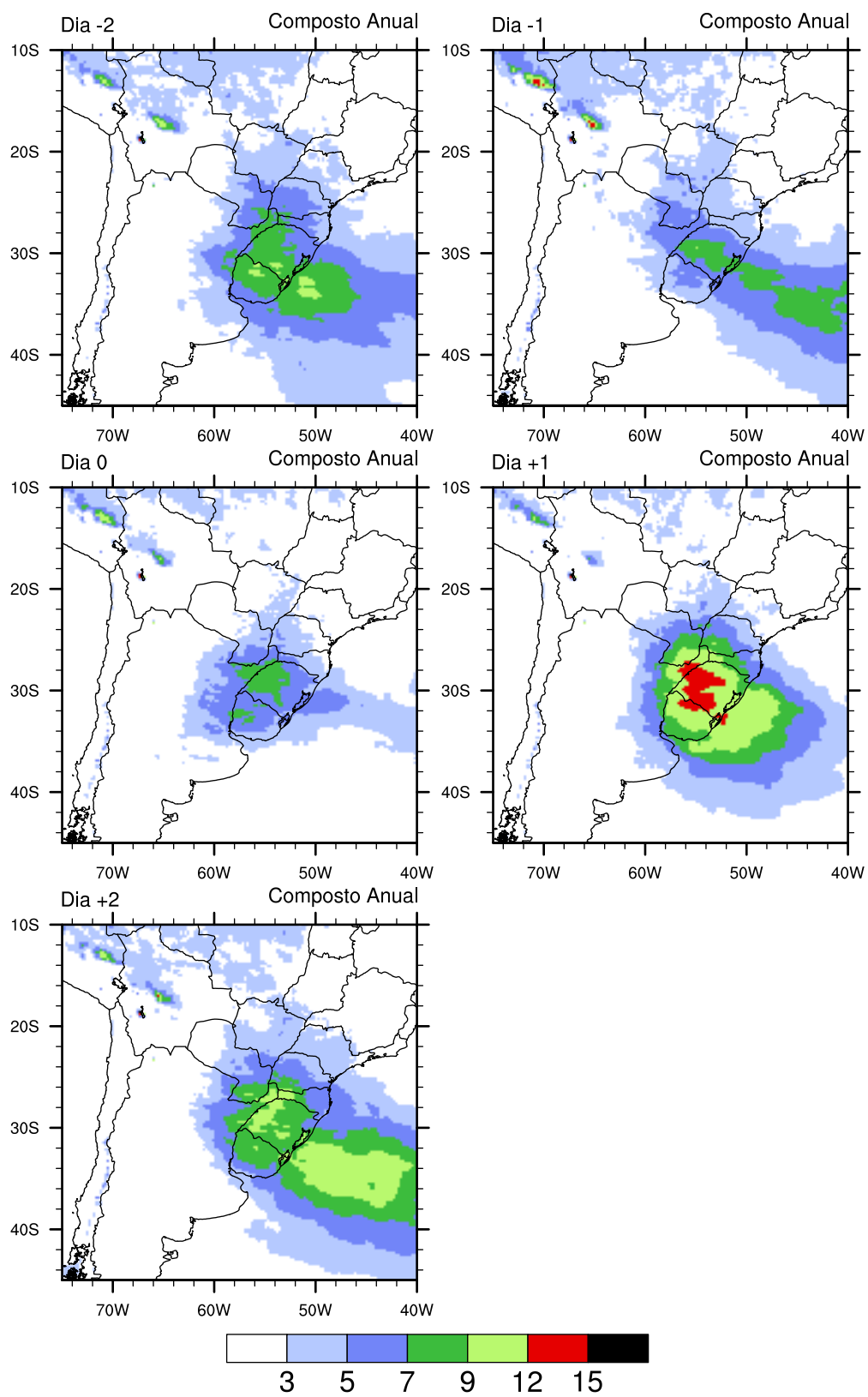


Figura 4.19 - Compostos de precipitação diária (em mm/dia) estimada pelo CMORPH.

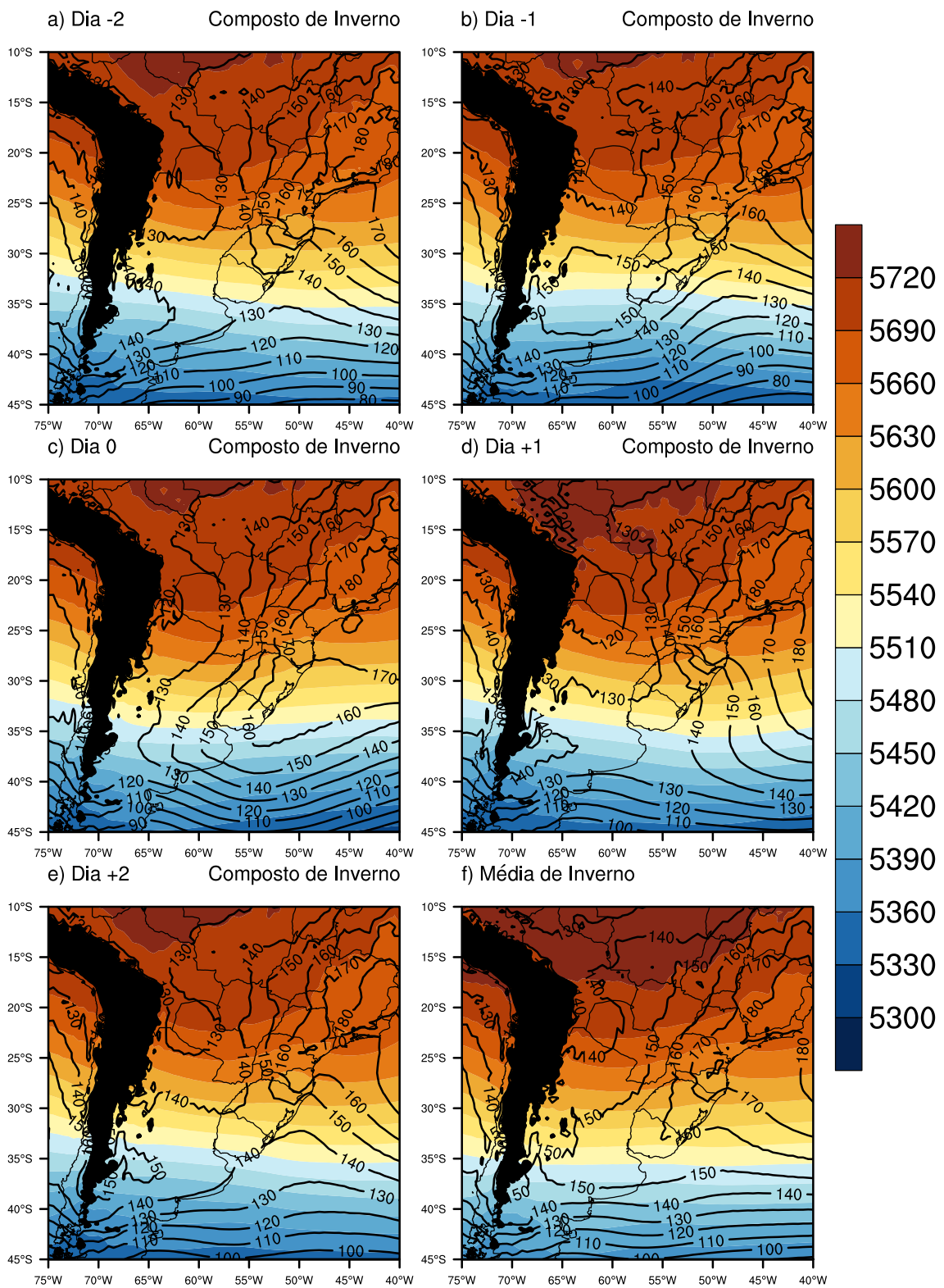


Figura 4.20 - a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (em mgs, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgs, sombreado). f) Média de inverno das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto.

Paraguai no dia 0, o qual aumenta e abrange uma região maior no dia +1, após a passagem da frente quente, evidenciando a atuação de uma baixa de núcleo quente mais intensa em termos de anomalia que no composto anual. Nesse dia há anomalias negativas com valores maiores de 25 mgp no SEAS, sinal da redução de PNMM (e consequentemente de altura geopotencial em 1000 hPa) associada a advecção de vortacidade ciclônica na média troposfera. Essas anomalias negativas têm valores altos porque nessa estação do ano há grande atividade de anticiclones migratórios no SEAS, os quais aumentam a PNMM média na região e consequentemente as anomalias negativas são mais contundentes.

Os compostos nos níveis de 250 e 500 hPa para o inverno são muito semelhantes aos compostos anuais, conforme mencionado anteriormente, devido a maioria dos casos ter ocorrido no inverno. As Figuras 4.22 e 4.23 mostram esses compostos. Conforme esperado, nota-se que os ventos são mais intensos nesses níveis no inverno em comparação com os compostos anuais (Figuras 4.7 e 4.5). Também é observado o padrão de ondas embebido no escoamento zonal, com amplitude maior nos dias 0 e +1, resultado da formação da onda baroclínica. Em 250 hPa no inverno (Figuras 4.23) o jato de altos níveis apresenta uma intensidade maior na faixa entre 30 °S e 35 °S, mas perde intensidade a partir do dia +1. O máximo de vento desloca-se para o sudeste, conforme pode ser observado nos compostos anuais. Na média troposfera (Figura 4.22) o padrão é muito semelhante.

A configuração dos centros de anomalia positiva e negativa em 500 hPa é mostrada na Figura 4.24. É notável que as anomalias dos compostos de inverno apresentaram menores valores em comparação com as mesmas anomalias para o ano todo (Figura 4.6). Em 500 hPa (Figura 4.24), no dia +1 a área de anomalia negativa de altura geopotencial avança sobre o Sul da América do Sul, posicionando um máximo de advecção de vortacidade ciclônica sobre o oceano adjacente ao SEAS (a nordeste do mínimo de anomalia). Nessa região de advecção de vortacidade ciclônica em 500 hPa, nos dias +1 e +2, foram observadas anomalias negativas de PNMM (Figura 4.27). A advecção de vortacidade ciclônica gera divergência em altos níveis da troposfera, o que reduz a PNMM por continuidade do escoamento.

As anomalias dos compostos em 250hPa no inverno são mostrados na Figura 4.25. No inverno há anomalias positivas de intensidade do vento na troposfera superior. No dia -1 há forte advecção de vortacidade anticiclônica sobre o SEAS, com aceleração dos ventos no leste da região. Uma crista sobre a Cordilheira dos Andes é observada, mais amplificada que nas anomalias dos compostos anuais. No dia 0 há o deslocamento e

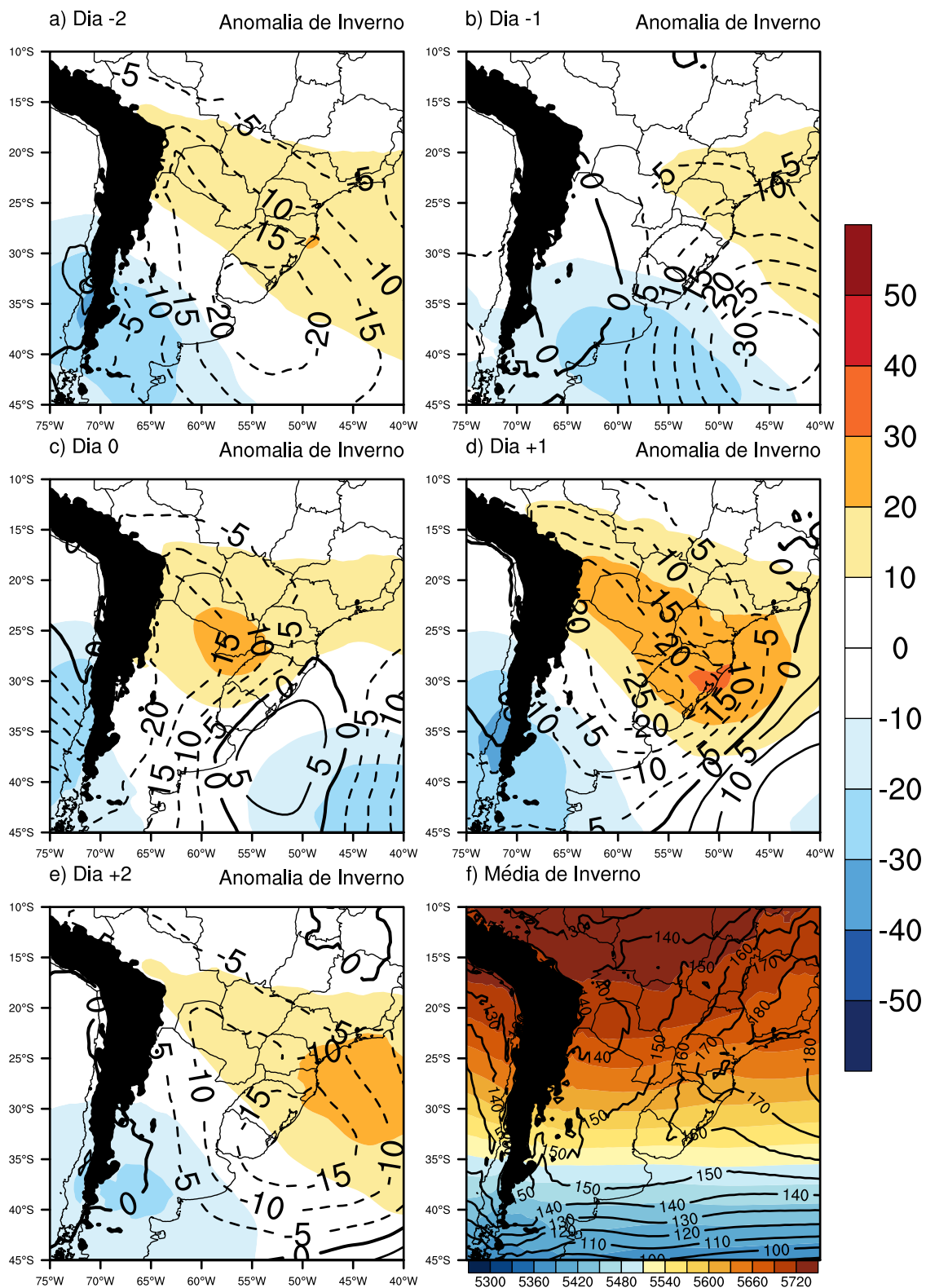


Figura 4.21 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos em relação à média de inverno de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

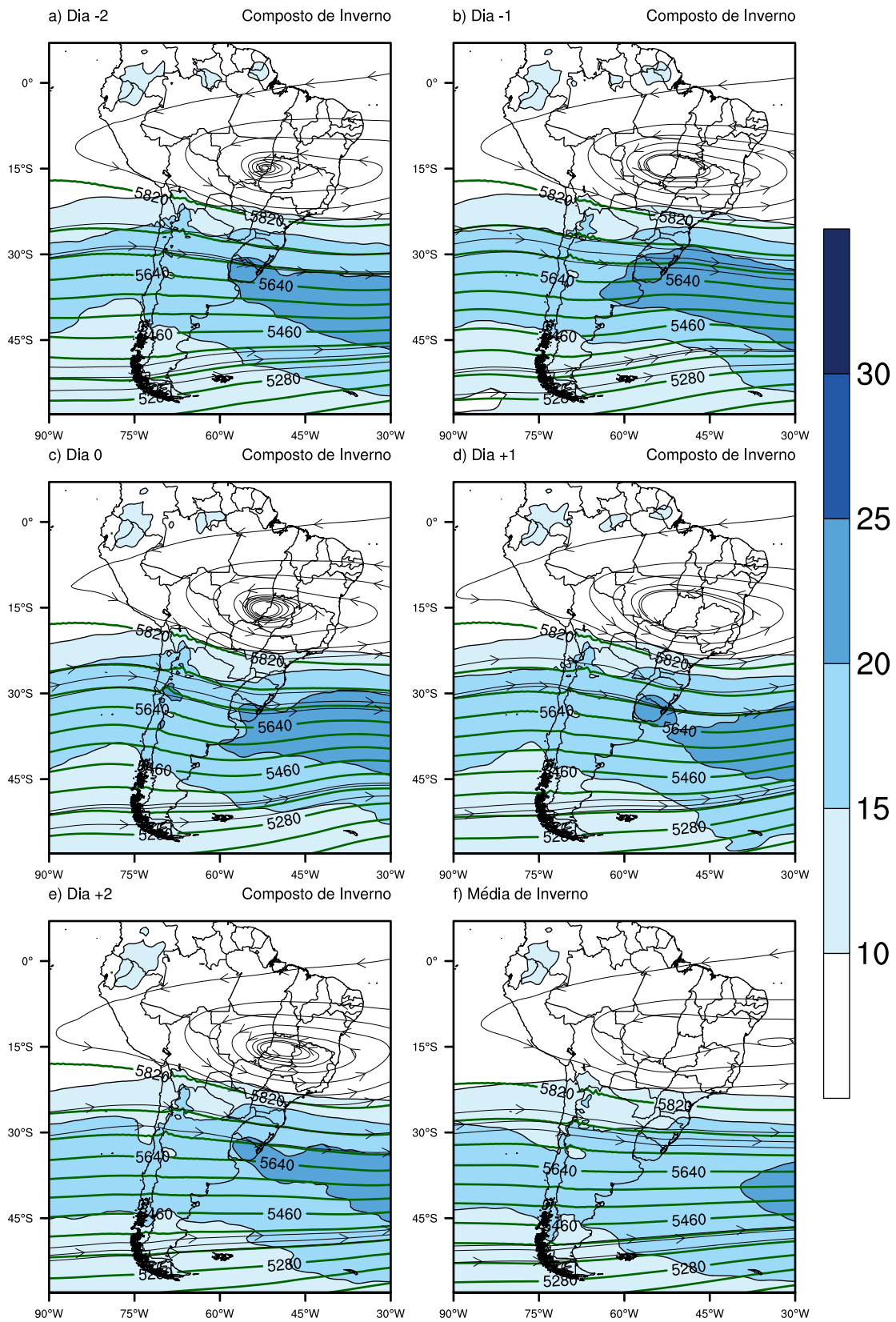


Figura 4.22 - a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (m.g.p, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média das mesmas variáveis para o inverno.

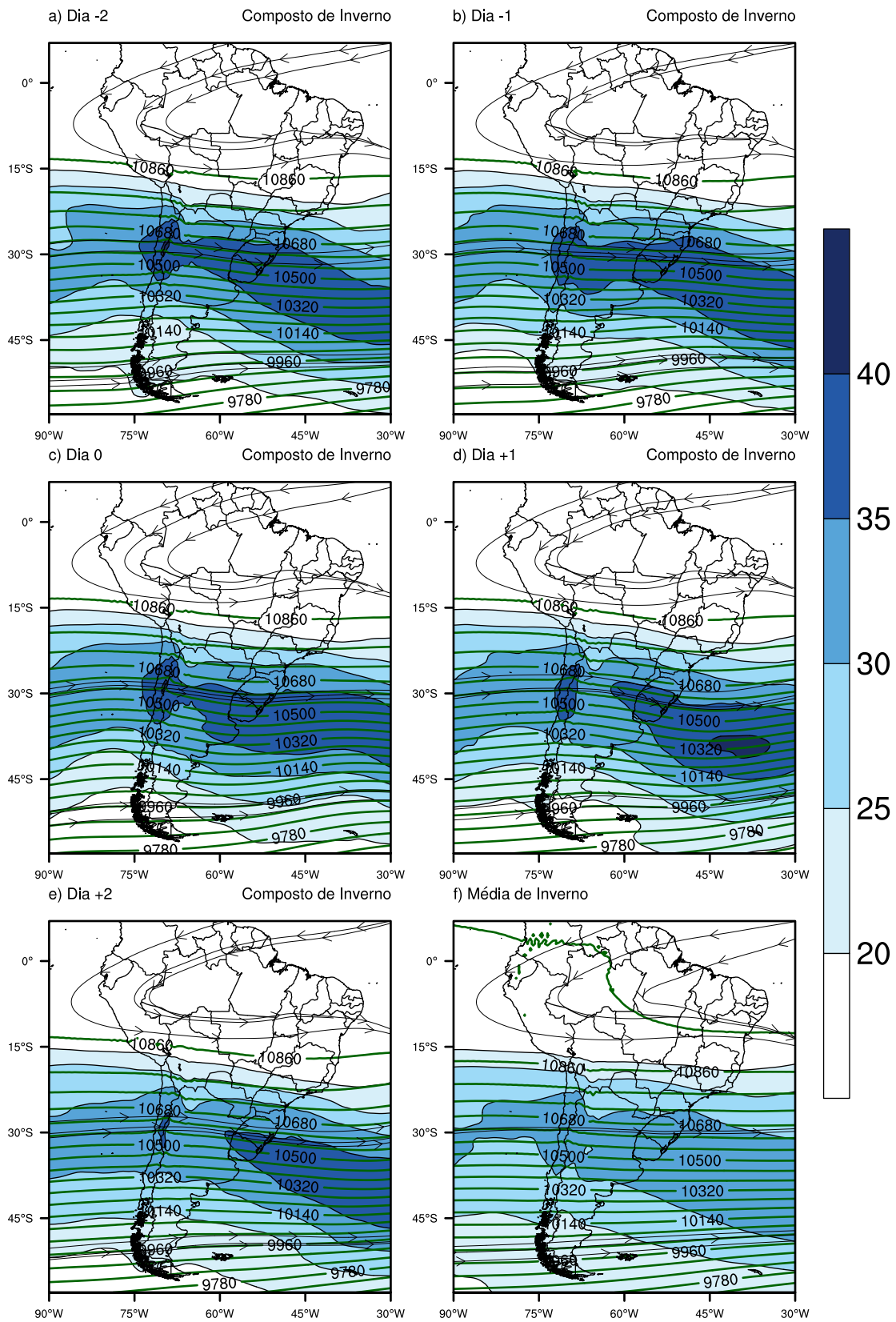


Figura 4.23 - a, b, c, d, e) Compostos de inverno de altura geopotencial (m<sub>g</sub>p, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média das mesmas variáveis para o inverno.



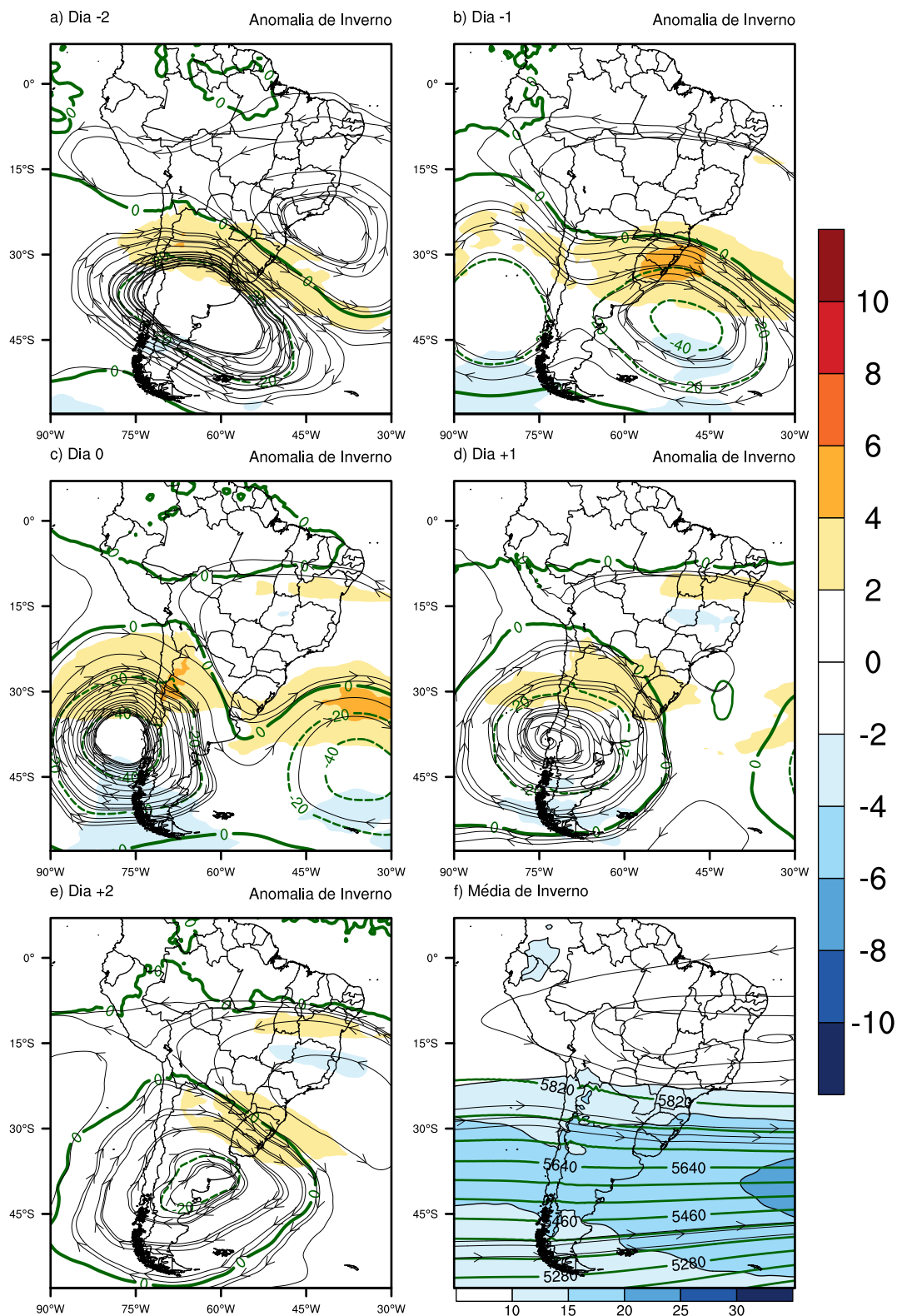


Figura 4.24 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

amplificação dessa crista sobre o SEAS, também de maneira mais ampla em relação às anomalias anuais. No dia 0 das anomalias de inverno a crista em 250 hPa alcança latitudes mais elevadas, próximo de 35 °S.

#### 4.2.3.2 Campos termodinâmicos de inverno

Os compostos de temperatura e vento em 850 hPa e PNMM são mostrados na Figura 4.26. Os ventos de noroeste sobre o Paraguai são comparativamente mais intensos em relação aos compostos anuais, principalmente nos dias 0 e +1. Observa-se que o ar tem temperatura menor e PNMM maior que os compostos anuais em todo o domínio, o que era esperado por se tratar do inverno. O cavado invertido no campo de PNMM observado nos compostos anuais em todos os dias também ocorre no inverno, porém mais ao norte. Esse cavado também é menos intenso no inverno em comparação com os compostos anuais, principalmente nos dias 0 e +1, durante a ocorrência da frente quente. Observa-se que o cavado frontal frio presente no oceano nos dias -2 e +2 tem menor amplitude que nos compostos anuais. A ASAS no inverno está mais ao norte, o que influencia a confluência dos ventos para o SEAS. No inverno esses ventos de norte que trazem ar quente e úmido para o SEAS são mais intensos que no restante do ano.

As anomalias dessas variáveis são mostradas na Figura 4.27. No inverno há um anomalia positiva de temperatura desde o dia -2 no leste da região de estudo, mais abrangente que nos compostos anuais. As anomalias negativas de PNMM predominam durante todo o período, diferente do que ocorre anualmente, quando há anomalias de PNMM positivas na região, principalmente no dia -1. Essa característica pode indicar que no inverno o avanço da massa de ar quente de norte seja mais importante na frontogênese do que o avanço da massa de ar fria de sul. Nos dias 0 e +1 se observa o cavado anômalo no campo de PNMM, associado a uma variação ciclônica dos ventos, conforme os compostos anuais. No dia +2 há algumas diferenças em relação, principalmente, ao campo de anomalia de PNMM. O centro de anomalia negativa nos compostos anuais localiza-se sobre o Oceano Atlântico nas adjacências do Rio Grande do Sul e Uruguai, enquanto que no inverno esse centro posiciona-se mais sobre o continente. Outro fator que se assemelha muito com os compostos anuais é o cavado anômalo que propaga-se desde esse mínimo de PNMM até a Bolívia no dia +2, o qual pode ser associado a uma frente fria nesse dia.

O inverno foi a estação em que os índices de instabilidade se apresentaram menos significativos, muito provavelmente como consequência do menor conteúdo de umidade na baixa troposfera. O CAPE (figura não mostrada) não atinge valores expressivos

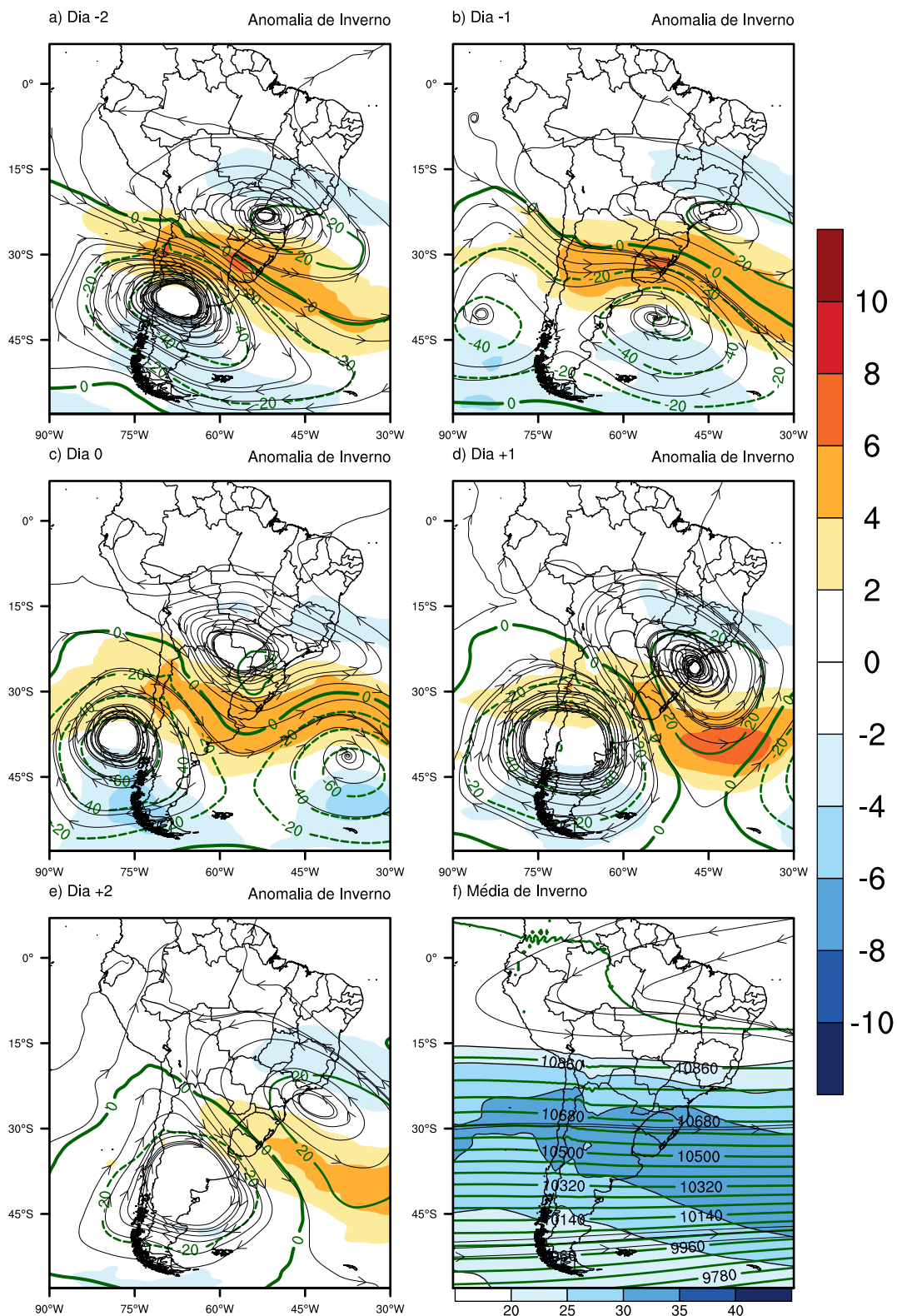


Figura 4.25 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 250 hPa (em mgp, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

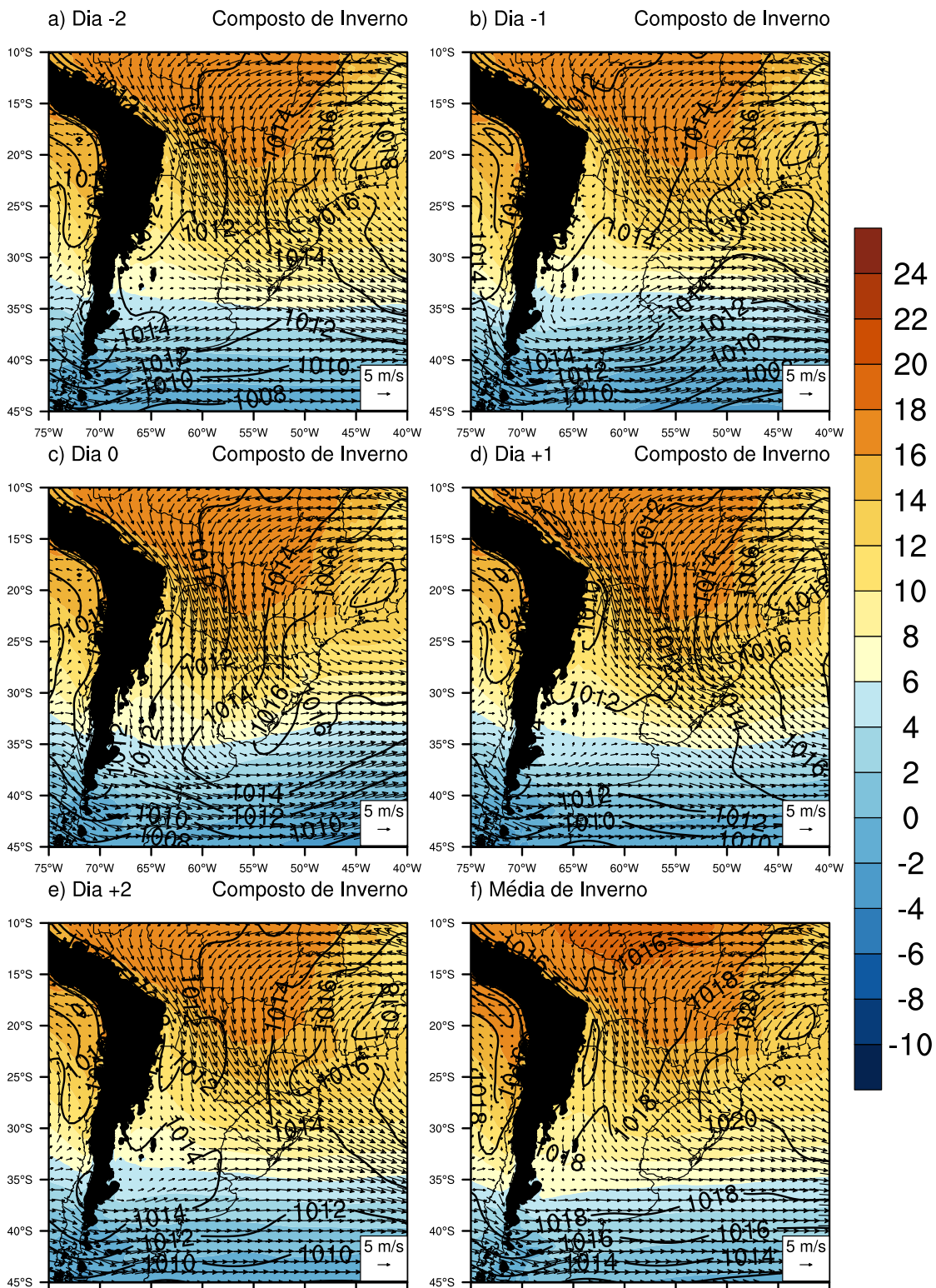


Figura 4.26 - a, b, c, d, e) Compostos de inverno de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis.

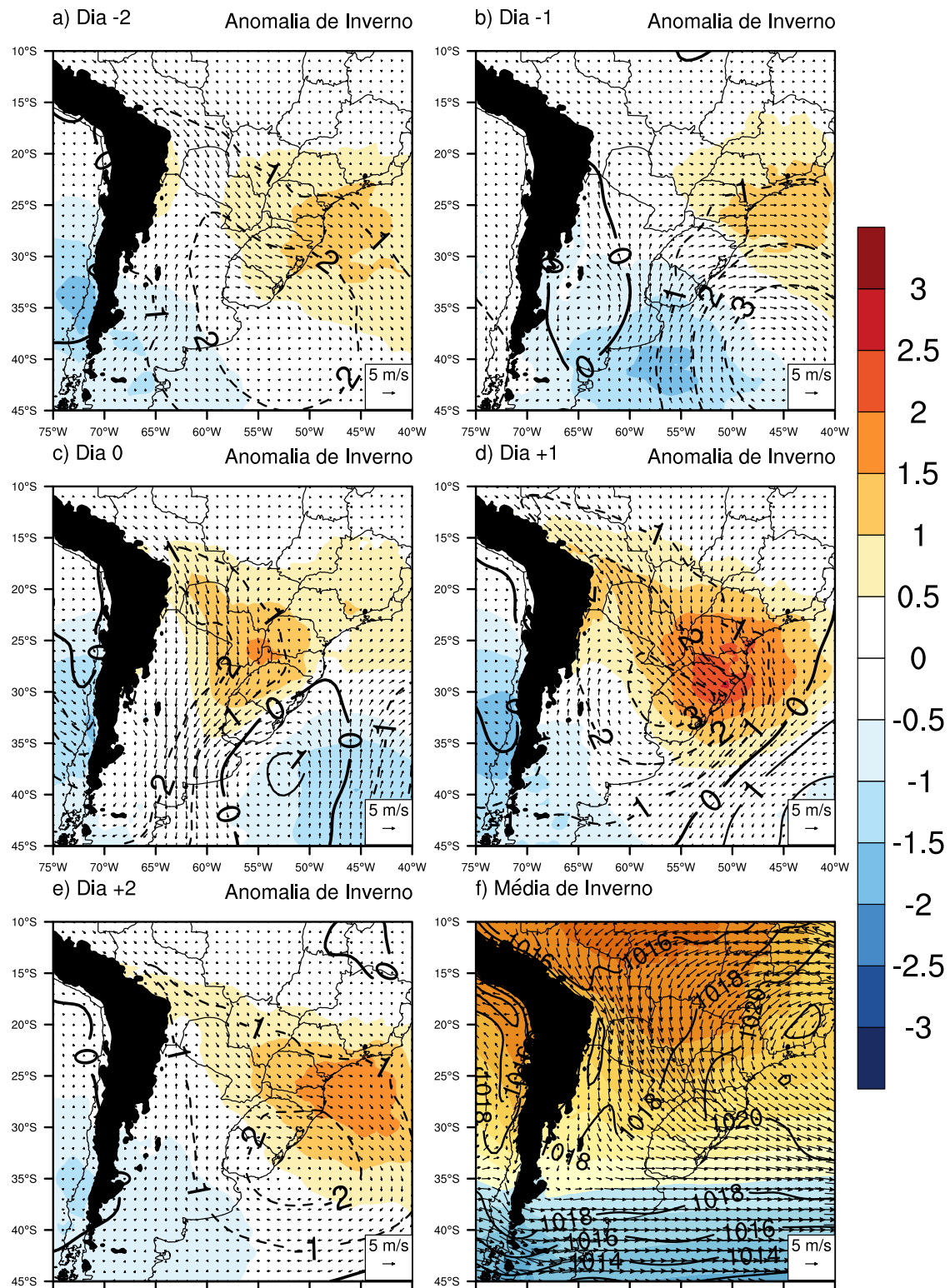


Figura 4.27 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de inverno em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (em m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

em nenhum dia dos compostos. Os índices K e Total-Totals (figura não mostrada) aumentam no SEAS no dia +1, após a passagem da frente quente, mas não atingem valores que indiquem instabilidade atmosférica.

#### 4.2.3.3 Cortes verticais de inverno

Na Figura 4.28 está o corte vertical das componentes zonal e meridional do vento para o inverno. Como nos compostos anuais (Figura 4.28), o vento zonal é bastante intenso no período, mas sofre poucas alterações. As maiores diferenças são relativas ao vento meridional. Nota-se um forte aumento do vento de norte nos dias 0 e, principalmente, +1, quando ultrapassa 10 m/s. No dia +1 também há um aumento no vento meridional na alta troposfera (também observado nos compostos anuais).

As anomalias inverniais estão plotadas na Figura 4.29. Seus valores não são tão altos quanto as anomalias anuais (Figura 4.13), mas a localização dos máximos e mínimos é praticamente a mesma. É claro o transporte de momentum zonal para baixo e o aumento do vento meridional nos altos níveis da troposfera.

Os cortes verticais dos compostos de temperatura (figura não mostrada) são muito semelhantes aos compostos anuais (Figura 4.14). As anomalias dos compostos de inverno (Figura 4.30) mostram que nos dias 0 e +1 há um aquecimento anômalo da troposfera desde a superfície até o nível de 400 hPa, algo que nos compostos anuais (Figura 4.15) limita-se aos níveis inferiores da troposfera. Porém, esse aquecimento anômalo é mais significativo apenas próximo à superfície.

Na Figura 4.31 são mostrados os cortes verticais dos compostos de  $\theta_d$  e  $\theta_e$ . O perfil de  $\theta_d$  é estratificado, enquanto que o perfil de  $\theta_e$  apresenta locais com instabilidade termodinâmica. Isto pode ser observado próximo do nível de 700 hPa, principalmente nos dias 0 e +1, quando o ar quente avança de norte. Acima dessa camada de ar quente que avança por cima do ar frio há locais em que  $\theta_e$  diminui com a altura. Embora essa característica também esteja presente na média de inverno, nos compostos é notável que a instabilidade aumenta com o avanço do ar quente para sul. A rampa frontal estimada através do campo de  $\theta_e$  tem inclinação de 1:150, menor no inverno em comparação aos compostos anuais.

As anomalias de  $\theta_e$  e  $\theta_d$  são mostradas na Figura 4.32. Há um domínio das anomalias positivas, sobretudo no que diz respeito à  $\theta_e$ . O aquecimento anômalo ocorrido nos dias 0 e +1 é muito mais intenso nos níveis inferiores da troposfera, embora se observem anomalias positivas na troposfera média e superior. Como a umidade tem

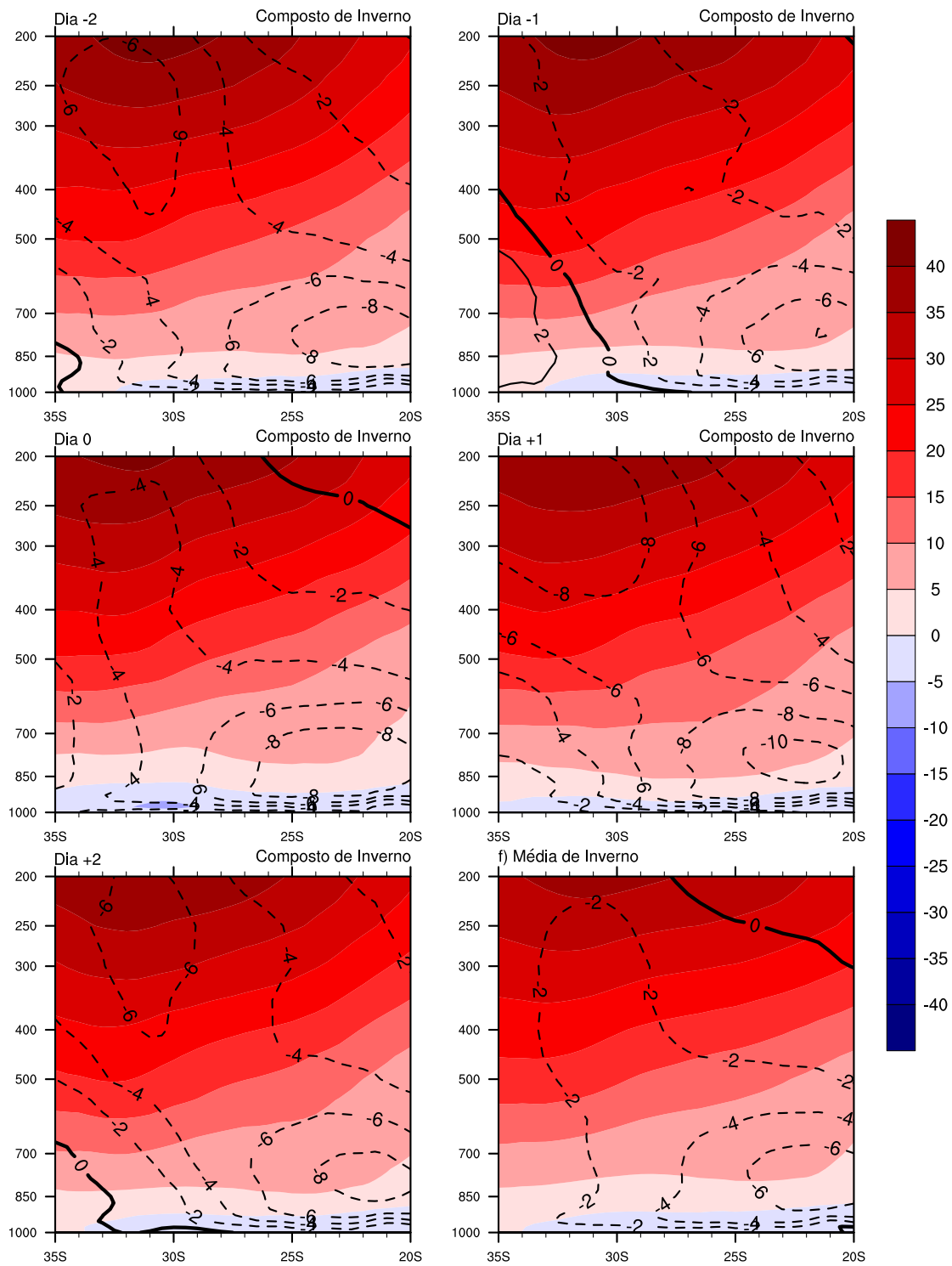


Figura 4.28 - a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos de inverno de vento zonal (m/s, sombreado) e vento meridional (m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa.

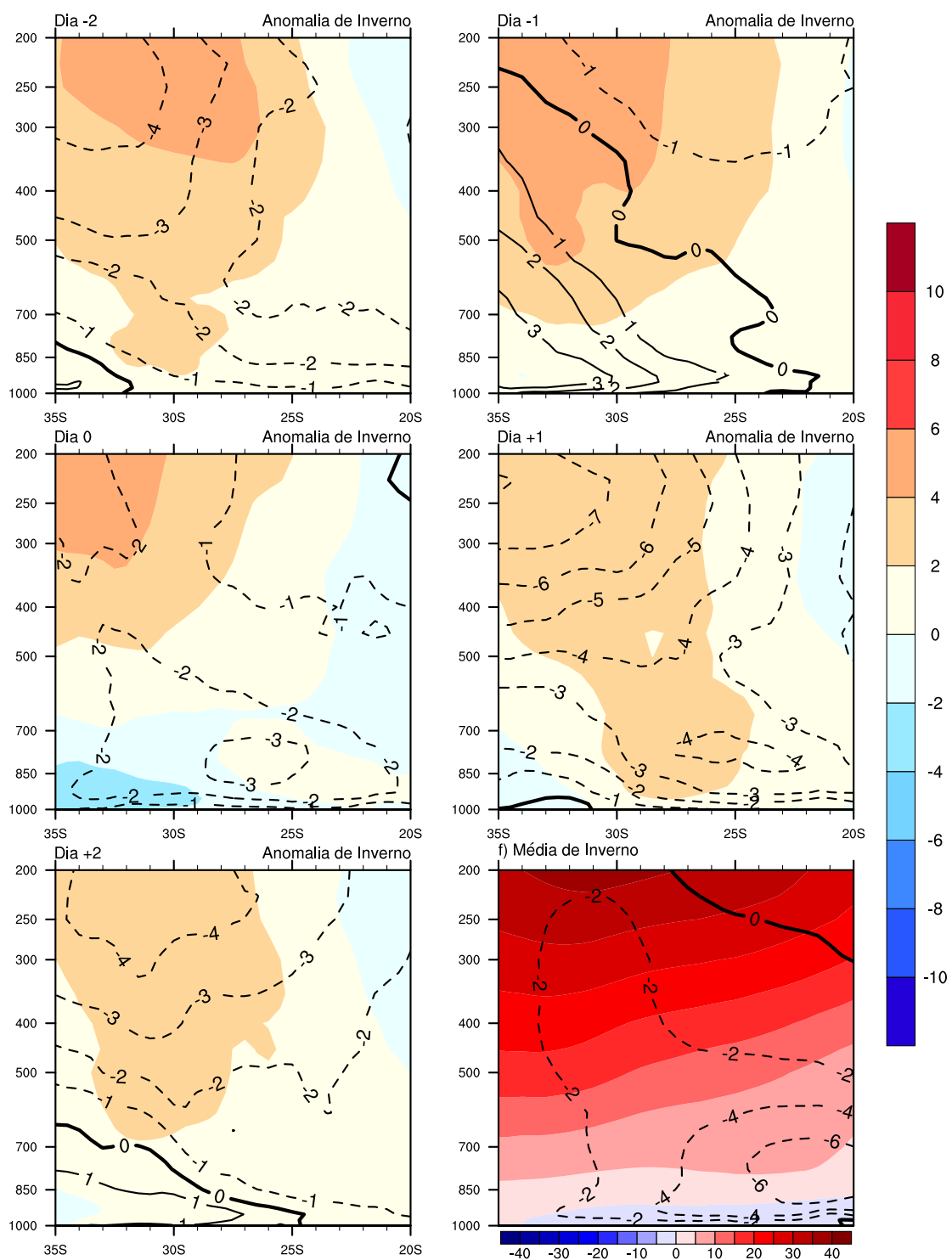


Figura 4.29 - a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos de inverno de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.



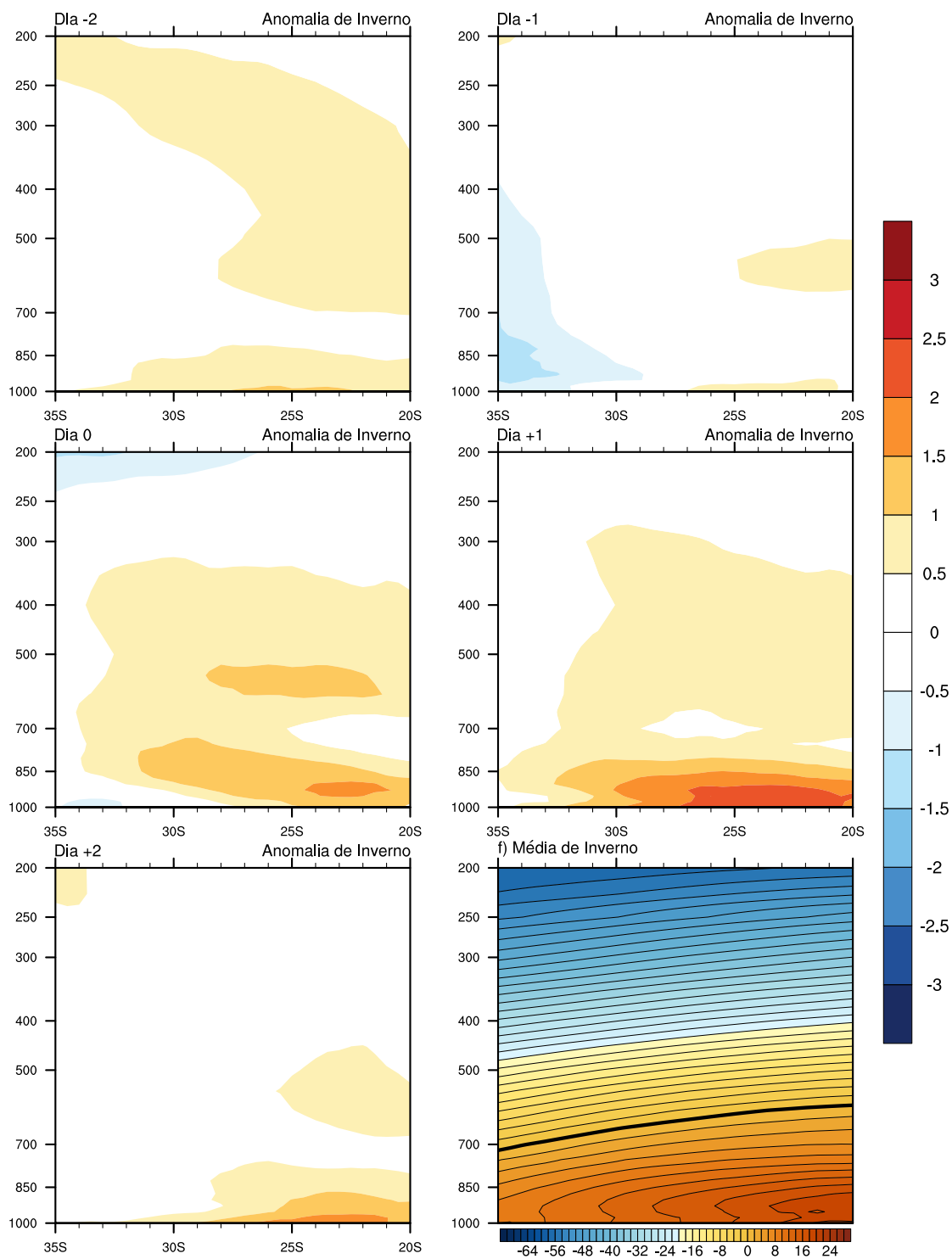


Figura 4.30 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de inverno de temperatura (em °C, escala de cores à direita). f) Corte vertical da média de inverno de temperatura (escala de cores abaixo). A isoterma de 0°C está plotada em linha mais grossa.

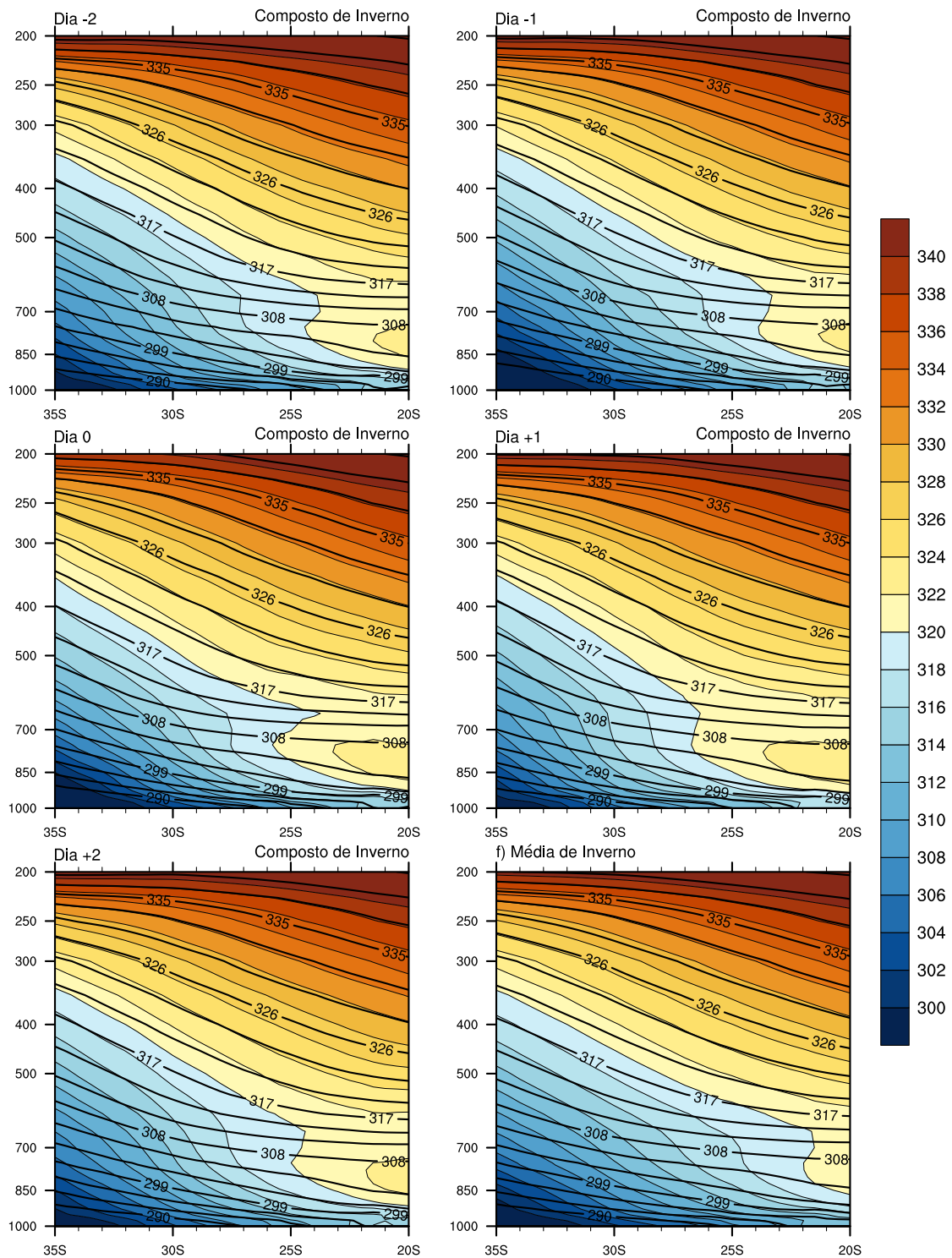


Figura 4.31 - a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos de inverno de  $\theta_e$  (em K, sombreado) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média de inverno das mesmas variáveis.

uma influência grande na  $\theta_e$ , a invasão de ar com alto teor de umidade de norte influencia os níveis inferiores de maneira mais clara, pois nos níveis superiores da troposfera há pouquíssimo vapor d'água.

#### 4.2.4 Compostos de verão

No verão ocorreram 12,8% dos casos de frentes quentes.

##### 4.2.4.1 Campos dinâmicos de verão

Consoante o esperado, no verão os compostos apresentaram a maior diferença em relação aos anuais. A Figura 4.33 mostra os compostos de espessura 1000-500hPa e altura geopotencial em 1000 hPa para o verão. Há um máximo de espessura no Norte da Argentina, Paraguai e Sul da Bolívia no dia -2, o qual não está presente no dia -1. Esse máximo de espessura, associado a um mínimo de altura geopotencial, representa a BC. Ainda nos dias que antecedem a ocorrência da frente quente, percebe-se que o cavado frontal no oceano, presente nos compostos anuais e invernais, é pouco distinto no verão. No dia 0 o cavado invertido associado à frente quente é bastante intenso, estendendo-se desde o norte da Argentina até o Nordeste do Rio Grande do Sul e Leste de Santa Catarina. Essa característica é bem marcante no verão, sendo observada também nos compostos de PNMM (Seção 4.2.4.2), e deve-se à maior amplitude da BC nessa época do ano. Após a ocorrência da frente quente, no Oceano nota-se a presença de uma perturbação nos campos de espessura e altura geopotencial, conforme observado nas demais estações, e que simboliza uma onda frontal que se forma naquele local nos dias que seguem a ocorrência da frente quente. As anomalias desses compostos são mostradas na Figura 4.34.

No nível de 500 hPa (Figura 4.35) o escoamento no verão é menos intenso no SEAS em relação aos compostos anuais. O escoamento é predominantemente zonal, com algumas perturbações embebidas. A onda que se desenvolve no dia 0 nos compostos anuais tem amplitude significativamente menor no verão, porém ainda é distinguível a crista que se localiza sobre o SEAS no dia 0 e no dia +1 dá lugar a um cavado de pequena amplitude.

As anomalias dos compostos no nível de 500 hPa (Figura 4.36) têm valores menores (em módulo) do que as anomalias anuais, sendo ainda menores nos dias 0 e +1. É possível notar o deslocamento da onda baroclínica: nos dias -2 e -1 há uma circulação ciclônica anômala no Sul da América do Sul, mas não se nota uma circulação anticiclônica no centro do continente como observado nos compostos anuais. Apenas

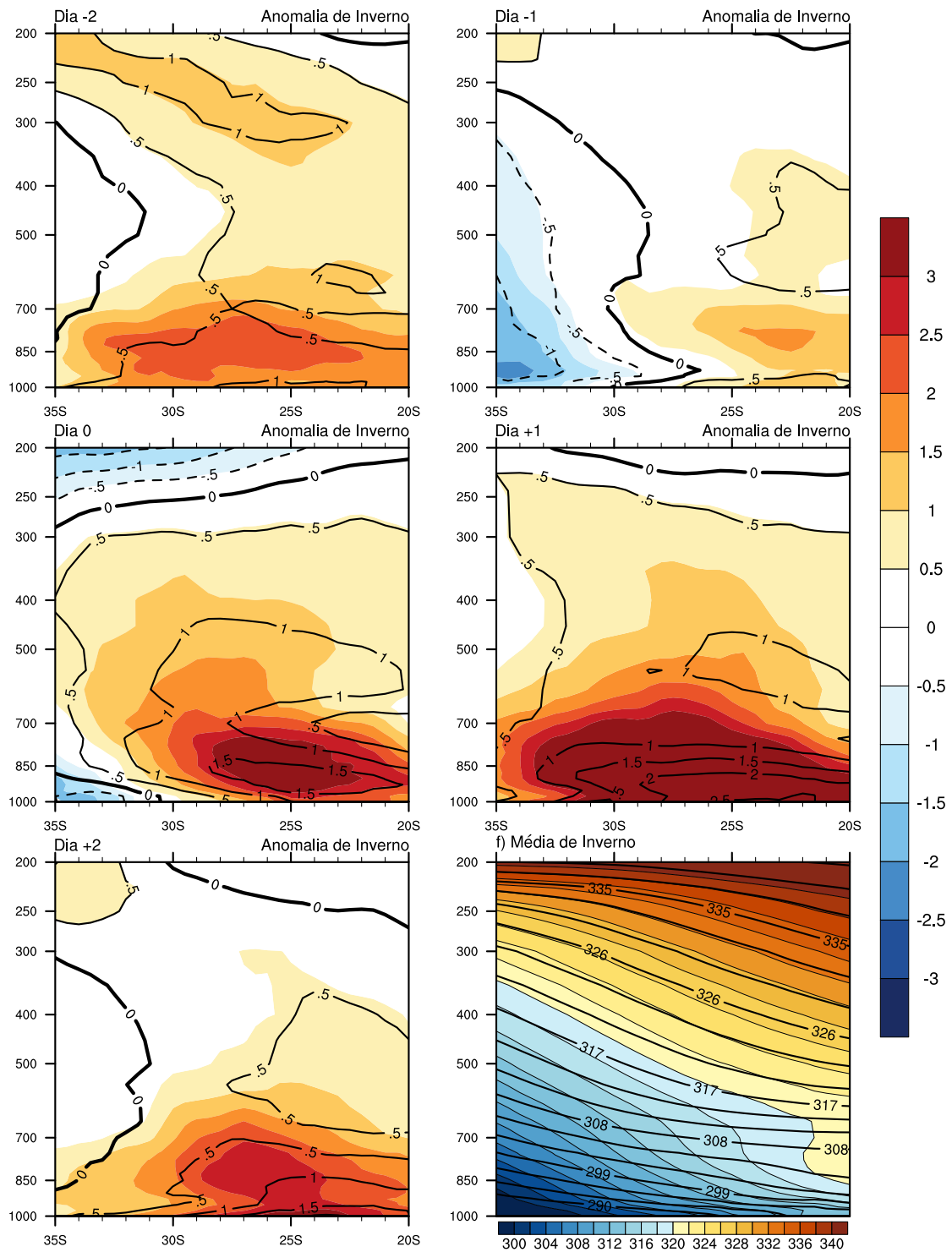


Figura 4.32 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de inverno de  $\theta_e$  (em K, sombreado com escala de cores à direita) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média de inverno de  $\theta_e$  (escala de cores abaixo) e  $\theta_d$  (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

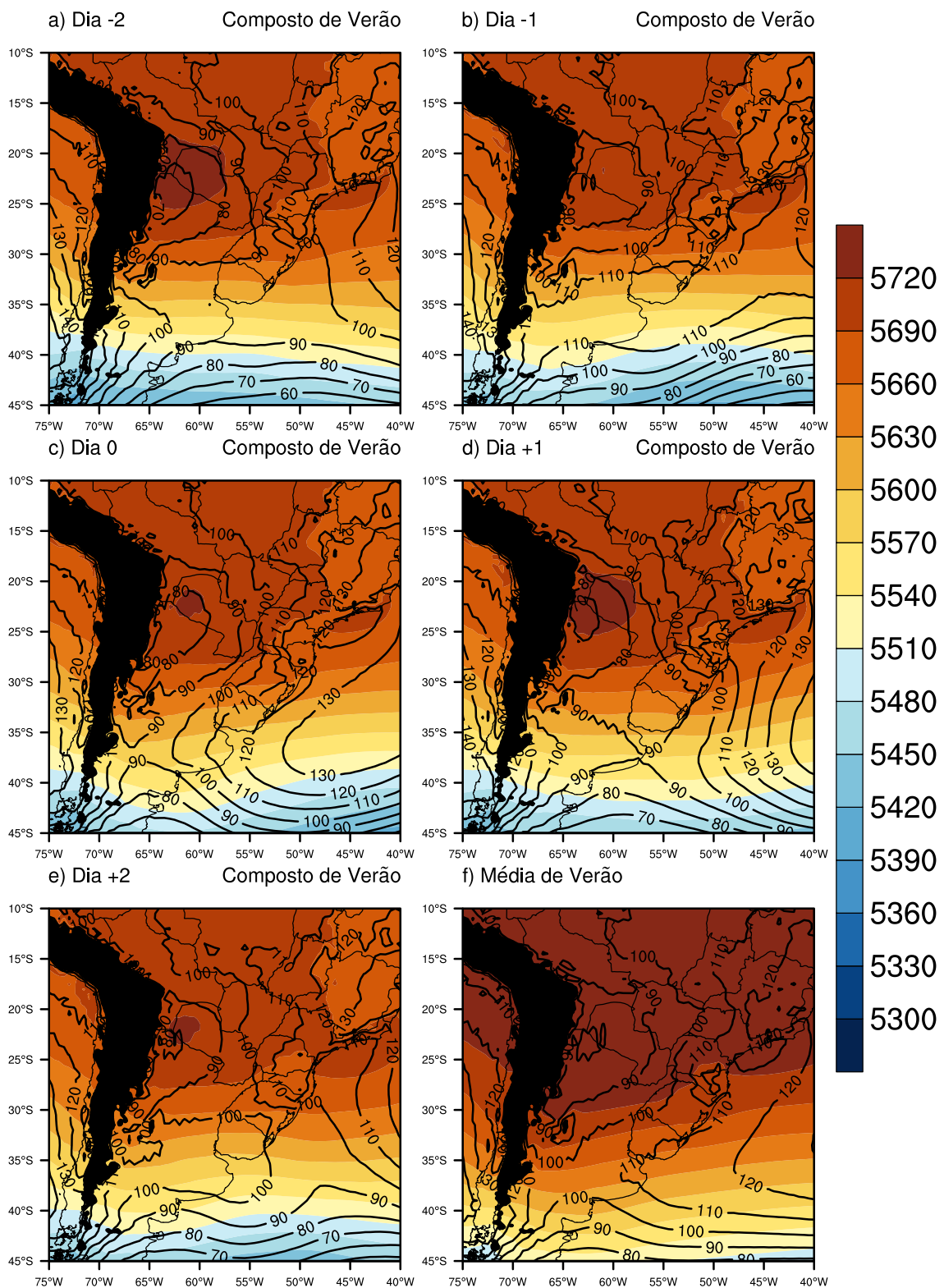


Figura 4.33 - a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média de verão das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto.

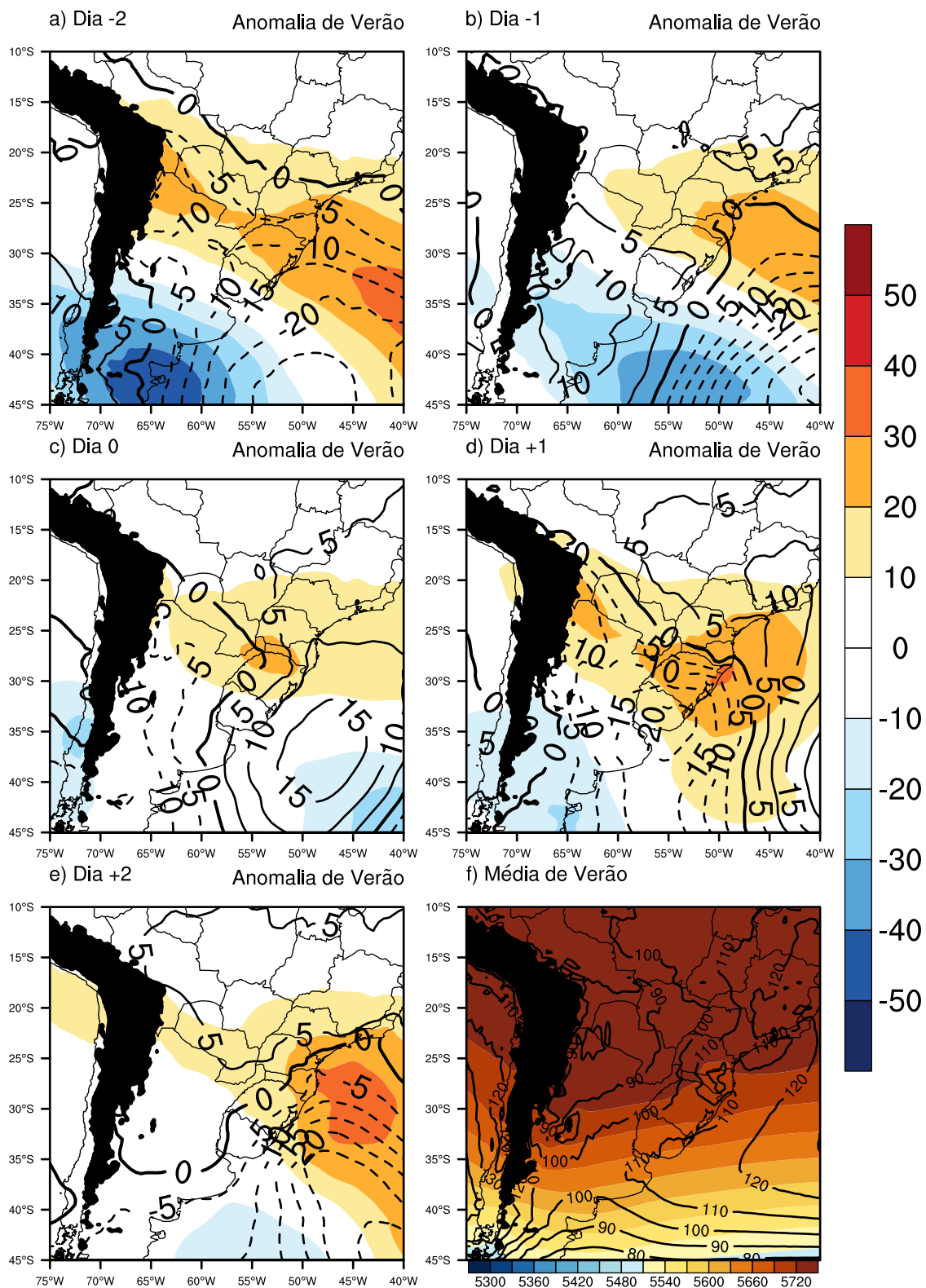


Figura 4.34 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

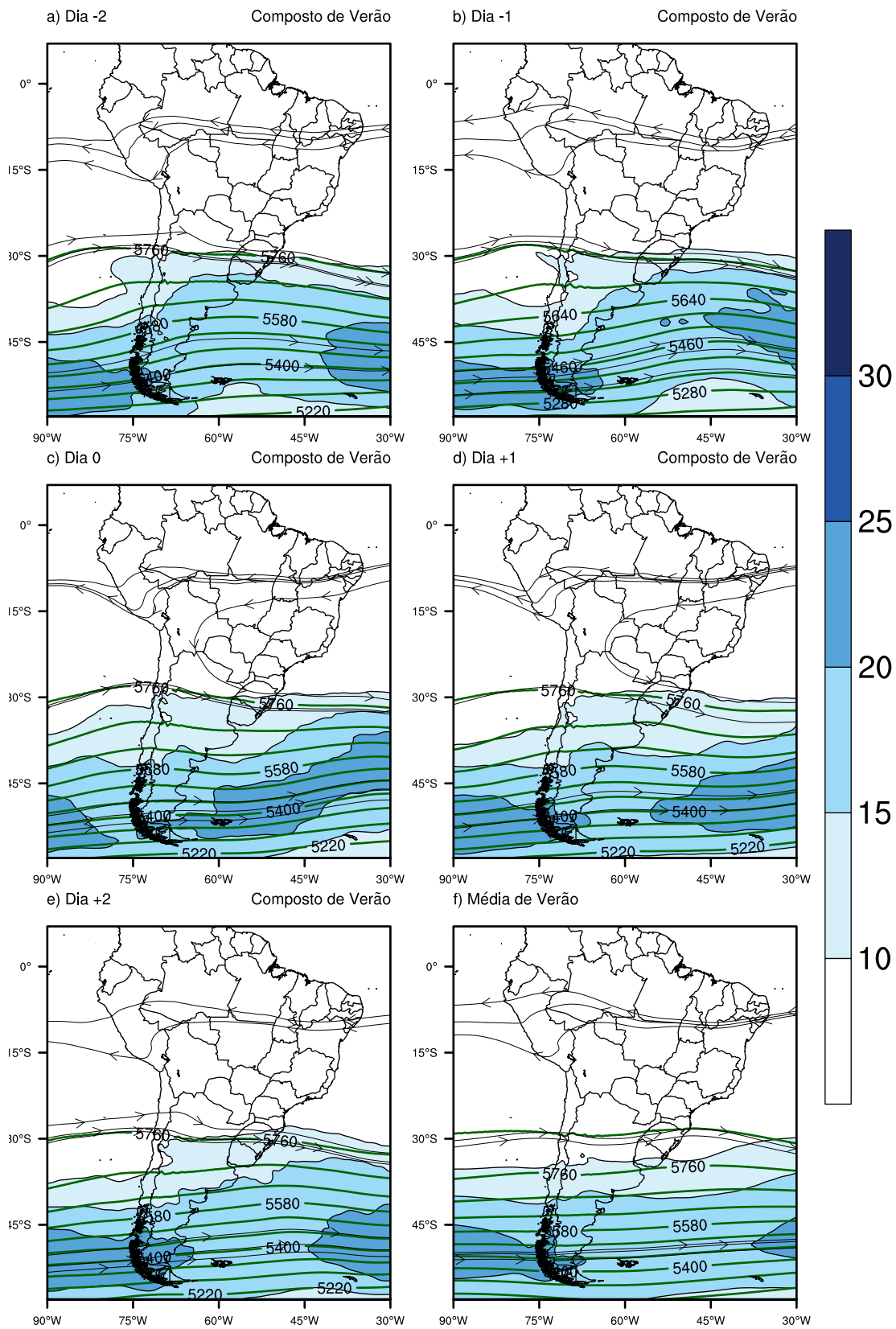


Figura 4.35 - a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em mgp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 500 hPa. f) Média de verão das mesmas variáveis.

nos dias 0 e +1 há uma circulação anticiclônica intensa sobre o Sudeste do Brasil. No dia 0 a crista associada à essa circulação anticiclônica prolonga-se até as Ilhas Malvinas, consideravelmente mais ao sul do que nas anomalias anuais.

Na troposfera superior (Figura 4.37) é bastante clara a atuação da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste do Brasil, sistemas sinóticos presentes no verão. O escoamento em altos níveis é mais intenso nos dias compostos em relação à média sobre o SEAS. Outro padrão que chama a atenção é o deslocamento da circulação anticiclônica associada à Alta da Bolívia para sudeste, estendendo uma crista até a região Sudeste do Brasil.

As anomalias dos compostos de verão no nível de 250 hPa são mostradas na Figura 4.38. Os valores de anomalia são bastante contundentes, principalmente os de magnitude do vento. Pode-se perceber que nos dias -2 e -1 há anomalias de até 10 m/s próximo à latitude 35 °S sobre o continente. Essa característica assinala que mesmo no verão, quando a baroclinia é menos expressiva no SEAS, há um forte contraste de massas de ar que intensifica os ventos na alta troposfera. Durante e após a ocorrência da frente quente há uma diminuição dessas anomalias positivas de magnitude do vento. Os máximos e mínimos de anomalia de altura geopotencial posicionam-se mais ao sul do que nas anomalias anuais (Figura 4.8), o que era esperado uma vez que a zona mais baroclínica da troposfera desloca-se em direção aos polos no verão. Isto é bem característico nos dias 0 e +1. O comportamento anômalo dos ventos evidencia um posicionamento mais para o sul e sudeste e uma maior intensidade da Alta da Bolívia, especialmente nos dias -2 e -1.

#### 4.2.4.2 Campos termodinâmicos de verão

A Figura 4.39 mostra os compostos de Temperatura e Vento em 850 hPa e PNMM. No verão há um sistema de baixa pressão entre o Norte da Argentina e o Paraguai, o qual é vinculado à intensificação da BC e da BNOA. A BC é termodinâmica, sendo mais intensa no verão quando há maior saldo de radiação global na superfície (SALIO, 2002). Observa-se que o cavado invertido associado a esse sistema de baixa pressão é mais intenso que nos compostos anuais (Figura 4.9), principalmente nos dias 0 e +1. Nesses dias o cavado é bem pronunciado e está associado a uma giro do vento no sentido ciclônico da retaguarda para a dianteira do eixo do cavado. Também é possível notar o escoamento de norte, que contorna esse sistema de baixa pressão, mas que é menos intenso que o observado nos compostos anuais. Conforme exposto por Saulo (2004), o JBNAS é altamente influenciado pelos sistemas dinâmicos que atingem a América do Sul, os quais intensificam o JBNAS através do ajuste



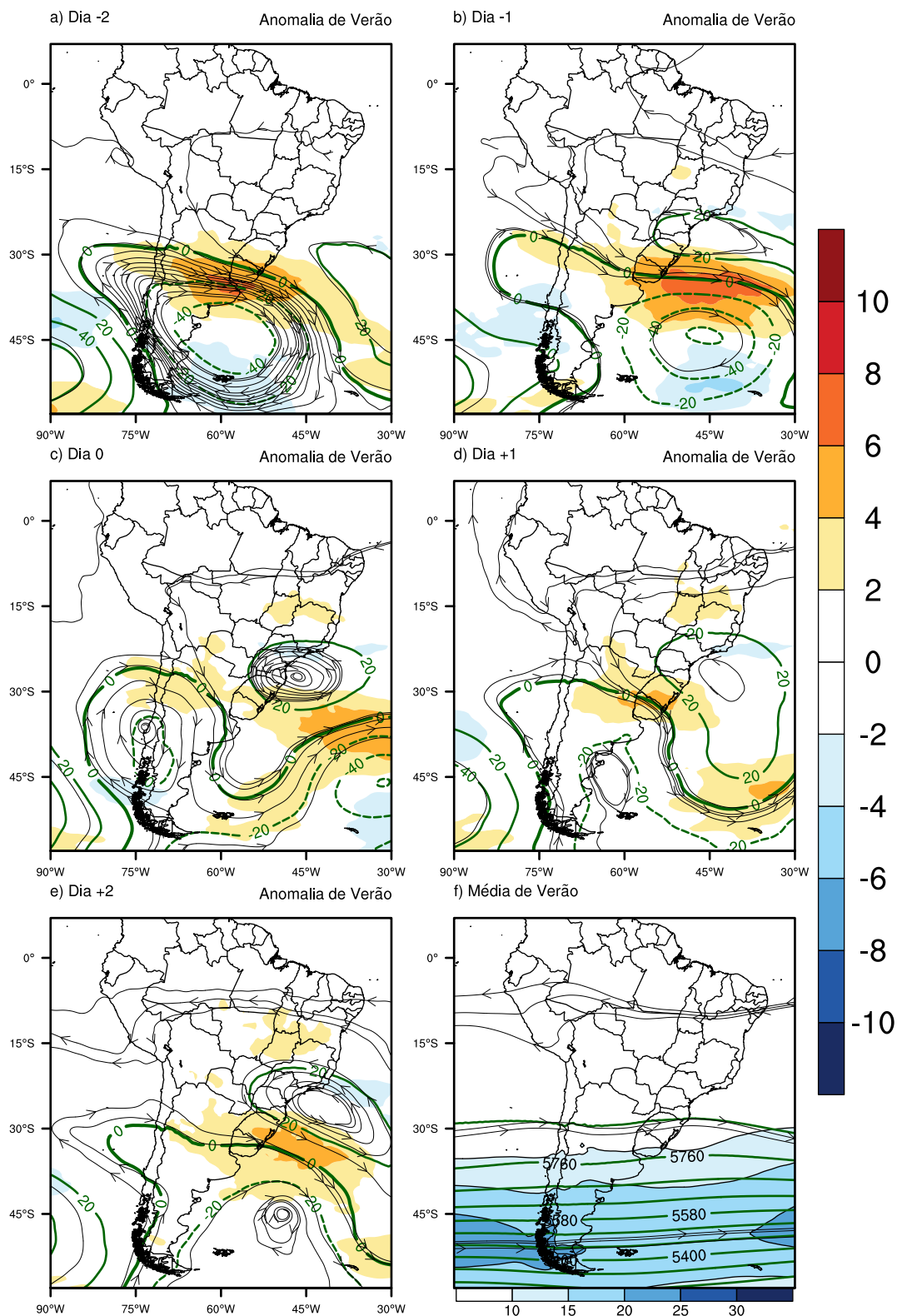


Figura 4.36 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

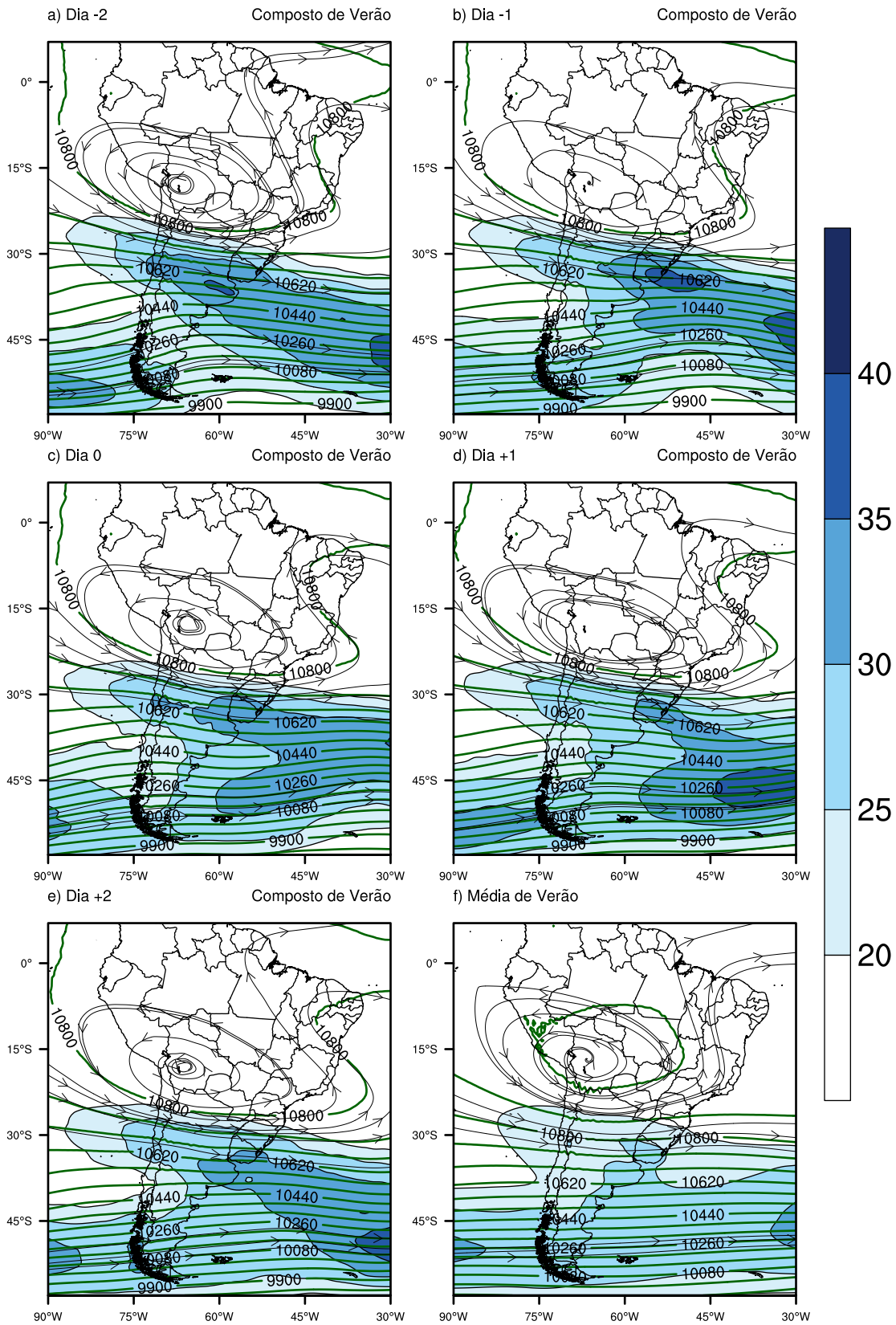


Figura 4.37 - a, b, c, d, e) Compostos de verão de altura geopotencial (em m/gp, linhas verdes), vento (linhas de corrente) e magnitude do vento (em m/s, sombreado) em 250 hPa. f) Média de verão das mesmas variáveis.

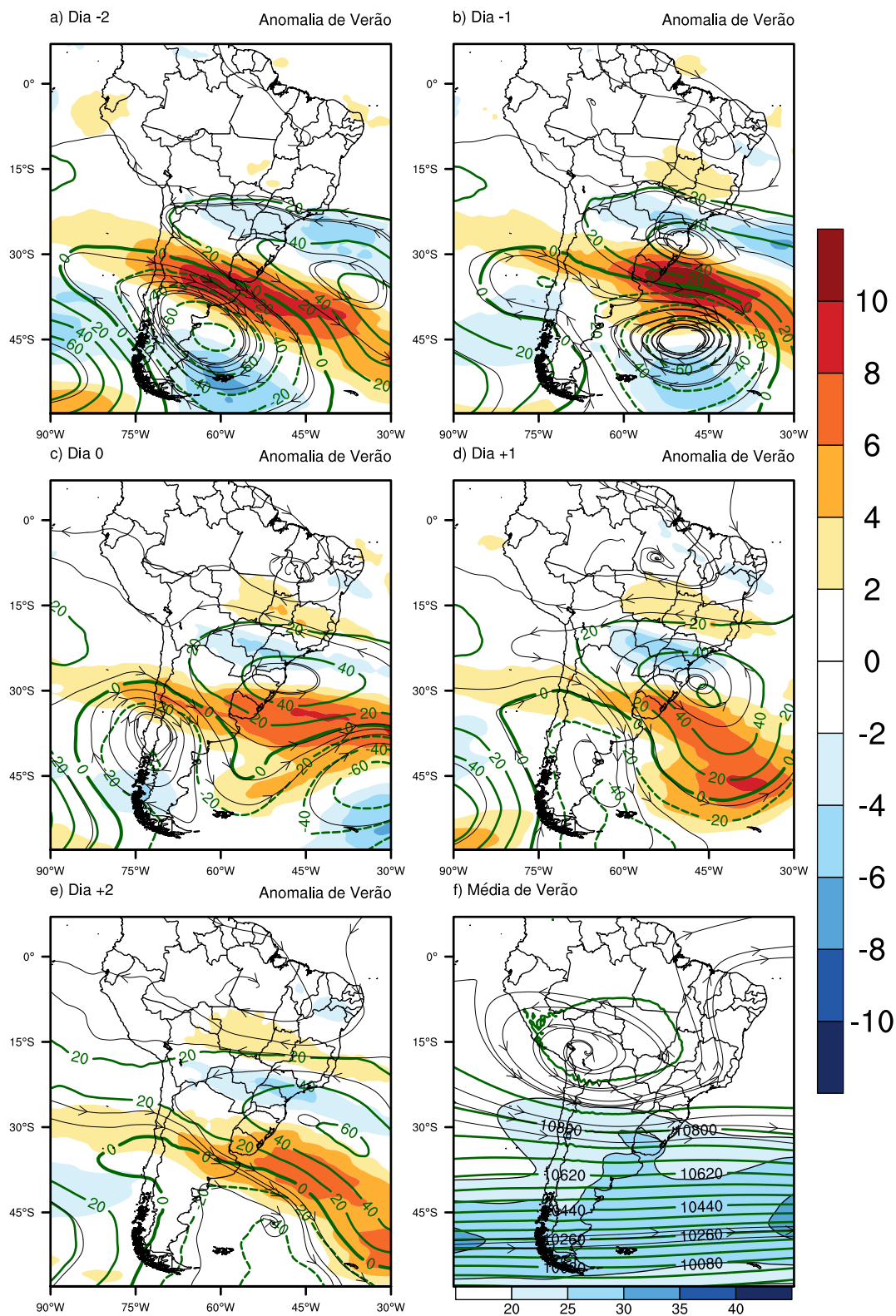


Figura 4.38 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 250 hPa (em mgp, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

geostrófico. Sendo assim, no inverno a ação desses sistemas dinâmicos é mais frequente e o escoamento de norte aparece mais intenso nos compostos, tanto anuais quanto invernais. Outra característica notável é a posição da frente quente (cavado invertido no campo de PNMM associado a variação ciclônica do vento), a qual está mais ao Sul nessa estação do ano. No dia 0 esta localiza-se sobre o Rio Grande do Sul, enquanto que no dia +1 está já no Oceano Atlântico.

As anomalias dos compostos de verão (Figura 4.40) mostram que nos dias -2 e -1 um contraste grande de temperatura entre a massa de ar que está sobre a Argentina e a que está sobre o Sul do Brasil e países adjacentes. No dia -2 nota-se o escoamento bem meridional de norte, que reduz sua intensidade no dia -1. A partir do dia 0 o contraste de temperatura associado à frente quente é bem pequeno, principalmente quando comparado com os compostos anuais. Um dos fatores que explica esse fato é radiação solar incidente sobre o continente, que é maior nas latitudes mais altas nessa época do ano. Essa radiação diminui os gradientes de temperatura, o que também explica a menor incidência de frentes quentes no verão. Contudo, além da diminuição dos gradientes de temperatura pelo saldo de radiação, a ação dos sistemas transientes também é menor. No dia +2 se observa, como nas demais épocas do ano, uma área com anomalia negativa de pressão no Oceano Atlântico. Nesse dia o SEAS é coberto apenas de anomalias positivas de temperatura, principalmente no leste da região.

Os índices de instabilidade K e Total-Totals (Figura 4.41) denotam grande instabilidade termodinâmica no verão, indicando que a formação/passagem de sistemas frontais quentes nessa época do ano pode estar associada, em média, a ocorrência de convecção profunda. No Paraguai, parte do Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil o índice Total-Totals é maior que 44, indicando instabilidade. O índice K é bastante alto, aumentando em direção ao norte. No dia 0 e, principalmente, no dia +1, ocorre um aumento dos índices de instabilidade no SEAS. Após a passagem da frente quente, a região onde se observa instabilidade termodinâmica abrange parte do Uruguai e do Norte da Argentina, havendo também aumento do índice K, que passa de 30 em praticamente toda a área de estudo.

#### **4.2.4.3 Cortes verticais de verão**

A Figura 4.42 mostra os cortes de vento meridional e zonal para o verão. Conforme o esperado, o vento zonal é bem menos intenso que nos compostos anuais e invernais. O vento meridional mostra um sinal do JBNAS, mais fraco e mais raso que no inverno. Nos compostos invernais de vento no nível de 850 hPa (Figura 4.26) também

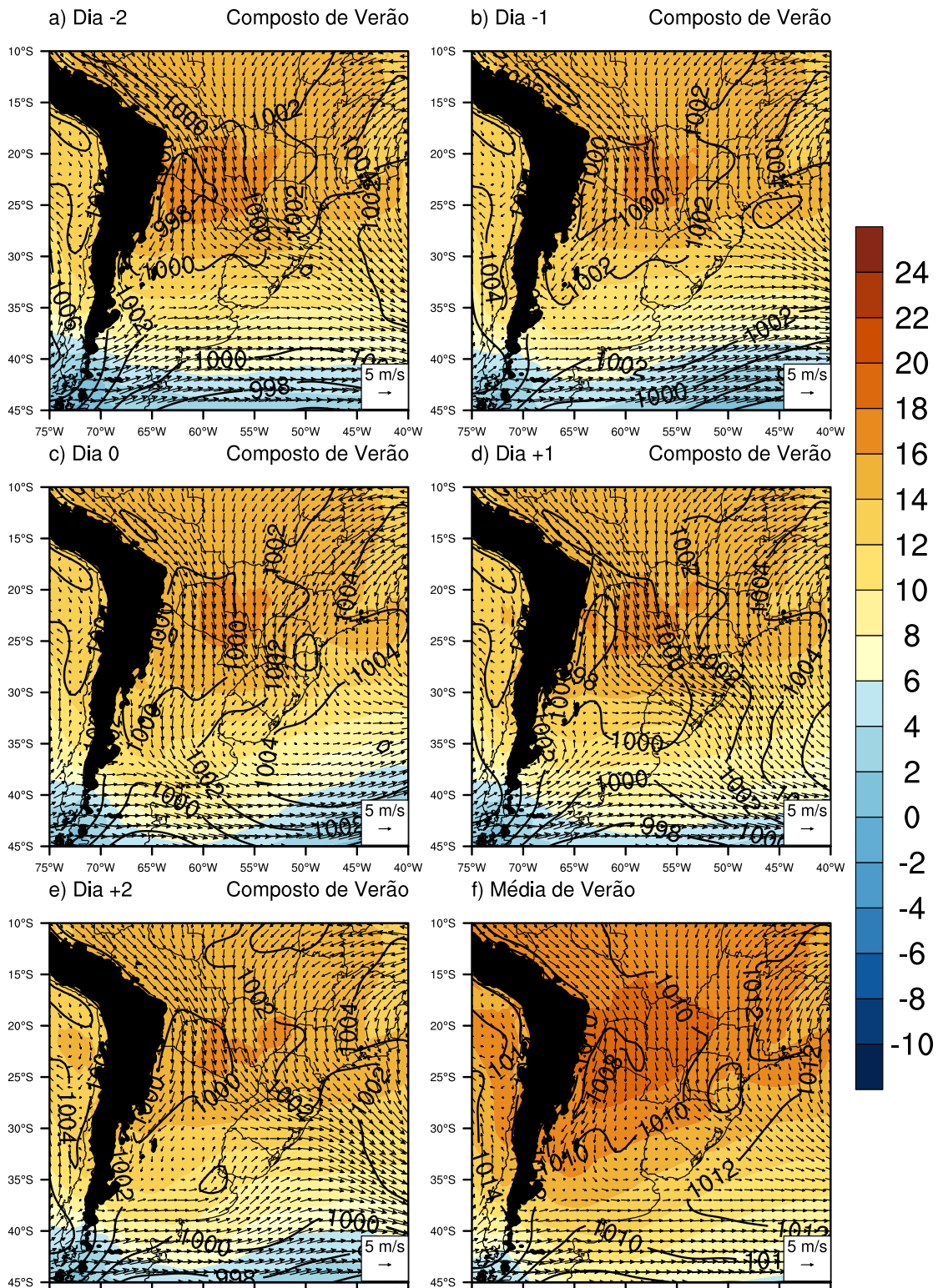


Figura 4.39 - a, b, c, d, e) Compostos de verão de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis.

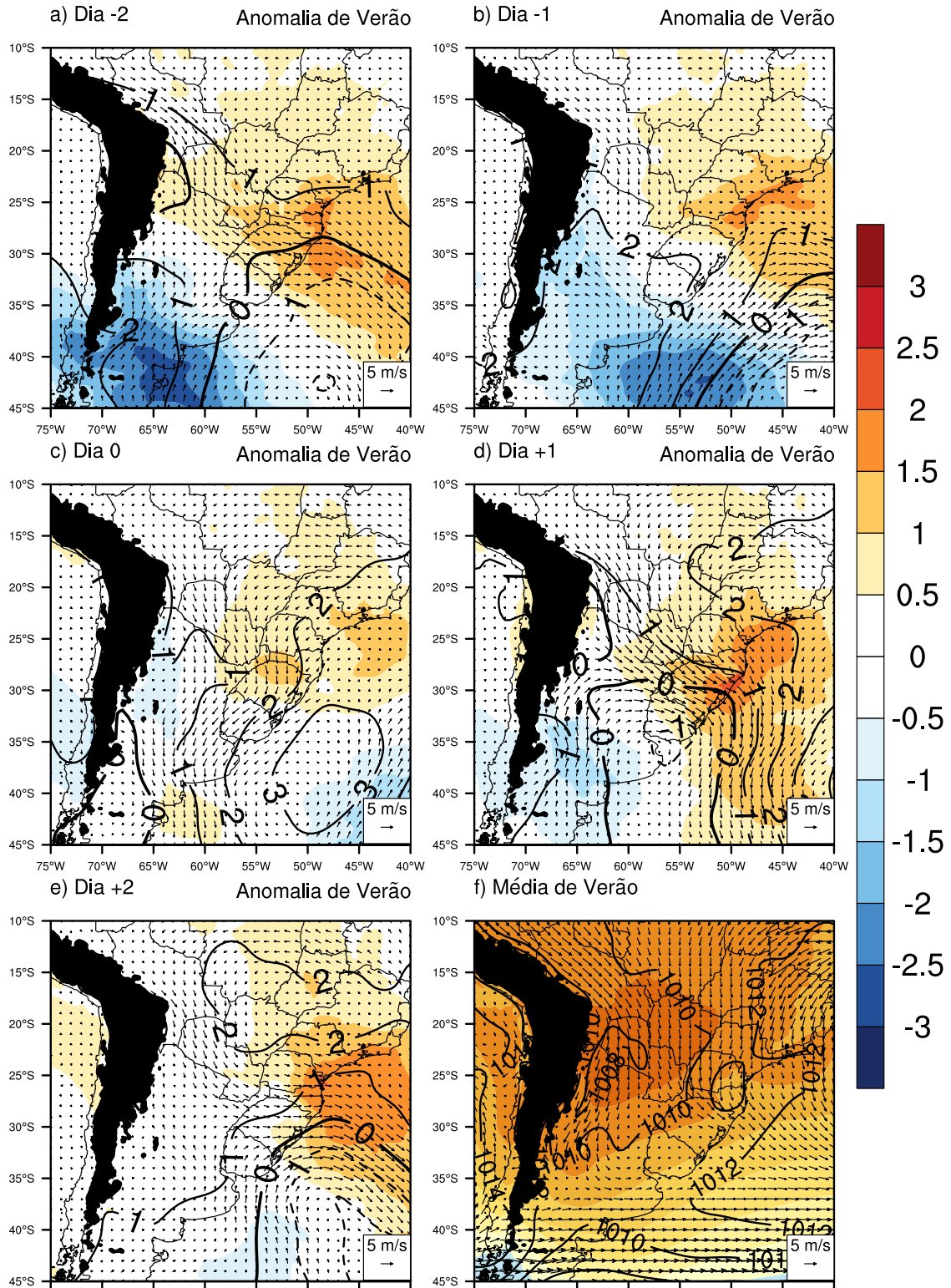


Figura 4.40 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de verão em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (em m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

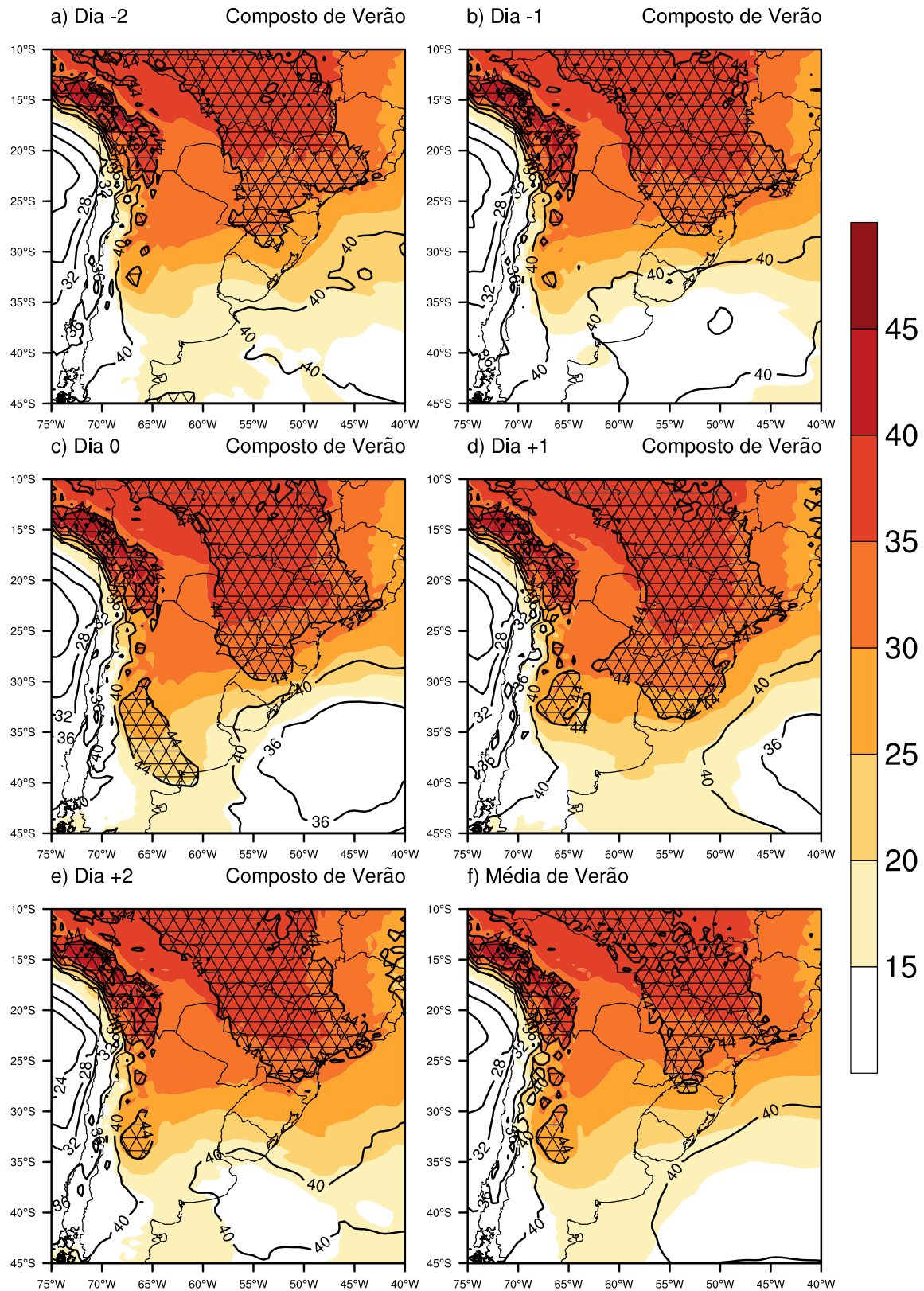


Figura 4.41 - a, b, c, d, e) Compostos de verão dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média de verão das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44.

mostraram que o sinal do JBNAS é mais forte no inverno quando ocorrem as frentes quentes. Outra diferença ocorre na alta troposfera: o vento meridional nos dias 0 e +1 no inverno aumenta consideravelmente nos níveis mais altos, devido ao posicionamento do cavado em altos níveis, mas o mesmo não ocorre no verão. Segundo a Figura 4.37, o vento na alta troposfera no verão é basicamente zonal, enquanto que no inverno há uma ondulação mais amplificada, responsável pelo aumento do vento meridional em altos níveis no SEAS.

As anomalias de vento para o verão são mostradas na Figura 4.43. Diferentemente do inverno (Figura 4.29), no verão não há grandes anomalias de vento meridional nos níveis inferiores. Isto corrobora o mencionado no parágrafo anterior sobre o sinal menos intenso do JBNAS nessa estação. Na alta troposfera há anomalias negativas, mas não tão intensas quanto no inverno. O vento meridional, por sua vez, apresenta uma característica semelhante ao inverno: o aumento de momentum zonal nos níveis inferiores e diminuição nos superiores no dia +1 em comparação com o dia 0, possivelmente causado por movimento ascendente associado à frente quente.

Os cortes verticais das temperaturas potenciais ( $\theta_e$  e  $\theta_d$ ) são mostrados na Figura 4.44. As isentrópicas secas têm um padrão estratificado. A troposfera inferior no verão apresenta um padrão de  $\theta_e$  bastante instável, principalmente nos níveis entre a troposfera inferior e média. A região com instabilidade termodinâmica é mais profunda que no inverno (Figura 4.31), mas a taxa de decréscimo de  $\theta_e$  com a altura ( $\partial\theta_e/\partial z$ ) no verão é menor. Nessa estação a inclinação das isolinhas de  $\theta_e$  é praticamente vertical na baixa troposfera, indicando neutralidade termodinâmica nos níveis inferiores, sendo que no inverno há maior estabilidade nessa camada, com instabilidade elevada. No verão há maior instabilidade no dia +1, quando uma camada instável encontra-se sobre uma camada neutra. O gradiente meridional de  $\theta_e$  no verão é menor que no inverno. Ademais, a rampa frontal quente no verão é praticamente vertical, com inclinação em torno de 1:40. A rampa frontal mais vertical possivelmente se deva ao fato de que no verão as massas de ar têm menos contraste de  $\theta_e$ . No inverno a massa de ar fria é muito mais estável que a massa de ar quente, avançando de maneira mais superficial, por baixo do ar quente. No verão, por sua vez, o ar quente avança sobre um ar menos quente, mas não tão estável, o que não força a rampa a se inclinar muito.

As anomalias de  $\theta_e$  e  $\theta_d$  são mostradas na Figura 4.45. As anomalias no verão são mais contundentes que no inverno (Figura 4.32), principalmente na média e alta troposfera, em todos os dias compostos. No dia 0 há um forte aquecimento dos



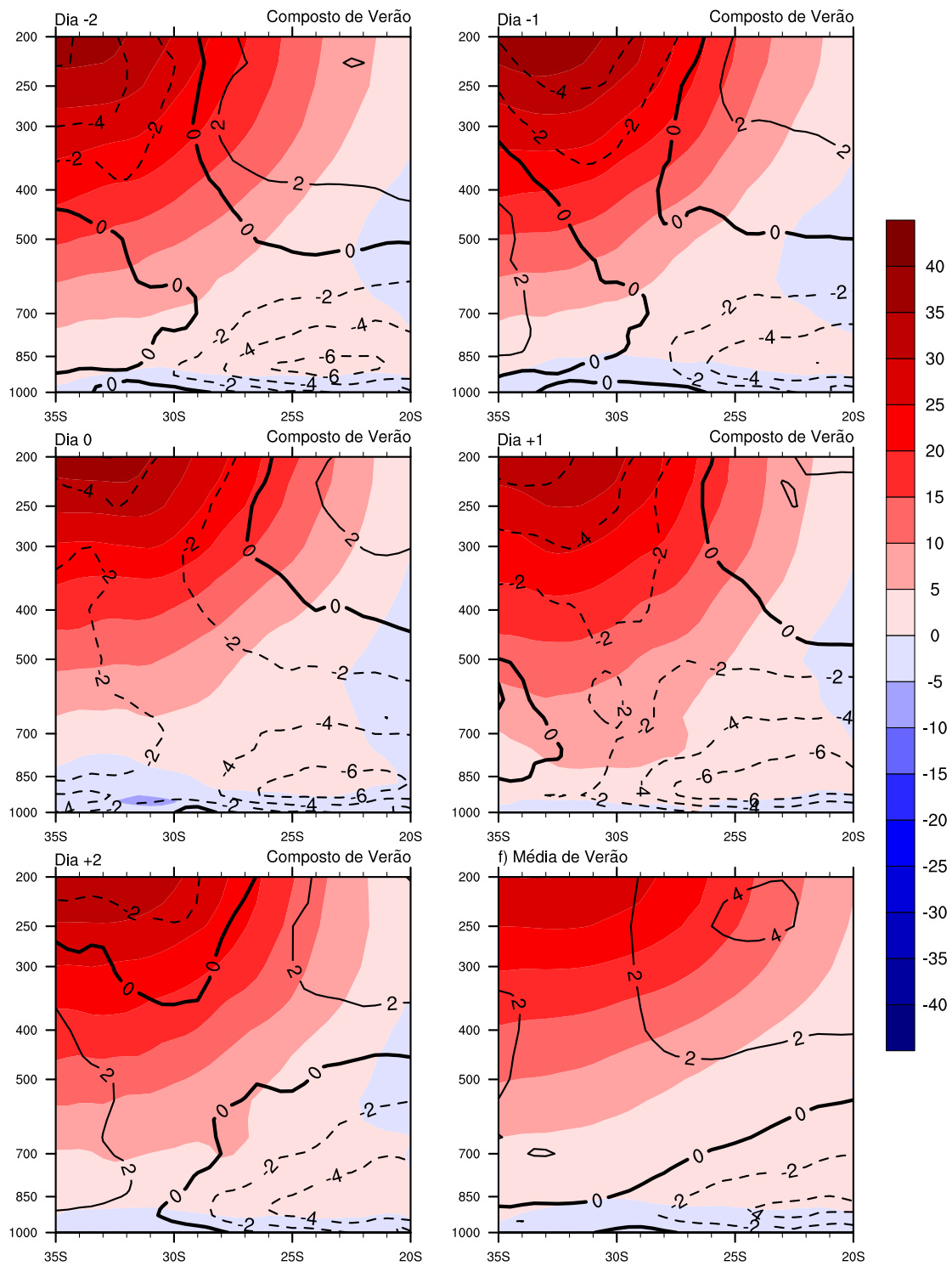


Figura 4.42 - a, b, c, d, e) Corte vertical dos compostos de verão de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis. Os contornos em linhas contínuas representam ventos de Sul, os tracejados denotam vento de norte, e a isolinha de 0 m/s está em linha contínua mais grossa.

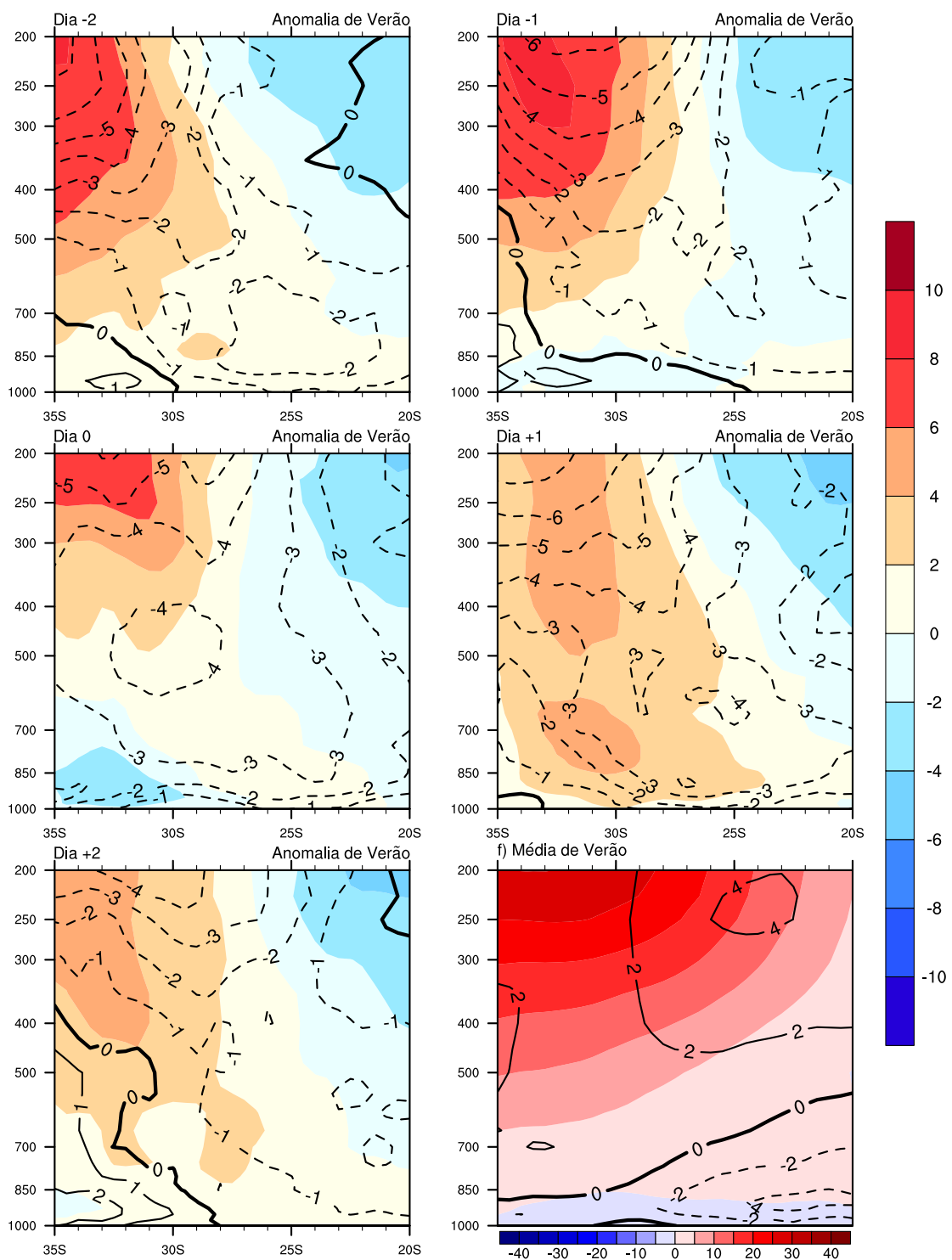


Figura 4.43 - a, b, c, d, e) Corte vertical das anomalias dos compostos de verão de vento zonal (em m/s, sombreado, escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

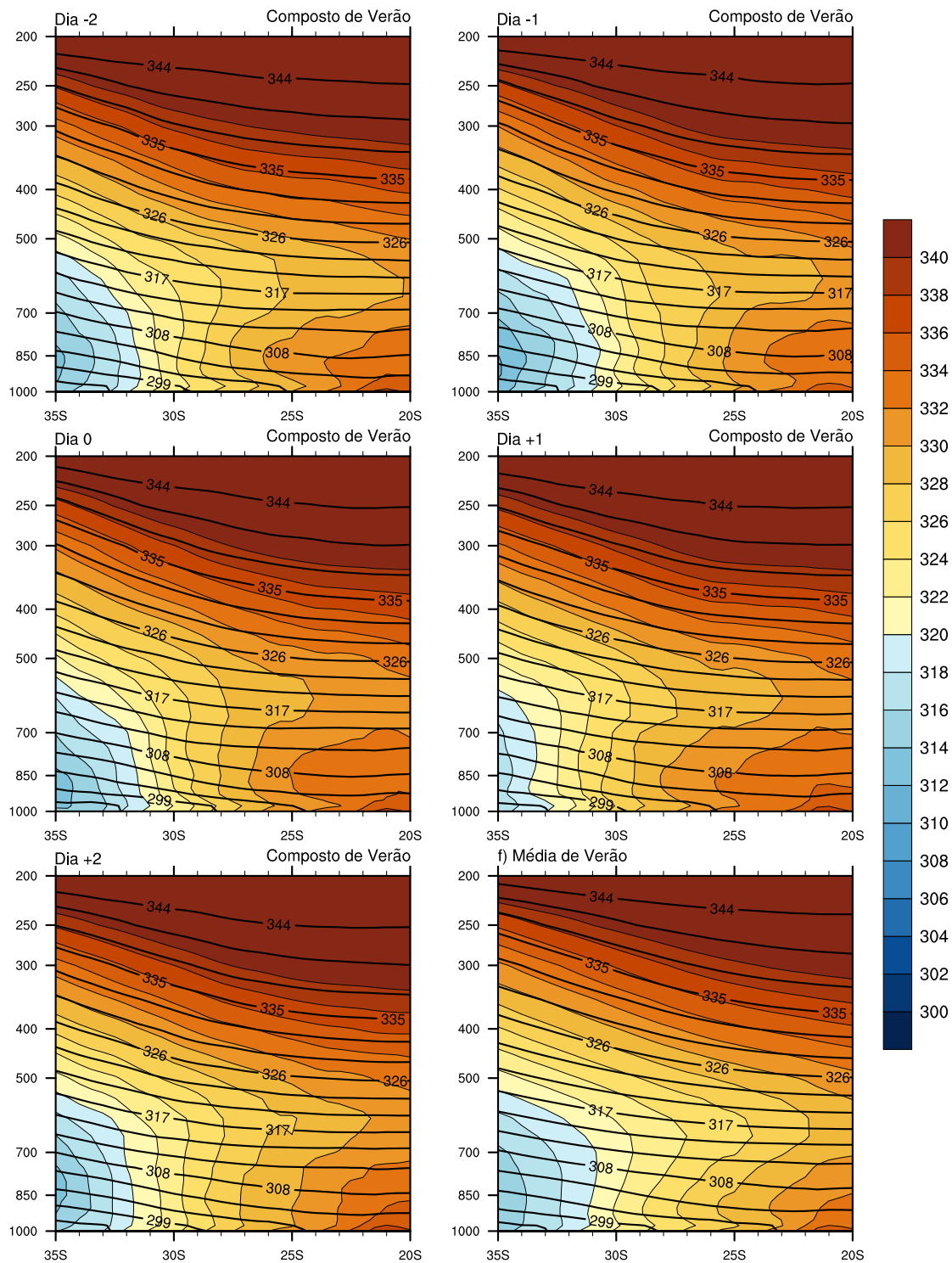


Figura 4.44 - a, b, c, d, e) Cortes verticais em 57°W dos compostos de verão de  $\theta_e$  (em K, sombreado) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média de verão das mesmas variáveis.

níveis baixos até médios no verão, o que se limita aos níveis inferiores no inverno. As maiores anomalias de  $\theta_d$  no verão ocorrem na alta troposfera no dia +1, enquanto que no inverno aparecem na baixa troposfera. Esses são indicativos de que no verão há maior deslocamento vertical do ar, o que causa maiores anomalias nos altos níveis. Contudo, as maiores anomalias de  $\theta_e$  no verão são restritas à baixa troposfera, visto que a umidade do ar é muito maior nessa camada.

#### 4.2.5 Compostos de outono/primavera

Por apresentarem características semelhantes, os compostos das estações de transição outono e primavera foram agrupados. 51,2% das frentes quentes ocorreram nessas estações, sendo 26,5% na primavera e 24,7% no outono.

##### 4.2.5.1 Campos dinâmicos de outono/primavera

A Figura 4.46 mostra os compostos em níveis inferiores para outono/primavera. Observa-se um sinal da BC mais forte nos dias 0 e +1. No dia +2 o cavado frontal no oceano é mais pronunciado, tanto no campo de altura geopotencial quanto no de espessura, sugerindo que as ondas frontais que ocorrem nas estações de transição sejam mais intensas que a média.

As anomalias de espessura e altura geopotencial são apresentadas na Figura 4.47. O padrão é próximo ao observado nas outras estações. As anomalias negativas de altura geopotencial no SEAS são mais intensas que nas outras estações, particularmente nos dias +1 e +2, quando há um mínimo fechado com anomalia menor que -20 mgp. No inverno (Figura 4.21) as anomalias do dia +1 são menores que no outono/primavera, mas no dia +2 são maiores. Nas estações de transição também há maior contraste de espessura entre a massa de ar quente sobre o SEAS e a massa fria que avança desde o sul do continente (dias 0 e +1), pois essas apresentam anomalias com magnitude maior que no inverno.

Os compostos de vento em altos níveis para outono/primavera não serão mostrados, pois são muito semelhantes aos compostos anuais. As anomalias desses compostos são mostradas nas Figuras 4.48 e 4.49. Nas estações de transição a crista em 500 hPa e 250 hPa que avança para sul associada à frente quente nos dias 0 e +1 não se prolonga até latitudes tão altas quanto no verão, nem tão baixas quanto no inverno. Outra diferença é em relação aos ventos: no período outono/primavera o escoamento anômalo sobre o SEAS é bem meridional, assim como no verão, e diferentemente do que ocorre no inverno, quando é mais zonal. Em 250 hPa as

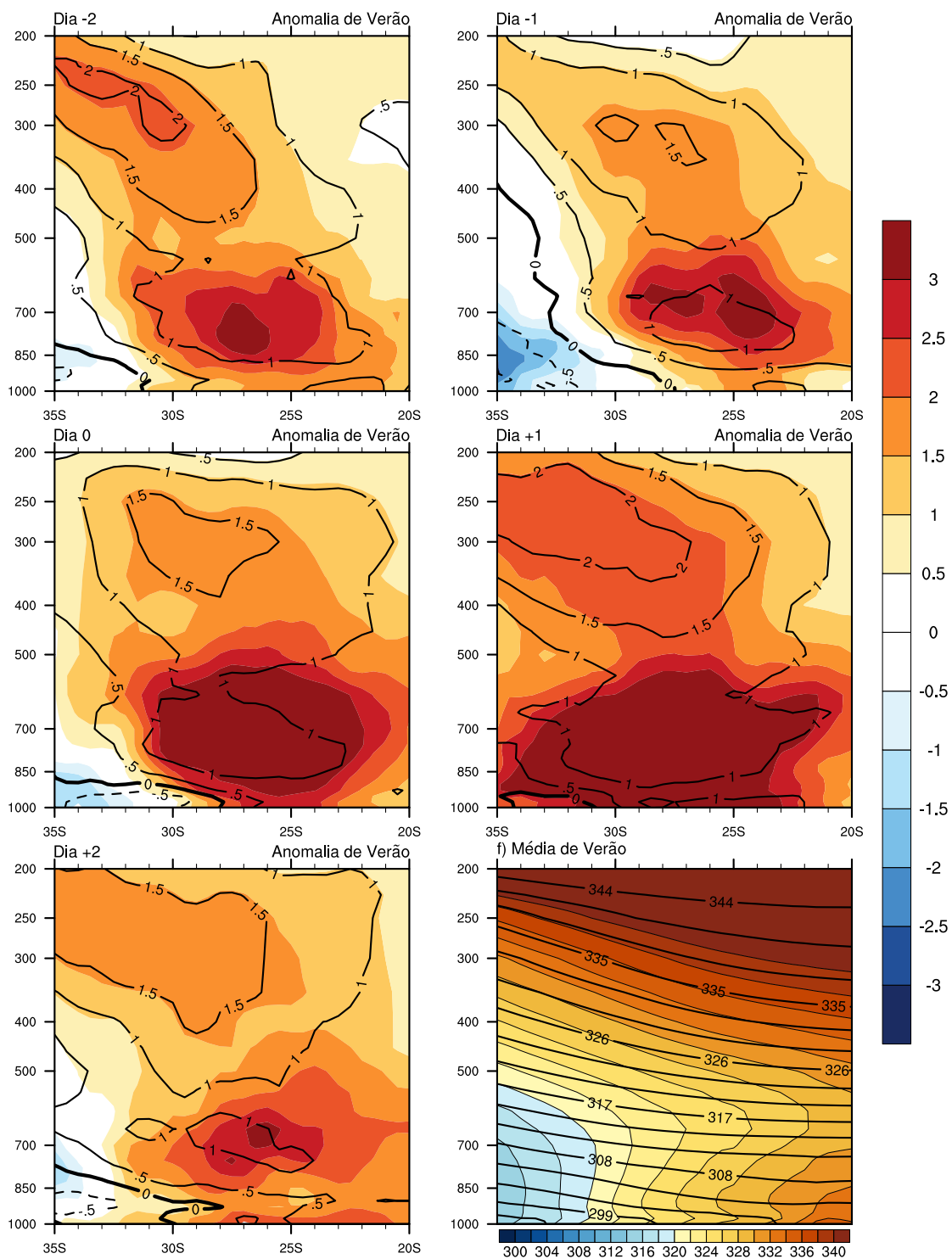


Figura 4.45 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de verão de  $\theta_e$  (em K, sombreado com escala de cores à direita) e  $\theta_d$  (em K, contornos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso. f) Corte vertical da média de verão de  $\theta_e$  (escala de cores abaixo) e  $\theta_d$  (contornos mais grossos).

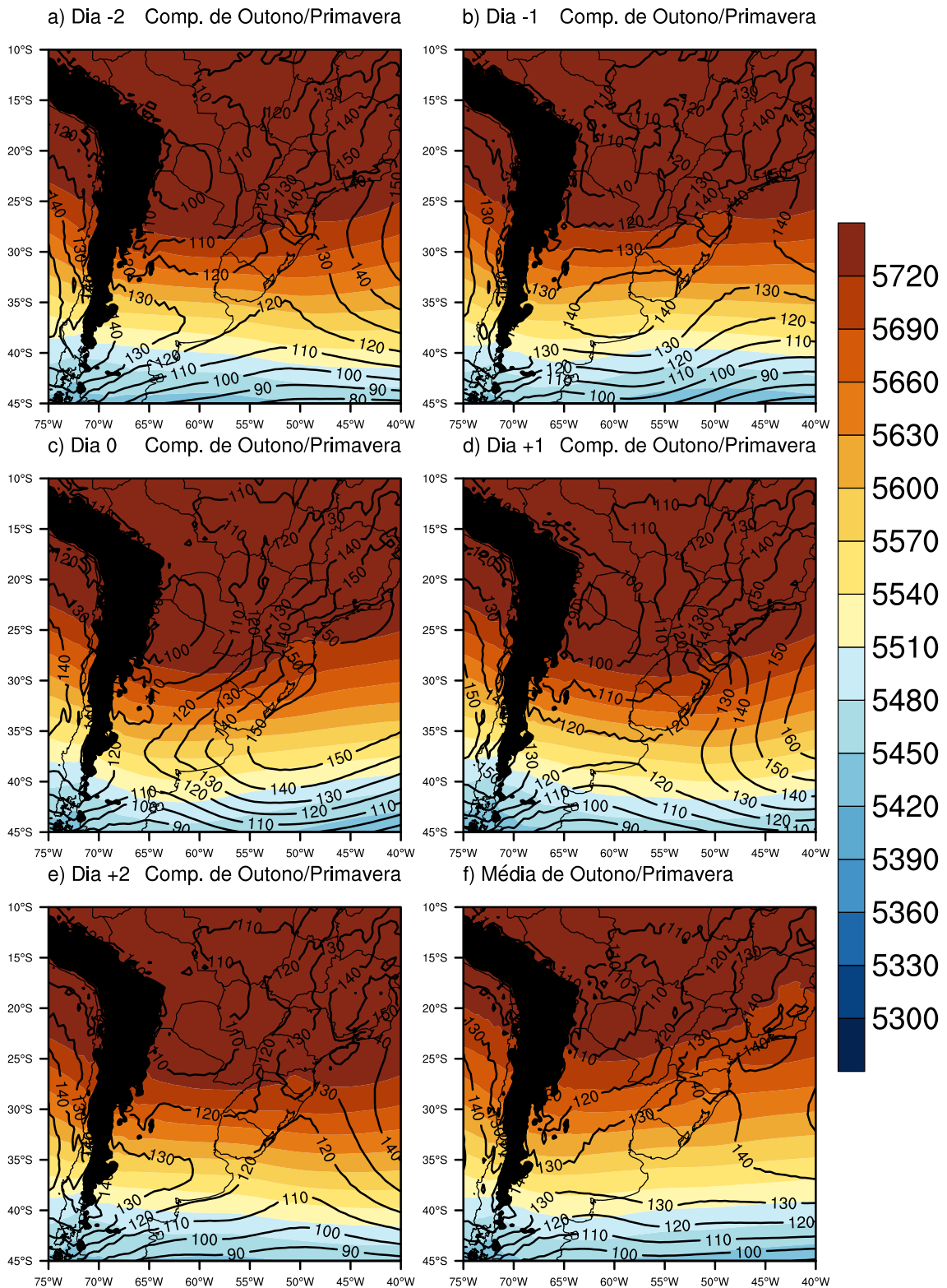


Figura 4.46 - a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera de altura geopotencial (em mgp, contornos) em 1000 hPa e espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (em mgp, sombreado). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis. Os locais em que a pressão em superfície é menor que 850 hPa estão mascarados de preto.

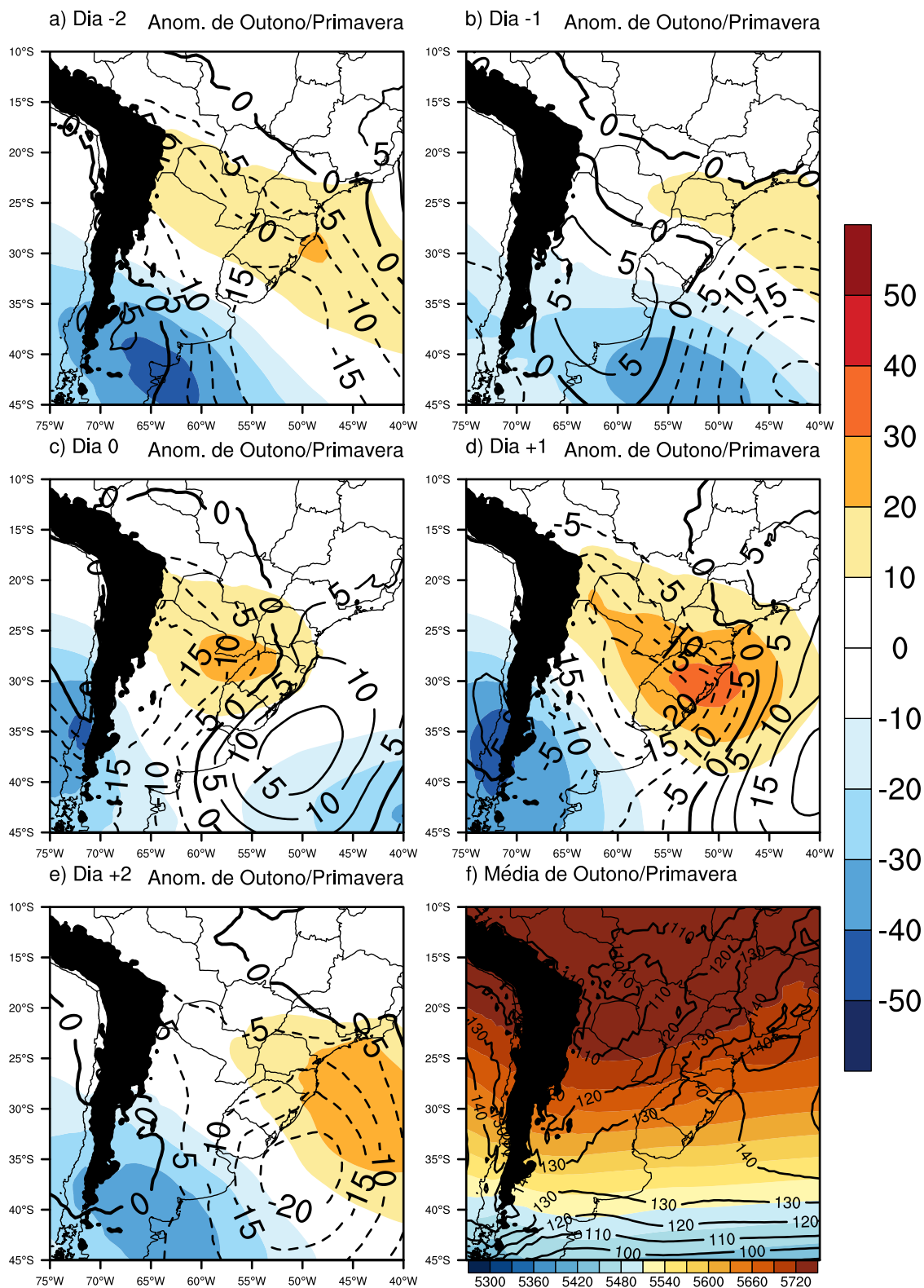


Figura 4.47 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de espessura 1000-500 hPa (em mgp, sombreado com escala de cores à direita) e altura geopotencial em 1000 hPa (em mgp, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

anomalias de magnitude do vento são grandes, de maneira semelhante ao que ocorre no verão. Outras características dessas anomalias são intermediárias entre as de inverno e verão.

#### 4.2.5.2 Campos termodinâmicos de outono/primavera

As Figuras 4.50 refere-se aos compostos em níveis inferiores para outono/primavera. O cavamento que se amplifica no dia 0 é mais intenso que no inverno e menos intenso que no verão, o que pode ser devido à presença da BC, a qual é mais intensa no verão. Os ventos de noroeste têm magnitude intermediária entre as duas outras estações do ano.

Em relação às anomalias (Figura 4.51), há maiores semelhanças com o inverno (Figura 4.27), com menor intensidade das anomalias no outono/primavera.

Os compostos dos índices de instabilidade K e Total-Totals são mostrados na Figura 4.52. Nos dias -2 e -1 os índices não indicam instabilidade no SEAS. O aumento dos índices se dá no dia 0, no Sul do Paraguai e do Mato Grosso do Sul e Oeste do Paraná, e no dia +1, quando a área com índice Total-Totals maior que 44 abrange boa parte do SEAS. Isto permite concluir que ar quente na retaguarda da frente quente é, em média, termodinamicamente instável no outono/primavera. Os compostos de índices de instabilidade apresentaram as maiores anomalias nas estações de transição (figura não mostrada), principalmente na primavera, quando o índice K aumenta mais de 10 °C após a passagem da frente quente.

#### 4.2.5.3 Cortes verticais de outono/primavera

Os cortes das anomalias de vento zonal são mostrados na Figura 4.53. As anomalias são mais intensas que no inverno (Figura 4.29), tanto para o vento zonal quanto meridional. Há um contraste de anomalias nos níveis superiores entre as latitudes de 25°S e 30°S, o que não se observa no inverno nem no verão (Figura 4.43), evidenciando que há um cisalhamento horizontal anômalo forte na alta troposfera nas estações de transição.

A rampa frontal apresentou uma inclinação intermediária em relação às outras épocas do ano: 1:100. Essa inclinação é um pouco maior que a encontrada nos compostos anuais (1:110). Os cortes de anomalia de  $\theta_e$  e  $\theta_d$  são mostrados na (Figura 4.54). O padrão é muito semelhante ao de inverno, com grandes anomalias positivas nos níveis baixos principalmente no dia +1. Em superfície, nas latitudes mais altas, há uma camada de ar anormalmente frio nos dias -1 e 0, o que intensifica o contraste



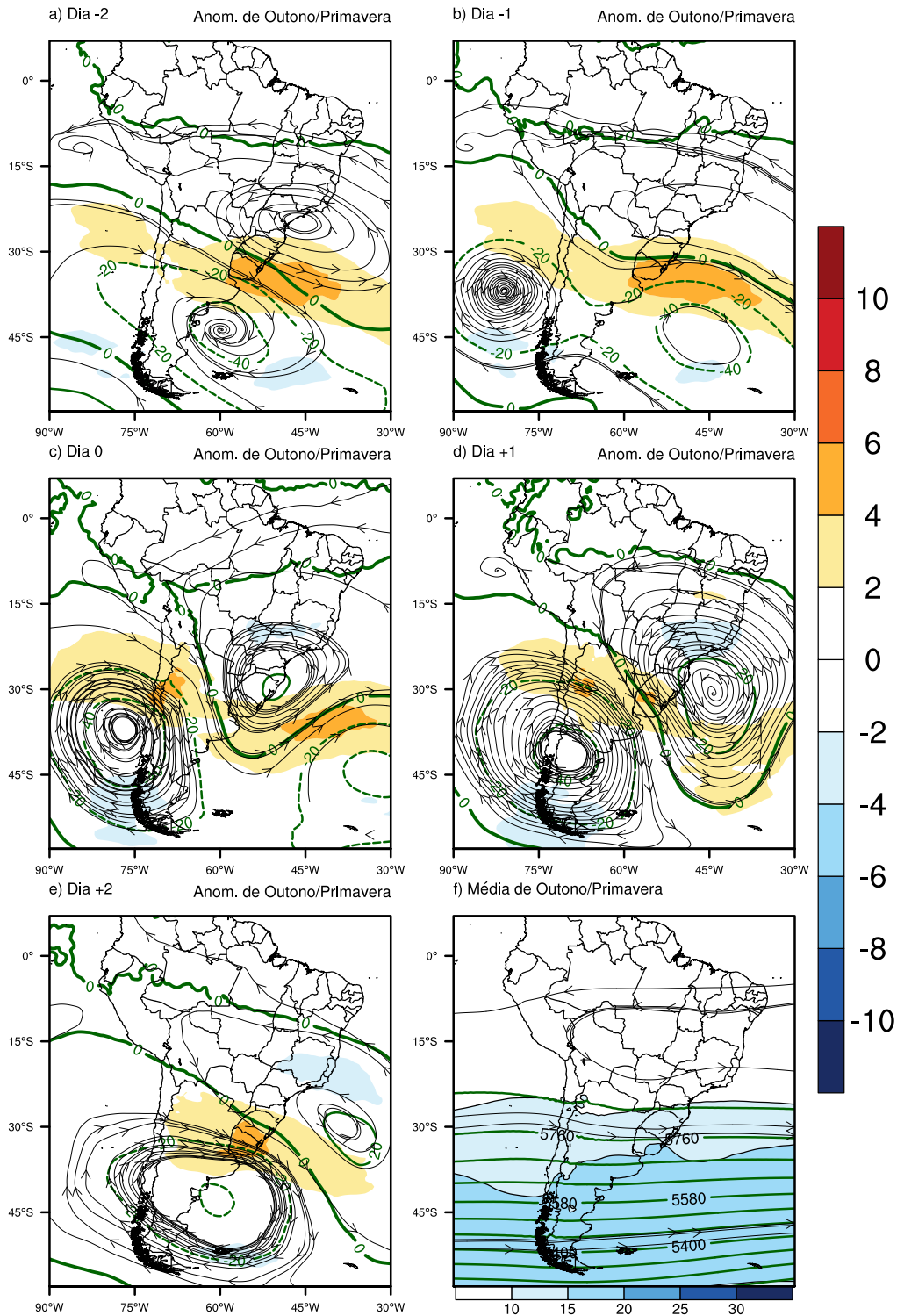


Figura 4.48 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em m.g.p, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

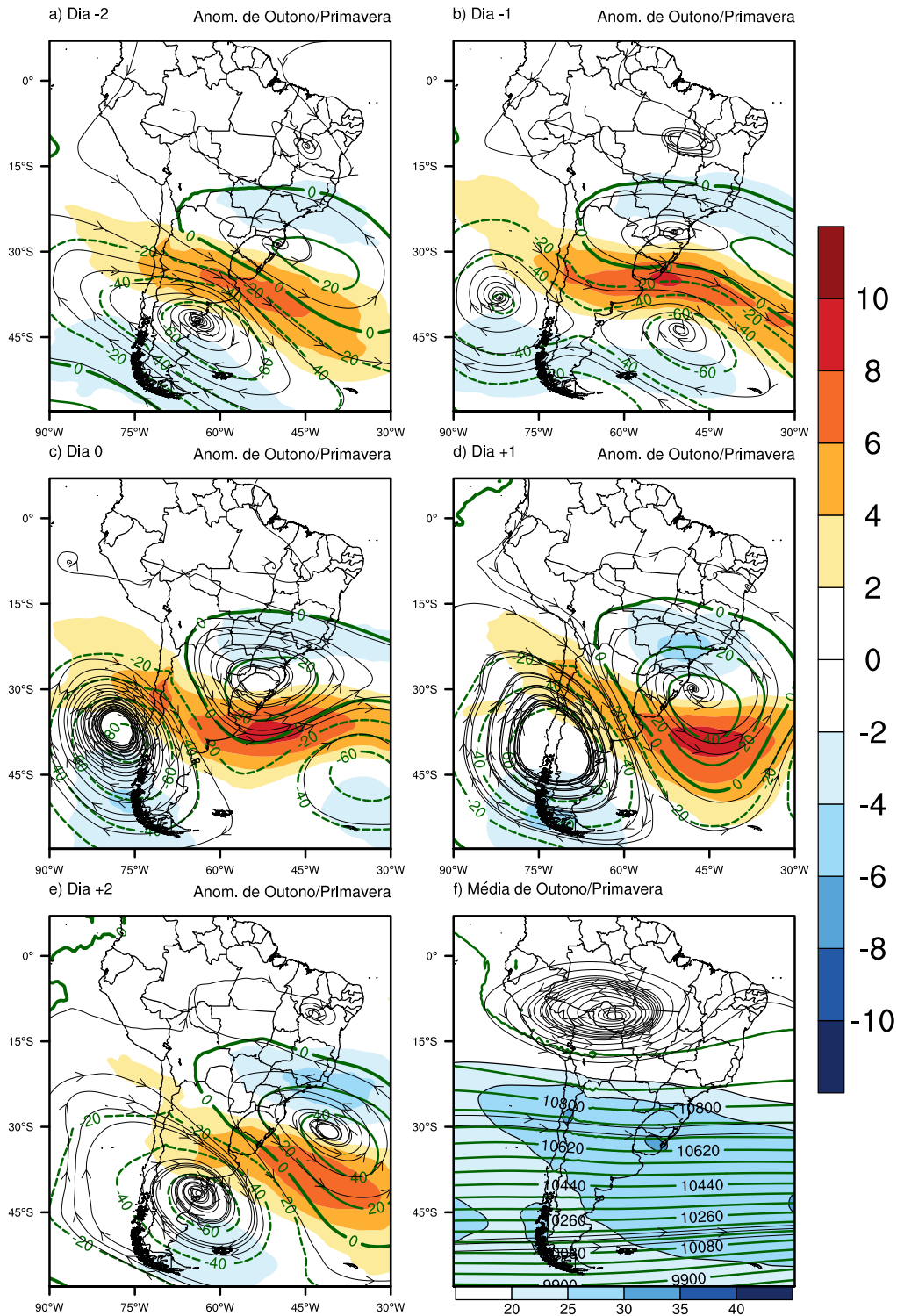


Figura 4.49 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de magnitude do vento (em m/s, sombreado com escala de cores à direita), linhas de corrente e altura geopotencial em 500 hPa (em mgp, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

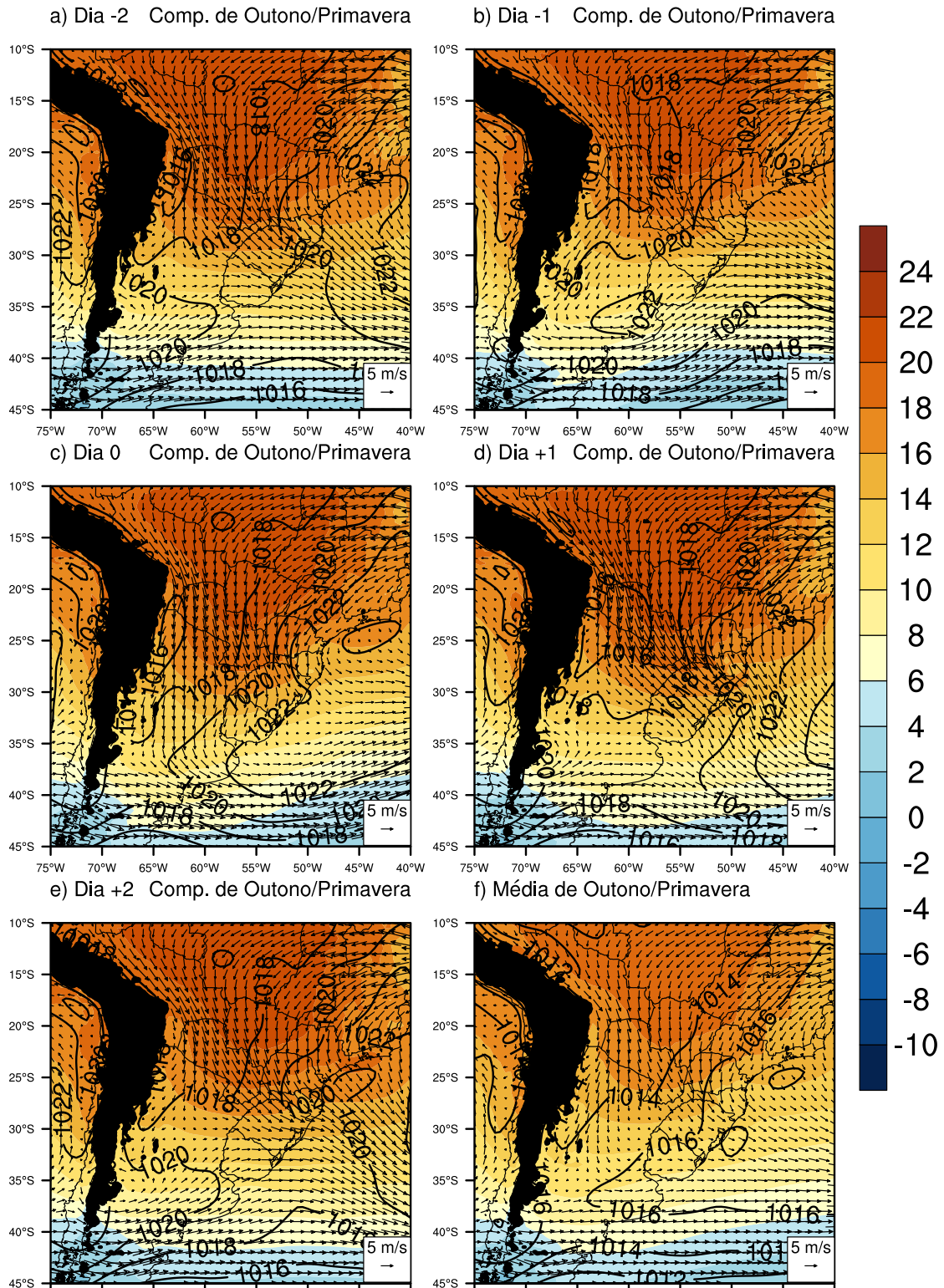


Figura 4.50 - a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera de temperatura (em °C, sombreado) e vento (em m/s, vetores) em 850 hPa e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis.

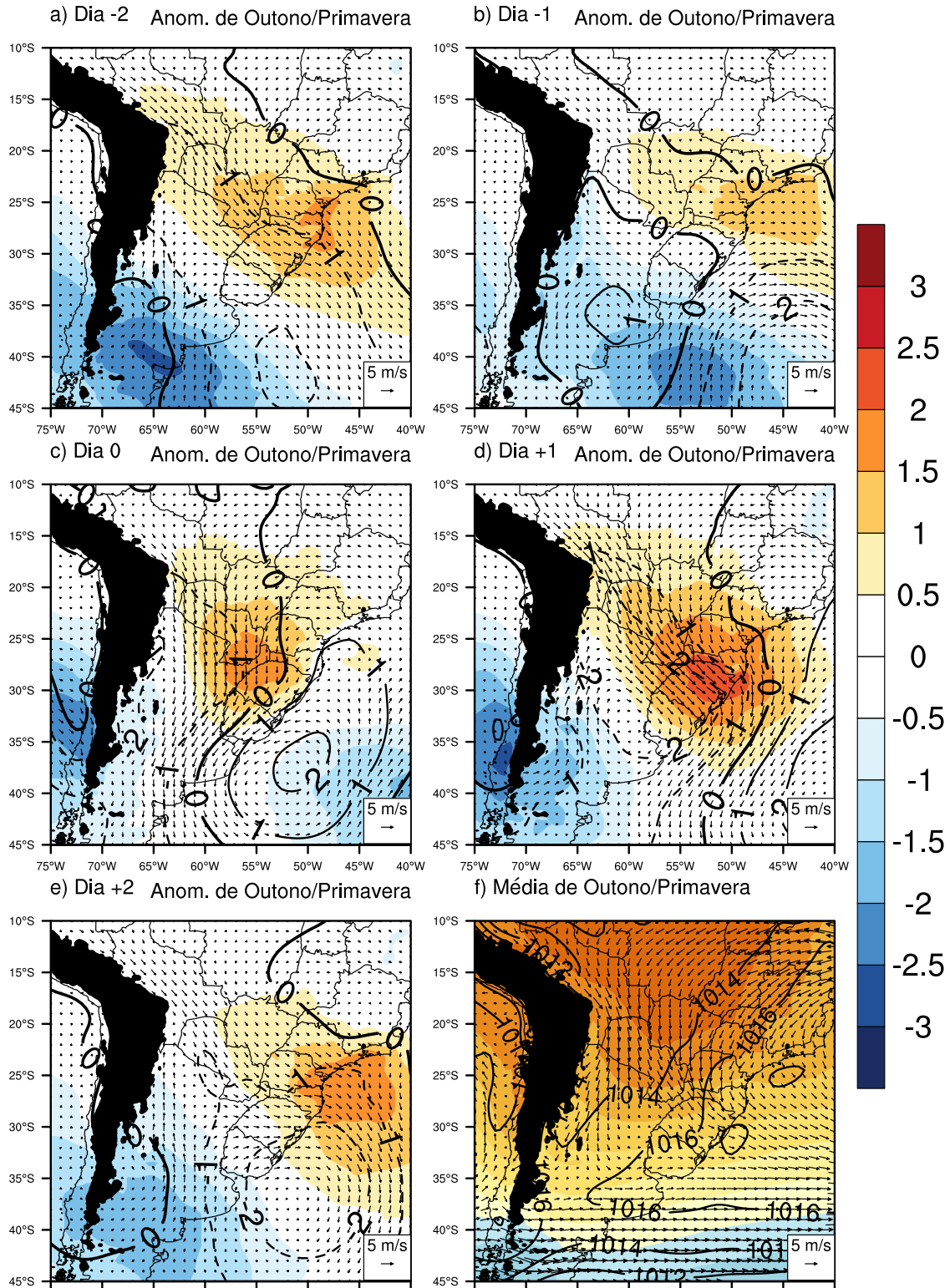


Figura 4.51 - a, b, c, d, e) Anomalia dos compostos de outono/primavera em relação à média de temperatura (em K, sombreado com escala de cores à direita), vento (m/s) e PNMM (em hPa, contornos). f) Média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

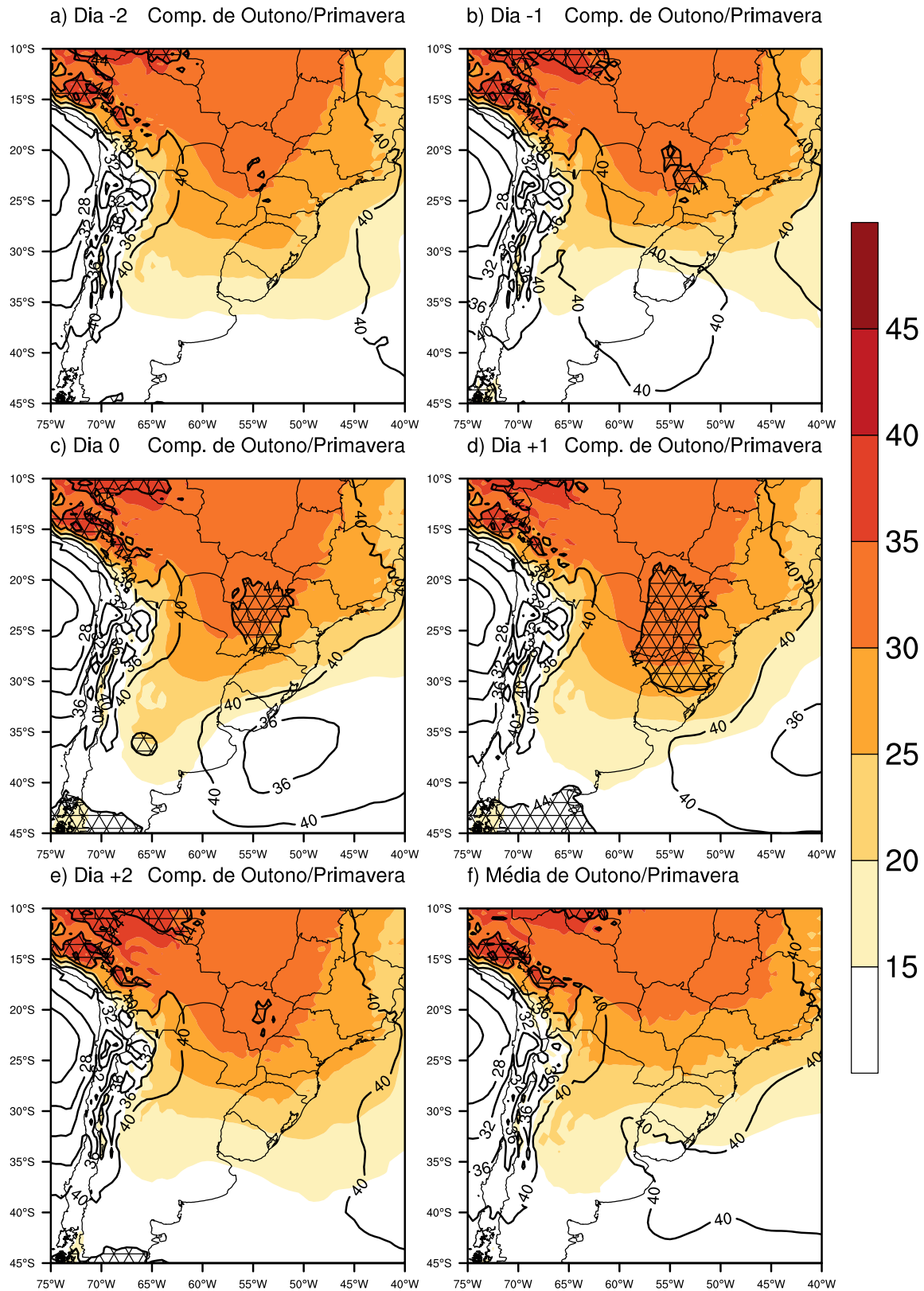


Figura 4.52 - a, b, c, d, e) Compostos de outono/primavera dos índices de instabilidade K (em K, sombreado) e Total-Totals (em K, contornos). f) Média de Outono/primavera das mesmas variáveis. A área hachurada representa valores de índice Total-Totals maiores que 44.

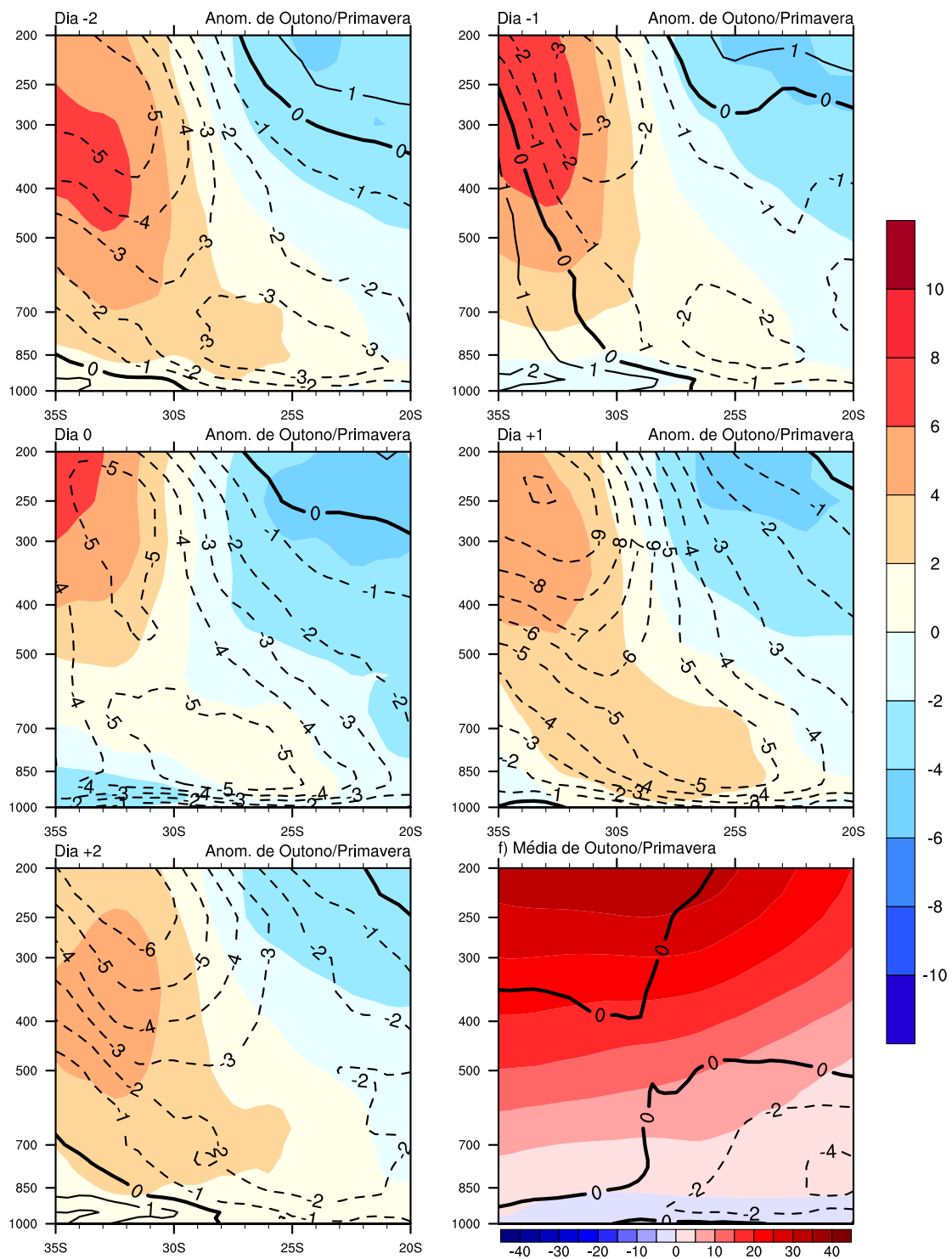


Figura 4.53 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de outono/primavera de vento zonal (em m/s, sombreado com escala de cores à direita) e vento meridional (em m/s, contornos) em 57°W. f) Corte vertical da média de outono/primavera das mesmas variáveis (escala de cores abaixo). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.

de  $\theta_e$  associado à frente quente.

### 4.3 Simulações numéricas

No princípio de cada subseção será feita uma síntese dos casos, mostrando as condições sinóticas e a precipitação ocorrida no dia estimada pelo CMORPH. Em seguida será dada ênfase às características de mesoescala das frentes quentes.

#### 4.3.1 Caso de verão

A frente quente ocorrida no dia 18 de janeiro de 2010 é mostrada na Figura 4.55, através do gradiente meridional de  $\theta_e$  em 850 hPa. Ela se forma em torno de 30 °S, entre o Nordeste da Argentina e o estado do Rio Grande do Sul, e avança para sul. O ponto azul na figura é o local onde foram feitos os cortes verticais, o qual foi atingido pela frente quente (no nível de 850 hPa) no dia 19 às 00 UTC, de acordo com a reanálise. Porém, de acordo com as simulações, a frente quente passa pelo ponto azul um pouco antes, logo depois de 12 UTC do dia 18. Logo após a passagem da frente quente pelo ponto, há a formação de um sistema de baixa pressão na região. A frente fria associada a essa baixa atinge o ponto assinalado em torno de 12 UTC do dia 19. Nota-se que as diferentes resoluções da reanálise (0,5°) e do modelo (15 km = 0,135°) afetam os gradientes meridionais de  $\theta_e$ . O modelo consegue resolver fenômenos de menor escala, como brisas e circulações de montanha, o que causa o aparecimento de mais regiões com gradiente elevado. A frente quente no modelo aparece mais a sul do que na reanálise no dia 18 às 12 UTC, e perde um pouco da característica nos dois horários que seguem, não sendo clara a variação ciclônica dos ventos associada à frente. No dia 19 às 06 UTC a frente quente está associada a um centro de baixa pressão, e o modelo mostra sua localização muito próxima da reanálise.

As imagens do satélite GOES-12 (Figura 4.56) mostram o desenvolvimento do sistema no período analisado. No dia 18 às 12 UTC a frente quente está entre o Nordeste da Argentina e o Rio Grande do Sul, onde há algumas nuvens convectivas. Com o avanço da frente quente para sul, no dia 18 às 18 UTC forma-se uma banda de nuvens bem definida que se estende desde o centro da Argentina até o Norte do Uruguai, que é a localização da frente através do gradiente meridional de  $\theta_e$  na reanálise (Figura 4.55). Nesse horário há um sistema convectivo no centro da Argentina a sul da frente. No dia 19 às 00 UTC a frente se torna difusa entre o aglomerado de nuvens que existe na região, mas é possível identificar uma banda de nuvens que se estende desde o Norte do Uruguai até o Leste do estado do Rio Grande do Sul, a

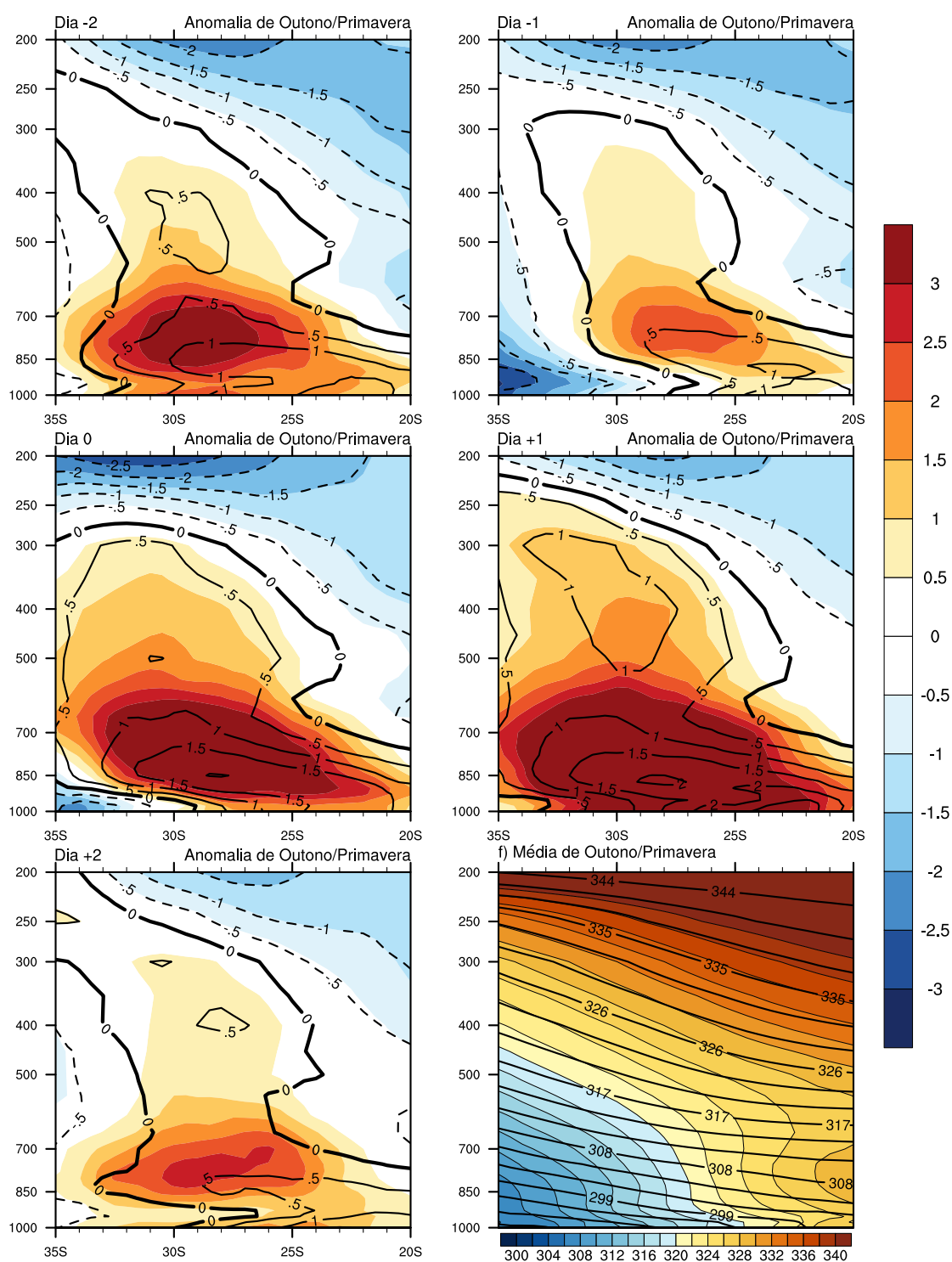


Figura 4.54 - a, b, c, d, e) Cortes verticais das anomalias dos compostos de outono/primavera de  $\theta_e$  (em K, sombreado com escala de cores à direita) e  $\theta_d$  (em K, contornos). f) Corte vertical da média de outono/primavera de  $\theta_e$  (escala de cores abaixo) e  $\theta_d$  (contornos mais grossos). Os contornos contínuos são anomalias positivas, os tracejados são anomalias negativas, e a linha de anomalia 0 está com um contorno mais grosso.



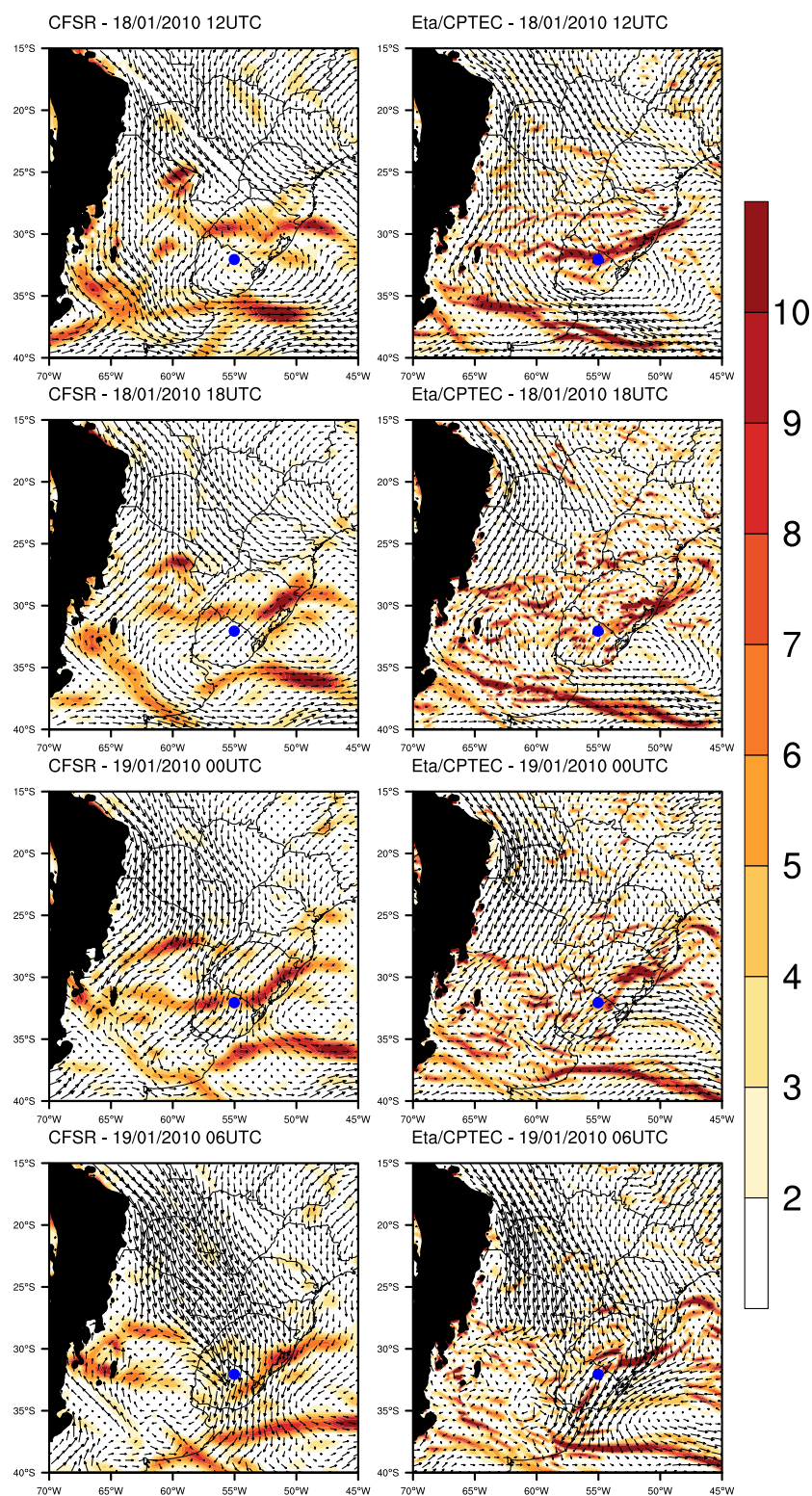


Figura 4.55 - Gradiente meridional de  $\theta_e$  (em K/100km) e vento em 850 hPa nos horários sinóticos. A coluna à esquerda foi gerada a partir das reanálises CFSR e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de verão. São plotados os valores de gradiente meridional de  $\theta_e$  maiores que 2 K/100km. O ponto azul indica a localização dos cortes verticais temporais.

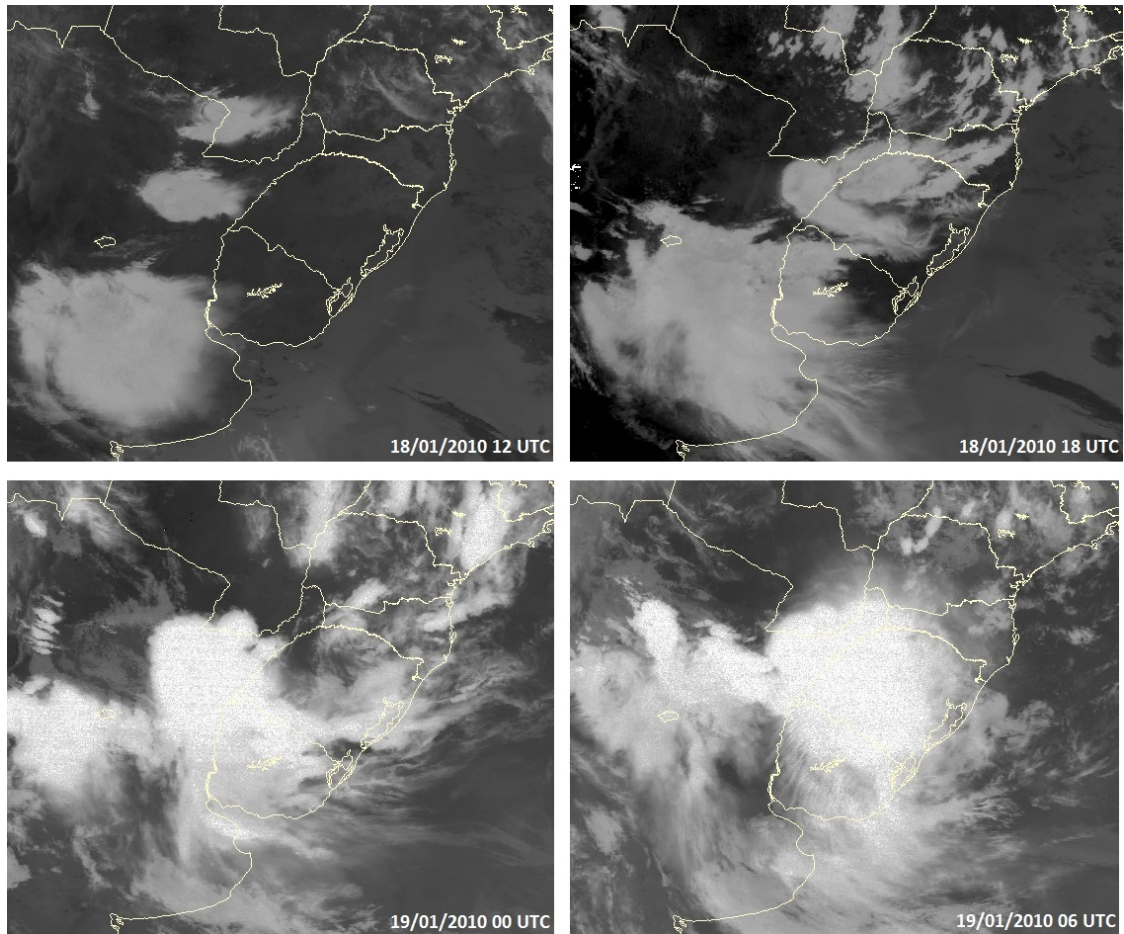


Figura 4.56 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho durante o caso de verão.

qual, de acordo com os gradientes de  $\theta_e$  na reanálise (Figura 4.55), estaria associada à frente quente. A partir desse momento ocorre a formação de uma onda frontal, e a frente quente permanece de difícil identificação embebida no aglomerado de nuvens. No dia 19 às 06 UTC a frente quente estaria no Sudeste do Uruguai.

Os campos de precipitação acumulada em seis horas, estimados pelo CMORPH e simulados pelo modelo Eta/CPTEC, são mostrados na Figura 4.57. Em relação às estimativas do CMORPH, o modelo subestimou a precipitação ocorrida no período. Os sistemas convectivos ocorridos no Nordeste da Argentina (Figura 4.56) foram responsáveis pelos maiores acumulados naquela região de acordo com o CMORPH.

A Figura 4.58 mostra a simulação do escoamento na média troposfera. No dia 18 de janeiro às 12 UTC, quando se forma a frente quente, há uma crista de altura geopotencial sobre o Sul do Brasil, a qual está associada a um centro de circulação anticiclônica no centro desse país. Um cavado encontra-se sobre a Cordilheira dos

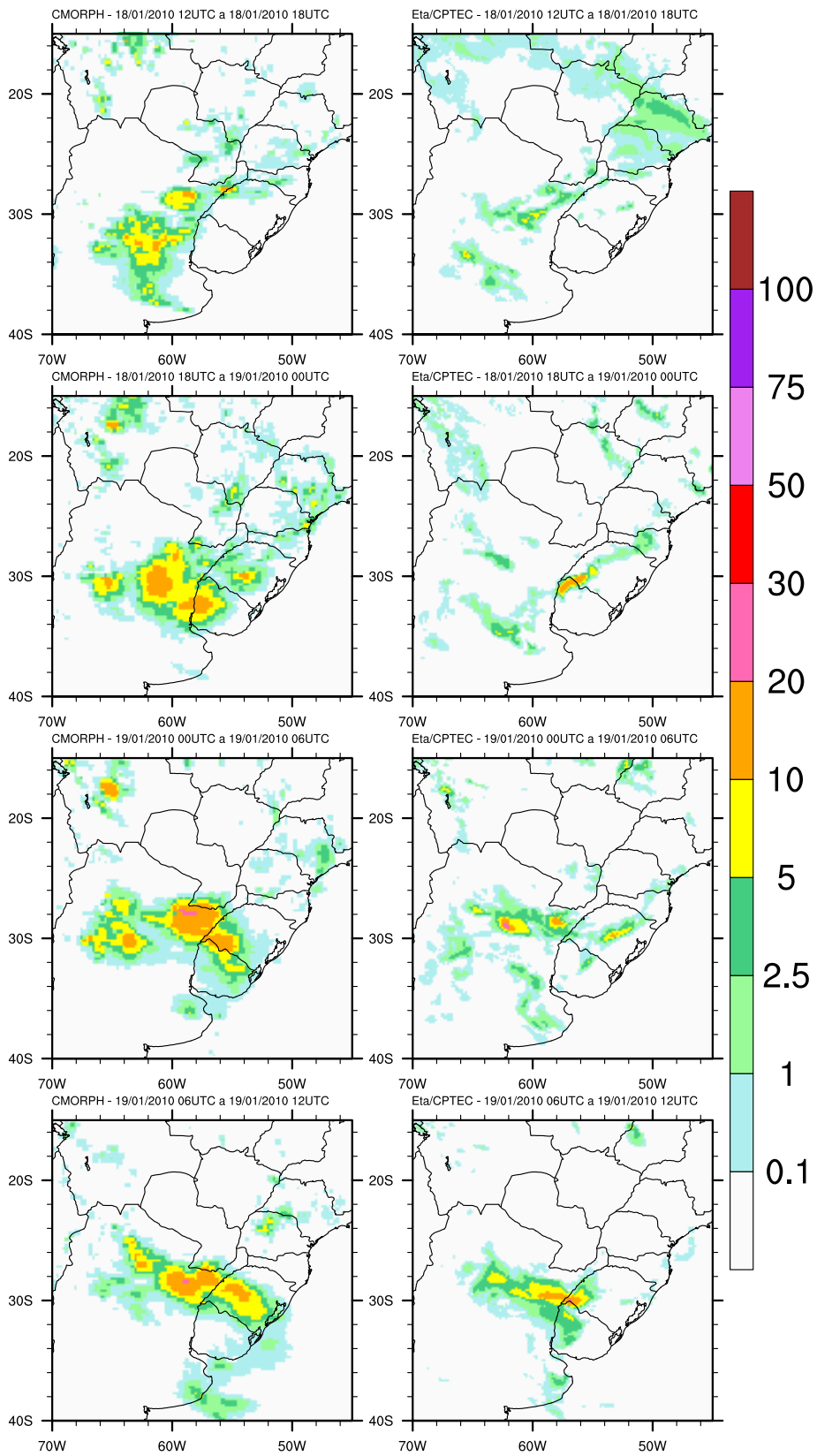


Figura 4.57 - Precipitação acumulada em 6 horas (em mm). A coluna da esquerda foi gerada a partir das estimativas do CMORPH e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de verão.

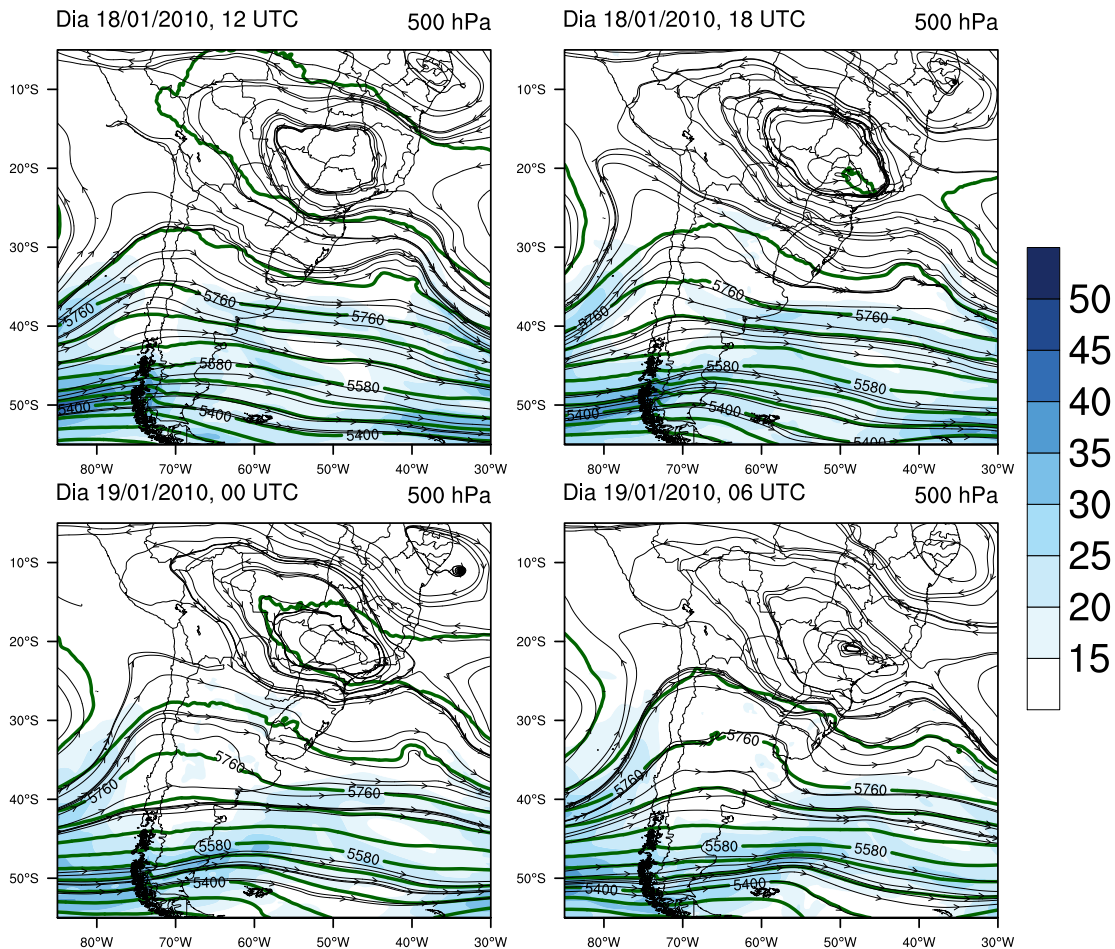


Figura 4.58 - Simulação do modelo Eta/CPTEC de altura geopotencial (em mgp, contornos verdes) e vento em linhas de corrente com sua magnitude (em m/s, sombreado) em 500 hPa para o caso de verão.

Andes, e outro sobre o Oceano Atlântico, esse último com menor amplitude. Durante a ocorrência da frente quente o cavado atravessa a Cordilheira e perde amplitude, e a crista sobre o continente desloca-se para leste. No final do período ocorre a formação de outro cavado de amplitude pequena sobre o estado do Rio Grande do Sul. A formação desse cavado está ligada possivelmente à convecção que ocorreu na massa de ar quente após a passagem da frente quente. Nos níveis superiores da troposfera (figura não mostrada) o padrão é semelhante ao da média troposfera.

A Figura 4.59 mostra a variação do perfil vertical de temperatura (no ponto azul mostrado na Figura 4.55) em função do tempo. A temperatura em 850 hPa aumenta após a passagem da frente quente (aproximadamente 15 UTC do dia 18, de acordo com as simulações). Após a passagem da frente quente, a temperatura em 850 hPa atinge um máximo nas primeiras horas do dia 19 e depois decresce. Essa diminuição

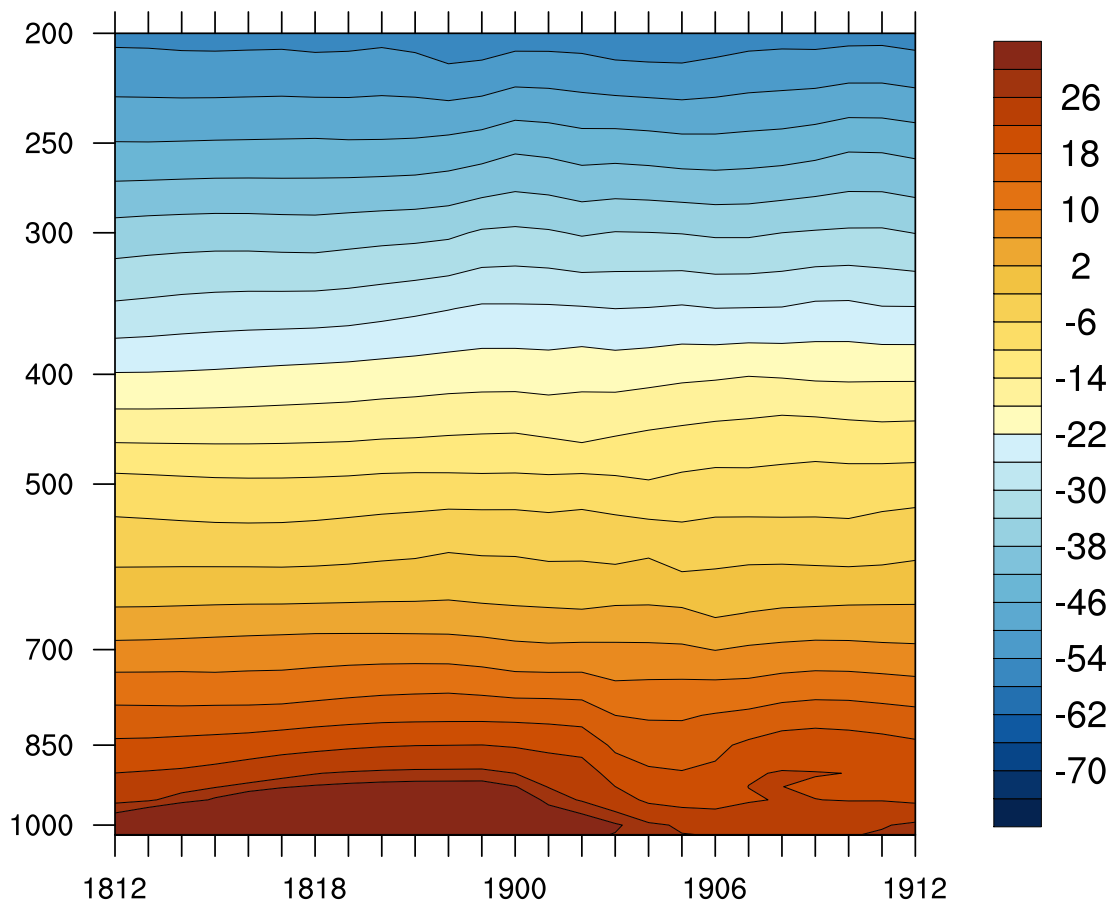


Figura 4.59 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de temperatura (em °C, sombreado) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010.

da temperatura deve-se ao resfriamento radiativo noturno e, posteriormente, à passagem de uma frente fria. Os perfis de temperatura são muito influenciados pelo ciclo diurno, principalmente por se tratar do verão, quando a radiação incidente é intensa.

Mesmo através dos perfis de  $\theta_e$  (Figura 4.60) não é muito clara a região frontal quente. Ocorre um aumento de  $\theta_e$  a partir do dia 18 às 15 UTC, quando as simulações indicaram a passagem da frente. Pode-se notar na Figura 4.55 que o modelo simulou várias regiões com gradiente meridional de  $\theta_e$  elevado, os quais possivelmente estavam associados a circulações de mesoescala, mascarando a presença da frente quente. Desde o início do período até as primeiras horas do dia 19, entre os níveis de 850 e 600 hPa, há uma camada de ar com menor  $\theta_e$  que é substituída pela

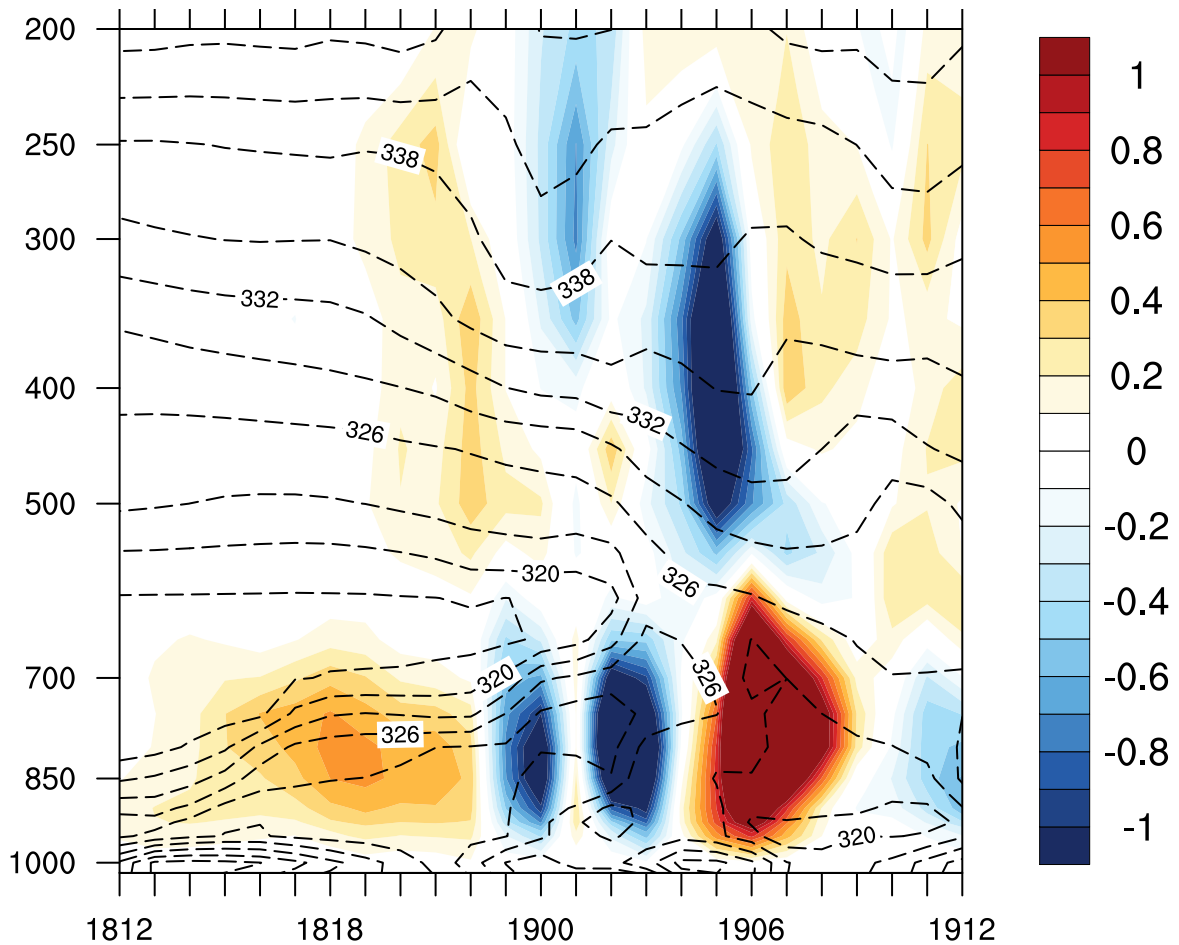


Figura 4.60 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de  $\omega$  (em Pa/s, sombreado),  $\theta_e$  (em K, contornos tracejados) para o caso de verão. No eixo das abscissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abscissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010.

massa de ar quente com o passar do tempo. Sobre essa camada mais fria há instabilidade termodinâmica elevada ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ). Observa-se que na massa de ar quente que avança para sul há áreas com movimento ascendente e descendente, resultado de alguma circulação convectiva que ocorreu após a passagem da frente quente e que gerou os gradientes acentuados. Outra característica observada é a presença de perturbações nos campos de  $\theta_e$  entre 400 e 250 hPa, principalmente após a passagem da frente quente, os quais estão associados a áreas com movimento vertical. Essas perturbações podem ser causadas por ondas de gravidade.

A Figura 4.61 mostra os perfis verticais das componentes zonal e meridional do vento. Há uma descontinuidade cinemática no dia 19 às 00 UTC, após a passagem da frente quente. O vento meridional, de norte, aumenta consideravelmente depois

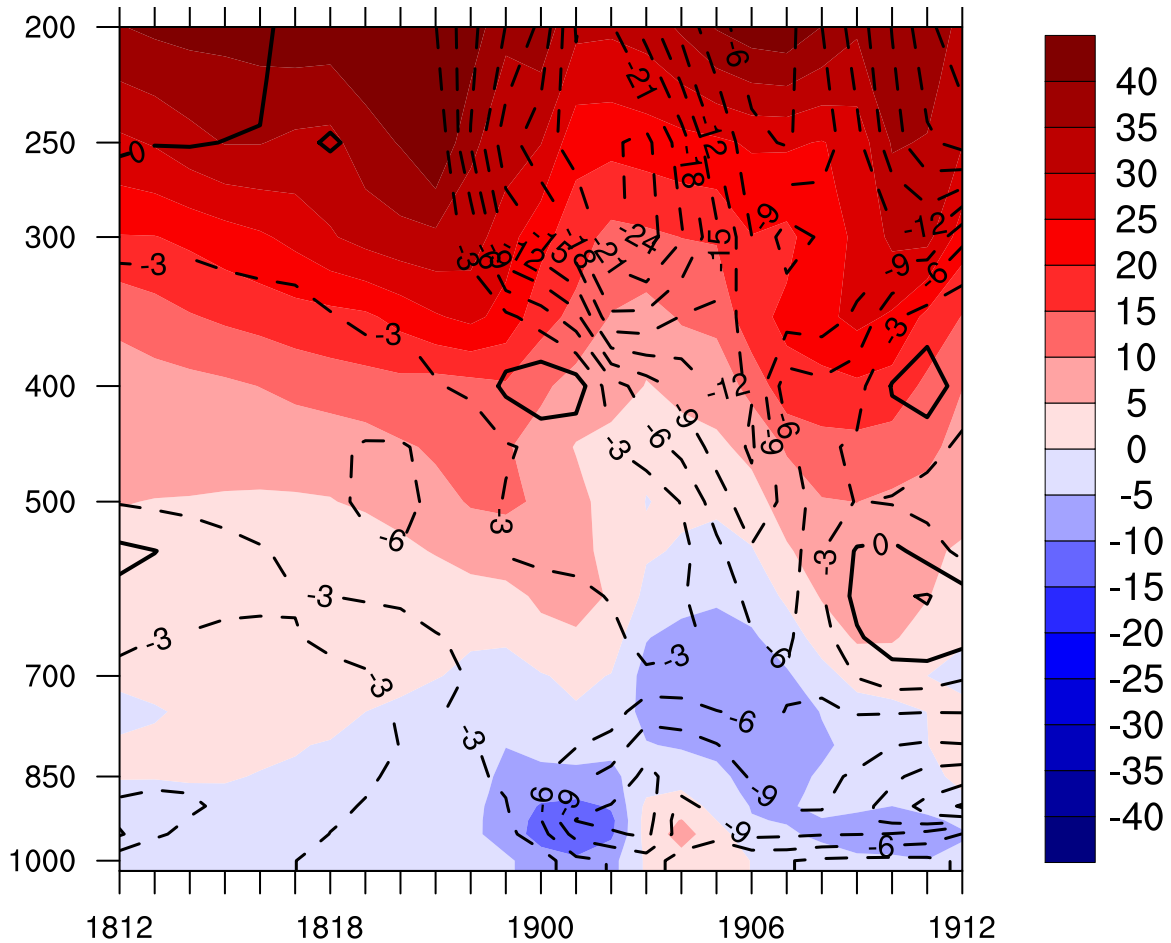


Figura 4.61 - Cortes verticais das simulações do modelo Eta/CPTEC de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os contornos tracejados representam vento de norte, os contínuos ventos de sul, e a isolinha de 0 m/s está contínua mais grossa. Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010.

desse horário, chegando a ser superior a 12 m/s em 850 hPa e inferior a 3 m/s em 700 hPa nas primeiras horas do dia 19, indicando que havia ação do JBNAS nesse caso (BONNER, 1968; SAULO, 2004). Na média troposfera há um mínimo de vento meridional após a passagem da frente quente. O vento zonal nos altos níveis da troposfera diminui após a passagem da frente quente, mas volta a aumentar depois das 06 UTC do dia 19. Nas últimas horas do dia 19 há um aumento do vento zonal na média troposfera no mesmo local em que se observa movimento descendente (Figura 4.60), exprimindo o transporte de momentum zonal pelas circulações verticais. Assim como nos perfis de  $\omega$  e  $\theta_e$ , há um padrão ondulatório tanto do vento zonal quanto meridional após as últimas horas do dia 18.

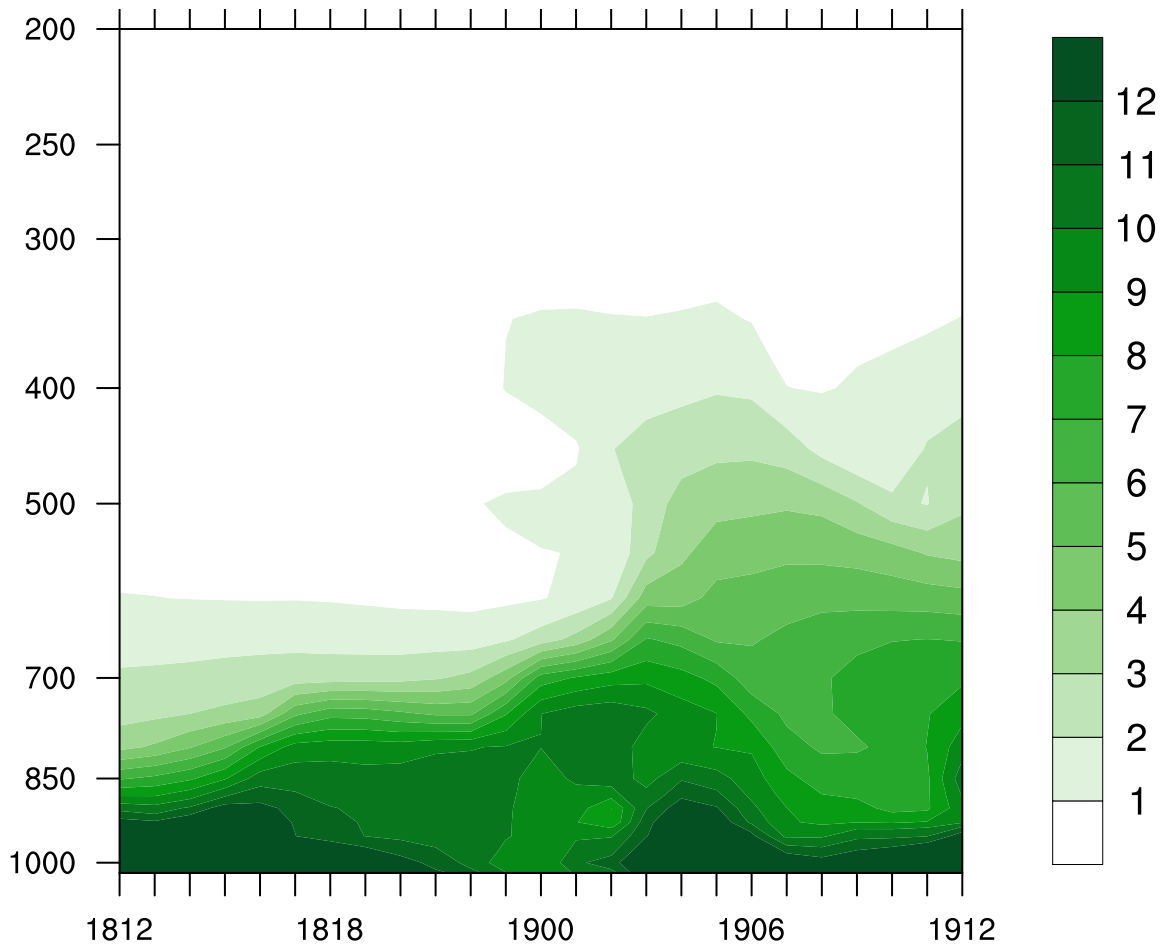


Figura 4.62 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de umidade específica (em g/kg, sombreado). No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números no eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010.

A variação temporal da umidade específica é mostrada na Figura 4.62. Nota-se que há um forte aumento da umidade específica entre a baixa e a média troposfera no começo do dia 19. A presença de alta umidade específica em níveis tão elevados corrobora com o fato de que houve movimento ascendente do ar, principalmente após a passagem da frente quente. A maior temperatura do ar na retaguarda da frente quente permite haver um maior teor de umidade na atmosfera.

A presença de água e gelo de nuvem na troposfera também é verificada depois da passagem da frente quente (Figura 4.63). Na alta troposfera o gelo surge nas últimas horas do dia 18, sinal da presença de nuvens do tipo Cirrus. Na madrugada do dia 19 há um aumento considerável da quantidade de gelo, principalmente na média troposfera, onde a concentração passa de  $40 \cdot 10^{-5}$  kg/kg. Nesse momento também há



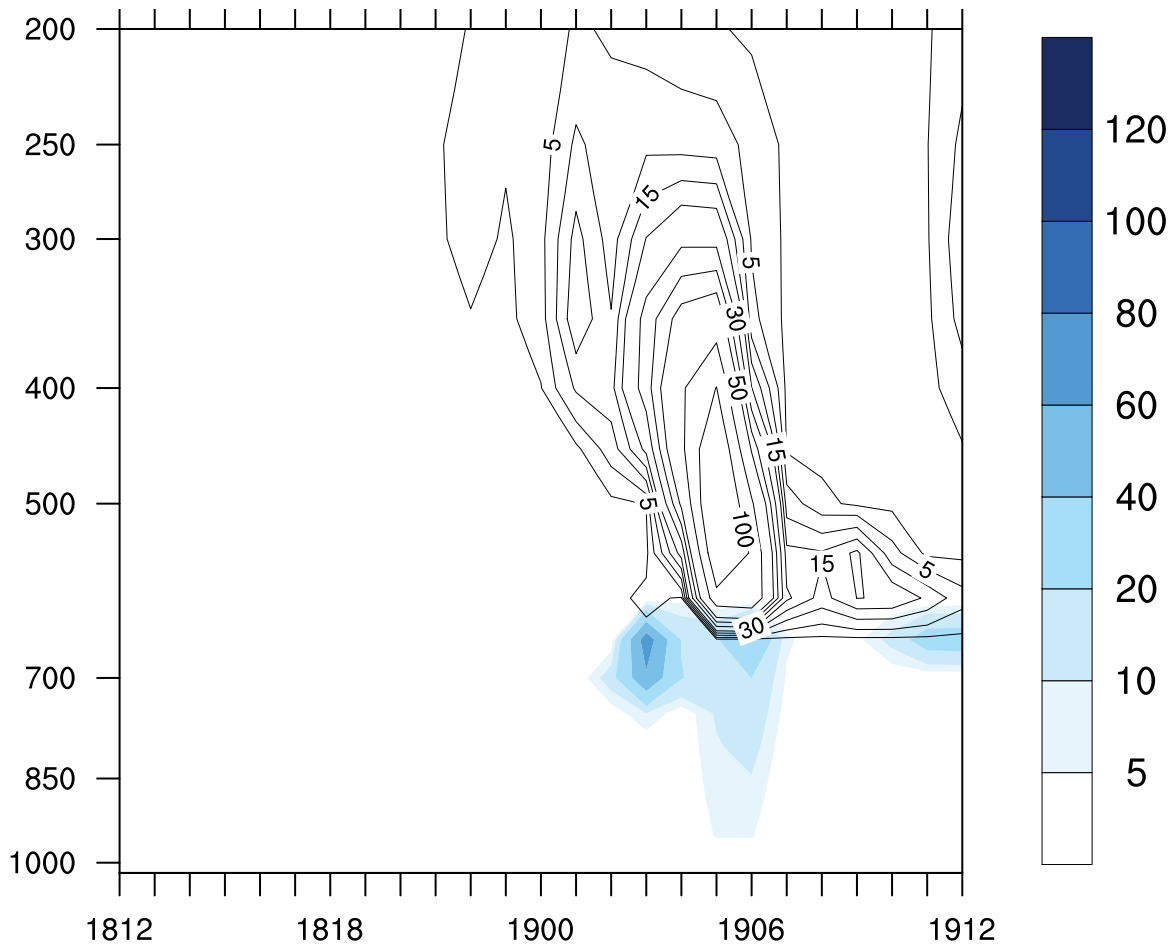


Figura 4.63 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de água de nuvem (em  $10^{-5}$  kg/kg, sombreado) e gelo da nuvem (em  $10^{-5}$  kg/kg, contornos) para o caso de verão. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de janeiro de 2010.

água de nuvem nos níveis mais abaixo, sinal de que nuvens convectivas (com presença de água e gelo) passaram pelo local. É possível estimar o nível de congelamento em torno de 650 hPa. Nota-se também que os horários com maior quantidade de água e gelo de nuvem são compatíveis com aqueles em que se verificam movimentos verticais mais intensos, após a passagem da frente quente.

#### 4.3.2 Caso de inverno

A Figura 4.64 mostra os gradientes de  $\theta_e$  no nível de 850 hPa da reanálise CFSR e do modelo Eta/CPTEC. Por ter ocorrido no inverno, a frente quente apresentou-se bem definida nesse caso. O modelo conseguiu simular com boa acurácia a localização da

frente, mas há outra região com alto gradiente meridional de  $\theta_e$  a sudeste separada da frente quente, o que na reanálise não se verifica. A frente quente forma-se entre o Nordeste da Argentina e Norte do Rio Grande do Sul no dia 11 de agosto às 00 UTC e avança para sul até o Uruguai, passando pelo ponto analisado (no nível de 850 hPa) entre 06 e 12 UTC do dia 11. Diferentemente do caso de verão, nesse caso os campos de gradiente meridional de  $\theta_e$  não apresentam muitas perturbações. Contudo, formam-se algumas perturbações na massa de ar quente de acordo com a simulação do modelo, o que não aparece na reanálise.

No caso de inverno a frente quente causou uma quantidade menor de nebulosidade, o que fica evidente nas imagens de satélite (Figura 4.65). No dia 11 de agosto às 00 UTC é possível reparar a curvatura anticiclônica do escoamento onde há nuvens altas e médias. A frente quente nesse momento localiza-se entre o Norte do Rio Grande do Sul e Nordeste da Argentina (Figura 4.64). No dia 11 às 06 UTC a nebulosidade ainda é pouca na região, mas aumenta a partir das 12 UTC no Uruguai e Argentina central. às 18 UTC do dia 11 a frente quente está entre o Rio da Prata e o Sudeste do Rio Grande do Sul, portanto há nebulosidade tanto na retaguarda quanto na dianteira da frente quente, do tipo média e alta.

A precipitação acumulada em 6 horas simulada pelo modelo Eta/CPTEC e estimada pelo CMORPH é mostrada na Figura 4.66. No caso de inverno a precipitação foi muito pequena na região atingida pela frente quente. Conforme se pode observar nas imagens de satélite (Figura 4.65), a frente quente foi responsável pela formação de nuvens rasas, diferentemente do que ocorreu no verão. Somente no final do período de ocorrência da frente quente, quando essa se localizava a sul de 30°S, ocorre a formação de nuvens mais desenvolvidas e precipitação, de acordo com as simulações e as estimativas. O modelo simulou precipitação no Oeste do Rio Grande do Sul e Norte do Uruguai entre 12 e 18 UTC do dia 11, a qual não ocorreu de acordo com o CMORPH. Nas últimas seis horas do evento o modelo aponta precipitação no interior do continente, enquanto que o CMORPH indica que houve precipitação na foz do Rio da Prata.

A configuração de altura geopotencial e vento na média troposfera para o caso de inverno é mostrada na Figura 4.67. No dia 11 às 00 UTC há um vórtice ciclônico intenso sobre o Oceano Pacífico, e uma crista sobre o SEAS, com eixo sobre a Argentina. O vórtice move-se um pouco para leste no período, mas não atravessa a Cordilheira dos Andes. A crista, por sua vez, move-se para leste, estando com o eixo sobre o leste do SEAS no dia 11 às 18 UTC, e perde amplitude.

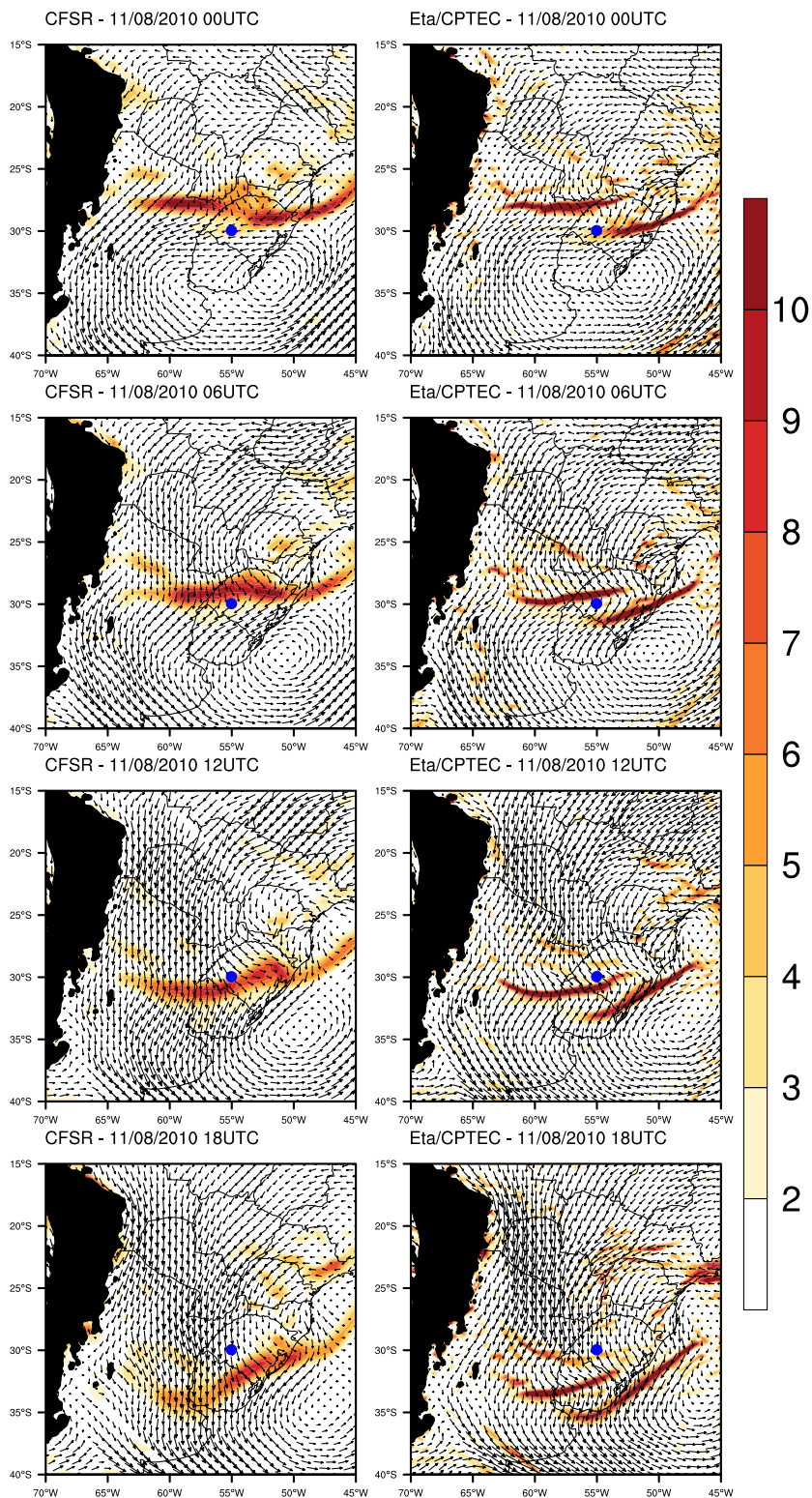


Figura 4.64 - Gradiente meridional de  $\theta_e$  (em K/100km) e vento em 850 hPa nos horários sinóticos. A coluna à esquerda foi gerada a partir das reanálises CFSR e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de inverno. São plotados os valores de gradiente meridional de  $\theta_e$  maiores que 2 K/100km. O ponto azul indica a localização dos cortes verticais temporais.

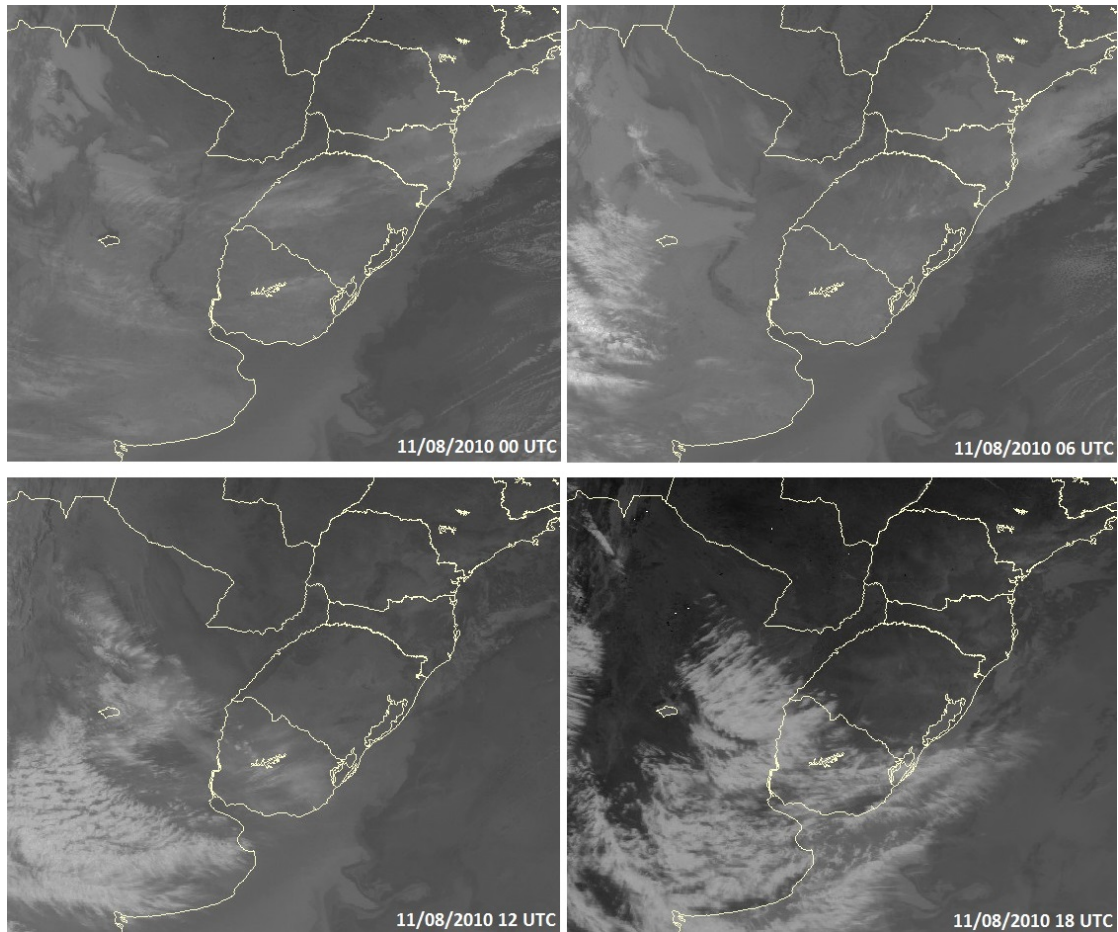


Figura 4.65 - Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho durante o caso de inverno.

Os perfis de temperatura são mostrados na Figura 4.68. É notável a passagem da frente quente no nível de 850 hPa próximo às 09 UTC do dia 11. A rampa frontal é perceptível entre os níveis de 900 e 700 hPa, aproximadamente.

O perfil de  $\theta_e$  é mostrado na Figura 4.69, juntamente com o movimento vertical. É possível observar a rampa frontal, assim como no perfil de temperatura (Figura 4.68). O movimento vertical nesse caso é mais fraco que no verão, sendo observado apenas em alguns pontos da troposfera média após a passagem da frente quente. As perturbações nos campos de  $\theta_e$  que se observaram no caso de verão são menos amplas no inverno. Porém, também no caso de inverno houve instabilidade potencial elevada, entre os níveis de 700 e 600 hPa, onde também se verifica algum movimento vertical.

Os perfis de vento zonal e meridional estão mostrados na Figura 4.70. Como esperado, os ventos zonais nos níveis superiores da troposfera são mais intensos nesse caso

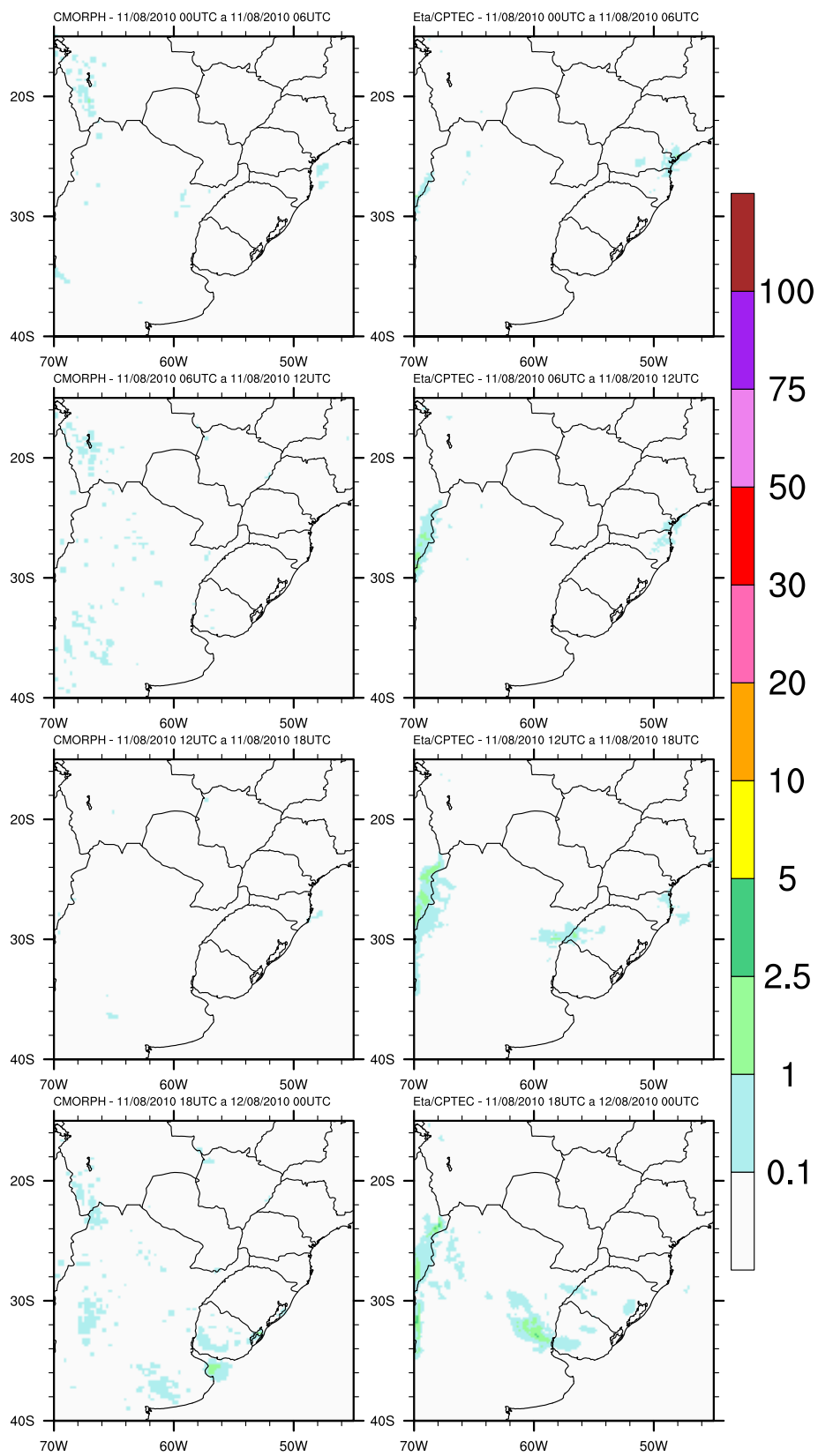


Figura 4.66 - Precipitação acumulada em 6 horas (em mm). A coluna da esquerda foi gerada a partir das estimativas do CMORPH e a da direita a partir das simulações do modelo Eta/CPTEC, para o caso de inverno.

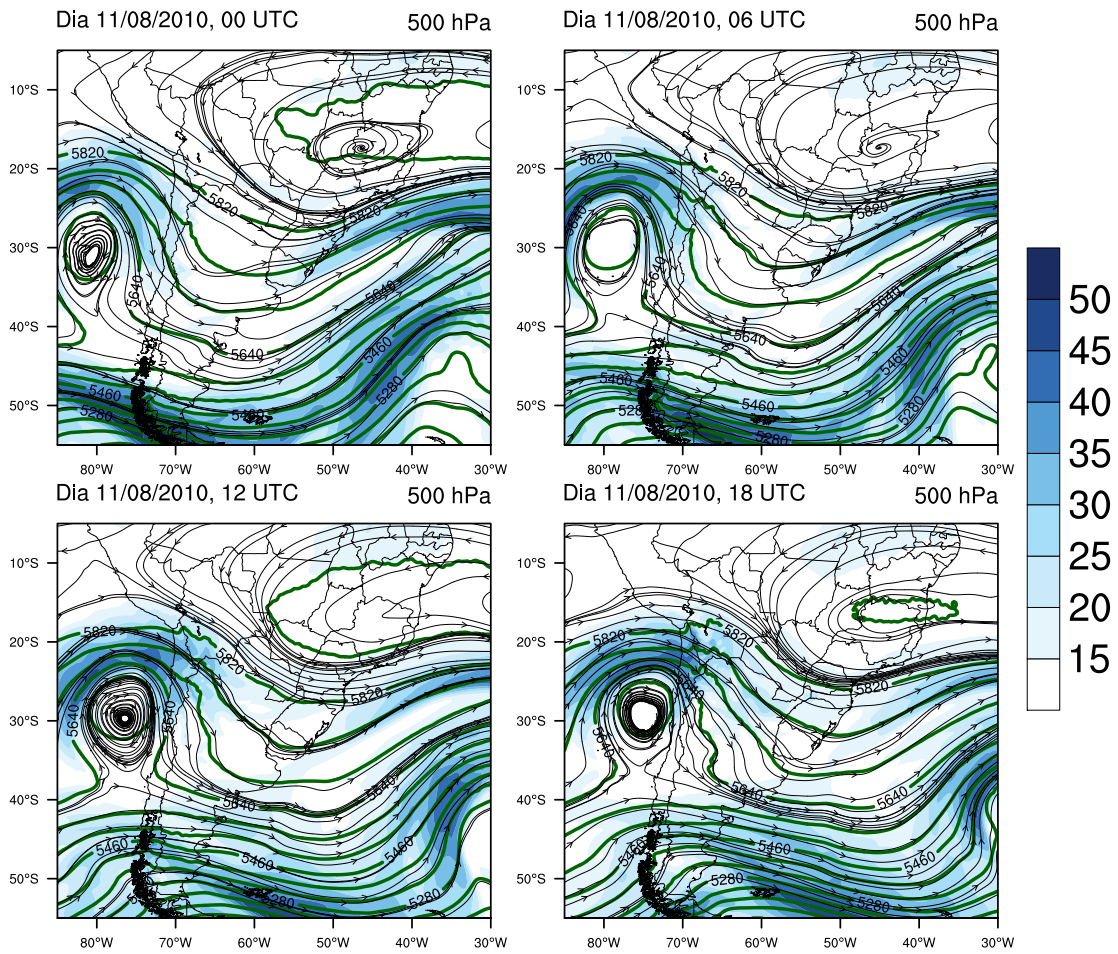


Figura 4.67 - Simulação do modelo Eta/CPTEC de altura geopotencial (em mgp, contornos verdes) e vento em linhas de corrente com sua magnitude (em m/s, sombreado) em 500 hPa para o caso de inverno.

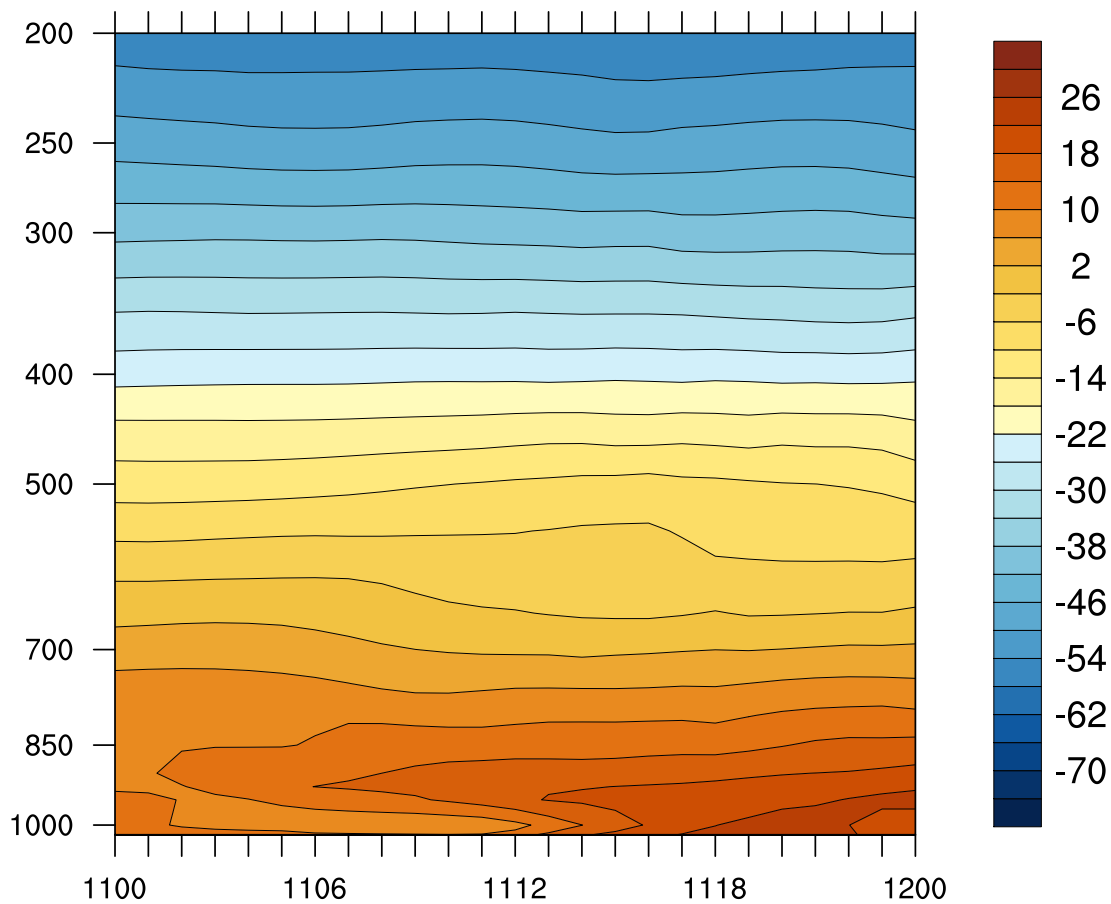


Figura 4.68 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de temperatura (em °C, sombreado) para o caso de inverno. No eixo das abscissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abscissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010.

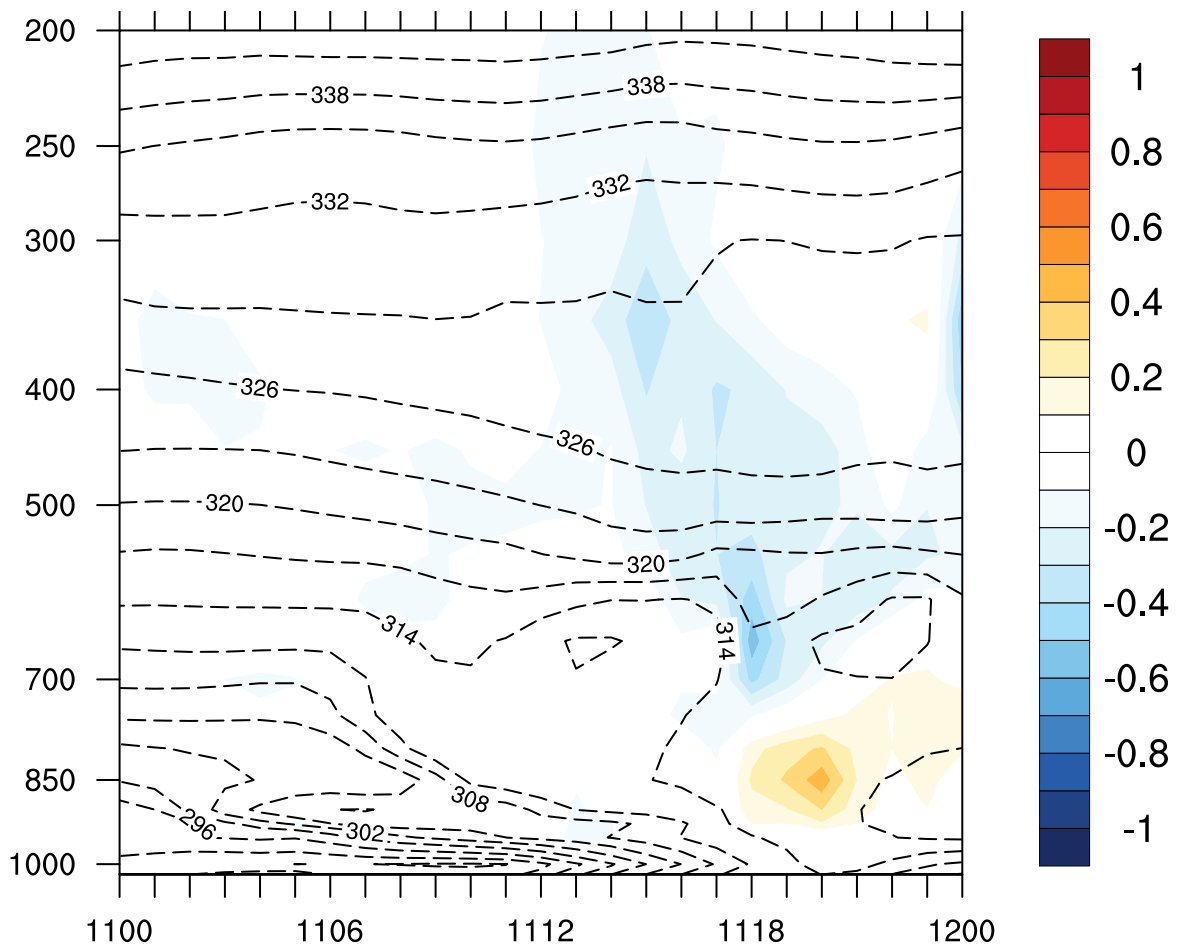


Figura 4.69 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de  $\omega$  (em Pa/s, sombreado),  $\theta_e$  (em K, contornos tracejados) para o caso de inverno. No eixo das abscissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abscissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010.



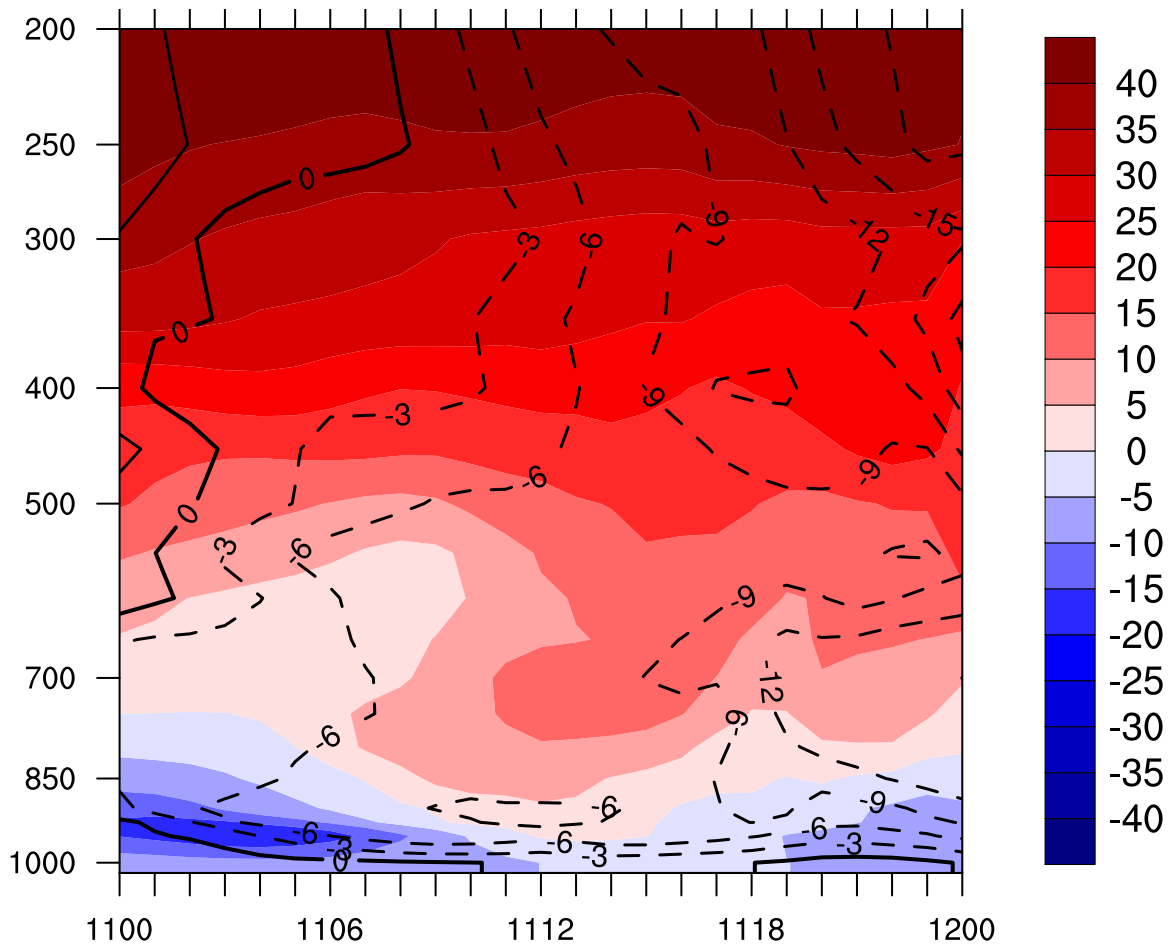


Figura 4.70 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de vento zonal (em m/s, sombreado) e vento meridional (em m/s, contornos) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os contornos tracejados representam vento de norte, os contínuos ventos de sul, e a isolinha de 0 m/s está contínua mais grossa. Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010.

em comparação com o caso de verão. O vento meridional aumenta com o passar do tempo em todos os níveis, atingindo valores maiores que 12 m/s entre 850 e 700 hPa no final do período, mas não há um cisalhamento do vento meridional entre esses níveis, como ocorre no verão. Dessa maneira, nesse caso o critério de Bonner (1968) para caracterização do JBNAS não é atendido. É notável também o aumento do vento zonal em torno do nível de 700 hPa após a passagem da frente quente (dia 11 às 09 UTC, aproximadamente).

A umidade específica no caso de inverno (Figura 4.71) apresentou um perfil mais seco que no verão, porém também se observou um transporte de umidade para a

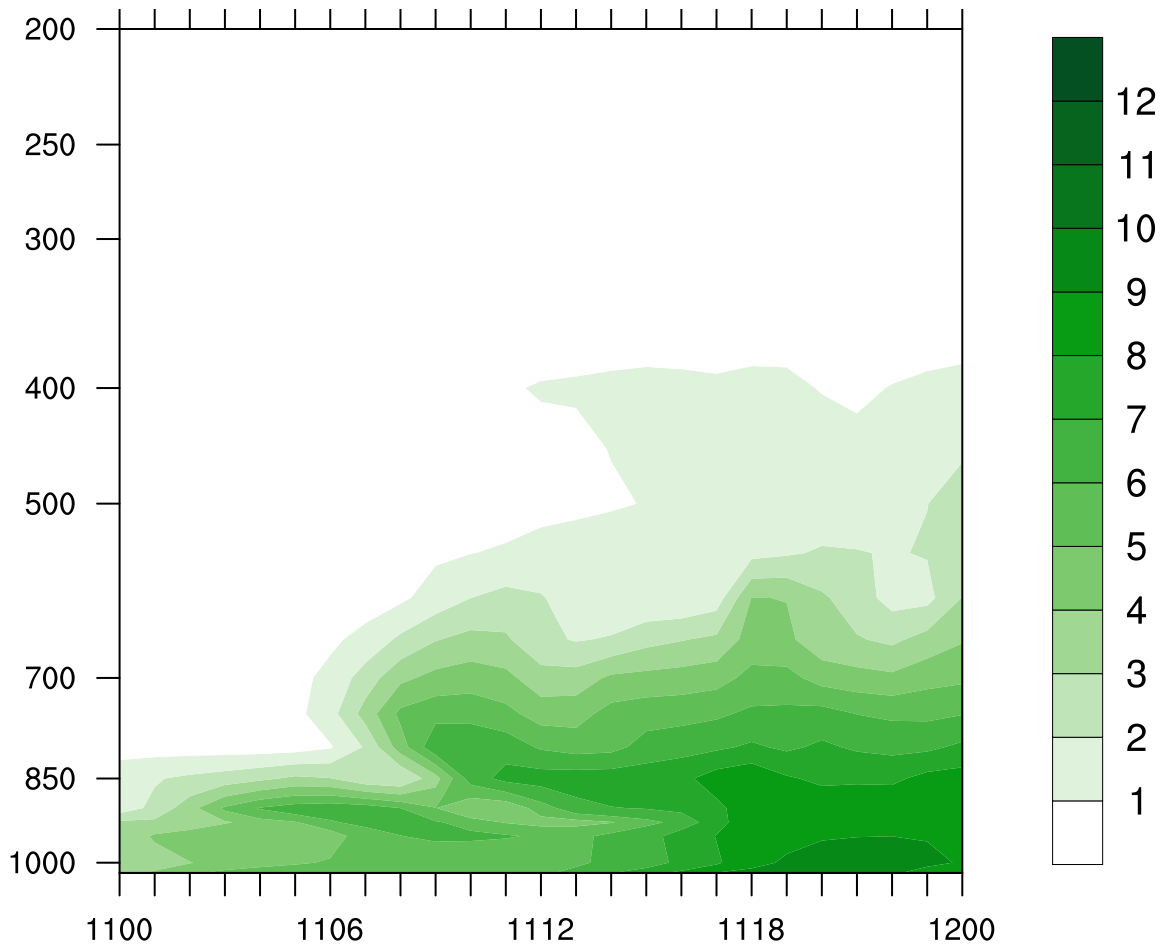


Figura 4.71 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de umidade específica (em g/kg, sombreado) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010.

média troposfera. É possível notar a rampa frontal no perfil de umidade específica, de maneira semelhante ao que se observa nos perfis de temperatura e de  $\theta_e$ . Os ventos de norte visualizados na Figura 4.70, os quais aumentam bastante após a passagem da frente quente, são responsáveis pelo transporte de vapor d'água para o local. Assim como nos perfis de vento e  $\theta_e$  para esse caso, há uma ondulação em torno do nível de 700 hPa também nos perfis de umidade específica após a passagem da frente quente.

Os perfis de água e gelo de nuvem (Figura 4.72) evidenciam que o caso de inverno tratou-se de uma frente quente com pouca nebulosidade associada. Há gelo apenas em alguns níveis mais elevados da troposfera, mas os valores são pelo menos uma ordem de grandeza menores que no caso de verão. A variável água de nuvem não

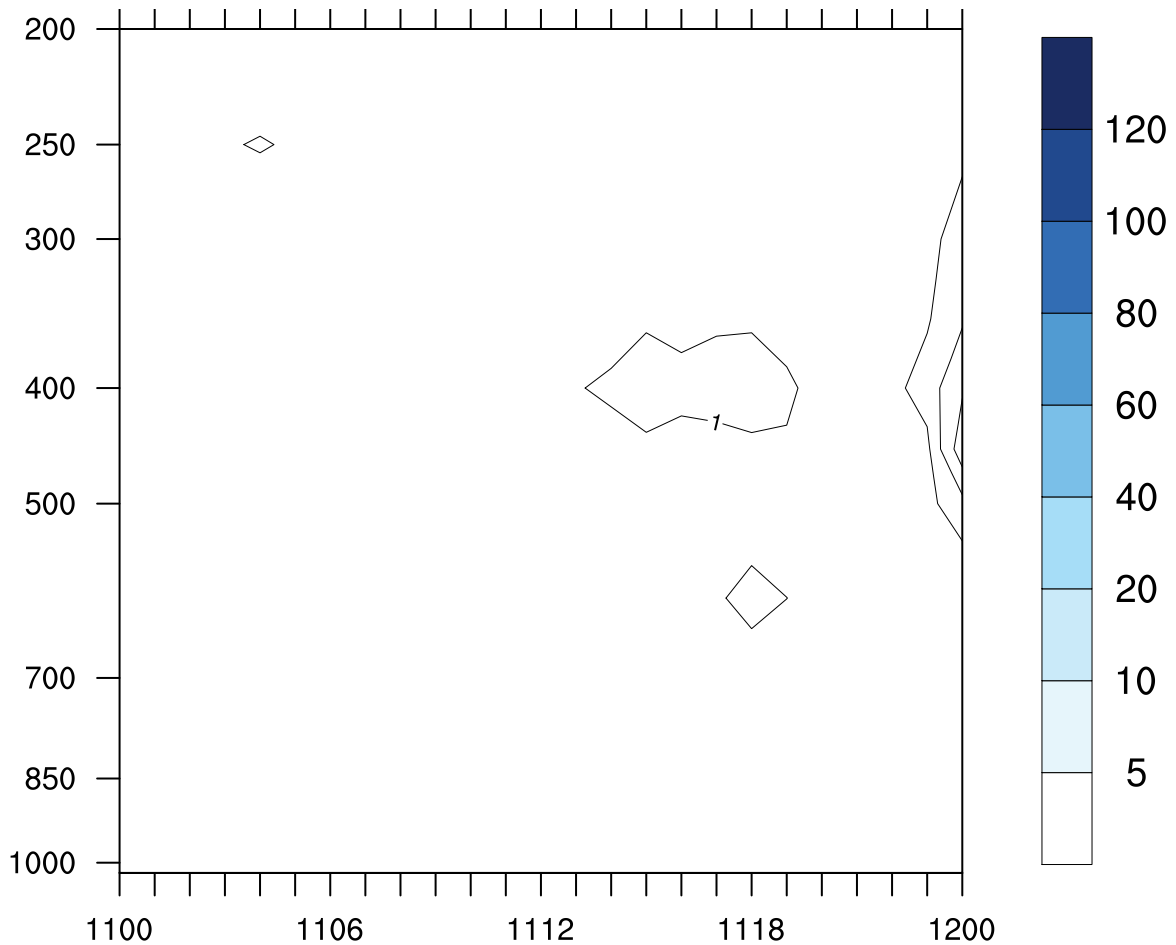


Figura 4.72 - Corte vertical das simulações do modelo Eta/CPTEC de água de nuvem (em  $10^{-5}$  kg/kg, sombreado) e gelo de nuvem (em  $10^{-5}$  kg/kg, contornos) para o caso de inverno. No eixo das abcissas está o tempo (de hora em hora) e no das ordenadas a pressão (em hPa). Os números do eixo das abcissas são o dia (dois primeiros algarismos) e a hora UTC (dois últimos algarismos) do mês de agosto de 2010.

apresentou valores consideráveis nesse ponto. As imagens de satélite e os campos de precipitação sugerem que em outros pontos tenha ocorrido a formação de nuvens mais desenvolvidas e capazes de gerar precipitação. O gelo que é simulado na troposfera média e alta formou-se no horário em que foram observadas perturbações nos perfis de outras variáveis, conforme comentado anteriormente.



## 5 CONCLUSÕES

O presente estudo teve por objetivo realizar uma síntese das características das frentes quentes que ocorrem no Sudeste da América do Sul e as condições atmosféricas associadas a esses sistemas. Desenvolveu-se um critério semi-objetivo para identificar frentes quentes baseado no gradiente meridional de  $\theta_e$  e no giro ciclônico dos ventos no nível de 850 hPa. Esse critério permitiu identificar as frentes quentes ocorridas no período de 1979 a 2010, utilizando o conjunto de reanálises do CFSR/NCEP.

Foram computados 809 casos de frentes quentes, os quais ocorreram com mais frequência no inverno (36%). Nas estações de transição a frequência foi um pouco menor (26,5% na primavera e 24,7% no outono), somando 51,2%. No verão ocorreram 12,3% dos casos, um terço do número de casos do inverno. Isso denota o que foi mostrado em outros trabalhos acerca de sistemas frontais na América do Sul, os quais apontam que no inverno a baroclinia é maior no SEAS (ANDRADE, 2005; CAVALCANTI; KOUSKY, 2003; SELUCHI et al., 1998), favorecendo a formação de frentes.

A maior parte das frentes quentes (64,7%) ocorridas no período precederam a formação de ciclones extratropicais na Bacia do Rio da Prata. Este resultado é coerente com a presença da região ciclogênica da costa do Uruguai (GAN; RAO, 1994). Nessa região, a principal área ciclogênica da América do Sul, a maioria das ciclogêneses ocorrem no inverno, assim como ocorre com os sistemas frontais quentes. As frentes quentes precedidas pelo deslocamento de frentes estacionárias para sul representaram mais da metade dos casos (56%). Severo (1994) apontou que esse padrão sinótico é um dos responsáveis por eventos de precipitação extrema no Vale do Itajaí, no estado de Santa Catarina, o que realça a importância das frentes quentes formadas dessa maneira. O estudo das frentes quentes associadas à formação de ciclones extratropicais ou ao retrocesso de frentes estacionárias é uma sugestão para trabalhos futuros.

A partir dos compostos anuais dos níveis mais baixos da troposfera é possível inferir que as frentes quentes se formam geralmente entre as latitudes de 25°S e 30°S e deslocam-se para sudeste. Nos dias que antecedem a formação da frente quente há, em média, uma frente fria atuando no Oceano Atlântico, estendendo-se até o continente no dia -1. O setor dessa frente que se localiza sobre o continente nesse dia mantém uma área com contraste de  $\theta_e$ , a qual estaciona e retrocede como uma frente quente no dia 0, corroborando com o fato de a maioria das frentes quentes serem originadas de frentes estacionárias que retrocedem para sul. Em níveis médios nota-se

uma leve ondulação no campo de altura geopotencial nas latitudes que compreendem o SEAS, a qual apresenta valores de anomalia altos. O padrão de anomalia retrata bem a onda que avança de oeste. Um cavado anômalo localiza-se sobre o Oceano Pacífico a oeste da Cordilheira dos Andes no dia -1, ao mesmo tempo que uma crista começa a se aprofundar sobre o SEAS. Na alta troposfera os ventos anormalmente mais intensos evidenciam o fato de ser uma região de contraste de temperatura pela relação do vento térmico.

O dia da formação da frente quente (dia 0) é caracterizado por uma área de baixa PNMM localizada entre o Norte da Argentina e Paraguai, a qual assinala a presença da Baixa do Chaco. Esse sistema de baixa pressão é realçado também pela presença da Baixa do Noroeste da Argentina, a qual se localiza mais ao sul, e que tem maior intensidade nesse dia. A redução da pressão no dia em que se forma a frente quente aumenta o escoamento de norte (SALIO, 2002), o qual favorece o transporte de ar mais quente e úmido do centro do continente para o SEAS. A crista no campo de altura geopotencial em 500 hPa se intensifica e move-se para sul. O cavado a oeste da crista está nesse momento sobre a Cordilheira dos Andes, e contribui para a redução da pressão na região a sotavento das montanhas, onde climatologicamente se localiza a BNOA. O sistema de baixa pressão (BC + BNOA) intensifica-se e aumenta a velocidade dos ventos de norte/noroeste. Nesse escoamento está embebida a frente quente, associada a um cavado invertido no campo de PNMM que se estende do sistema de baixa pressão. O padrão sinótico associado às frentes quentes é muito semelhante ao encontrado por Rasmussen e Houze (2011) quando analisaram a convecção na América do Sul subtropical. O escoamento de norte/noroeste que transporta ar quente e úmido das latitudes mais baixas é o que Browning (1986) chamou de “esteira transportadora quente”.

Os campos de temperatura e espessura 1000-500 hPa denotam a formação de uma crista sobre o SEAS no dia 0, sinal do aumento de temperatura ocorrido pela advecção de ar quente. Teixeira (2010) verificou que uma crista no campo de  $\theta_e$  aumenta muito a chance de eventos extremos de precipitação no Nordeste da Argentina e regiões adjacentes. No presente trabalho, contudo, a crista foi verificada não apenas no dia em que se forma a frente quente (dia 0), mas também no dia +1. Isto permite concluir que no dia +1, quando a frente quente está em média sobre o sudeste do SEAS, há uma instabilização da atmosfera por onde passou a frente quente, o que também pode ser notado nos compostos dos índices de instabilidade K e Total-Totals.

No dia posterior à formação, em média as frentes quentes passam a fazer parte do setor quente do ciclone extratropical em formação na bacia do Rio da Prata, o que se conclui pelas anomalias negativas de pressão naquela região. Ao mesmo tempo, a oeste do ciclone em formação o ar frio começa a avançar de sul, formando-se uma frente fria sobre o continente. Dal Piva (2005) relata que o escoamento de noroeste sobre o Paraguai convergindo para a Bacia do Prata é importante no “pré-condicionamento” do ciclone, ou seja, aumenta o gradiente de temperatura que serve de sustento à instabilidade baroclínica.

Na média troposfera no dia +1 a crista anômala se intensifica e avança mais para o sul, estando a frente quente localizada em sua extremidade meridional. Há advecção de vortacidade ciclônica nesse nível devido à aproximação do cavado anômalo de oeste, o que reduz a pressão no SEAS, coincidentemente com as anomalias de pressão observadas em superfície. Nos altos níveis há uma mudança de direção dos ventos anômalos, os quais passam a ser de noroeste devido à aproximação do cavado anômalo. Esse padrão anômalo é semelhante ao observado por Carvalho e Fedorova (2011) em seu estudo de caso: uma crista posicionada sobre o SEAS no momento em que ocorre a frente quente, enquanto que sobre o Oceano Pacífico e a Cordilheira dos Andes, nas mesmas latitudes, localiza-se um cavado no campo de altura geopotencial. Em outro caso estudado (CARVALHO et al., 2002), o qual ocorreu no mês de junho, havia um vórtice ciclônico no nível de 500 hPa, e também foi verificada a presença de uma crista sobre o SEAS. O avanço de uma perturbação ciclônica de oeste é fundamental para reduzir a pressão a sotavento da Cordilheira dos Andes, o que acarreta na formação da frente quente à leste do sistema de baixa pressão (BC + BNOA).

Nota-se que existe uma relação estreita entre os padrões de ocorrência de frentes quentes e os padrões associados a ciclogêneses na Bacia do Rio da Prata (DAL PIVA, 2005; GAN; RAO, 1994). Isso provavelmente é uma causa do limiar de gradiente meridional de  $\theta_e$  utilizado no presente estudo para caracterizar as frentes quentes (2 K/100km). As frentes quentes analisadas nesse trabalho são casos intensos, os quais geralmente estão relacionados com a formação de ciclones na região.

O comprimento da onda responsável pelo processo acima descrito é de 45°, sendo portanto uma onda de número 8. Esse número de onda fica no limiar entre ondas de escala transiente e de escala curta. As frentes quentes apresentaram uma frequência de cerca de uma a cada 14 dias, menor que a frequência dos sistemas frontais frios na região, que é de 5 a 7 dias (ANDRADE, 2005). A menor frequência de frentes

quentes em relação às frias pode ser devida ao método utilizado na identificação dos sistemas, o que pode ter limitado o número de casos.

Foram feitos cortes verticais dos compostos e suas respectivas anomalias, na longitude de  $57^\circ\text{W}$ , de diversas variáveis meteorológicas. O vento zonal apresentou pouca mudança no período, mas as anomalias dessa variável denotam que os ventos na alta troposfera são mais intensos que a média nos dias analisados, embora a maior frequência de casos no inverno explique esse resultado, visto que os ventos são mais intensos nessa época do ano. O destaque em relação ao vento zonal foi o aumento anômalo deste nos baixos níveis depois do dia 0, o que sugere que há um transporte vertical de momentum para baixo pelas frentes quentes. O vento meridional apresentou uma componente de norte bem definida, com um máximo de mais de 8 metros por segundo nos baixos níveis. Esse sinal pode ser associado à presença da BC e do JBNAS: há um forte escoamento de norte associado a um cisalhamento vertical do vento. Há uma intensificação do JBNAS no dia 0, quando se forma a frente quente, apontando que esse fluxo de norte tem um papel frontogenético. O JBNAS é uma importante fonte de calor e umidade para o SEAS (SAULO, 2004).

Os cortes de temperatura e umidade específica apresentaram um padrão estratificado, conforme o esperado. As anomalias indicam que há um aumento anômalo da temperatura e da umidade específica depois da passagem da frente quente, principalmente nos níveis inferiores da troposfera. O padrão de  $\theta_d$  também é estratificado, mas o perfil de  $\theta_e$  evidencia que essa variável representa melhor as massas de ar, pois há uma definição mais clara das mesmas, o que já havia sido mencionado por Renard e Clarke (1965). Mesmo nos compostos é observada instabilidade potencial ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ) próximo ao nível de 700 hPa. O aumento da instabilidade potencial elevada se dá após a passagem da frente quente. As anomalias das temperaturas potenciais apresentaram um padrão semelhante ao das anomalias de temperatura, com um aquecimento anômalo após a passagem da frente quente, principalmente no dia +1. A  $\theta_e$  apresentou anomalias maiores que  $\theta_d$ . As anomalias dessas duas variáveis após a passagem da frente quente é positiva até a média troposfera.

A estimativa da inclinação média da rampa frontal através dos cortes verticais anuais de  $\theta_e$  resultou em um valor de 1:110. Esse valor é intermediário em relação aos encontrados na literatura (KEMPII; SINCLAIR, 2011; WAKIMOTO; BOSART, 2001). No inverno a inclinação estimada é menor (1:150), e no verão maior (1:40). No verão, a massa de ar mais quente possui uma espessura maior, enquanto que no inverno essa massa é mais rasa. O escoamento meridional de norte em baixos níveis, o qual



é mais intenso no inverno, faz com que a rampa se incline sobre o ar frio, o mesmo não ocorrendo no verão. Nas estações de transição a rampa frontal tem inclinação média de 1:100.

Os índices de instabilidade K e Total-Totals aumentam consideravelmente na região por onde passa a frente quente. Isto ocorre porque a massa de ar na retaguarda da frente quente apresenta alto teor de umidade proveniente da Amazônia (SELUCHI; MARENGO, 2000). O índice Total-Totals atinge o limiar referente a possibilidade de tempestades, o que é muito se tratando de compostos atmosféricos. Assim, a troposfera no dia posterior à passagem da frente quente por uma região é termodinamicamente instável. As regiões mais afetadas pela massa de ar instável na retaguarda das frentes quentes são o Nordeste da Argentina, Sul do Paraguai e Oeste da região Sul do Brasil.

Os compostos de precipitação corroboram com os compostos dos índices de instabilidade, pois indicam que a maior quantidade de precipitação ocorre no dia +1. Os resultados encontrados acerca da precipitação em situações de frente quente concordam com os encontrados por Catto et al. (2012). O dia +1 é também marcado pelas anomalias negativas de pressão na região, o que sugere a formação de ondas frontais. Assim sendo, a precipitação ocorrida nesse dia também está associada às ondas frontais.

Entre as diferentes épocas do ano foram observadas algumas diferenças. No verão a região de baixa pressão entre o Norte da Argentina e Paraguai é mais intensa, visto que a BC é um sistema termodinâmico (SALIO, 2002). Essa característica faz com que no verão o cavado associado à frente quente seja mais intenso que nas outras estações. O contraste de temperatura associado às frentes quentes é maior nas estações de transição, o que se deve ao avanço de massas de ar frio de sul que aumentam o gradiente de temperatura juntamente com o escoamento de norte/noroeste na massa de ar quente.

Em níveis médios e superiores, no verão o escoamento é zonal, enquanto que no inverno a ondulação do escoamento é mais evidente. As anomalias, principalmente de magnitude do vento, são maiores no verão, mas a configuração dos máximos e mínimos são semelhantes. A crista anômala associada à frente quente no verão é mais intensa que nas outras estações, e avança até latitudes mais elevadas no dia +1.

Os cortes verticais mostram que o vento meridional de norte em baixos níveis é mais

intenso no inverno, concordando com o encontrado nos compostos de 850 hPa. Em termos de anomalias, contudo, não há diferenças consideráveis entre as estações. O vento zonal apresentou maiores anomalias no verão na alta troposfera. As anomalias positivas de temperatura e  $\theta_e$  após a passagem da frente quente foram maiores no verão, estendendo-se por toda a troposfera, enquanto que nas outras estações as anomalias positivas dessas variáveis ficaram restritas à metade inferior da troposfera. Isto sugere que no verão as frentes quentes estejam associadas a circulações verticais mais intensas. Outro fato é que no verão e nas estações de transição há maior instabilidade termodinâmica em níveis elevados, o que pode ser verificado através dos cortes de  $\theta_e$ .

Os índices de instabilidade apresentaram grandes variações sazonais. No verão praticamente todo o SEAS torna-se instável no dia +1, o que não ocorre no inverno. Nas estações de transição os índices de instabilidade aumentam muito no dia +1, mas não em uma área tão grande quanto no verão.

No caso de verão simulado com o modelo Eta/CPTEC a frente quente esteve associada a sistemas convectivos em suas imediações, diferentemente do que ocorreu no caso de inverno. A precipitação ocorrida no caso de verão foi consideravelmente maior que no caso de inverno. O modelo subestimou a precipitação no caso de verão em relação às estimativas do CMORPH. As simulações do caso de verão apontaram a frente quente um pouco mais a sul do que as reanálises. No inverno o modelo e a reanálise do CFSR são próximos quanto à localização da frente quente, embora o modelo mostre duas áreas com alto gradiente de  $\theta_e$  em alguns momentos.

Os cortes verticais das simulações evidenciaram a ocorrência de uma onda após a passagem da frente quente, a qual é observada nos campos de todas as variáveis analisadas. Essa onda tem maior amplitude no verão, quando as correntes ascendentes e descendentes são mais intensas que no inverno, e concorda com o observado por outros autores (KEMPII; SINCLAIR, 2011; NEIMAN et al., 1993; HERTZMAN et al., 1998). A umidade específica aumenta nos níveis médios da troposfera após a passagem das frentes quentes em função das correntes ascendentes, e há transporte vertical de momentum, principalmente zonal, da alta para a baixa troposfera. O vento de norte aumenta consideravelmente nos níveis inferiores após a passagem da frente quente, mas somente no caso de verão foram atendidos os critérios de JBNAS de Bonner (1968).

No verão há formação de maior quantidade de gelo de nuvem no setor quente da frente quente, o que é consistente com a ocorrência de mais precipitação e nuvens

mais profundas. O gelo de nuvem no inverno fica restrito à alta e média troposfera, onde se formaram nuvens estratiformes principalmente após a passagem da frente. A instabilidade termodinâmica elevada no caso de verão foi mais intensa, o que explicaria a formação de tempestades, conforme observado por [Taylor et al. \(1983\)](#). O caso de inverno, por sua vez, assemelha-se ao caso estudado por [Kempii e Sinclair \(2011\)](#), pois esses autores verificaram que a menor inclinação da rampa frontal dificulta a formação de células convectivas, ocorrendo precipitação do tipo estratiforme.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais na América do Sul**. 2005. 185 p. (INPE-14056-TDI/1067). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/jeferson/2005/06.15.17.12/doc/publicacao.pdf>>. Acesso em: 2012. 18, 56, 123, 125
- BERGGREN, R. The distribution of temperature and wind connected with active tropical air in the higher troposphere and some remarks concerning clear air turbulence at high altitude. **Tellus**, v. 4, n. 1, p. 43–53, 1952. 6, 7
- BERRY, G.; REEDER, M.; JAKOB, C. A global climatology of atmospheric fronts. **Geophys. Res. Lett.**, v. 38, p. 1–5, 2011. 14, 17, 19
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. part ii: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quart. J. R. Met. Soc.**, v. 112, p. 693–709, 1986. 15, 25
- BJERKNES, J. On the structure of moving cyclones. **Geofys. Publ.**, v. 1, n. 2, p. 1–8, 1919. 5
- BLUESTEIN, H. B. **Observations and Theory of Weather Systems. Vol. II**. Oxford, Oxford University Press, 1993. 594 p. Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. 6, 8
- BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968. 109, 119, 128
- BRAZIL, C. M.; CARVALHO, M. H.; FEDOROVA, N. Análise de um caso de frente quente observada na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. p. 3270-3275. 13, 14
- BROWNING, K. A. Conceptual models of precipitation systems. **Wea. Forecasting**, v. 1, p. 23–41, 1986. 6, 124
- CARVALHO, M. H. Estudo observacional de uma frente quente ocorrida na região Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. p. 3218-3225. 13

CARVALHO, M. H.; BRAZIL, C. M.; FEDOROVA, N. Análise de uma situação de frente quente em ano de El Niño e outra em ano de La Niña. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002. p. 3514-3519. 13, 14, 125

CARVALHO, M. H.; FEDOROVA, N. Estudo sobre frentes quentes que ocorrem no Sul do Brasil. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 26, n. 2, p. 257–272, 2011. 1, 13, 14, 125

CATTO, J.; JAKOB, C.; BERRY, G.; NICHOLS, N. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophys. Res. Lett.**, v. 39, n. 10, p. 1–6, 2012. 1, 14, 17, 19, 20, 24, 127

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of south american cold fronts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7., 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Massachusetts, EUA: American Meteorological Society, 2003. CD-ROM. 1, 17, 18, 20, 123

DAL PIVA, E. D. **Cavados em médios níveis no Hemisfério Sul: climatologia, energética e ciclogênese em superfície.** 237 p. (INPE-14087-TDI/1070). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1913/2005/04.28.11.42/doc/publicacao.pdf>>. Acesso em: 2013. 125

DAVIES-JONES, R. On formulas for equivalent potential temperature. **Mon. Wea. Rev.**, v. 137, n. 9, p. 3137–3148, 2009. 18

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS. CENTRO DE PREVISÃO DE TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS. DIVISÃO DE SATÉLITES E SISTEMAS AMBIENTAIS (INPE/CPTEC/DSA). **Imagens do satélite GOES-12.** Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/>>. Acesso em: 20 Out. 2013. 25

FUNATSU, M. B.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, v. 17, n. 2, p. 91–113, 2004. 7

GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, n. 6, p. 1141–1157, 1994. 7, 123, 125

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000. 21

- HERTZMAN, O.; HOBBS, P. V.; LOCATELLI, J. D. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XVI: Three-dimensional airflow and vertical vorticity budget for a warm front. **J. Atmos. Sci.**, v. 45, n. 23, p. 3650–3666, 1998. [2](#), [11](#), [12](#), [128](#)
- HEYMSFIELD, G. Doppler radar study of a warm frontal region. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, p. 2093–2107, 1979. [9](#), [10](#), [14](#)
- HOBBS, P. V.; LOCATELLI, J. D.; MARTIN, J. E. A new conceptual model for cyclones generated in the lee of the Rocky Mountains. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, n. 6, p. 1169–1178, 1996. [7](#), [8](#)
- HOLTON, J. R. **An Introduction to Dynamic Meteorology**. [S.l.]: Academic Press, 2004. 511 p. [8](#)
- HOSKINS, B. J. The mathematical theory of frontogenesis. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 14, p. 131–151, 1982. [6](#)
- HOUZE, R. A. J.; RUTLEDGE, S. A.; MATEJKA, T. J.; HOBBS, P. V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. iii: Air motions and precipitation growth in a warm-frontal rain-band. **J. Atmos. Sci.**, v. 38, p. 639–649, 1981. [11](#)
- HUDAK, D. R.; STEWART, R. E.; THOMSON, A.; LIST, R. Warm frontal structure in association with a rapidly deepening extratropical cyclone. **Atmosphere-Ocean**, v. 34, n. 1, p. 103–132, 1996. [9](#), [10](#), [14](#), [15](#), [16](#), [19](#)
- ILSEN N.; POULSEN, C. J.; EHLERS, T. A. Influence of the Andes Mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation. **Clim. Dyn.**, v. 35, n. 7-8, p. 1477–1492, 2010. [7](#)
- JANJIC, Z. I. The step-mountain Eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. [15](#), [25](#)
- JOYCE R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **J. of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487–503, 2004. [23](#)
- KEMPII, M. L.; SINCLAIR, V. A. Structure of a warm front: Helsinki testbed observations and model simulation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, n. 9, p. 2876–2900, 2011. [9](#), [10](#), [11](#), [14](#), [54](#), [126](#), [128](#), [129](#)

LOCATELLI, J. D.; HOBBS, P. V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XIII: Structure of a warm front. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, n. 16, p. 2290–2309, 1987. 11

LOCATELLI, J. D.; SCHWARTZ, R. D.; STOELINGA, M. T.; HOBBS, P. V. Norwegian-type and cold front aloft-type cyclones east of the Rocky Mountains. **Wea. Forecasting**, v. 17, n. 1, p. 66–82, 2002. 8

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B.; GUEDES, R. L.; WALKER, A. W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 2002. 1

MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold surges in tropical and extratropical South America: The strong event in June 1994. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, n. 11, p. 2759–2786, 1997. 1

MATTOS, L. F.; PESQUERO, J. F. Estimativa da frontogênese horizontal na baixa troposfera, a partir de saídas dos modelos Eta e Global do CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1998. 6

METZ, N. D.; SCHULTZ, D. M.; JOHNS, R. H. Extratropical cyclones with multiple warm-front-like baroclinic zones and their relationship to severe convective storms. **Wea. Forecasting**, v. 19, p. 907–916, 2004. 1, 12, 17, 19

NEIMAN P. J.; SHAPIRO, M. A.; FEDOR, L. S. The life cycle of an extratropical marine cyclone. part ii: Mesoscale structure and diagnostics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 2177–2199, 1993. 2, 11, 12, 128

NORTE, F. **Características del Viento Zonda en la Región de Cuyo**. 220 p. Tese de doutorado — Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1999. 15

NORTE, F.; SELUCHI, M. E.; SIMONELLI, S. Análisis de una ola de calor extrema en la región subtropical de América del Sur. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 3, p. 373–386, 2007. 14, 15

PEPPLER, R. A. **A review of static stability indices and related thermodynamic parameters**. [S.l.]: Illinois State Water Survey Division, Climate and Meteorology Section, 1988. 94 p. p. In: SWS Misc. Publ. 23

PETTERSEN, S. Contribution to the theory of frontogenesis. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 11, p. 7–27, 1935. 6



QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; SAMPAIO, G. Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise Especial - Edição comemorativa de 10 anos**, MCT/INPE/CPTEC, 1996. 1

RANDEL, W.; STANFORD, J. L. Structure of medium-scale atmospheric waves in southern hemispheric summer. **J. Atmos. Sci.**, v. 40, n. 9, p. 2312–2318, 1983. 32

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011. 124

RENARD, R. J.; CLARKE, L. C. Experiments in numerical objective frontal analysis. **Mon. Wea. Rev.**, v. 93, p. 547–556, 1965. 17, 19, 126

ROCHETTE, S. M.; MOORE, J. T. Initiation of an elevated mesoscale convective system associated with heavy rainfall. **Wea. Forecasting**, v. 11, p. 443–457, 1996. 15

RUSTICUCCI, M.; VARGAS, W. Synoptic situations related to spells of extreme temperatures over Argentina. **Meteorological Applications**, v. 2, p. 291–300, 1996. 14, 15

SAHA, S., et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010. 24

SALIO, P. Chaco low level jet events characterization during the austral summer season by ERA reanalysis. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D24, 2002. 35, 78, 124, 127

SANDERS, F. A proposed method of surface map analysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 127, p. 945–955, 1999. 18

SATYAMURTY, P.; FONSECA, J. F. B.; BOTTINO, M. J.; SELUCHI, M. E.; LOURENÇO, M. C. M.; GONÇALVES, L. G. G. D. An early freeze in Southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance. **Meteor. Appl.**, v. 9, n. 1, p. 113–128, 2002. 1

SAULO, A. C. A case study of the Chaco low-level event. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 2669–2683, 2004. 45, 78, 109, 126

SCHMIDT, J.; COTTON, W. An early freeze in Southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance. **J. Atmos. Sci.**, v. 46, n. 3, p. 281–302, 1989. 15

- SCHULTZ, D. M.; SCHUMACHER, P. N. The use and misuse of conditional symmetric instability. **Mon. Wea. Rev.**, v. 127, n. 12, p. 2709–2732, 1999. 10, 42
- SELUCHI, M. E.; GARREAUD, R.; NORTE, F. A.; SAULO, A. C. Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, n. 11, p. 3317–3335, 2006. 7, 35
- SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003. 30
- SELUCHI, M. E.; SERAFINI, Y. E.; TREUT, H. L. The impact of the Andes on transient atmospheric systems: A comparison between observations and GCM results. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, n. 4, p. 895–912, 1998. 12, 123
- SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. **Int. Journal of Climatology**, v. 20, p. 1167–1190, 2000. 20, 127
- SEVERO, D. L. **Estudo de casos de chuvas intensas no Estado de Santa Catarina**. 97 p. (INPE-5682-TDI/568). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1994. Disponível em: <<http://mtc-m17.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/MTC-m13%4080/2005/08.26.17.51/doc/INPE-5682-TDI-568pdf.pdf>>. Acesso em: 2012. 13, 20, 123
- SHAFER, J. C.; STEENBURGH, W. J. Climatology of strong intermountain cold fronts. **Mon. Wea. Rev.**, v. 136, n. 3, p. 784–807, 2008. 18
- TALJAARD, J. J. Synoptic Meteorology of the Southern Hemisphere. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v. 13, p. 139–211, 1972. 14
- TAYLOR, P. K.; GUYMER, T. H.; NICHOLLS, S.; BRISCOE, M. G.; POLLARD, R. T. The structure of an atmospheric warm front and its interaction with the boundary layer. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Math. Phys. Sci.*, v. 308, n. 1503, p. 341–358, 1983. 12, 129
- TEIXEIRA, M. S. **Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil**. 190 p. (INPE-16648-TDI/1611). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010. Disponível em:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.05.00.27>>. Acesso em: 2012. 124

WAKIMOTO, R.; BOSART, B. Airborne radar observations of a warm front during FASTEX. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, p. 254–274, 2001. 9, 54, 126

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. [S.l.]: Academic Press, 2006. 504 p. Second Edition. 1, 6, 9, 47