



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-11519-TDI/957**

**FRONTOGÊNESE NA AMÉRICA DO SUL E PRECURSORES DE  
FRIAGEM NO ESTADO DE SÃO PAULO**

Luiz Fernando de Mattos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia orientada pelo Dr.  
Prakki Datyamurty, aprovada em 20 de outubro de 2003.

INPE  
São José dos Campos  
2004

551. 58

MATTOS, L. F.

Frontogênese na América do Sul e precursores de  
friagem no Estado de São Paulo / L. F. Mattos. – São José  
dos Campos: INPE, 2003.

213p. – (INPE-11519-/957).

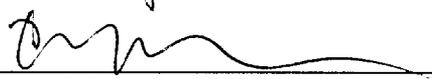
1.Friagem. 2.Frontogênese. 3.Balanço de calor.  
4.Vorticidade potencial. 5.Experimento numérico. I.Título.

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutor em Meteorologia.**

Dr. Nelson Jesus Ferreira

  
Presidente/INPE-SJCampos/SP

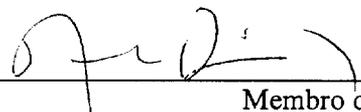
Dr. Prakki Satyamurty

  
Orientador/INPE-SJCampos/SP

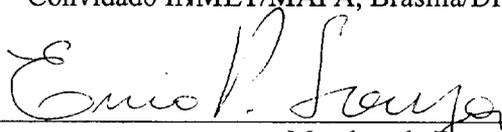
Dr<sup>a</sup> Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

  
Membro da Banca/INPE-C. Paulista/SP

Dr. Antonio Divino Moura

  
Membro da Banca  
Convidado INMET/MAPA, Brasília/DF

Dr. Enio Pereira de Souza

  
Membro da Banca  
Convidado UFCG, Campina Grande/PB

Candidato (a): Luiz Fernando de Mattos

São José dos Campos, 20 de outubro de 2003.



*“Nenhum problema pode ser resolvido pelo mesmo estado de consciência que o criou. É preciso ir mais longe. Eu penso 99 vezes e nada descubro. Deixo de pensar, mergulho num grande silêncio e a verdade me é revelada”.*

*ALBERT EINSTEIN*



A meus pais,

*Custódio Lopes de Mattos e  
Hercília Ferreira de Mattos.*

Aos meus muitos mestres, a meus seis irmãos, aos meus seletos amigos, aos meus inúmeros colegas e ao meu único Deus.

Luiz Fernando de Mattos



## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço a todos que me ajudaram a vencer mais esta etapa da vida.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Aos colegas de trabalho Letícia Maria Barbosa de Faria, Sandra Cristina Silva Buzzato, Nilda Costa Alves da Silva, Anísio Messias Moliterno e Carlos César de Oliveira, pela confecção de figuras e configurações de hardwares.

À Sra. Nury Oyamburo de Calbete, pela série de revistas Climanálise.

Aos professores do Curso de Pós-graduação em Meteorologia, pelo conhecimento compartilhado.

Ao Prof. Nelson Jesus Ferreira, que gentilmente cedeu um esquema de interpolação vertical das variáveis para níveis isentrópicos e revisou o texto deste trabalho.

Aos professores do IAG/USP, Drs. Pedro Leite da Silva Dias e Ricardo Camargo, pelos dados da estação climatológica do IAG.

Aos amigos da Divisão de Modelagem e Desenvolvimento do CPTEC José Antonio Aravéquia, Antonio Marcos Mendonça e Silvio Nilo Figueroa, pela amizade e companheirismo demonstrados.

Ao Prof. Prakki Satyamurty, pelo conhecimento passado, pela orientação e apoio na realização deste trabalho e principalmente pela pessoa especial que demonstrou ser. Também não poderia deixar de agradecer pelas horas de conversa que tivemos.

Aos meus amigos e simpatizantes, deste mundo afora Rubens Junqueira Villela, Osmar Santos, Adelaide Scritori Santos, Rubens Saraceni, Mário Sanchez, Steve Torrence e Evelyn Torrence.

Ao Carlos Pacini Ayres da Silva, pelo companheirismo fraterno e amigo, mesmo nos tempos difíceis.

A meus pais, por sempre acreditarem na importância da vitória, pelo estudo.



## RESUMO

Os sistemas frontais que causam friagem em São Paulo ocorrem em média uma vez por ano. Oitenta por cento (80%) das incursões frias intensas acontecem de maio a agosto. A configuração do campo de deformação horizontal na região central do continente sulamericano favorece frontogênese no inverno. Os compostos de campos diagnósticos de função frontogenética, vorticidade potencial, pressão à superfície, ventos na baixa e alta troposfera e geopotencial em 500 hPa foram compilados, usando as reanálises do *European Center for Medium Range Weather Forecasts* e do *National Centers for Environmental Prediction* para 14 casos (1979-93). Os precursores de friagem identificados são: (i) uma passagem de frente fria sobre a Argentina e sul do Brasil nos dias - 7 a - 5; (ii) um centro de alta pressão a oeste da costa sul do Chile, favorecendo anticiclogênese na Argentina nos dias -5 a -1; (iii) ocorrência de duas ciclogêneses à superfície entre os dias -3 e -1 no Atlântico Sul; (iv) uma expansão da região frontolítica localizada nos Andes, para o norte da Argentina no dia -2, para o Paraguai e Uruguai no dia -1, e para o sul do Brasil e Bolívia no dia 0; (v) um cavado baroclínico na troposfera alta em 500-200 hPa amplificando-se sobre o oeste argentino no dia -3; (vi) uma anomalia ciclônica de vorticidade potencial isentrópica em 325 K intensificando-se ao norte de 45°S sobre a região sulamericana no dia -7, gerando um centro de -2,0 UVP sobre o sul do Brasil e Uruguai no dia 0. Observou-se que as tendências de esfriamento da ordem de -4 C/dia em 925 hPa começam na Patagônia no dia -4 e se propagam para norte-nordeste, e no dia 0 a isoterma de -8 C/dia ocupa os Estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul. A advecção térmica é a maior responsável pelo esfriamento (-3 C/dia nos subtropicais do Brasil), porém os efeitos diabáticos também são importantes (2 a 3 C/dia) no oeste e centro do continente. As simulações numéricas do modelo T062L28 do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos mostram que, quando a perturbação sinótica precursora é enfraquecida nas condições iniciais do dia -4, a situação não evolui para um evento de friagem, indicando que as amplitudes dos precursores determinam a evolução subsequente para friagem. A destreza do modelo na previsão do evento mantém-se superior a 60 % até 7 dias de previsão. Conjetura-se que a ciclogênese no Atlântico no dia -1 é propiciada pela aproximação da vorticidade potencial ciclônica e difluência do cavado em 500 hPa. O forte gradiente zonal de pressão entre o ciclone no Atlântico e a alta pressão sobre a Argentina gera ventos de sul desde o mar de Weddell até o Brasil central, advectando ar frio para latitudes tropicais. A perda radiativa de energia durante a noite, no oeste da América do Sul, ajuda a aumentar o contraste térmico horizontal na região frontal. Uma boa concordância entre as evoluções do fenômeno obtidas das duas reanálises independentes mostra que os resultados são confiáveis. O estudo fornece subsídios para melhoramento de previsões de friagens no Brasil e o campo de vorticidade potencial possui capacidade para estender as previsões até oito dias de antecedência.



## **FRONTOGENESIS OVER SOUTH AMERICA AND PRECURSORS FOR THE COLD SURGES IN THE STATE OF SÃO PAULO**

### **ABSTRACT**

Intense cold air incursions in São Paulo (freezes) occur on the average once a year during the months of April through September and 80% during the months of May through August. The central part of the South American continent is frontogenetic due to the horizontal deformation field in the lower troposphere on winter. Composites of the frontogenesis function, potential vorticity (PV), surface pressure, temperature, lower and upper troposphere winds, 500 hPa geopotential are constructed using the reanalyses data from the National Centers for Environmental Prediction and the European Center for Medium Range Weather Forecasts for 14 freeze events (1979-93). The precursors of the freezes are summarized here. (i) A cold frontal passage over northern Argentina and southern Brazil during day -7 through day -5 precedes the passage of a second front responsible for the freeze event. (ii) A surface high pressure anomaly off southern Chile coast favors anticyclogenesis on day -5 to day -1 over Argentina. (iii) Two surface cyclogenesis during day -3 to day -1 create a low pressure center in the Atlantic off the Uruguay coast. (iv) The lower tropospheric frontolysis region over the Andes expands eastward into northern Argentina on day -2, into Paraguay and Uruguay on day -1, and into southern Brazil and Bolivia on day 0. (v) An upper troposphere (500-200 hPa) trough deepens over western Argentina on day -3. (vi) A cyclonic anomaly in the PV on the 325 K isentrope intensifies gradually over Argentina north of 45°S from day -7 to form a well defined center of -2.0 PVU over southern Brazil on day 0. The cooling trends at 925 hPa start on day -4 in Patagonia and propagate north-northeastward to Paraná, São Paulo and Mato Grosso do Sul on day 0 and the -8°C/day isotherm occupies the region of the states of Paraná, São Paulo and Mato Grosso do Sul. The advection is mostly responsible for the cooling (-3°C/day), however, the diabatic affects (-2 to -3°C/day) are important in the western and central parts of the continent. The numerical simulations with the T62L28 model of the *Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos* show that when the strength of the precursor synoptic perturbation on day -4 is weakened the situation does not evolve into a freeze, indicating that the amplitude of the precursor has a strong bearing on the subsequent evolution. The skill of the model forecasts remains above 60% up to 7 days lead time. It is conjectured that the cyclogenesis on day -1 is triggered by the approach of cyclonic PV anomaly and the diffluent 500 hPa trough. The strong zonal surface pressure gradient over eastern Argentina is responsible for intense cold advection into the central parts of Brazil. The radiative cooling over the surface high pressure center intensifies further the thermal contrast across the front. The two reanalysis data sets agree well in describing the evolution of the freezes and, therefore, the reliability of the results is high. These findings are helpful to improve the forecasts of the severe cold air incursions into Brazil. The PV field shows capability to extend the lead time up to 8 days.



## SUMÁRIO

	Pág.
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	
<b>LISTA DE TABELAS</b>	
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b>	
<b>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</b>	<b>23</b>
1.1 Motivação e Objetivos.....	26
<b>CAPÍTULO 2 - EQUAÇÕES DIAGNÓSTICAS.....</b>	<b>29</b>
2.1 Frontogênese.....	29
2.2 Vorticidade Potencial.....	33
2.3 Diagnósticos Clássicos.....	36
2.4 Balanço de Calor.....	37
<b>CAPÍTULO 3 - METODOLOGIA E DADOS.....</b>	<b>39</b>
3.1 Escoamento Composto de Friagens.....	39
3.1.1 Casos.....	42
3.1.2 Precursor - Definição usada no Trabalho.....	42
3.2 Experimentos com Modelo de Circulação Geral.....	43
3.3 Dados Utilizados e Cálculos.....	44
3.4 Cálculo de Balanço de Calor.....	46
<b>CAPÍTULO 4 - ESTUDOS OBSERVACIONAIS DAS FRENTES NO BRASIL.....</b>	<b>47</b>
4.1 Classificação de Frente no Brasil.....	47
4.2 Climatologia de Frontogênese no Inverno.....	54
4.3 Casos de Frente Tipo I Causando Friagem no Sul e Sudeste.....	59
4.4 Frequência Relativa entre Frente e Sistema Ciclônico.....	60
<b>CAPÍTULO 5 - FRIAGENS.....</b>	<b>61</b>
5.1 Campos Compostos.....	63
5.1.1 Pressão ao Nível Médio do Mar.....	63
5.1.2 Ventos em 925 hPa.....	73
5.1.3 Vorticidade Relativa na Troposfera Baixa.....	74
5.1.4 Geopotencial em 500 hPa.....	85
5.1.5 Frontogênese em 925 hPa.....	90
5.1.6 Escoamento da Alta Troposfera.....	95
5.1.7 Vorticidade Potencial na Média e Alta Troposfera.....	100
5.2 Evolução de Casos de Friagem.....	105
5.2.1 Características de Baixa Troposfera.....	105
5.2.2 Características de Troposfera Média e Alta.....	116

5.3	Comparações entre Análises do NCEP e do ECMWF.....	127
5.4	Resumo do Capítulo.....	131
<b>CAPÍTULO 6 - BALANÇO DE CALOR.....</b>		<b>133</b>
6.1	Campos Compostos.....	133
6.2	Casos.....	146
<b>CAPÍTULO 7 - EXPERIMENTOS NUMÉRICOS.....</b>		<b>149</b>
7.1	Justificativa e Planejamento.....	149
7.2	Resultados dos Experimentos Numéricos.....	155
7.3	Resumo do Capítulo.....	158
<b>CAPÍTULO 8 - SUMÁRIO E DISCUSSÃO.....</b>		<b>179</b>
8.1	Etapas de Pesquisa.....	180
8.2	Climatologia de Frontogênese.....	180
8.3	Evolução Sinótica de Friagem.....	181
8.4	Balanço dos Processos Termodinâmicos.....	194
8.5	Influência dos Precursores.....	194
8.6	Desenvolvimento e Propagação de Distúrbios.....	198
<b>CAPÍTULO 9 - CONCLUSÕES, CONTRIBUIÇÕES INÉDITAS E SUGESTÕES. 201</b>		
9.1	Principais Conclusões.....	201
9.2	Sugestões.....	203
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>		<b>207</b>
<b>APÊNDICE A: ROTEIRO PARA CÁLCULO DE VORTICIDADE POTENCIAL EM 325 K.....</b>		<b>213</b>

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 - Esquema do sistema frontal sobre a Região Sudeste do Brasil. B é centro de baixa pressão. Frentes fria e quente são mostradas usando símbolos tradicionais. Linha quebrada é um cavado que se projeta de B para o leste do Rio Grande do Sul .....	28
4.1 - Esquema de diferentes tipos de frente sobre o Brasil. Letras A, B, C, F, G indicam, respectivamente, centro de alta pressão, centro de baixa pressão, chuva ou convecção, friagem e geada. (Vide texto para os tipos de frentes.) .....	50
4.2 - Distribuição mensal da frequência média dos diferentes tipos de frentes sobre o Brasil .....	51
4.2 - Imagem de satélite GOES-E em infravermelho de 09 UTC do dia 22/05/2002. É um exemplo de frente fria tipo I .....	53
4.4 - Anomalia de função frontogenética em 925 hPa (painel superior) e temperatura de brilho proveniente da imagem do satélite GOES-8 no canal infravermelho (painel inferior) para 11/07/2003 às 12 UTC .....	56
4.5 - Função frontogenética ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em 850 hPa para julho. Média de 12 anos 1982-93 obtida da reanálise do ECMWF (painel esquerdo superior), média de 13 anos 1982-94 obtida da reanálise do NCEP (painel direito superior), média de 12 anos 1985-96 obtida da análise do CPTEC (painel inferior) .....	57
5.1 - Seqüência de campos compostos de pressão à superfície ( $p_s$ , hPa) de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são dias posteriores .....	65
5.2 - Seqüência de campos compostos de anomalia de pressão à superfície ( $p_s'$ , hPa) de D-9 a D3. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são os dias posteriores. O último painel é o campo médio sazonal usado para obtenção da anomalia. Valores positivos são sombreados .....	68
5.3 - Trajetória do centro de alta pressão à superfície associada à friagem nos campos compostos. Linha tracejada: centro de pressão, Linha contínua: centro de anomalia de pressão. Números ao longo da trajetória indicam os dias anteriores e posterior à friagem em São Paulo .....	72
5.4 - Seqüência do campo composto da anomalia de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) em 925 hPa de D-9 a D3. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são os dias posteriores. Último painel é o campo médio sazonal usado para obtenção da anomalia. Magnitude do vento é hachuriada com a escala de cinza mostrada abaixo dos painéis.....	75
5.5 - Seqüência do campo composto de vorticidade relativa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 925 hPa de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos sombreados. ....	79
5.6 - Seqüência do campo composto da tendência de vorticidade relativa ( $10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) em 925 hPa de D-8 a D3. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são os dias posteriores. Valores positivos sombreados .....	82
5.7 - Seqüência do campo composto da anomalia de geopotencial em 500 hPa (m) de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos são sombreados.....	78

5.8 - Seqüência do campo composto da anomalia de função frontogenética ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em 925 hPa de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Regiões frontogenéticas são sombreadas.....	92
5.9 - Como na Figura 5.4 exceto para o nível 200 hPa.....	96
5.10 - Seqüência do campo composto da anomalia de vorticidade potencial isentrópica em 325 K de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Regiões de anomalia positiva são sombreadas. Unidades: $10^{-1}$ UVP.....	102
5.11 - Seqüência de campos de anomalia de pressão (hPa) para o caso de friagem para julho de 1990. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos são sombreados.....	107
5.12 - Como na Figura 5.8 exceto para o caso de julho de 1990.....	110
5.13 - Como na Figura 5.8 exceto para o caso de abril 1999.....	113
5.14 - Como na Figura 5.7 exceto para o caso de julho de 1990.....	120
5.15 - Como na Figura 5.4 exceto para o nível 200 hPa e para o caso de julho de 1990....	121
5.16 - Como na Figura 5.10 exceto para o caso de julho de 1990.....	124
5.17 - Comparação de campos de anomalia da função frontogenética ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) obtidos de análises do NCEP (painéis superiores) e do ECMWF (painéis inferiores) para os dias D-4 (painéis esquerdos) e D0 (painéis direitos) para o caso de julho de 1990. Valores positivos (frontogênese) são sombreados .....	128
5.18 - Comparação entre os campos de anomalia de vorticidade potencial isentrópica em 325 K (a) e 315 K (b), para o caso de julho de 1990, para os dias D-4 (painéis esquerdos) e D0 (painéis direitos) obtidos das análises do NCEP (painéis superiores) e do ECMWF (painéis inferiores). Unidades: $10^{-1}$ UVP .....	129
6.1 - Seqüência de balanço de calor composto em 925 hPa de D-8 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Termos da equação termodinâmica (K/dia): isoterma (painel esquerdo superior), aquecimento adiabático (painel direito superior), advecção horizontal térmica (painel esquerdo inferior) e aquecimento diabático (painel direito inferior). Valores negativos (esfriamento) são sombreados. (a) para D-8, (b) para D-7, .... (k) para D2.....	135
6.2 - Balanço de calor (K/dia) em 925 hPa para D0 para o caso de julho 1990. Termos da equação termodinâmica (K/dia): isoterma (painel esquerdo superior), aquecimento adiabático (painel direito superior), advecção horizontal térmica (painel esquerdo inferior) e aquecimento diabático (painel direito inferior). Valores negativos (esfriamento) são sombreados .....	148
6.3 - Como na Figura 6.2 exceto para o caso de abril 1999.....	149
7.1 - Esquema de integrações numéricas para verificar o efeito dos precursores sobre a evolução da friagem. D-N representa N-ésimo dia anterior a evento de friagem, D0. CI é condição inicial. F é o dia de friagem .....	152
7.2 - Campo $p_s$ (hPa) nas condições iniciais dos experimentos EC (esquerdo superior), EFP (direito superior), diferença entre EC e EFP (inferior) em D-5 (23/07/90). EC é experimento de controle, EFP é experimento com precursor fraco .....	154
7.3 - Como na Figura 7.2 exceto para campo $\phi$ em 500 hPa (m) .....	155

7.4 - Campos de temperatura (K) e ventos ( $m s^{-1}$ ) em 925 hPa previstos em D-1, após integração de (a) 192, (b)168, (c) 144, (d) 120, (e) 96, (f) 72, (g) 48 e (h) 24 horas. Observação (superior), experimento de controle (EC) nos painéis esquerdos e o experimento (EFP) nos painéis direitos .....	157
7.5 - Comparação de previsões de 96 horas nos experimentos de controle (EC) e experimento com fraco precursor (EFP) do termo de tendência térmica (K/dia) em 925 hPa em D0 (28/07/1990). Campo de verificação (OBS) está no painel superior. Valores negativos são sombreados .....	163
7.6 - Como na Figura 7.5 exceto para advecção térmica.....	164
7.7 - Observação e previsão de vorticidade potencial isentrópica em 325 K para 216, 192, 168, 144, 120, 96, 72, 48 e 24 horas. Experimento de controle (EC). Unidades: $10^{-1}$ UVP .....	165
7.8 - Como na Figura 7.7, exceto para o experimento EFP.....	169
7.9 - Como na Figura 7.7, exceto para o campo de anomalia de frontogênese em 925 hPa. Experimentos de controle (EC). Unidades: $10^{-10} K m^{-1} s^{-1}$ .....	172
7.10 - Como na Figura 7.7, exceto para anomalia de função frontogenética e para o experimento EFP. Unidade: $10^{-10} K m^{-1} s^{-1}$ .....	175
8.1 - Diagramas conceituais: frontogênese na região sulamericana e evolução de friagem no Estado de São Paulo. (a) Região propícia a frontogênese. (b) Esfriamento prévio. (c) Evolução à superfície, $A_N$ indica posição do centro de alta pressão (anomalia) em D-N. (d) Evolução sinótica no ar superior, posições em D-2 são mostradas e o deslocamento para o dia D0 está indicado pela dupla seta. AS: alta subtropical, $F>0$ : frontogênese $F<0$ : frontólise. A: alta pressão extratropical, $\rightarrow$ : escoamento, Difl: difluência, J: núcleo do jato ou “jet streak”, P: centro de vorticidade ciclônica anômala, $\Rightarrow$ : deslocamento do sistema sinótico. A frente fria é indicada com símbolo tradicional.....	187
8.2 - Seções verticais latitude-pressão de componente zonal do vento u ( $ms^{-1}$ ) em linhas cheias, temperatura potencial (K) em linhas pontilhadas e vorticidade potencial (UVP) em fundo sombreado com tons de cinza. (a) dias 19 a 22 de julho, (b) dias 23 a 26 de julho, (c) 27 a 30 de julho de 1990 .....	191
8.3 - Destreza (coeficiente de correlação espacial) do modelo em prever (a) (c) temperatura (K) em 925 hPa e (b) (d) altura geopotencial (m) em 500 hPa, nos experimentos EC e EFP .....	196



## LISTA DE TABELAS

3.1 - Eventos de friagem no IAG/USP durante 1979-1993.....	Pág. 41
--	------------



## LISTA DE SÍMBOLOS

- $C_p$ : calor específico a pressão constante ( $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$ )  
 $D$ : deformação resultante ( $s^{-1}$ )  
 $D1, D2$ : componentes do campo de deformação ( $s^{-1}$ )  
 $f$ : parâmetro de Coriolis ( $s^{-1}$ )  
 $f_0$ :  $f$  considerado constante  
 $F$ : função frontogenética ( $K\ m^{-1}\ s^{-1}$ )  
 $\mathbf{F}$ : vetor função frontogenética ( $K\ m^{-1}\ s^{-1}$ )  
 $F_x, F_y$ : componentes da função frontogenética ( $K\ m^{-1}\ s^{-1}$ )  
 $g$ : aceleração de gravidade da Terra ( $m\ s^{-2}$ )  
 $J$ : taxa de aquecimento (diabático) ( $J\ s^{-1}$ )  
 $K$ : energia cinética disponível  
 $p$ : pressão (hPa). Também usada como coordenada vertical  
 $P$ : vorticidade potencial (UVP)  
 $P$ : energia potencial disponível  
 $q$ : umidade específica (kg/kg)  
 $\mathbf{Q}$ : vetor  $\mathbf{Q}$  ( $Pa\ s^{-1}\ m^{-1}$ )  
 $R$ : constante de gás do ar ( $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$ )  
 $S_p$ : parâmetro de estabilidade estática ( $K\ Pa^{-1}$ )  
 $t$ : tempo (s)  
 $T$ : temperatura (K ou C)  
 $u$ : componente zonal de vento ( $m\ s^{-1}$ )  
 $UF$ : unidade de frontogênese ( $10^{-10}\ K\ m^{-1}\ s^{-1}$ )  
 $UVP$ : unidade de vorticidade potencial ( $10^{-6}\ m^2\ s^{-1}\ K\ kg^{-1}$ )  
 $v$ : componente meridional de vento ( $m\ s^{-1}$ )  
 $\mathbf{v}$ : vetor vento ( $m\ s^{-1}$ )  
 $x, y$ : coordenadas cartesianas no plano horizontal (m)  
 $\beta$ : ângulo entre eixo de dilatação e isotermas (rad)  
 $\delta$ : divergência horizontal ( $s^{-1}$ )  
 $\phi$ : geopotencial ( $m^2\ s^{-2}$ )  
 $\theta$ : temperatura potencial (K)  
 $\sigma$ : parâmetro de estabilidade estática ( $m^4\ s^{-2}\ kg^{-2}$ )  
 $\omega$ : velocidade vertical ( $Pa\ s^{-1}$ )  
 $\zeta$ : vorticidade relativa ( $s^{-1}$ )

Sufixos  $p$  e  $\theta$  representam variáveis obtidas nas superfícies isobáricas e isentrópicas, respectivamente.



## **CAPÍTULO 1**

### **INTRODUÇÃO**

As Regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e sul da Região Norte são freqüentemente afetadas por friagens nos meses de outono e inverno (abril a setembro). No Estado de São Paulo, por exemplo, todos os setores de atividade humana sofrem impactos da friagem, tanto favoráveis, como é o caso do turismo e vestuário, quanto desfavoráveis como é o caso da atividade agropecuária. Os danos à lavoura de café, causados pela friagem intensa de julho de 1975 (Girardi, 1983), foram de tal monta que o Brasil perdeu a liderança de exportação desse produto naquela época. Em abril de 1999 uma friagem ocorrida precocemente também danificou lavouras de café e de hortaliças.

Para entender os processos físicos que culminam em situações de friagem na América do Sul, onde esses sistemas sinóticos atingem latitudes equatoriais, estudos observacionais de frente e frontogênese e experimentos numéricos da evolução desses sistemas são fundamentais.

Idéias clássica da escola de Bergen (Holton, 1979; Holton, 1992; Bluestein, 1993) de Frente Polar e recente de esteira transportadora (Browning, 1985) descrevem a estrutura de frentes canônicas. Observações recentes mostram que o jato em baixos níveis de norte ou de noroeste ao sul da Amazônia fornece umidade e calor sensível para a região da dianteira de uma frente nos subtropicais e atua como uma esteira transportadora quente (Garreaud, 2000).

Todavia, a estrutura de frentes sobre a região central do continente sulamericano deve ser complementada por detalhes regionais (por exemplo, ondulação frontal, complexo convectivo de mesoescala) que se manifestam freqüentemente. Nos subtropicais da América do Sul observam-se sistemas frontais durante o ano, não havendo uma preferência por

meses de maior baroclinia (inverno) (Zishka e Smith, 1980; Shapiro e Keyser, 1990). Uma característica especial na estrutura da frente fria sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil, bastante observada no outono e inverno, é um cavado com uma orientação zonal na retaguarda da frente fria principal, atingindo o litoral da Região Sul e as Serras Gaúcha e Catarinense (Figura 1.1).

Estudo de Figueroa (1999) mostra uma distribuição anual bastante regular de números de onda transientes (5-7) em 500 hPa mantidos por baroclinia e que podem ser defletidos para norte, após cruzar a cordilheira dos Andes. Da mesma maneira o centro de alta pressão na retaguarda da frente também sofre um deslocamento substancial para latitudes subtropicais sobre a Argentina. A massa de ar frio, associada a essa alta, em situações adversas no outono e inverno é responsável pela friagem sobre o Brasil. A taxa de queda de temperatura na retaguarda da frente, em casos de friagem, é acentuada (8°C/dia). Ambrizzi e Pezza (1999) analisaram a associação entre ondas de frio e a propagação de ciclones extratropicais na região da América do Sul. Ondas transientes do ar superior e as frentes e centros de pressão da superfície devem ser vistos como componentes de um mesmo sistema sinótico. Esses sistemas podem ser examinados, de uma maneira concisa, através da vorticidade potencial (Hoskins et al., 1985, Thorpe, 1985).

Estudos observacionais de frentes influenciando o clima das regiões do Brasil, do ponto de vista da precipitação e variações de temperatura regionais, foram realizados por diversos autores. O estudo de Kousky (1979) mostrou a importância da frontogênese na Região Sudeste, ao manter a frente ativa em seu lento deslocamento para norte e nordeste. Durante o outono e o inverno essa influência é refletida no total pluviométrico no leste da Região Nordeste. Oliveira (1986) estudou a atividade convectiva associada às passagens de frentes sobre o litoral e no interior do Brasil. No verão, uma frente, ao interagir com a convecção na Amazônia em presença da Alta da Bolívia e da Baixa do Nordeste (ABBN), torna-se quase-estacionária, contribuindo significativamente para o regime de precipitação no sudeste (Oliveira, 1986). Fortune e Kousky (1983) mostraram que frentes frias intensas

podem afetar até a Região Norte com queda de temperatura e atividade convectiva. Marengo et al. (1997) estudaram três friagens que afetaram as Regiões Sul, Sudeste e Centro-oeste com geadas no ano 1994. Os compostos elaborados no estudo de Vera e Vigliarolo (2000) diagnosticam friagens como e sem geada. Diferenças encontradas entre esses dois compostos na América do Sul mostram que friagem, quando acompanhada de geada, atinge a Região Sudeste do Brasil.

Por definição ocorre frontogênese na dianteira e frontólise na retaguarda de uma frente em deslocamento. Frontogênese devida aos efeitos de deformação horizontal e convergência (F) na baixa troposfera é o fenômeno físico que produz ou intensifica o compactamento das isotermas ao longo do eixo de dilatação entre dois anticiclones subtropicais ou entre o anticiclone extratropical migratório e o anticiclone subtropical (Mattos, 1988). No inverno, quando o compactamento das isotermas resulta de uma advecção fria intensa, a queda acentuada na temperatura produzida por essa incursão de ar frio é chamada de friagem. Climatologia da frontogênese para o mês de julho ao nível 850 hPa mostra que o centro-leste da América do Sul é uma região preferida para formação ou intensificação de frente (Satyamurty e Mattos, 1989). Mais recentemente, Krishnamurti et al. (1999) mostraram a importância do desenvolvimento corrente abaixo para amplificação do distúrbio de onda baroclínica 5-7 causadora de friagens no sul do Brasil. Esse estudo complementa o entendimento da evolução histórica dos conceitos sobre o modelo de frontogênese na América do Sul. Figueroa (1999) mostra que a manutenção desse sistema pelas ondas transientes e pela fonte de calor latente localizada na Amazônia, produz a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) quase-estacionária no verão.

Para a América do Sul em particular, a topografia andina exerce uma grande influência sobre frente e frontogênese. Alguns estudos recentes avaliam o papel da orografia costeira na intensificação de frente. Intensifica-se se a montanha estiver corrente abaixo e desintensifica-se se a montanha estiver corrente acima. (Braun et al., 1999). É importante

ressaltar que a topografia a leste de cordilheiras favorece o deslocamento meridional de ondas para latitudes baixas (Bluestein, 1993).

## **1.1 Motivação e Objetivos**

Funatsu (2000) analisou um caso de ciclogênese ocorrido na América do Sul utilizando a vorticidade potencial (P). Ela explicou a relação causa-efeito entre um ciclone extratropical em baixos níveis (advecção e processos diabáticos) e friagem. Satyamurty et al. (2002) enfatizaram a importância da ciclogênese no Atlântico adjacente ao litoral uruguaio para a friagem na Região Sudeste, em um evento ocorrido em 17 de abril de 1999. Diversos aspectos da evolução dos sistemas sinóticos extratropicais, em especial frentes, foram apresentados por Bluestein (1993). Idéias recentes (Browning, 1985; Browning et al., 1987; Browning, 1997) acrescentaram esteira transportadora e vórtice de altos níveis para as estruturas horizontal e vertical do sistema extratropical associado à frente. Regiões de ciclogênese observadas foram identificadas por Bluestein (1993) para o Hemisfério Norte (HN). Para o Hemisfério Sul (HS) Satyamurty e Mattos (1989) analisaram as regiões de frontogênese ao norte de 60°S com ventos e temperaturas médias mensais e constataram que enquanto a região subtropical centro-leste da América do Sul é uma região preferencial para frontogênese, o Pacífico Sul leste é uma região frontolítica. Trajetórias de ciclone no HS foram recentemente analisadas por Sinclair (1995, 1996) e Pesquero (2001). Eles confirmaram que o Atlântico Sul próximo ao litoral norte da Argentina e Uruguai é uma região preferida para ciclogênese e para passagens de centros de baixa pressão, concordando com os resultados de Gan e Rao (1987).

Com o intuito de aprimorar os conhecimentos relativos a frontogênese e friagens nos subtropicais da América do Sul e diagnosticar as relações que existem entre eles, o presente estudo propõe investigar: a) a importância relativa dos processos da queda de temperatura, b) as características das perturbações sinóticas que precedem a friagem, e c) os diagnósticos que apontam com maior antecedência a ocorrência do fenômeno.

Dessa forma, o presente estudo tem como objetivos:

- 1) classificar observacionalmente as frentes em diversas categorias distintas, quanto à época do ano e quanto à região do Brasil afetada por sua trajetória e se a frente traz friagem à sua retaguarda;
- 2) Identificar áreas frontogenéticas e frontolíticas, principalmente sobre a América do Sul e os oceanos adjacentes, no período de 1982-96, no inverno;
- 3) Obter campos de frontogênese sazonal de inverno com os dados da integração longa do modelo do CPTEC para validar o modelo operacional;
- 4) Identificar as características essenciais do escoamento (precursores) no período de 9 dias precedentes a eventos de friagem no sul e sudeste do Brasil;
- 5) Aplicar o método de composição, para caracterizar os precursores de friagem;
- 6) Quantificar a importância relativa dos diversos processos físicos responsáveis pela queda acentuada de temperatura que determina a friagem;
- 7) Estabelecer um modelo conceitual de frontogênese e sua evolução eventual para friagem;
- 8) Subsidiar aumento de prazo de previsão de friagens no Brasil.

O conhecimento de modelos conceituais de frontogênese e na sua eventual evolução para situações de friagem deverá contribuir para o aprimoramento de previsão das friagens que afetam o Brasil.

No Capítulo 2 a fundamentação dos principais diagnósticos utilizados neste trabalho são apresentados: a) frontogênese (F); b) vorticidade potencial (P); c) campos clássicos tais como pressão ao nível médio do mar, altura geopotencial, umidade específica, vento, vorticidade relativa e temperatura e d) balanço de energia. O Capítulo 3 descreve metodologia usada e dados utilizados, tanto na parte observacional quanto na parte de experimento numérico. No Capítulo 4 estuda-se: a) estatística de frentes que afetam o Brasil; b) a climatologia da frontogênese na baixa troposfera; e c) casos de frontogênese acompanhada de friagem no sul e sudeste. O estudo através dos compostos de friagem

afetando o Sul e o Sudeste é o tema do Capítulo 5; a análise da Equação Termodinâmica para o balanço de calor é feita no Capítulo 6; os resultados de rodadas de Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) com precursores de friagem enfraquecidos nas condições iniciais são discutidos no Capítulo 7 e o trabalho fecha com uma discussão de resultados no Capítulo 8 e as conclusões fazendo parte do Capítulo 9.

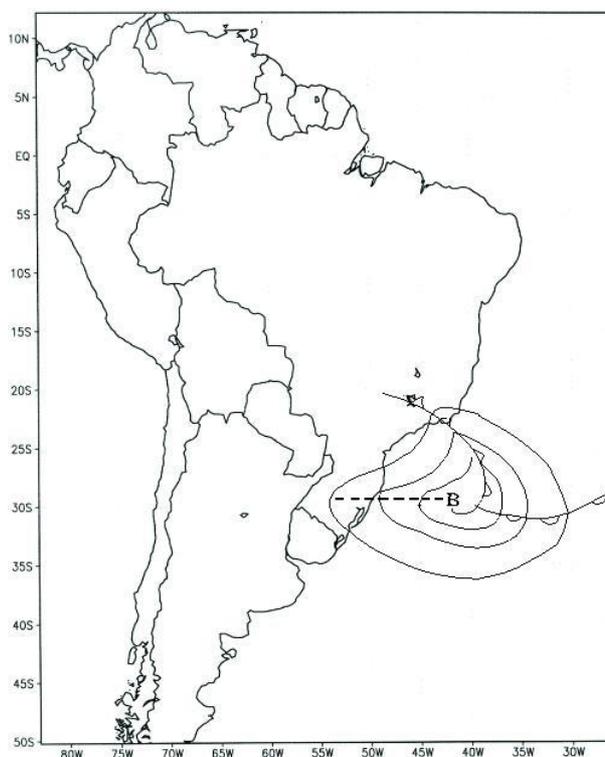


FIGURA 1.1: Esquema do sistema frontal sobre a Região Sudeste do Brasil. B é centro de baixa pressão. Frentes fria e quente são mostradas usando símbolos tradicionais. Linha quebrada é um cavado que se projeta de B para o leste do Rio Grande do Sul.

## CAPÍTULO 2

### EQUACÕES DIAGNÓSTICAS

Os campos diagnósticos ajudam a entender os diversos processos físicos responsáveis pela estrutura dos sistemas sinóticos associados a um fenômeno estudado e sua evolução e progressão. Com o intuito de facilitar a compreensão da frontogênese e sua relação com friagem, apresenta-se a seguir uma revisão teórica dos principais conceitos utilizados neste trabalho

#### 2.1 Frontogênese

Frontogênese é um processo físico altamente dependente da região geográfica, haja vista não ocorrer no oceano Pacífico Sul subtropical leste e litoral adjacente do Peru e do Chile. Essas regiões são provavelmente frontolíticas, não se observando passagens de bandas frontais. Sobre a montanha, a função frontogenética em 925 hPa torna-se problemática onde este nível situa-se abaixo da superfície real.

A função frontogenética (F) (Petterssen, 1956), em sua forma clássica ou na fórmula de vetor  $\mathbf{Q}$  (Trenberth, 1978; Hoskins et al., 1978; Bluestein, 1993), descreve quantitativamente a formação de uma frente por efeito cinemático do escoamento sobre a distribuição térmica. As duas características de um escoamento bidimensional que contribuem para frontogênese são deformação (D) e divergência ( $\delta$ ). A função frontogenética definida por Petterssen (1956) (vide Mattos, 1988; Satyamurty e Mattos, 1989; Bluestein, 1993) é dada por:

$$F = (1/2) |\nabla_p T| [D \cos(2\beta) - \delta] \quad (2.1)$$

em que  $T$  é a temperatura e  $\delta = (\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)$  é a divergência do escoamento.  $D$  é a deformação resultante após rotacionar as coordenadas  $x, y$  tal que a abscissa nova  $x'$  coincida com o eixo de dilatação.  $\beta$  é o ângulo entre o eixo de dilatação e as isotermas. Na prática, o campo  $D$  é obtido da seguinte forma (ver Satyamurty e Mattos, 1989):

$$|D| = (D1^2 + D2^2)^{1/2} \quad (2.2)$$

em que

$$D1 = (\partial u/\partial x - \partial v/\partial y) \quad (2.3)$$

$$D2 = (\partial u/\partial y + \partial v/\partial x) \quad (2.4)$$

O ângulo de rotação antihorária necessária para que o eixo de dilatação coincida com a nova abscissa é dado por:

$$\alpha = (1/2)\text{arctg}(D2/D1) \quad (2.5)$$

e  $\beta$  é dado pela diferença  $\alpha - \gamma$  em que  $\gamma$  é ângulo entre as isotermas e o eixo  $x$ .

A função frontogenética geostrófica em termos de vetor  $\mathbf{Q}$  é dada por (Bluestein, 1993)

$$F = [(\sigma p)/R](1/|\nabla_p \theta|)(\nabla_p \theta \cdot \mathbf{Q}) \quad (2.6)$$

em que  $\theta$  e  $\mathbf{Q}$  são definidos por

$$\theta = T (1000/p)^{R/C_p} \quad (2.7)$$

$$\mathbf{Q} = - (R/\sigma p) \{ \partial \mathbf{v}_g / \partial x + \partial \mathbf{v}_g / \partial y \} \cdot \nabla_p \theta, \quad (2.8)$$

na qual  $\mathbf{v}_g = i\mathbf{u}_g + j\mathbf{v}_g$  é vetor vento geostrófico. O vetor  $\mathbf{Q}$  descreve a taxa de variação do vetor gradiente quasehorizontal de temperatura potencial seguindo o movimento geostrófico. Assim, o  $\mathbf{Q}$  também pode ser escrito da seguinte maneira:

$$\mathbf{Q} = - (R/\sigma p) (p/1000)^{R/C_p} (D_g/Dt)(\nabla_p\theta) \quad (2.9)$$

em que

$$\sigma = - (RT/p) (1/\theta) (\partial\theta/\partial p) \quad (2.10)$$

é o parâmetro estabilidade estática. O subscrito "g" na derivada substantiva indica que esta é obtida seguindo o movimento geostrófico e o "p" no operador nabla dá gradiente obtido sobre superfície isobárica. Demais símbolos nas Equações 2.1-2.10 possuem os seus significados habituais (vide lista de símbolos).

Para levar em conta o efeito das variações de umidade, devemos substituir  $\theta$  por  $\theta_v$ , sendo  $\theta_v$  a temperatura potencial virtual, dada por  $\theta_v = \theta(1+0,61q)$  em que  $q$  é umidade específica.

O vetor  $\mathbf{Q}$  está relacionado com o campo de velocidade vertical quasegeostrófica em latitudes médias (Trenberth, 1978; Hoskins et al., 1978; Holton, 1992). Como a divergência do vetor  $\mathbf{Q}$  equivale à velocidade vertical ( $\omega$ ) quasegeostrófica, os campos  $F$  e  $\omega$  nas latitudes médias e altas ficam intimamente ligados, através da Equação  $\omega$  (Gyakum, 1991):

$$\nabla^2\omega + (f_0^2/\sigma)(\partial^2/\partial p^2)\omega = - 2(R/\sigma p) (p/1000)^{R/C_p}\nabla_p\cdot\mathbf{Q} \quad (2.11)$$

em que  $f_0$  é parâmetro de Coriolis considerado constante.

Em uma região de gradiente térmico uniforme para norte no HS, o movimento descendente é esperado ao sul da região de frontogênese ( $F > 0$ ) e ao norte da região de frontólise ( $F < 0$ ). Em outras palavras, esperam-se uma circulação térmica direta na região frontogenética e uma indireta na região frontolítica.

Por outro lado, em uma atmosfera estavelmente estratificada ( $\theta$  crescente com altura), circulação vertical termicamente direta é frontolítica, porque o ar quente ascendente resfria adiabaticamente e o ar frio descendente aquece adiabaticamente e assim reduzindo o contraste térmico. Portanto, a frontogênese pelo campo de movimento horizontal é mais efetiva em regiões de circulações verticais fracas ou estabilidade estática fraca.

A função frontogenética vetorial incluindo efeitos de mudança na direção do gradiente horizontal de temperatura é dada por (Bluestein, 1993):

$$\mathbf{F}_p = F_x \mathbf{i} + F_y \mathbf{j} \quad (2.12)$$

em que  $F_y = -(\partial\theta/\partial y)(\partial v/\partial y)$  e  $F_x = -(\partial\theta/\partial y)(\partial v/\partial x)$  na qual  $\mathbf{i}$  e  $\mathbf{j}$  são vetores unitários definindo coordenadas naturais de modo que  $\mathbf{j}$  aponte para o gradiente térmico e  $\mathbf{i}$  para sua esquerda. Essa função vetorial leva em conta o vento total. Se esse vento for o geostrófico, a relação entre  $\mathbf{F}_p$  e  $\mathbf{Q}$  se torna

$$\mathbf{Q} = (R/\sigma p) (p/1000)^{R/C_p} \mathbf{F}_p \quad (2.13)$$

A função de Petterssen dada na Equação 2.1 quando expressa em coordenadas naturais usando vento geostrófico iguala-se a  $F_y$ .

Deve-se lembrar que para haver ocorrência de friagem no sudeste do Brasil, é necessário que seja precedida por frontogênese intensa. Todavia, nem toda frontogênese é sucedida por friagem.

Temperaturas em 1000 hPa obtidas de análises em pontos de grade normalmente possuem erros de interpolação. Quando a superfície de 1000 hPa está abaixo da superfície terrestre em regiões de topografia elevada a extrapolação é feita com uma taxa de decaimento de temperatura com altura fixa que difere da observada acima da superfície. O melhor nível padrão para estudar a frontogênese, portanto, é 925 hPa.

## 2.2 Vorticidade Potencial

A vorticidade potencial isentrópica de Ertel (P) (Hoskins et al., 1985; Bluestein, 1993) é útil em análise quantitativa da tropopausa dinâmica (TD) e reservatório de ar estratosférico, servindo também de sinal precursor de ciclogênese ( $P < 0$  no HS) (Davis, 1990).

P é obtida a partir da fórmula de Rossby (Bluestein, 1993) expressa por:

$$P = -g(\zeta_{\theta} + f)(\partial\theta/\partial p) \quad (2.14)$$

em que

$$\zeta_{\theta} = (\partial v/\partial x - \partial u/\partial y)_{\theta} \quad (2.15)$$

é a vorticidade relativa isentrópica, g é gravidade e f é parâmetro de Coriolis. Sufixo  $\theta$  significa que a quantidade é calculada nas superfícies isentrópicas. P é similar à vorticidade potencial de Ertel, para uma atmosfera hidrostática e com  $\theta$  como coordenada vertical (Bluestein, 1993).

Para se obter a ordem de magnitude de  $P$  para movimento de escala sinótica em latitudes médias, despreza-se  $\zeta$  em relação a  $f$  e portanto

$$P \cong -gf(\partial\theta/\partial p) \quad (2.16)$$

em que a derivada tem grandeza da ordem  $10^{-1}$  K/hPa. Portanto  $P$  é da ordem de  $(10 \text{ m s}^{-2} 10^{-4} \text{ s}^{-1})(10 \text{ K}/10 \text{ kPa}) = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1} = 1 \text{ UVP}$ , em que UVP é uma unidade de vorticidade potencial. Valores de  $|P|$  menores que 1,5 UVP estão associados normalmente com ar troposférico, enquanto valores maiores indicam ar estratosférico.

A quantidade  $P$  é conservada para movimentos isentrópicos sem atrito e, portanto, é usada como traçador das parcelas do ar. Reed e Sanders (1953), usando  $P$ , mostraram que o ar nas frentes de média e alta troposfera origina-se na estratosfera.

A altura da superfície isentrópica 350 K varia pouco latitudinalmente (em torno de 200 hPa) e está localizada na estratosfera em latitudes médias e altas e na troposfera nos trópicos. Por outro lado, a de 300 K varia significativamente sua altura (1000-300 hPa) com a latitude, mas sempre está dentro da troposfera. Portanto, no presente estudo, os campos de  $P$  são enfocados em 325 K.

Nota-se, nas análises de geopotencial (ou equivalentemente nas análises de vento) em altos níveis, que a sobreposição de uma corrente zonal uniforme “abre” um centro de pressão. Uma das vantagens de usar  $P$  é manter a estrutura dos centros de vorticidade ou pressão inalterada.

O estudo de Davis (1990) argumenta que sobre uma superfície isentrópica, cavado (crista) corresponde a deflexão da tropopausa dinâmica (TD, fronteira separando o ar estratosférico

caracterizado por valores de  $P < -1,5$  UVP do troposférico caracterizado por valores  $P > -1,5$  UVP, no HS) em direção a menores (maiores) valores ciclônicos. A altura da TD também varia, estando abaixada (elevada) em cavado (crista). A diferença de altura entre as regiões de cavado e crista pode exceder 5 km. Davis (1990) recomenda uso de coordenada isentrópica equivalente com o intuito da inclusão do efeito da liberação do calor latente no limiar entre regiões saturadas e não saturadas da troposfera. Todavia, em um dado momento, em uma região entre duas massas de ar, a variável mais importante é a densidade e a densidade depende de  $T_v$  ou equivalentemente  $\theta_v$ . Portanto, no presente estudo calculou-se  $P$  e  $F$  usando  $\theta_v$ .

Alguns comentários sobre o diagnóstico  $P$  são de interesse geral. Como se pode notar, a expressão para  $P$  envolve  $\zeta$  e  $\sigma$ , ou seja os campos de escoamento e a estrutura vertical térmica. É possível determinar os campos de vento e temperatura de maneira única sobre um domínio a partir do campo de  $P$  (ver Davis, 1990 e Bluestein, 1993). Para tanto precisa-se de uma equação de balanço entre vento e pressão e condições de contorno. Este é o princípio de invertibilidade de  $P$  e  $\mathbf{v}$ . Davis (1990) considerou a relação de balanço de Charney (1962) enquanto Bluestein (1993) usou a relação de vento gradiente para esta finalidade. Uma maneira produtiva de pensar é que uma perturbação em  $P$  induz uma perturbação em  $\mathbf{v}$ . Para uma dada amplitude, perturbações em  $P$  de pequena escala horizontal induzem perturbações fracas e rasas de vento e perturbações de grande escala induzem perturbações de vento mais intensas e mais profundas. Portanto, os ventos recuperados a partir de  $P$  são mais suaves do que o próprio  $P$ . Inversamente, o campo de  $P$  possui uma estrutura mais fina que o escoamento ou temperatura. Uma consequência interessante é que as anomalias ciclônicas associadas a anomalias positivas de temperatura próximas a superfície são rasas e as anomalias anticiclônicas de  $P$  próximas a superfície estendem-se na vertical como uma redoma.

Frentes na alta troposfera são considerados como zonas de fortes gradientes de P e frontogênese é o compactamento da escala lateral de gradiente de P próximo da tropopausa (Davies e Rossa, 1998). Por outro lado, frontogênese à superfície é a contração da escala do gradiente térmico horizontal próximo à superfície. As análises de Davies e Rossa de uma situação observada mostram que frente à superfície se localiza aproximadamente 600 km ao lado do equador da posição da frente na alta troposfera (vejam-se as Figuras 1.1 e 1.2 dos autores).

### **2.3 Diagnósticos Clássicos**

Além dos diagnósticos definidos nas subseções anteriores, estuda-se também outros obtidos a partir dos campos clássicos.

Pressão ao nível médio do mar ( $p_s$ ) (hPa) e altura geopotencial ( $\phi$ ) (m) ao nível 1000 hPa, têm a finalidade de localizar cavados, cristas e centros de pressão na baixa troposfera.

Vento ( $\mathbf{v}$ ) ( $\text{m s}^{-1}$ ) aos níveis 200 e 925 hPa diagnosticam características do escoamento na alta e baixa troposfera e detectam correntes de jato de altos e baixos níveis (JBN), no interior da América do Sul.

Altura geopotencial,  $\phi$  (m), ao nível 500 hPa diagnostica cavados e cristas da média troposfera.

Temperatura (T) (K) no nível 925 hPa serve para analisar gradientes horizontais e tendências térmicas na baixa troposfera.

Advecção térmica em 925 hPa, obtida dos campos de T e  $\mathbf{v}$ , serve para identificar a intensidade dos efeitos cinemáticos sobre as tendências térmicas.

## 2.4 Balanço de Calor

Os processos responsáveis pela variação de temperatura são ordenados na Equação de Energia Termodinâmica (Holton, 1979). A equação (Eq. 2.17) fornece um balanço entre os quatro processos e possibilita um diagnóstico quantitativo de friagem, bem como sua evolução espaço-temporal.

A primeira lei da termodinâmica pode ser expressa em sistema isobárico de coordenadas como:

$$\partial T / \partial t = J / C_p - (u \partial T / \partial x + v \partial T / \partial y) + S_p \omega \quad (2.17)$$

em que

$$S_p = - (T / \theta) (\partial \theta / \partial p) = \sigma p / R \quad (2.18)$$

é o parâmetro estabilidade estática e J é a taxa de aquecimento diabático.

O termo do lado esquerdo da Equação 2.17 descreve a tendência local da temperatura. O primeiro termo do lado direito é chamado de aquecimento diabático (não adiabático). O segundo termo entre parênteses do lado direito é advecção térmica horizontal e o último termo é o aquecimento adiabático pelos movimentos verticais.

Portanto, cada um dos termos do lado direito representa um processo físico causador da variação local de temperatura. Os campos desses processos quantificam os seus efeitos sobre a tendência térmica. Uma vez que o objetivo é estudar as tendências térmicas próximas a superfície, os campos de balanço de calor em 925 hPa são apropriados.

De todos esses processos causadores, espera-se que, na baixa troposfera dos subtropicais da América do Sul, a contribuição de advecção, especialmente pelo componente meridional do vento, seja o maior no dia anterior ao evento de friagem (D-1). O aquecimento (ou esfriamento) adiabático é pequeno, especialmente em baixos níveis. Todavia, o aquecimento diabático pode tornar-se importante.

No presente estudo o termo do aquecimento diabático, devido ao fato de não poder ser observado diretamente, é calculado por resíduo. Quando negativo,  $J$  indica esfriamento, eminentemente por radiação, e quando positivo, ele mostra predomínio de liberação de calor latente de condensação. Lembra-se que os efeitos do aquecimento pelos fluxos verticais de calor sensível e de calor latente também podem contribuir em alguns horários do dia.

## CAPÍTULO 3

### METODOLOGIA E DADOS

#### **3.1 Escoamento Composto de Friagens**

A estação climatológica do Instituto Astronômico e Geofísico (IAG) da Universidade de São Paulo (USP) registra observações meteorológicas de superfície desde 1887. As observações são altamente confiáveis devido à supervisão dos professores daquele instituto e são consideradas, neste trabalho, representativas para o Estado de São Paulo e para a Região Sudeste do Brasil, ao se colecionar os casos de friagem severa nos quais a temperatura cai bruscamente, em relação à temperatura mínima do dia anterior.

Os critérios adotados na definição de friagem neste trabalho são: (1) temperatura mínima menor que 4°C, na estação do IAG. A justificativa para o critério é a seguinte: quando a temperatura do ar é 4°C ou menor no abrigo meteorológico, é bem provável que a temperatura da relva atinja valores inferiores ou igual a 0°C. É plausível, portanto, supor que a massa de ar frio transiente que se aproxima da Região Sudeste com temperaturas mínimas menores que 4°C, já teria causado algumas geadas sobre áreas extensas da Região Sul. (2) Queda de temperatura mínima igual ou maior que 4,5 °C em 24 horas ou maior que 6°C em um período de 2 ou 3 dias anteriores ao primeiro dia de temperatura mínima inferior a 4°C. Esse segundo critério é necessário para acompanhar a forçante dinâmica da friagem.

Se fosse adotado um critério menos rigoroso (por exemplo temperatura mínima inferior a 8°C), a frequência de casos de friagem aumentaria para um número superior a uma centena, em um período de quinze anos de observação, o que acarretaria uma série de friagens fracas, dificultando o diagnóstico das características espaço-temporais das friagens significativas nos subtropicais. Por outro lado, se fosse mais rigoroso ainda o critério, por exemplo temperatura mínima inferior a 0°C, a série cairia para apenas um caso em 15 anos. O que

seria insuficiente para elaboração de qualquer diagnóstico representativo. O critério escolhido oferece uma frequência mais condizente de 14 casos em 15 anos, como vista na Tabela 3.1. Esta série se torna ideal para acompanhar a trajetória e a evolução do sistema transiente causador de friagem, desde o Pacífico Sul central e leste.

Para os 14 casos selecionados de friagem ocorridos no período 1979-1993, dados diários de reanálises de 12 UTC processados pelo modelo T062L28 do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e pelo modelo T106L17 do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) são adequadamente preparados para análise posterior. O horário das 12 UTC foi selecionado por ser o melhor para diagnose de friagem nos subtropicais da América do Sul. Isso se deve ao fato do horário estar mais próximo do horário da temperatura mínima e também devido ao fato do número de observações sinóticas na América do Sul ser maior nesse horário diurno e, portanto, as análises tornam-se mais confiáveis. Para cada um dos casos preparam-se conjuntos de dados para componentes zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) do vento,  $\zeta$ ,  $\phi$ ,  $T$ ,  $\omega$  e  $q$ , durante 13 dias. O dia em que ocorre a maior queda de temperatura mínima em São Paulo é designado dia D0. Os dias D-9, D-8, etc. são o nono, oitavo, e assim por diante, dias anteriores ao dia D0, respectivamente. D+1, D+2 e D+3 são os primeiros, segundo e terceiros dias posteriores.

A partir dos conjuntos de dados dos 14 casos, obtém-se campos compostos. Um campo composto é a média aritmética dos 14 casos, respeitando o dia precedente ou que sucede ao evento. Os campos do composto de resolução 2,5 graus de latitude e de longitude do NCEP são comparados com os campos compostos obtidos com os dados da reanálise de resolução 1,875 graus de latitude e de longitude do ECMWF. As comparações são importantes para a) verificar se as duas análises independentes captam as características essenciais do sistema estudado e para b) identificar as diferenças entre as análises dos dois Centros. Deve-se lembrar que os dados do NCEP incluem a variável  $p_s$  enquanto que os dados do ECMWF não a incluem.

TABELA 3.1: Eventos de friagem no IAG/USP durante 1979-1993. Dia 4C é o primeiro dia em que a temperatura mínima cai para abaixo de 4°C. D0 é o dia de maior queda de temperatura mínima.

Caso	D0	Dia 4C	Tmin (C)	Fenômeno
1	30/05	31/05/1979	1,4	Geada negra
2	17/07	17/07/1979	1,3	Geada e nevoeiro
3	22/09	23/09/1980	3,8	Sem informação
4	19/06	19/06/1981	3,8	Geada e nevoeiro
5	20/07	21/07/1981	3,2	Geada negra
6	25/08	26/08/1984	2,8	Sem informação
7	16/06	19/06/1987	3,6	Sem informação
8	07/08	09/08/1987	3,5	Sem informação
9	05/06	05/06/1988	3,8	Geada e nevoeiro
10	12/07	12/07/1988	3,6	Sem informação
11	25/07	26/07/1988	3,7	Sem informação
12	23/06	23/06/1990	3,5	Sem informação
13	28/07	29/07/1990	-0,4	Geada e nevoeiro
14	11/08	12/08/1993	1,9	Geada

Os cálculos dos diagnósticos (F, P, e os campos clássicos) são feitos para o globo todo para evitar problemas de contorno. Os mapas dos diagnósticos são apresentados em projeção estereográfica polar, centrada no Polo Sul sobre uma área que abrange desde o litoral sudeste da Austrália até quase o litoral sudoeste africano. No apêndice A apresenta-se um roteiro para obtenção de P em 325 K.

Deve-se ressaltar que, freqüentemente, os compostos são obtidos fazendo média após transladar os campos tal que os centros do sistema sinótico em questão (por exemplo centro de baixa pressão ou centro de alta pressão), em todos os casos, coincidem em um ponto. Neste caso, o enfoque é dado sobre um sistema sinótico transiente isolado que abrange uma extensão de aproximadamente 40 a 60 graus de longitude. No presente trabalho considera-

se uma área cujo domínio horizontal se estende de 150°E a 0°W e de 60°S a 7°S. Verifica-se nos campos de  $p_s$  e  $v$ , normalmente, três ou mais ondas transientes nesse domínio. Pelo simples fato de existir mais do que um único sistema sinótico no domínio, torna-se inviável adotar o método de transladar o campo, ponto a ponto, até sobrepor os sistemas em episódios diferentes e calcular a média. Portanto, adota-se simplesmente o método de média dos episódios apenas respeitando o dia de precedência com relação ao dia de ocorrência para construir o composto.

### **3.1.1 Casos**

Os compostos são comparados também com os campos do caso de 28 de julho de 1990 e do caso independente recente ocorrido em 17 de abril de 1999. O caso de julho de 1990 foi escolhido pela temperatura extrema registrada (-0,4°C) na estação do IAG. O caso de abril de 1999 foi escolhido pelo fato de ter ocorrido precocemente e ter causado geada no interior do Estado de São Paulo (temperatura mínima inferior a 4°C nos dias 17, 18 e 19 em Assis, SP), apesar de a temperatura mínima observada nesses dias no IAG ter sido superior a 4°C. Uma vez que a Região Sudeste foi atingida por uma massa de ar muito frio em pleno mês de abril, o impacto causado pela queda de temperatura foi significativo, para os padrões climáticos do mês na região.

### **3.1.2 Precursor – Definição Usada no Trabalho**

Agora, define-se um precursor do evento de friagem como uma forte perturbação observada nos compostos da escala sinótica que mostra progressão e/ou desenvolvimento no período de D-9 a D-1. A identificação dos sistemas precursores torna-se mais fácil através de anomalias de compostos obtidas após a subtração da média sazonal climatológica. Para a média sazonal usa-se a estação junho-julho-agosto.

Deve-se esclarecer que o sistema sinótico precursor não necessariamente está presente em todo o período de 9 dias. Uma perturbação da escala sinótica é considerada suficientemente forte, para a finalidade do presente estudo, quando o campo composto da anomalia de pressão à superfície apresenta valores iguais ou maiores que 10 hPa e/ou quando o campo composto da anomalia da altura geopotencial em 500 hPa apresenta valores iguais ou maiores que 90 m.

### **3.2 Experimentos com Modelo de Circulação Geral**

Uma vez identificados os precursores, deve-se avaliar a sua importância para o desenvolvimento posterior do evento de friagem. Em outras palavras, pergunta-se se o evento de friagem ocorreria, caso o precursor não existisse ou tivesse uma intensidade (amplitude) menor. O presente trabalho obtém uma resposta quantitativa com a ajuda do modelo T062L28 de circulação geral da atmosfera (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (Bonatti, 1996; Kinter III et al., 1997). A idéia é verificar as diferenças nas evoluções de um evento de friagem a partir de condições iniciais com “precursor observado” e “precursor enfraquecido artificialmente”. A seguir, apresenta-se uma breve descrição dos experimentos avaliados.

Os dados da condição inicial (CI) para disparar o modelo e de verificação são as análises do NCEP, para 28 níveis padrão, dos casos apresentados na Seção 3.1.1. O experimento de controle (EC) é executado pelas integrações normais, com CIs especificadas pelos campos de análise do NCEP dos dias D-9, D-8, D-7, D-6, D-5, D-4, D-3, D-2 e D-1 para obter a previsão para D0. Isto é, as análises dos dias 19 a 27 de julho das 12 UTC são as CIs para o EC para o caso de 1990. Nesse caso, os precursores observados permanecem inalterados nas CIs.

No experimento simulado, médias das tríades de análises dos dias D-10, D-9, D-8, D-7, D-6, D-5, D-4, D-3, D-2, D-1 e D0 são tomadas como CIs para os dias D-9 a D-1 e as

integrações prosseguem até D0. Isto é, a média das análises dos dias 19, 20, 21 de julho de 1990 é a CI atribuída para o dia 20 e a integração prossegue até o dia D0. Como os sistemas sinóticos transientes apresentam ciclos de vida de alguns dias, os campos iniciais gerados pela média das análises dos três dias consecutivos devem apresentar precursores fracos. Desta forma, a amplitude do sistema sinótico precursor fica reduzida nessa CI, uma vez que a fase do precursor (ou as posições de máximos e mínimos) varia durante os três dias. Esse experimento é chamado Experimento com Fraco Precursor (EFP).

As diferenças entre as séries de integrações do EC e as séries de integrações do EFP devem demonstrar os efeitos da intensidade dos precursores sobre a evolução do evento. Uma estatística dessas séries é analisada pelos coeficientes de correlação espacial. A estatística utilizada para a avaliação das previsões em comparação com às observações é o coeficiente de correlação espacial das anomalias normalizadas (Wilks, 1995). O domínio das correlações espaciais está compreendido entre 10°S e 50°S e 30°W e 70°W. O estado de São Paulo está dentro do domínio considerado.

### **3.3 Dados Utilizados e Cálculos**

Todos os cálculos e apresentações gráficas de resultados neste trabalho são feitos por meio de pacote de algoritmos denominado GrADS (The Grid Analysis and Display System) (Doty, 1995).

Dados diários de 12 Z são obtidos das reanálises do NCEP-NCAR (1982-1994) modelo T062L28, do ECMWF (1982-1993) modelo T106L17 e da integração longa do CPTEC-COLA (1985-1996) modelo T042L18 (Cavalcanti et al., 2002) para se calcular média sazonal de F ao nível 850 hPa. O intuito desses cálculos é a) verificar as regiões propícias para frontogênese e frontólise no mês de julho com os dados de reanálise do NCEP e do ECMWF e b) comparar as regiões de frontogênese e frontólise obtidas dos dados da

integração longa do modelo do CPTEC com os resultados das reanálises do ECMWF e do NCEP/NCAR, levando em conta serem de resoluções diferentes. Este exercício fornecerá uma validação do modelo do CPTEC. Os cálculos, desta feita, são a partir de  $F$  diárias e os anteriores, feitos por Mattos (1988) e Satyamurty e Mattos (1989), foram obtidos a partir de  $F$  climatológicas, também para o nível 850 hPa. A média ou climatologia sazonal de  $F$  é representada pelo mês julho (inverno).

Os dados usados são:

- a) pressão ao nível médio do mar proveniente da reanálise do NCEP;
- b) altura geopotencial em 1000 hPa proveniente da reanálise do ECMWF;
- c) componentes zonal e meridional do vento ( $u$ ,  $v$ ), temperatura ( $T$ ), umidade específica ( $q$ ), geopotencial ( $\phi$ ) e velocidade vertical ( $\omega$ ) em todos os níveis padrões provenientes das reanálises do NCEP e do ECMWF.

A partir desses dados são calculados os campos derivados nos níveis isobáricos padrões apropriados na seguinte ordem:

- i) Deformação  $D$  por meio das Equações 2.2 a 2.5; ii) Vorticidade relativa por meio da Equação 2.15; iii) Divergência  $\delta$ ; iv) Temperatura potencial,  $\theta$ , obtida pela Equação 2.7; v) Temperatura potencial virtual,  $\theta_v$ ; vi) Gradientes de  $\theta_v$ ,  $u$  e  $v$ ; vii)  $Q$  definido pela Equação 2.8; viii)  $F$  obtida pela Equação 2.6, usando  $\theta_v$  no lugar de  $\theta$ ; ix)  $P$  definida pela Equação 2.14, usando  $\theta_v$  no lugar de  $\theta$ . x) As variáveis em níveis  $p$  e o próprio  $p$  são interpolados para superfícies de  $\theta_v$  constante (Ferreira, 2000).

Davies e Rossa (1998) usaram o nível 315 K para apresentação de  $P$  quando estudaram a frontogênese de alta troposfera. Todavia, Thorpe (1985) mostrou que os campos de  $p$  e de  $P$  interpolados para o nível isentrópico de  $\theta_v = 325$  captam satisfatoriamente as ondulações da

TD e as anomalias ciclônicas e anticiclônicas do ar superior associadas aos sistemas de latitudes médias. Assim, apresenta-se o campo de  $P$  para o nível 325 K.

Em geral, deslocamento do cavado com ar estratosférico para nordeste é precedido (e acompanhado) de deslocamento para sudeste da crista com ar troposférico (HS). Portanto, uma onda possui movimento resultante para leste e seu perímetro marca a posição isentrópica da TD, definida pelo valor  $|P| = 1,5$  UVP na superfície 325 K (Bluestein, 1993). Portanto, quando um ciclone possui um núcleo frio na média troposfera, o ar no seu núcleo está mais denso que o ambiente e observa-se um afundamento da TD. O afundamento permite identificar o reservatório de ar estratosférico, dentro da troposfera (Boyle e Bosart, 1986; Bluestein, 1993).

Deve-se mencionar que as anomalias dos campos diagnósticos são obtidas em relação à média sazonal de junho-julho-agosto do respectivo campo, a qual é obtida a partir dos dados mensais da reanálise do modelo T062L28 do NCEP (1948-2002).

### **3.4 Cálculo do Balanço de Calor**

O balanço da Equação Termodinâmica (Equação 2.17) é feito no nível de 925 hPa para os dois compostos do NCEP e ECMWF e para os dois casos mencionados na Seção 3.1. Um modo interessante de se apresentar os resultados é através das cartas de anomalias em relação aos campos médios sazonais.

Um dos três processos causadores de variação brusca na tendência térmica, o termo de aquecimento adiabático que depende de velocidade vertical ( $\omega$ ), torna-se significativo apenas na média troposfera. Os outros dois processos tornam-se eficazes próximo à superfície, pois a advecção térmica depende dos gradientes térmicos e o resfriamento radiativo é máximo na superfície. Portanto, o nível isobárico escolhido para o balanço é o de 925 hPa.

## CAPÍTULO 4

### ESTUDOS OBSERVACIONAIS DAS FRENTES NO BRASIL

#### 4.1 Classificação de Frentes no Brasil

Diversos aspectos da evolução dos sistemas sinóticos extratropicais observados, inclusive frentes frias e quentes, pela escola norueguesa entre 1930 e 1960 foram apresentados por Bluestein (1993). Idéias recentes da escola inglesa (Browning, 1985; Browning et al., 1987; Browning, 1997) acrescentaram, para a estrutura horizontal e vertical do ciclone extratropical, o conceito de esteira transportadora e vórtice de altos níveis. Sobre o Brasil, frentes foram estudadas por Serra e Ratisbona (1941), Kousky (1979), Fortune e Kousky (1983), Oliveira (1986), Mattos (1988), Satyamurty e Mattos (1989), Satyamurty et al. (1990), Marengo et al. (1997), entre outros. Ocasionalmente uma passagem de frente causa condições extremas de temperaturas menores que 4 °C no Sudeste do Brasil.

Nos últimos 15 anos, a revista Climanálise registrou eventos mensais de frente, sua trajetória, frequência e os fenômenos como friagem, geada e neve, inclusive casos de frente estacionária causando precipitação intensa sobre as Regiões Sudeste e Sul. A coleção desses fenômenos ocorridos nesses eventos mensais de frente ajudou a contabilizar a série de frentes. A partir dessas informações, as frentes sobre o Brasil são classificadas, no presente estudo, em quatro tipos distintos, a saber:

Tipo I: Frente de final de outono, inverno e começo de primavera associada a friagem e precipitação intensa (quando estacionária) na Região Sul;

Tipo II: Frente que se dissipa sobre a Região Sul não ultrapassando a latitude de Paranaguá, PR;

Tipo III: Frente que afeta a costa leste da Região Nordeste ultrapassando a latitude de Salvador - BA, atravessando todo o Atlântico Sul e

Tipo IV: Frente de final de primavera, verão e começo de outono que causa precipitação intensa sobre a Região Sudeste e menos frequentemente nas outras Regiões (Sul, Centro-oeste) quando estacionária ou quando a atividade convectiva for maior que o normal.

A convecção associada a frente tipo IV, conforme Oliveira (1986), é induzida pelo sistema ABBN e pela presença da Baixa Térmica do Chaco (BC). A frente do tipo III mostra influência no clima do leste da Região Nordeste (Kousky, 1979), penetra no sul do Nordeste durante todo o ano e causa máximo de precipitação mensal em dezembro/janeiro no sertão do sul da Bahia e corresponde as bandas de nebulosidade estudadas por Ferreira et al. (2001). Ela é responsável pela precipitação ao longo da costa, da Bahia ao Rio Grande do Norte, durante outono/inverno do HS; afetando, às vezes, a precipitação no sul do Estado do Ceará, quando favorece movimento para sul da zona de cavado equatorial. O tipo II causa tanto eventos de precipitação quanto de declínio de temperatura para a Região Sul, independente da época do ano, antes de dissipar-se sobre o Atlântico Sul Subtropical. O tipo I é responsável pela friagem intensa no sul e sudeste do Brasil em situações extremas (Vera e Vigliarolo, 2000; Garreaud, 2000, Lupo et al., 2001). Esse tipo de frente também traz precipitação sobre a Região Sul, principalmente quando precedido por complexos convectivos de mesoescala sobre o Paraguai.

A Figura 4.1 mostra esquematicamente estes quatro tipos de frentes. Independentemente do tipo, observa-se a presença de frentes com pouca ou muita convecção. A do tipo I causa friagem porque a trajetória continental do anticiclone migratório favorece uma queda de temperatura brusca por uma advecção fria e por um resfriamento diabático. A presença de um ciclone extratropical próximo à costa uruguaia é uma característica necessária à ocorrência de advecção fria por uma trajetória continental dessa frente do tipo I.

Um levantamento da frequência mensal, por tipo de frente durante o período de 1986-2002, é mostrada na Figura 4.2. Observam-se as seguintes características:

O Tipo I ocorre em média 3 vezes ao mês no inverno (JJA), e é praticamente ausente no período de dezembro a abril. O Tipo II varia pouco anualmente, mas tem uma máxima frequência em dezembro. O Tipo III é quase ausente nos meses FMA, quando a subsidência associada às células de Walker e Hadley sobre subtropicais da América do Sul impede o avanço das frentes ao norte da Região Sul. O Tipo IV, que propicia convecção na época de verão, ocorre mais de 4 vezes por mês.

A soma total dos quatro tipos durante o ano oscila de menos de seis em março até mais de 7 em dezembro, incluindo os casos de frente fria sem e com convecção; sem e com friagem. De forma semelhante a essa curva anual da soma total dos quatro tipos, Lemos (2000) obteve um gráfico da frequência média de frentes, ao analisar uma série histórica de precipitação de Ubatuba - SP.

Diagrama esquemático dos quatro tipos padrão de frentes

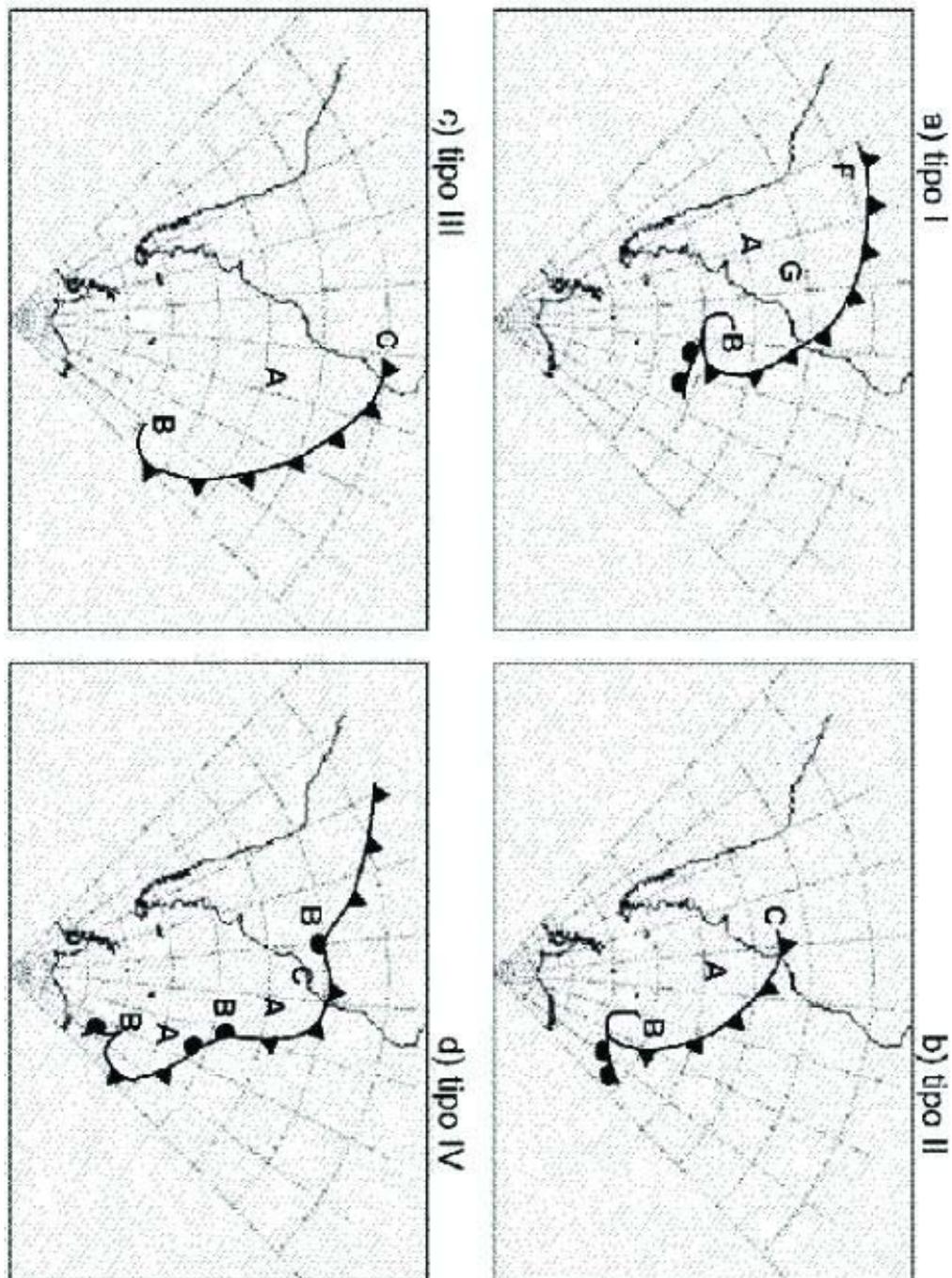


FIGURA 4.1: Esquema de diferentes tipos de frente sobre o Brasil. Letras A, B, C, F, G indicam, respectivamente, centro de alta pressão, centro de baixa pressão, chuva ou convecção, friagem e geada. (Vide texto para os tipos de frentes.)

Freqüência média de frentes no Brasil (1986 -2002)

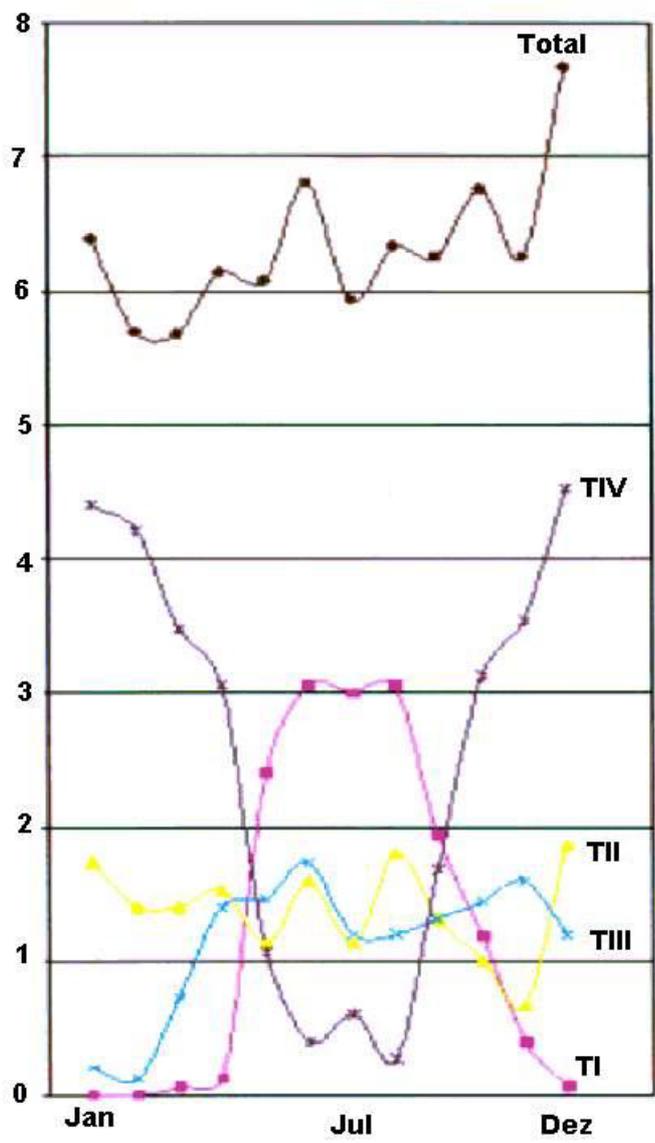


FIGURA 4.2: Distribuição mensal da freqüência média dos diferentes tipos de frentes sobre o Brasil.

Interessante observar os padrões opostos de distribuição anual entre curvas do tipo I e do tipo IV e a pequena contribuição da curva tipo III em janeiro-fevereiro e maior contribuição em junho e novembro. A distribuição da curva tipo IV é semelhante à marcha anual de precipitação pluviométrica observada na maioria das estações climatológicas da Região Sudeste (Rao e Hada, 1990). O tipo IV desenvolve intensa convecção sobre o Sudeste, e grande parte da precipitação nessa Região é do tipo convectiva.

A curva do tipo II mostra um padrão semelhante ao da distribuição pluviométrica para grande parte das estações do Estado do Rio Grande do Sul, indicando que a frente, mesmo se enfraquecendo e dissipando no oceano, desenvolve convecção significativa na Região. A distribuição anual do regime de chuva em várias estações do litoral leste da Região Nordeste reflete o padrão da curva tipo III. O lento deslocamento dos sistemas frontais, apesar de sua baixa frequência, causa precipitação significativa para a Região. Dessa forma, conclui-se que os sistemas frontais são determinantes na distribuição sazonal da precipitação de todas as Regiões do Brasil, exceto talvez o leste da Região Norte, onde as linhas de instabilidade e convecção isolada são mais importantes. Entretanto, as Regiões Sul e Sudeste no inverno são as mais atingidas pelas frentes que trazem queda acentuada de temperatura.

Todavia, o enfoque do presente trabalho são as frentes do tipo I que estão associadas com friagem nas Regiões Sul, Sudeste, Centro-oeste e no sudoeste da Região Norte. A Figura 4.3 mostra em imagem no canal infravermelho do satélite GOES-E um exemplo de frente tipo I ocorrido no dia 22 de maio de 2002, concordando satisfatoriamente com o diagrama esboçado para o mesmo tipo de frente na Figura 4.1. Vale comentar que a frontólise na retaguarda de frente do tipo I intensa é também intensa e acompanha a trajetória da alta migratória responsável pela incursão de ar frio e friagem. Portanto, frontólise e alta migratória na retaguarda de uma banda frontogenética intensa devem ser estudadas como precursoras de eventos de friagem neste estudo.

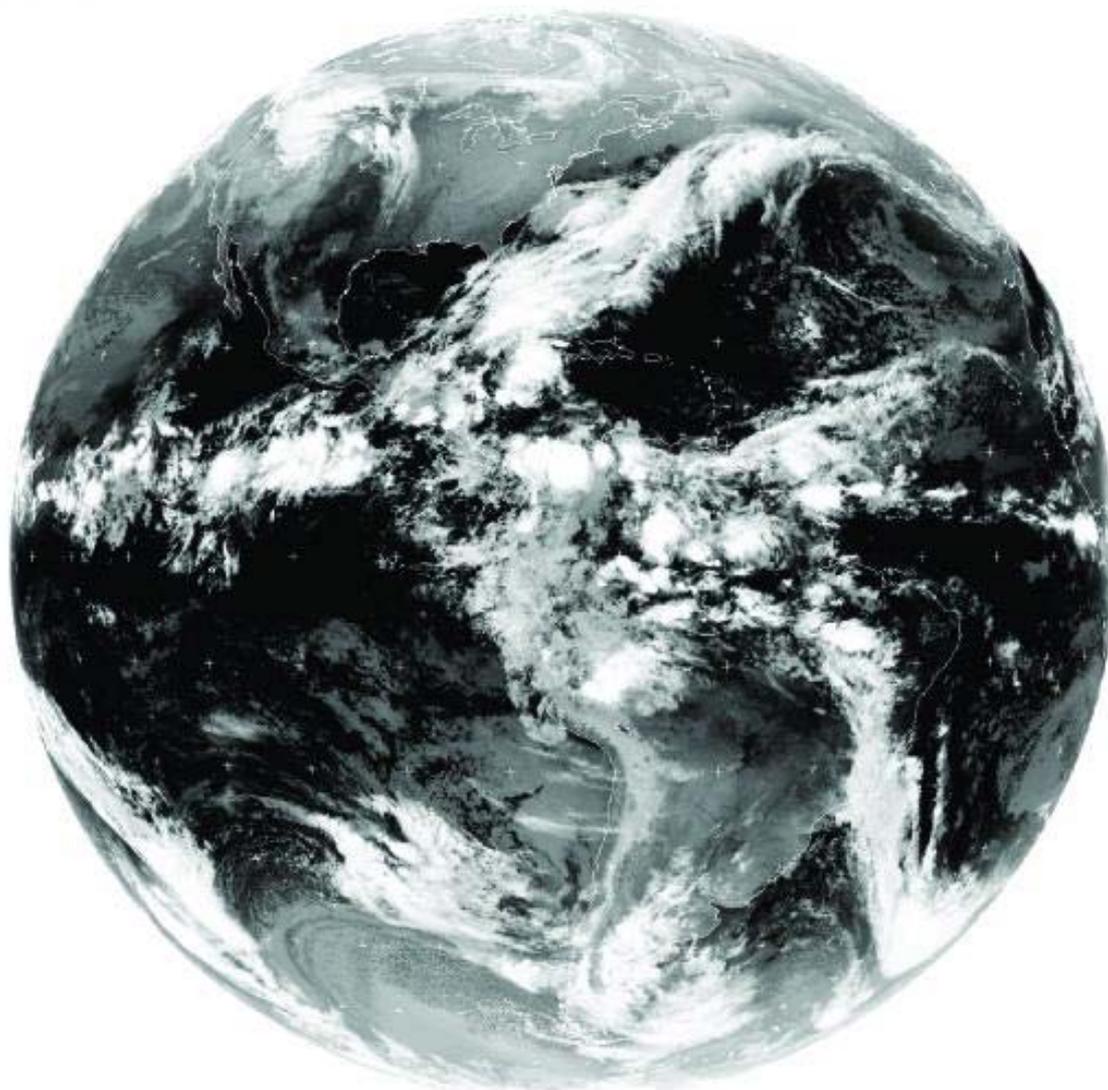


FIGURA 4.3: Imagem de satélite GOES-E em infravermelho de 09 UTC do dia 22/05/2002.  
É um exemplo de frente fria tipo I.

## 4.2 Climatologia de Frontogênese no Inverno

Mattos (1988) e Satyamurty e Mattos (1989) obtiveram distribuições globais sazonais e anual da função frontogenética (F) de Petterssen (Equação 2.1) na baixa troposfera (850 hPa), usando dados mensais para o cálculo de F. No presente trabalho F climatológica é obtida por vetor  $\mathbf{Q}$  (Equação 2.6) em termos de  $\theta_v$  usando dados diários de reanálises dos ECMWF (1982-93), NCEP-NCAR (1982-94) e da integração longa do CPTEC-COLA (1985-96). O uso de  $\theta_v$  se justifica por causa do efeito da umidade na distribuição da densidade do ar na baixa troposfera, uma vez que o ar seco torna-se mais denso que o úmido.

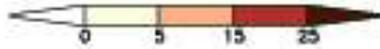
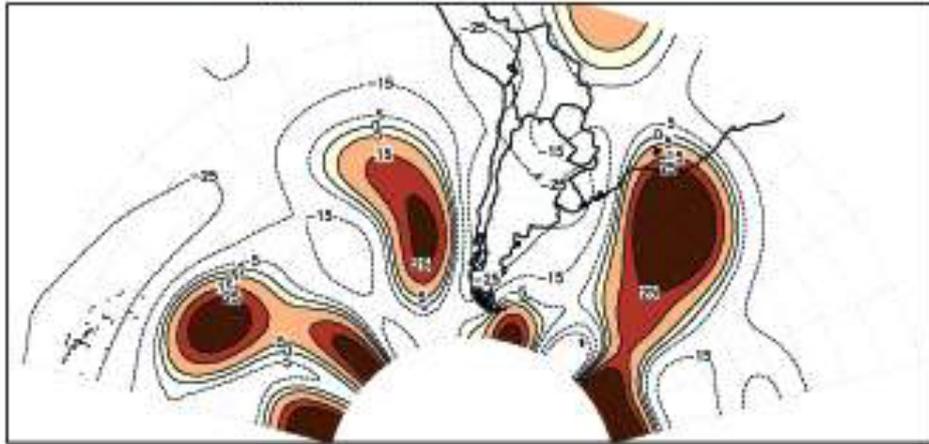
A utilidade do campo de F no diagnóstico de sistemas extratropicais, em especial, em bandas frontais, é mostrada através de um exemplo. A Figura 4.4 apresenta o campo de anomalia de F em 925 hPa para o dia 11 de julho de 2003 e a temperatura de brilho correspondente obtida da imagem de satélite GOES-8. As bandas de nebulosidade no Atlântico e Pacífico Sul (vistas com temperaturas de topo de nuvem menores que 250 K) correspondem muito bem com as bandas de frontogênese. Essa concordância justifica plenamente o uso de F em conjunção com imagem de satélite para diagnosticar a evolução de frentes. Nota-se que, nesse dia, a frontogênese e a frontólise sobre as Regiões Sudeste e Sul, respectivamente, apresentam valores em volta de  $15 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Este valor significa que o escoamento é capaz de compactar (intensificar) e/ou de gerar, em um dia, o gradiente térmico para 15 K em 100 km (na ausência de atrito e efeitos diabáticos).

A Figura 4.5 mostra os campos de frontogênese (F) de julho. Os campos de F sazonais de inverno são representados pelos campos do mês de julho, obtidos de dados diários do período 1982 a 1993/1994, conforme indicado na figura. A figura revela as seguintes características de frontogênese sobre a região sulamericana:

Ambas as reanálises mantêm, no inverno (julho),  $F > 2 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  na Região Sul do Brasil, Paraguai e adjacências. A frontólise sobre a parte leste da Região Nordeste do Brasil explica o enfraquecimento de frentes que chegam a essa região nessa época do ano. A menor frontogênese sobre o cone sul do continente mostra a região por onde migra o anticiclone frio na retaguarda dos sistemas frontais, causando friagens. Portanto, a região frontogenética máxima sobre o sul do Brasil representa bem o compactamento das isotermas ao longo do eixo de dilatação orientado NW-SE. O modelo do CPTEC também exibe essa característica.

A Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) está bem representada pela região frontogenética, pelas reanálises e pelo modelo. Nessa região ocorre intensificação de frentes, com participação de convergência de umidade, mantendo portanto o compactamento das isotermas dentro do campo deformativo do Pacífico Sul central.

12Z 11/julho/2003: NCEP Anomalia F925



Temperatura de brilho IR GOES-8 12Z 11/07/2003

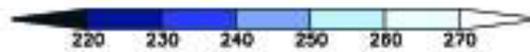
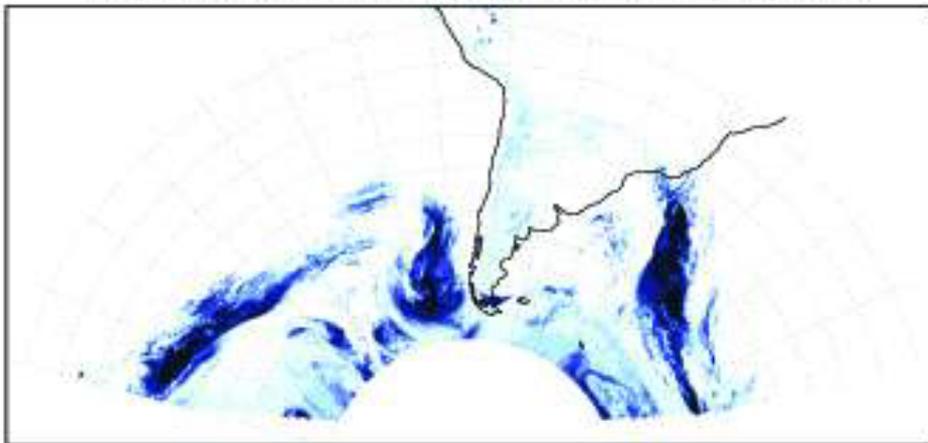


FIGURA 4.4: Anomalia de função frontogênica ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em 925 hPa (painel superior) e temperatura de brilho proveniente da imagem do satélite GOES-8 no canal infravermelho (painel inferior) para 11/07/2003 às 12 UTC.

## JULHO FUNCAO FRONTOGENETICA

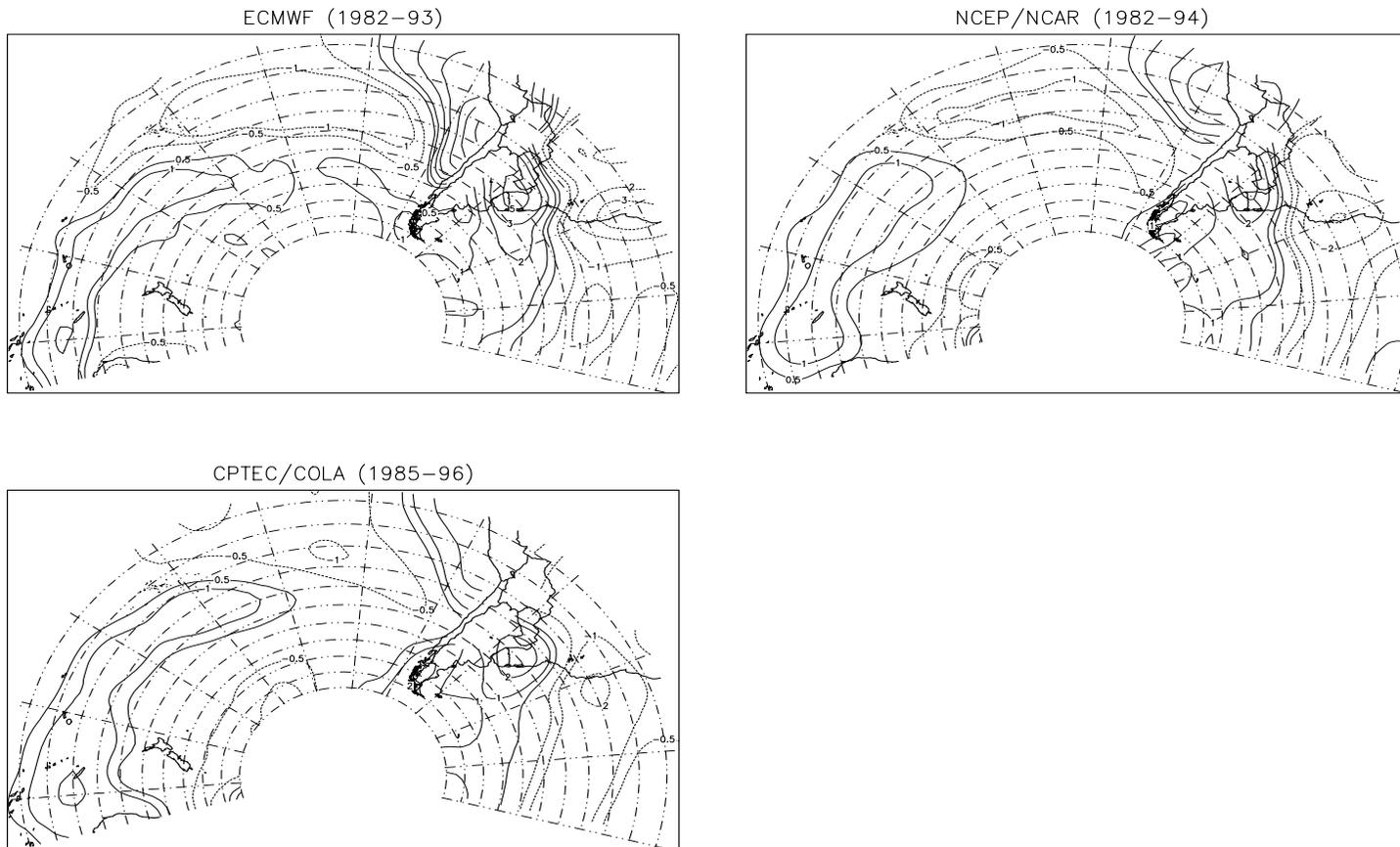


FIGURA 4.5: Função frontogenética ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) de 850 hPa em julho. Média de 12 anos 1982-93 da reanálise do ECMWF (esq.sup.), de 13 anos 1982-94 da rean. do NCEP (dir. sup.), de 12 anos 1985-96 da análise do CPTEC (inf.).

As análises do ECMWF (T106L17), devido a elevada resolução de dados, mostra uma estrutura mais detalhada de frontogênese, em comparação com a análise do NCEP (T062L28). Todavia, ambas as análises concordam que as bandas de máximos de frontogênese são orientadas de noroeste para sudeste sobre a parte centro-leste do continente e no oceano Atlântico adjacente. Uma outra característica comum é a frontólise sobre o nordeste do continente, onde as frentes enfraquecem.

O campo de  $F$  obtida pela integração longa do modelo do CPTEC concorda com as características essenciais dos campos dos outros dois centros. Assim, pode-se concluir que o modelo do CPTEC possui capacidade para simular a formação e intensificação/manutenção de frentes, mesmo sendo de menor resolução (T042L18). O aumento na resolução horizontal permite uma melhoria na previsão de friagens por meio de um maior detalhamento geográfico das bandas de frontogênese e de frontólise. As diferenças em resolução das reanálises e do modelo do CPTEC demonstram esse maior detalhamento.

O predomínio de frontogênese sobre parte do continente sulamericano, principalmente no inverno, deve-se ao campo de escoamento da baixa troposfera ser altamente deformativo. As regiões de “colo” entre dois centros de alta pressão subtropicais apresentam essa característica (Palmén e Newton, 1969) de compactamento das isotermas. No Hemisfério Sul o eixo de dilatação da deformação se orienta de NW para SE e explica a orientação geral das frentes sobre a América do Sul. A posição desse eixo apresenta migração sazonal norte-sul acompanhando as migrações das altas subtropicais no Atlântico Sul e Pacífico Sul.

Deve-se notar que as ordens de magnitude da função frontogenética média mensal ( $\sim 2 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) são menores que a ordem de magnitude obtida para um dia ( $\sim 10 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). Isso se deve aos cancelamentos que ocorrem na média de um mês mediada para mais de 10 anos. Por exemplo, a frente tipo I no Sul e Sudeste em abril de 1999 tem essa ordem de magnitude e esse caso foi estudado por Satyamurty et al. (2002)

que examinaram esse evento de friagem precoce no Sul e Sudeste do Brasil, ocorrendo inclusive queda de neve no planalto catarinense/gaúcho no dia 17 de abril de 1999. Durante o evento, nos dias 17, 18 e 19, a temperatura mínima foi inferior a 4°C em Assis, no oeste do Estado de São Paulo. Independente do composto, esse é um dos casos utilizados para comparação de precursores e para o estudo de balanço de calor.

#### **4.3 Casos de Frente Tipo I Causando Friagem no Sul e Sudeste**

Intensa advecção fria para norte na região subtropical do Brasil não pode ser explicada somente por entrada de um anticiclone migratório frio em trajetória continental. Uma ciclogênese sobre o Atlântico Sul Subtropical, nas imediações do litoral da Região Sul foi responsável pela intensificação do gradiente zonal de pressão ao nível médio do mar e conseqüente aumento do vento meridional geostrófico, na área entre anticiclone e ciclone em aprofundamento. Os ventos meridionais foram responsáveis pela advecção fria forte até o sul da Amazônia.

Baroclinia causada pelo contraste térmico (ar frio sobre o continente situado a oeste do ar aquecido por Corrente do Brasil) favoreceu desenvolvimento do sistema ciclônico (SC), nesse episódio de frontogênese do tipo I, ocorrido em 17 de abril de 1999.

Um segundo caso, utilizado neste trabalho para ilustrar a evolução de friagem, ocorreu em 28/29 de julho de 1990. Nesse episódio a estação meteorológica do IAG registrou temperatura mínima inferior a 0°C. Nesse aspecto, o caso é o mais intenso ocorrido nos últimos vinte e cinco anos. Nesse caso, houve passagens de duas frentes frias em uma sucessão rápida sobre São Paulo. Enquanto a primeira baixou as temperaturas consideravelmente, a segunda passagem foi responsável por uma queda ainda maior para causar geadas no Estado de São Paulo e arredores.

#### **4.4 Freqüência Relativa entre Frente e Sistema Ciclônico**

Para junho-julho-agosto de 1999, Pesquero (2001) mostra seis sistemas de baixa pressão ao nível médio do mar que se formaram e se deslocaram no Rio Grande do Sul e também ao largo da costa de Santa Catarina, Paraná e São Paulo. No mesmo período, 13 frentes de tipo I, 6 frentes do tipo II e 4 frentes do tipo III formaram-se, passaram ou desintensificaram-se sobre o Brasil, conforme as revistas Climanálise pela presente análise. Isso significa que, das 23 frentes que atuaram sobre o País, 6 frentes desenvolveram centros de baixa pressão (com posteriores deslocamentos para SE) no Oceano Atlântico Sul.

É importante notar que uma fração das frentes desenvolve centro de baixa pressão no litoral do Uruguai, necessário para que o sistema se torne uma friagem no sudeste do Brasil. Essa condição, todavia, não é suficiente, pois, durante o período analisado por Pesquero, só aconteceu uma friagem ( $T = 2,7^{\circ}\text{C}$  em Assis - SP em 15/agosto/1999) no Sudeste do Brasil.

## **CAPÍTULO 5**

### **FRIAGENS**

Em média, duas a quatro frentes frias intensas por ano afetam o Estado de São Paulo durante os meses de inverno (maio a setembro) (Marengo et al., 1997). Algumas frentes são muito intensas e causam friagem com sérios danos às lavouras. As friagens afetam a população e a economia dos estados e do país em diversas maneiras. Previsões confiáveis da ocorrência e da intensidade das friagens podem reduzir o sofrimento da população e devem ajudar a minimizar os danos aos setores de agricultura, saúde, etc. Atualmente os modelos do CPTEC conseguem prever as ocorrências com mais de três dias de antecedência e 80 % de destreza. Todavia, a comunidade demanda previsões com maior detalhamento geográfico, mais confiabilidade e com bastante antecedência para planejamento de suas atividades.

O presente estudo trata de captar as características importantes do escoamento, associadas aos eventos de friagem, que afetam o Sul e Sudeste do Brasil, num período de até 9 dias que antecedem aos eventos. A partir desse conhecimento, constrói-se um modelo conceitual para a evolução do evento.

Relembremos que no presente trabalho uma friagem intensa é definida como uma queda brusca de temperatura mínima superior a 4,5°C, em 24 horas, anteriormente ao dia de ocorrência de temperatura inferior a 4°C (vide Seção 3.1). Com esse critério obteve-se 14 casos em 15 anos entre 1979-1993, para o Sudeste. Pezza (2003) obteve também esta mesma frequência para casos de geada no Estado de São Paulo. Neste capítulo são calculados os campos compostos de 14 casos de friagem mostrados na Tabela 3.1, visando identificar os sinais precursoros nos Oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul, nos dias antecedentes ao evento. Importante é identificar os padrões de distúrbios (anomalias) nos campos compostos, que constituem os precursoros das friagens.

Os centros de alta pressão migratórios extratropicais são responsáveis pelas friagens. Os centros e as ondas sinóticas associadas em 500 hPa aproximam-se do continente sul americano pelo Pacífico Sul central e leste. Os centros de alta pressão demoram aproximadamente 6 dias, desde a sua posição em 100°W, para atingir o Estado de São Paulo e região ao norte. Satyamurty et al. (1990) descreveram algumas características importantes do evento ocorrido em maio de 1990 e constataram que a difluência do jato de ar superior sobre a costa leste do continente é um dos precursores de friagem. Krishnamurti et al. (1999) identificaram a amplificação da onda de 500 hPa corrente abaixo como um dos mecanismos da ocorrência de friagem na parte central da América do Sul.

Os campos de vorticidade potencial (P), da função frontogenética (F) e demais campos das variáveis básicas e derivadas são preparados para os 13 dias de evolução da friagem, 9 dias precedentes, três dias seguintes e o dia de ocorrência do evento. Os compostos são as médias dos 14 casos de friagem obtidas para D-9, D-8, ..., D0, D1, D2 e D3. Os campos de anomalias das variáveis são obtidos pela diferença entre os campos compostos e os campos médios sazonais do inverno (JJA). A grande maioria dos eventos extremos de incursão de ar frio aqui considerados aconteceu no inverno e, por essa razão, a obtenção de anomalias com respeito à média sazonal do inverno é mais adequada. Esses campos revelam vários padrões intensos das variáveis meteorológicas que se desenvolveram e se propagaram no Pacífico Sul leste e no Atlântico Sul oeste no período de 9 dias precedentes ao evento. Esses padrões podem ser vistos como precursores do evento. Serão descritos, a seguir, os campos compostos e suas anomalias que provêm uma visão detalhada da evolução dos precursores. Deve-se mencionar que, para economizar espaço, alguns campos não são apresentados, porém resultados importantes são acrescentados.

## 5.1 Campos Compostos

### 5.1.1 Pressão ao Nível Médio do Mar

A seqüência de mapas da pressão ao nível médio do mar ( $p_s$ ) ou equivalentemente geopotencial em 1000 hPa indica a progressão e/ou desenvolvimento do centro de alta pressão responsável pela friagem. Os campos compostos da  $p_s$  de D-9 a D2 apresentados na Figura 5.1 mostram que em D-6 um cavado em  $130^\circ\text{W}$  vem se aproximando da alta subtropical (AS) no Pacífico Sul leste. Em D-5 uma onda curta em  $45^\circ\text{S}$  com sua crista em  $86^\circ\text{W}$  e seu cavado em  $78^\circ\text{W}$ , desenvolve-se a leste do cavado em  $102^\circ\text{W}$ , e a perturbação sinótica desloca-se para leste. Em D-3 começa a se formar uma região de alta pressão a leste dos Andes. Em D-2 e D-1 o núcleo de alta pressão se desloca para norte e nordeste, a medida que o núcleo a oeste dos Andes se enfraquece. Em D0 a alta ocupa toda a Argentina, Paraguai, Uruguai e o sul do Brasil. No dia de  $T_{\min} < 4^\circ\text{C}$  em São Paulo o núcleo dessa alta (1026 hPa) migratória localiza-se sobre a Região Sul do Brasil.

Em termos de centros de alta pressão subtropicais, a situação do D1 é parecida com a do D-9 com a exceção do centro de alta migratória sobre o sul do Brasil com valores no seu núcleo de 1026 hPa, demonstrando visualmente a anticiclogênese. A seqüência mostra a importância da progressão do cavado no Pacífico Sul leste para o desenvolvimento de centro de alta pressão corrente abaixo a oeste do Chile.

A seqüência de anomalias dos compostos de pressão,  $p_s'$ , dada na Figura 5.2, separa os centros de pressão ou cavados e cristas transitórios das características sazonais e/ou estacionárias. Nota-se que em D-5 um centro de alta pressão se encontra em  $52^\circ\text{S}; 95^\circ\text{W}$  e desloca-se para nordeste até  $70^\circ\text{W}; 38^\circ\text{S}$  em D-2. Um outro centro de alta pressão começa a se formar a leste dos Andes em D-4 e se desloca para nordeste, cobrindo toda a Argentina. Em D0 ele avança para o Paraguai, sul da Bolívia, sudoeste do Brasil e em D1 localiza-se

mais ao nordeste. Enquanto isso, o centro de alta pressão a oeste do Chile se dissipa gradualmente. Em D-3 a anomalia de pressão sobre o oeste da Argentina apresenta um valor de 12 hPa e no dia seguinte aumenta para 16 hPa. Em se tratando de valor médio de 14 casos, o aumento é substancial e caracteriza anticiclogênese.

Outras características que se destacam nessa seqüência de mapas são um cavado semiestacionário no Pacífico Sul entre 120°W e 100°W, o qual começa se deslocar para leste a partir de D-2 e os centros de baixa pressão no Atlântico Sul que se desenvolvem em D-3 e D-1. Em D0 pode-se notar um gradiente zonal de  $p_s'$  intenso. Esse gradiente é responsável pelos ventos meridionais fortes que advectam ar frio com temperaturas muito baixas para o sul do Brasil e para o centro-oeste e o sudeste do Brasil em D0 e D1 e concordam com as observações de Satyamurty et al. (2002).

As trajetórias do centro de alta pressão e do centro da anomalia de alta pressão são mostradas na Figura 5.3. A diferença das posições nas duas trajetórias é basicamente a localização norte-sul. Os centros de anomalias de pressão superpostas a um gradiente meridional de pressão aparentam ter os seus centros deslocados para o norte. No seu estudo de deslocamento dos centros de pressão, Pezza e Ambrizzi (2003) notaram que as trajetórias dos centros de alta pressão que resultam em friagens no Brasil passam por latitudes menores do que as responsáveis por friagens na Argentina.

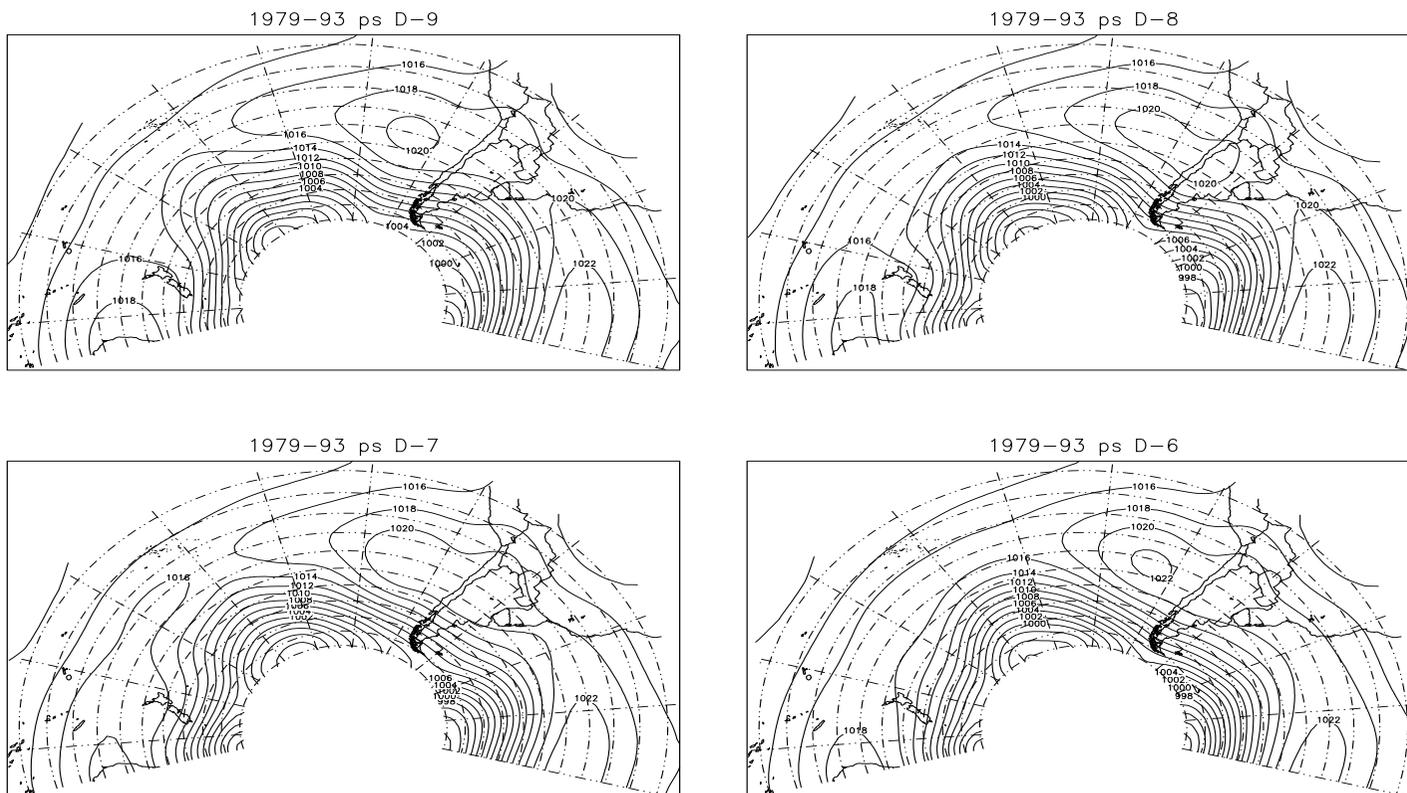


FIGURA 5.1: Sequência de campos compostos de pressão à superfície ( $p_s$ , hPa) de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores.

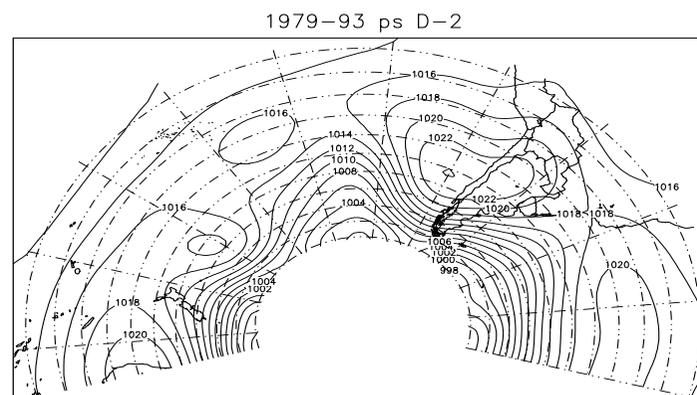
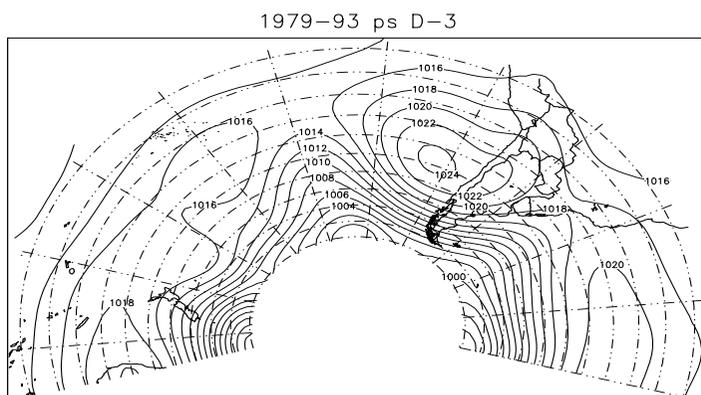
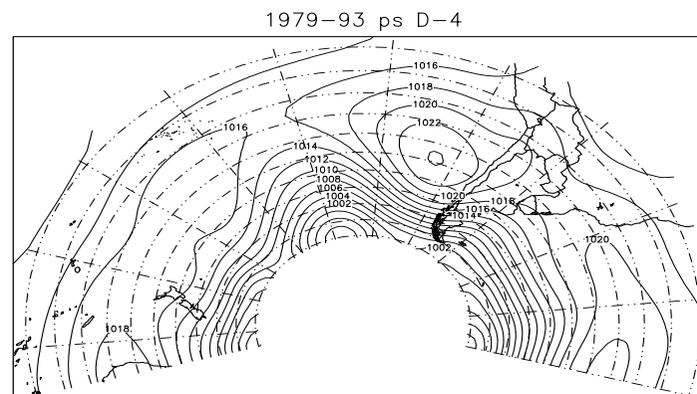
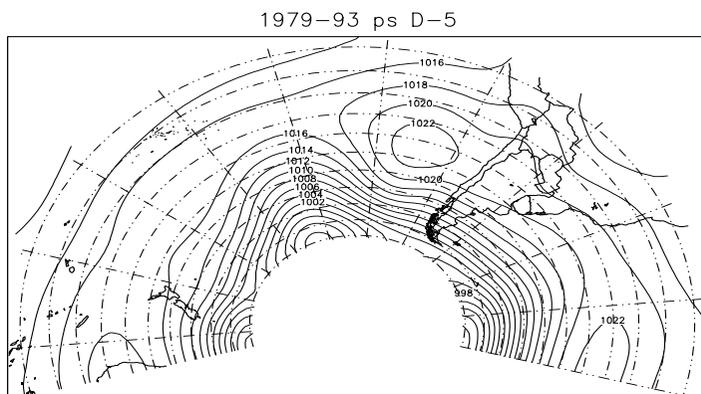


FIGURA 5.1: Continuação.

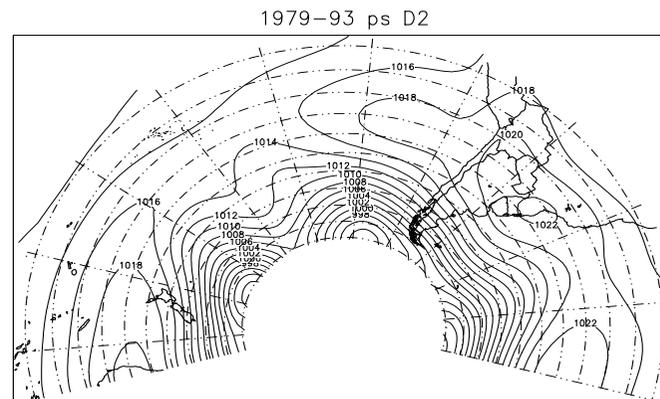
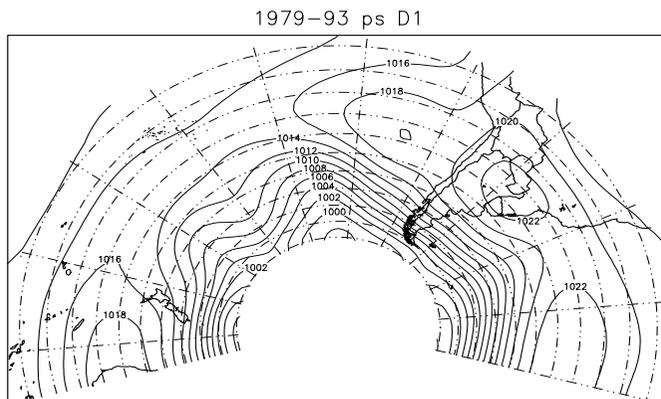
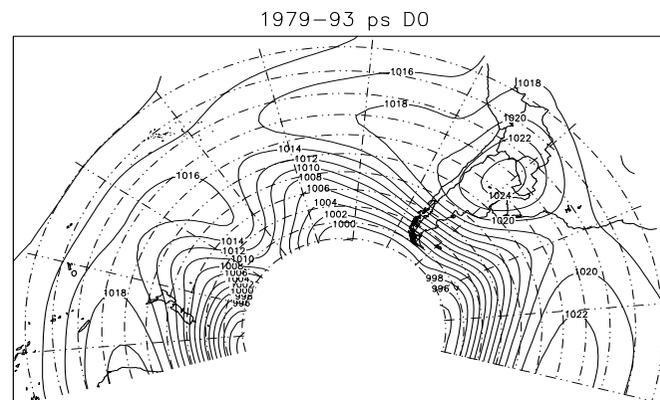
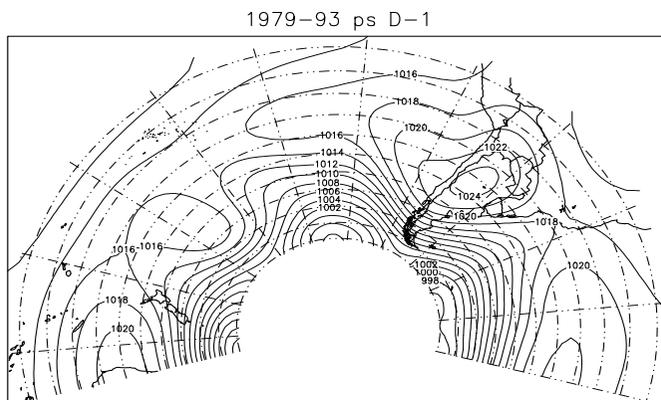


FIGURA 5.1: Conclusão.

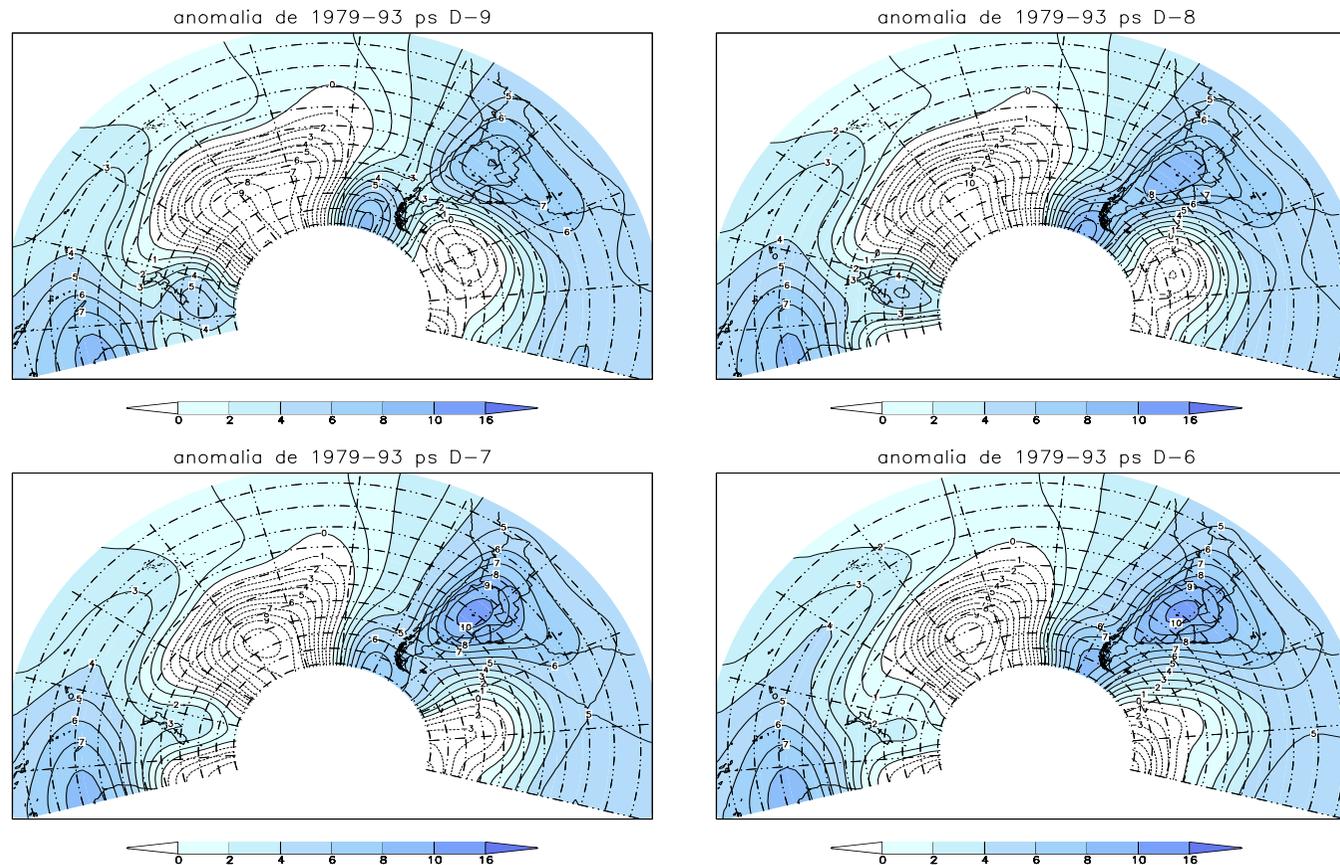


FIGURA 5.2: Seqüência de campos compostos de anomalia de pressão à superfície ( $p_s'$ , hPa) de D-9 a D3. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são os dias posteriores. O último painel é o campo médio sazonal usado para obtenção da anomalia. Valores positivos são sombreados.

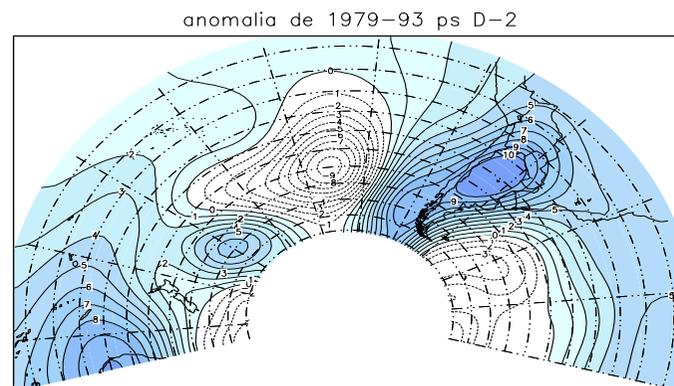
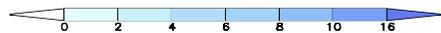
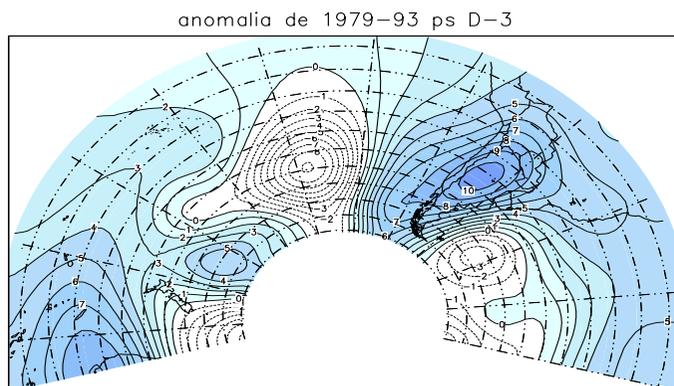
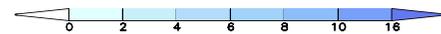
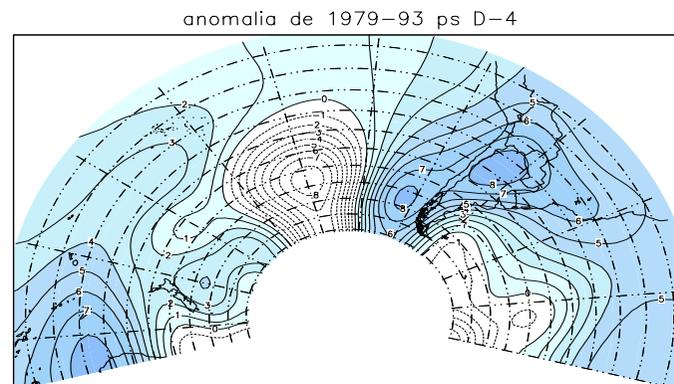
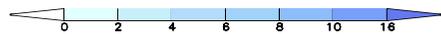
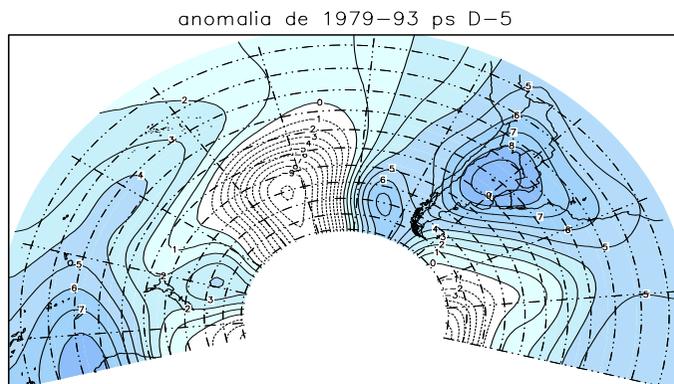


FIGURA 5.2: Continuação

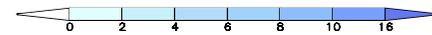
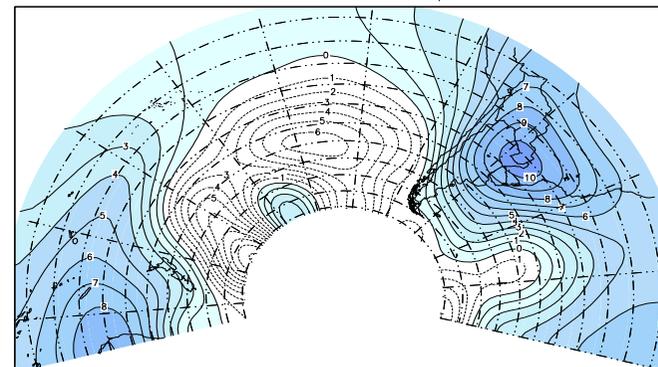
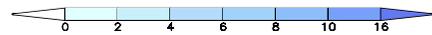
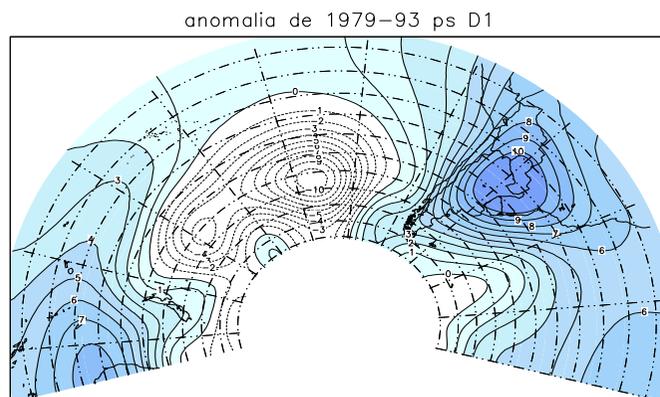
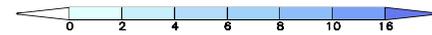
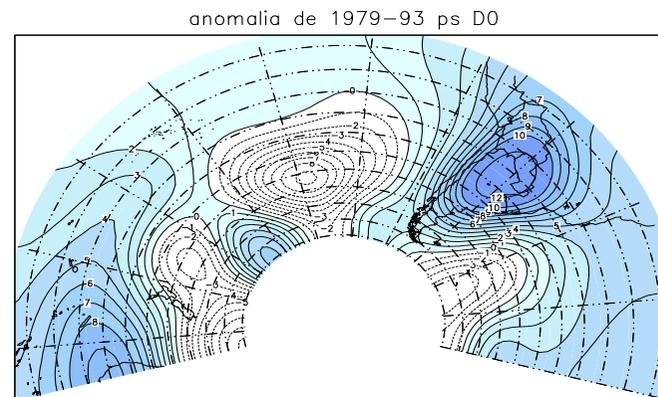
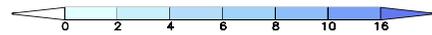
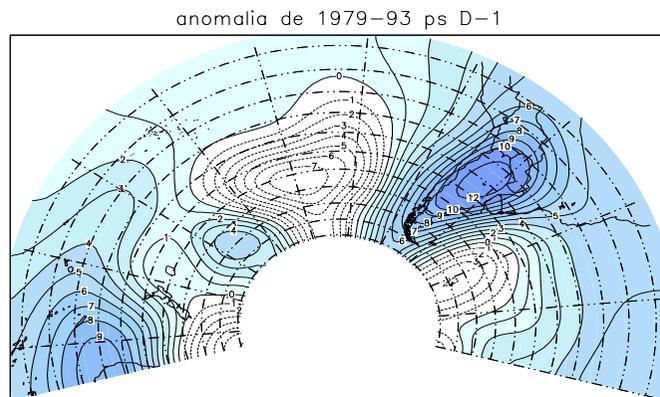


FIGURA 5.2: Continuação.

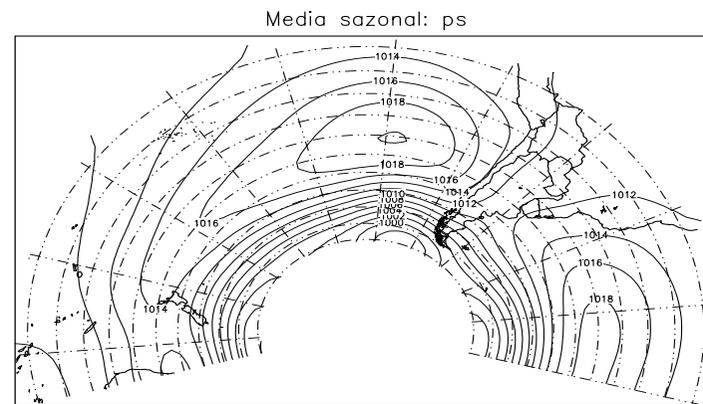
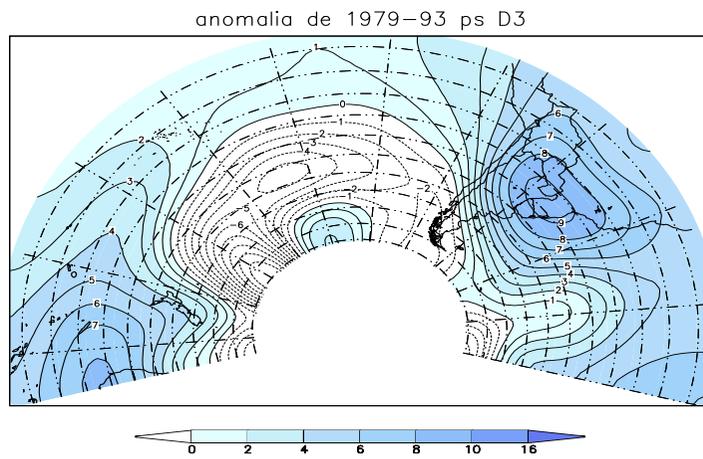


FIGURA 5.2: Conclusão

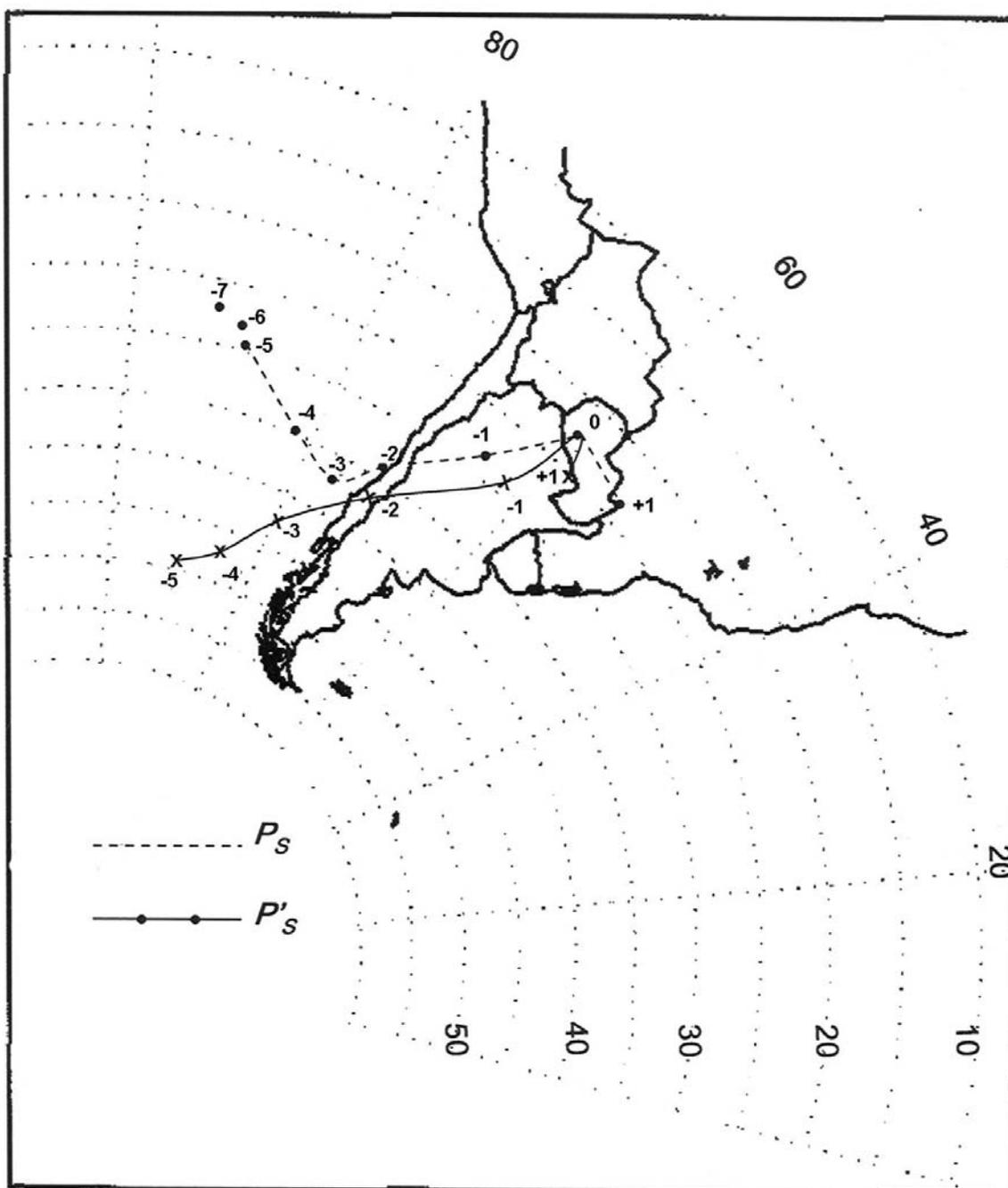


FIGURA 5.3: Trajetória do centro de alta pressão à superfície associada à friagem em campos compostos. Linha tracejada: pressão, contínua: sua anomalia. Números na trajetória indicam dias anteriores e posterior a friagem em São Paulo.

### 5.1.2 Ventos em 925 hPa

Os centros de alta pressão na retaguarda dos sistemas frontais intensos são, em geral, rasos e portanto o nível de 925 hPa foi escolhido para estudar o escoamento de baixa troposfera associado a friagens. A Figura 5.4 apresenta a seqüência de mapas da anomalia de compostos e a média sazonal de ventos em 925 hPa.

As duas características que se destacam nestes campos de escoamento anômalo são: a) O desenvolvimento de um trem intenso de ondas no Pacífico ao sul de 30°S desde 200°W até o sul do Chile durante o período de D-9 a D-5. b) O desenvolvimento de duas ciclogêneses no Atlântico nos dias D-3 e D-1, em 43°W ao norte de 50 S, consistente com o campo de pressão apresentado na Seção 5.1.1. Os ventos a oeste do primeiro ciclone em desenvolvimento advectam o ar frio para a Argentina. A segunda ciclogênese do dia D-1 está centrada em torno de 40°S e é responsável pela advecção do ar frio para o sul do Brasil e subsequente ao norte. É notável uma pista longa de ventos do sul, desde o mar de Weddell à região sulamazônica, nos dias D-1 e D0.

Os ventos próximos à superfície (não mostrados) em D0 e D1 sobre o leste da Argentina, sul do Brasil, Paraguai e Bolívia tiveram direção predominantemente contrária ao vento médio sazonal. Esses ventos foram responsáveis pela advecção forte do ar frio para as regiões centrais do continente. A circulação ciclônica no Pacífico Sul que se destaca durante todo o período está associada ao centro de baixa pressão descrito na Seção 5.1.1. É interessante notar que, nos dias D-3 a D0, os ventos fortes de norte, a leste deste centro, contornam o cone sul do continente e com um giro anticiclônico entram no continente como ventos de sul a leste dos Andes (Figura 5.4).

### 5.1.3 Vorticidade Relativa na Troposfera Baixa

Para se verificar o desenvolvimento de anticiclone a leste dos Andes, apresenta-se na Figura 5.5 a seqüência de vorticidade relativa em 925 hPa. Nesta figura destaca-se a evolução composta do anticiclone responsável pelo evento de friagem no estado de São Paulo. Em D-3 observa-se um máximo de vorticidade positiva de  $4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  na Patagônia. Este centro evolui para  $8 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  sobre o oeste da região sul do Brasil em D1, o dia em que a temperatura em São Paulo tornou-se inferior a  $4^\circ\text{C}$ . Assim houve uma intensificação e um deslocamento simultâneos do centro do anticiclone.

Um outro acontecimento importante foi o deslocamento e intensificação de um centro ciclônico em  $45^\circ\text{S}$  no período de D-5 a D-3, Quando verifica-se um aprofundamento de  $-4 \times 10^{-5}$  para  $-10 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ . Outrossim, verifica-se uma segunda ciclogênese em  $30^\circ\text{S}; 45^\circ\text{W}$  no Atlântico Sul. A anticiclogênese e as ciclogênese descritas foram os precursores do evento de friagem.

As tendências da vorticidade relativa (Figura 5.5) são apresentadas na Figura 5.6. Essa figura corrobora as características descritas acima. Os efeitos da advecção de vorticidade não explicam as tendências.

Conjetura-se que os efeitos de convergência e divergência são extremamente importantes para a formação de ciclone e de anticiclone nos baixos níveis.

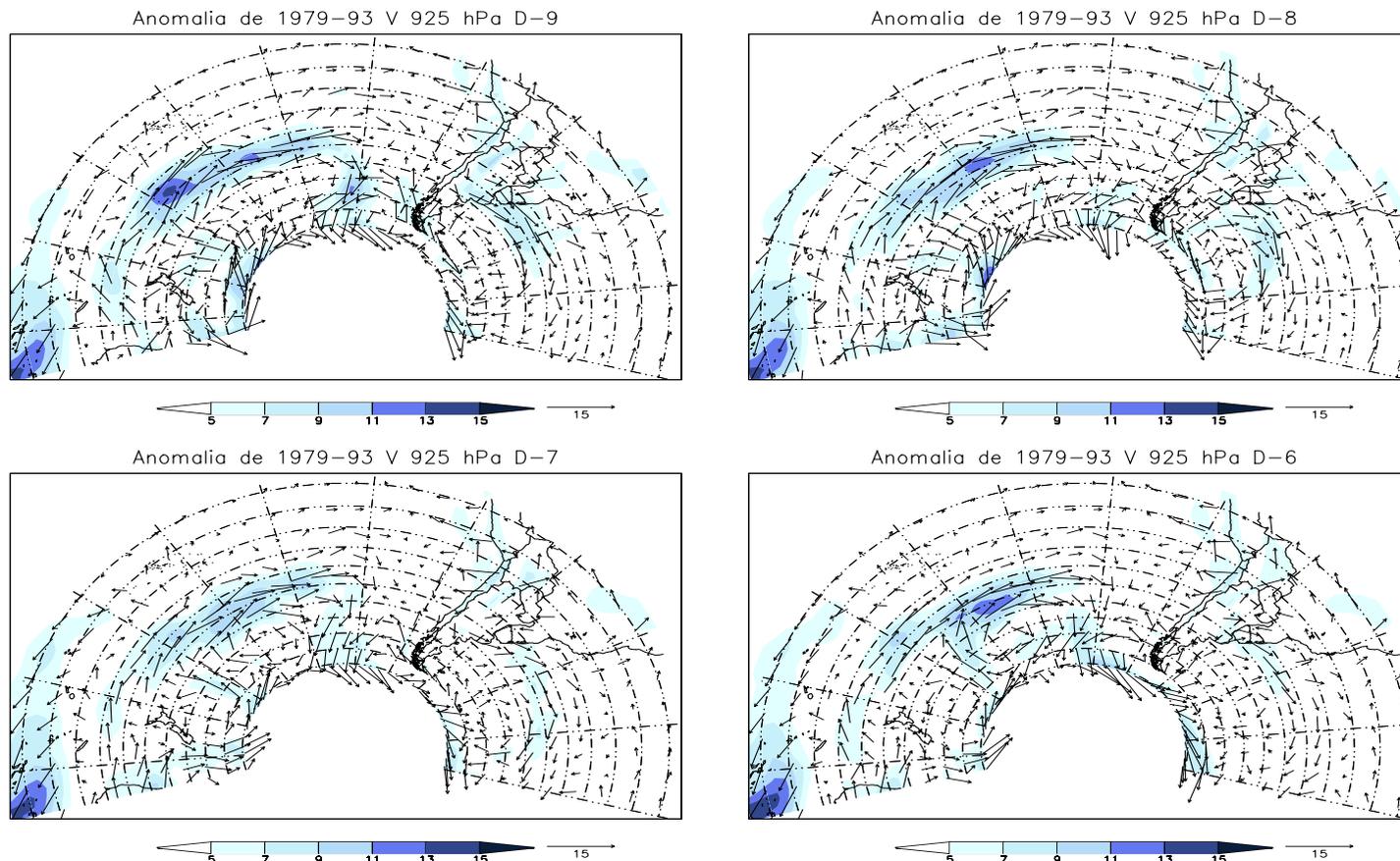
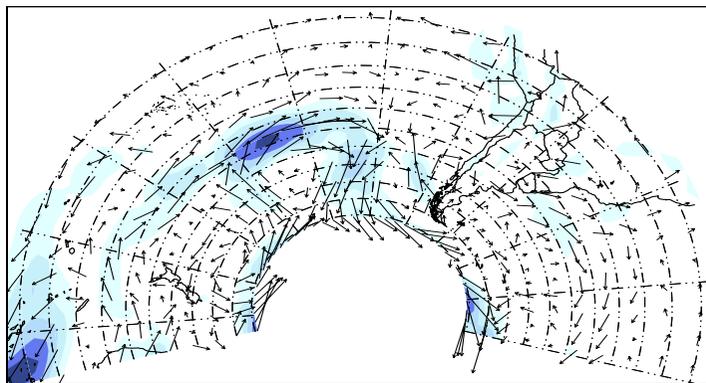
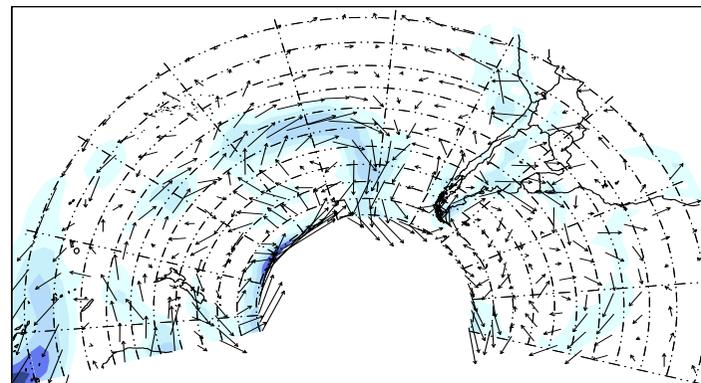


FIGURA 5.4: Anomalia de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) de D-9 a D3 e vento médio sazonal em 925 hPa. D-N é o N-ésimo dia anterior ao de friagem D0. D1, D2 e D3 são os posteriores. A magnitude está com a escala de tons mostrada abaixo dos painéis.

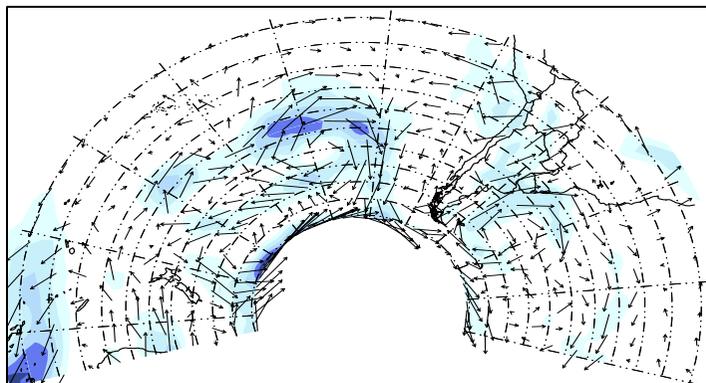
Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D-5



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D-4



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D-3



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D-2

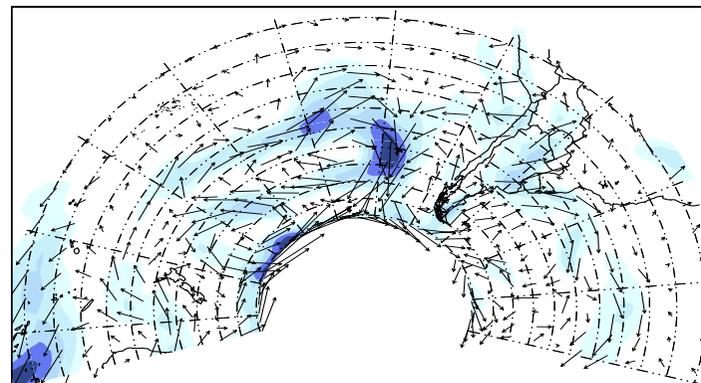
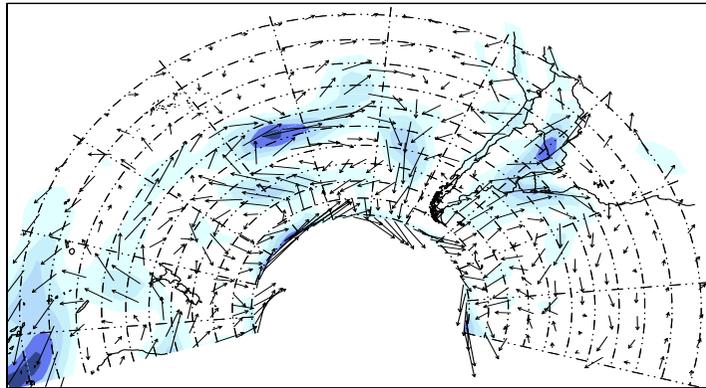
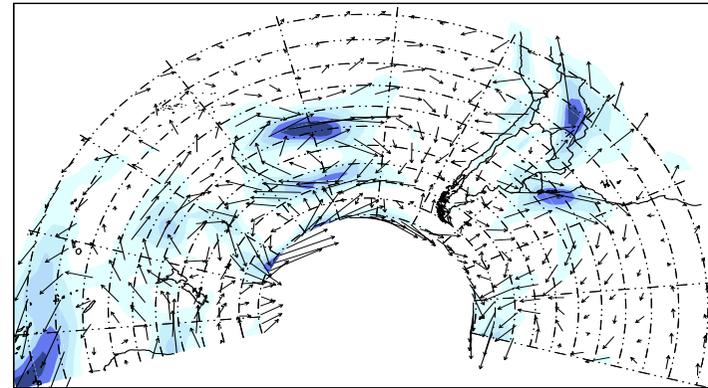


FIGURA 5.4: Continuação

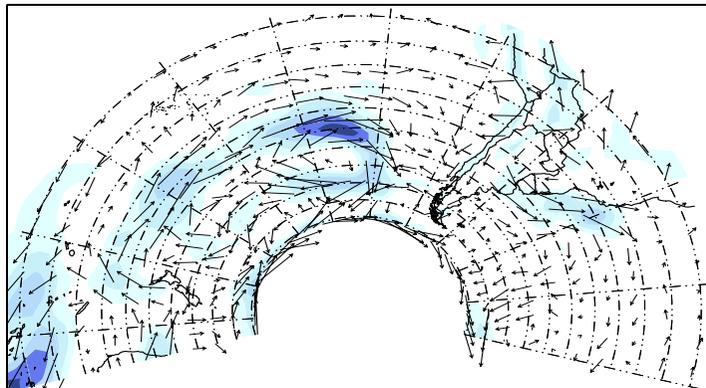
Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D-1



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D0



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D1



Anomalia de 1979-93 V 925 hPa D2

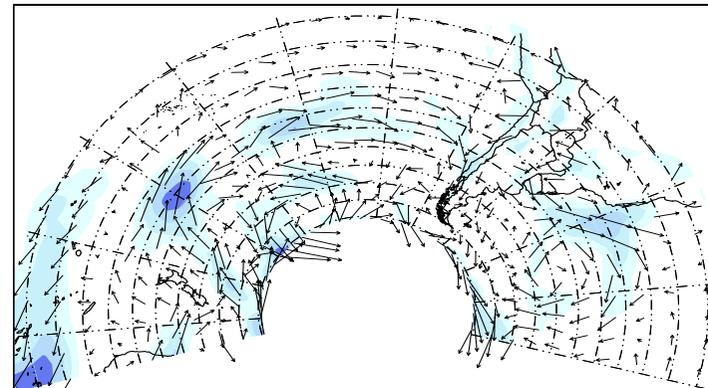


FIGURA 5.4: Continuação

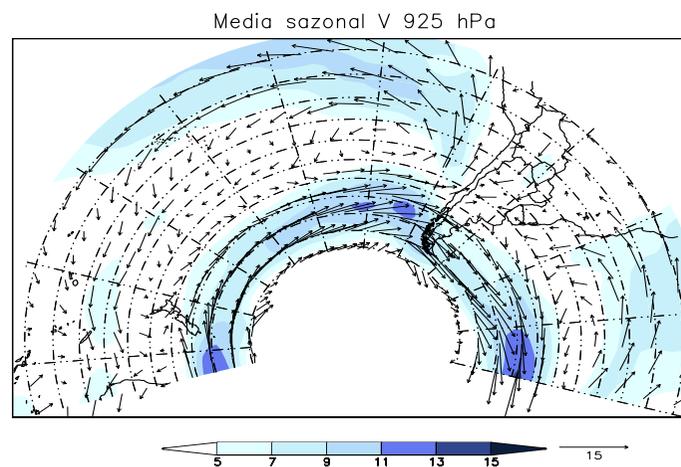
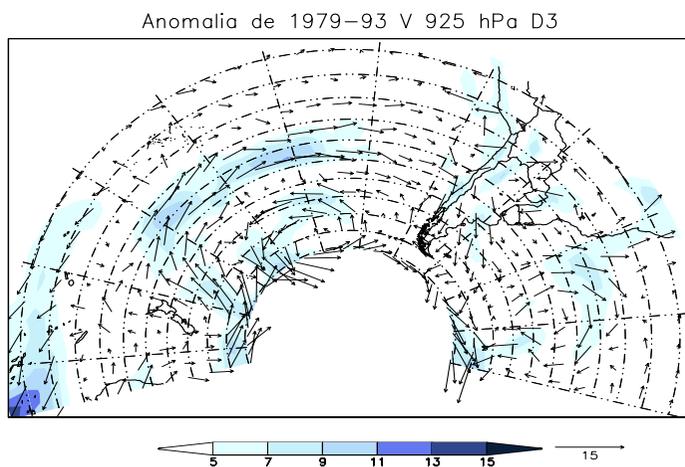


FIGURA 5.4: Conclusão

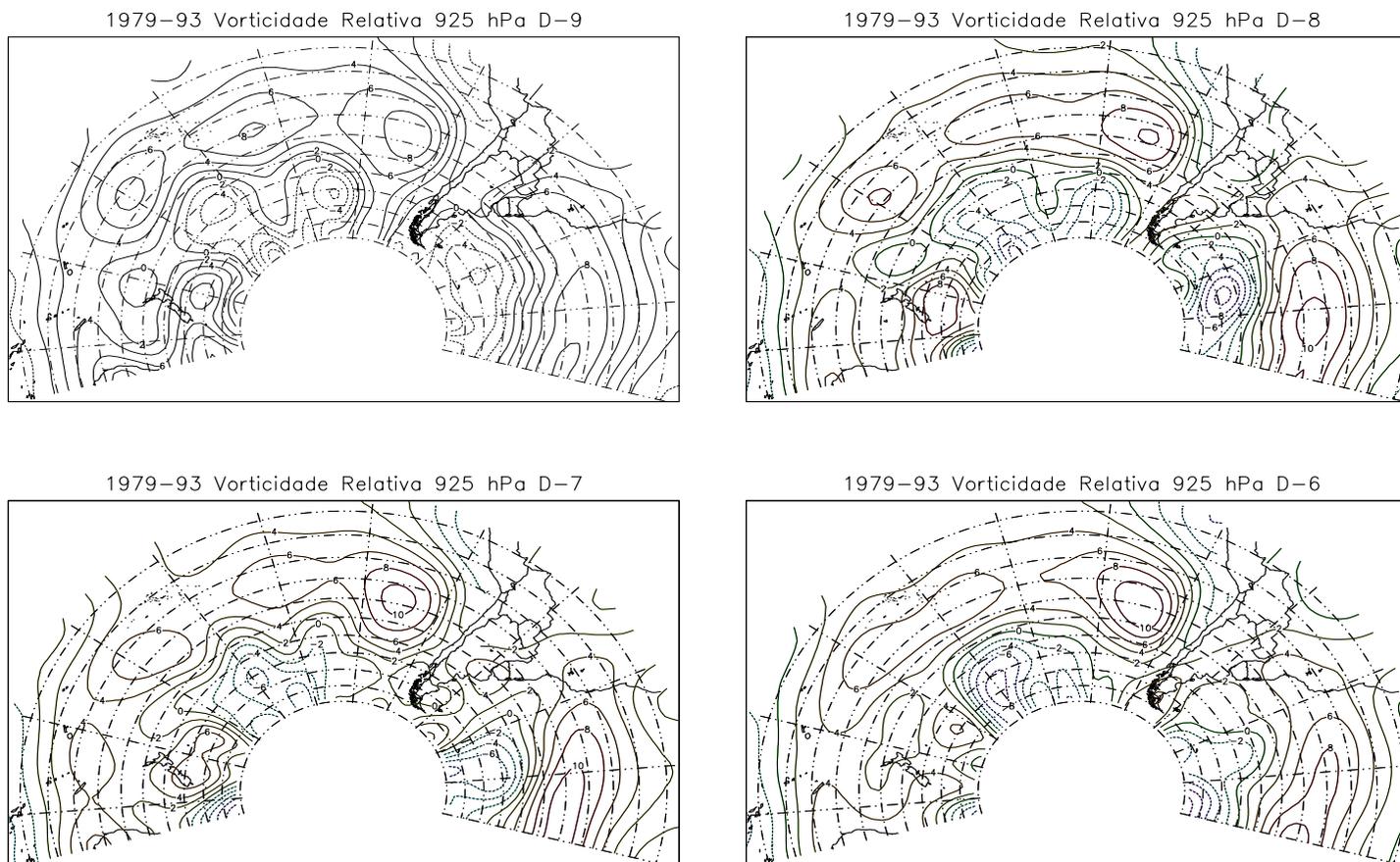
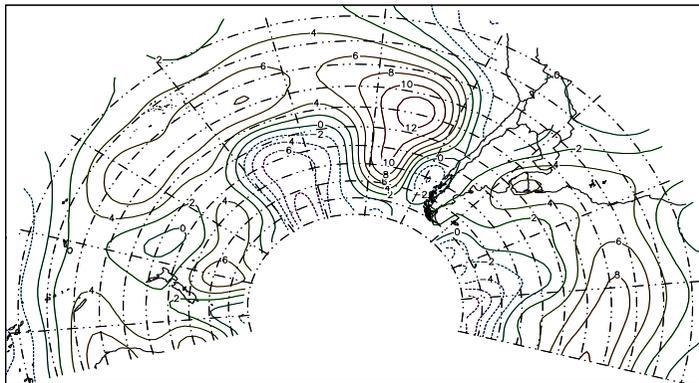
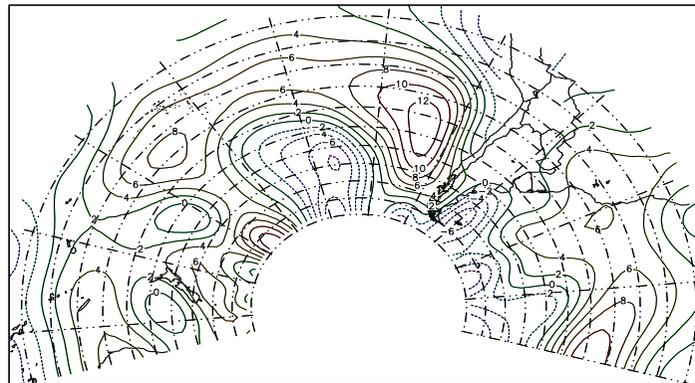


FIGURA 5.5: Seqüência do campo composto de vorticidade relativa ( $10^{-5} s^{-1}$ ) em 925 hPa de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos sombreados.

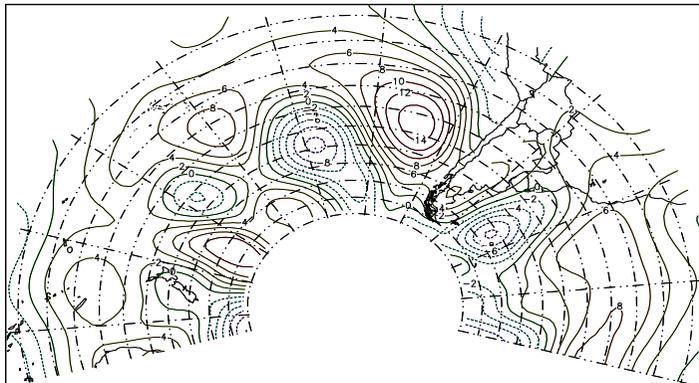
1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D-5



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D-4



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D-3



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D-2

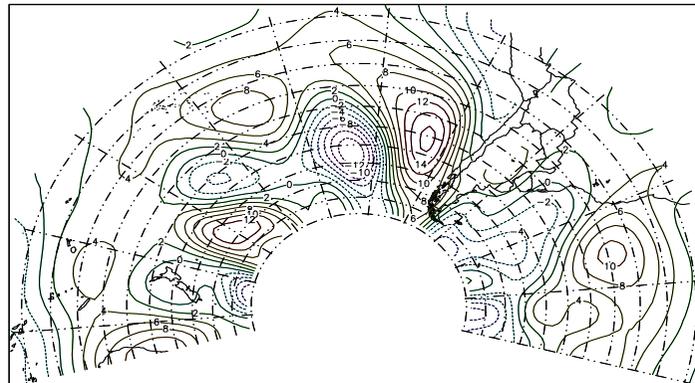
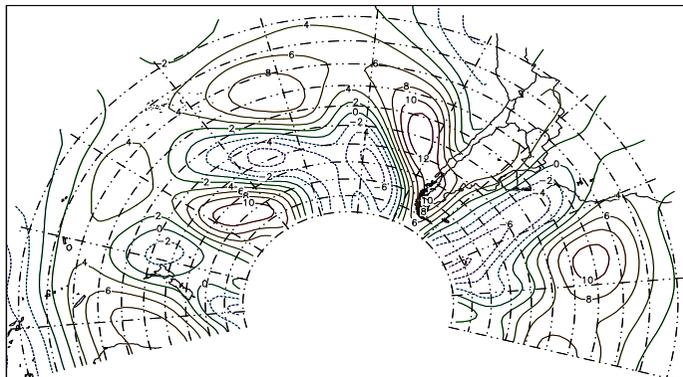
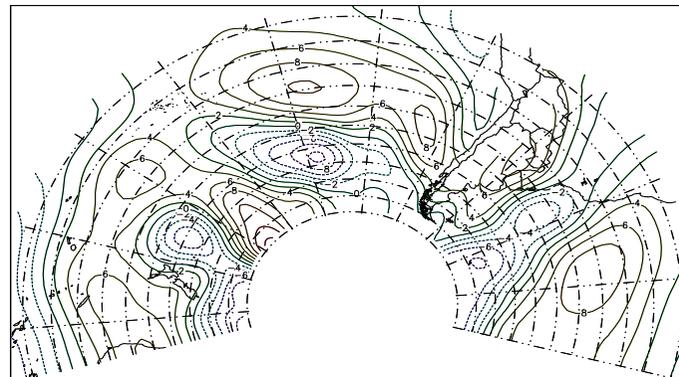


FIGURA 5.5: Continuação

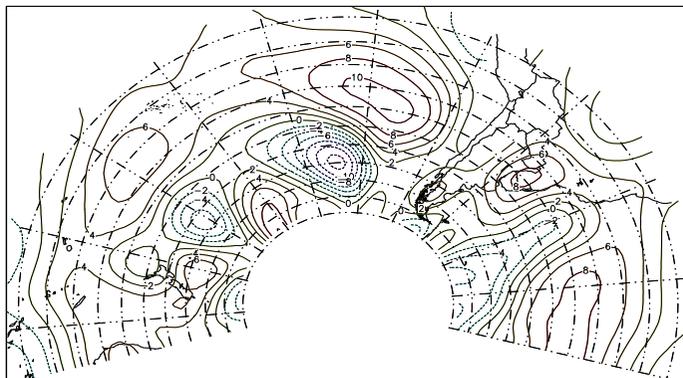
1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D-1



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D0



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D1



1979-93 Vorticidade Relativa 925 hPa D2

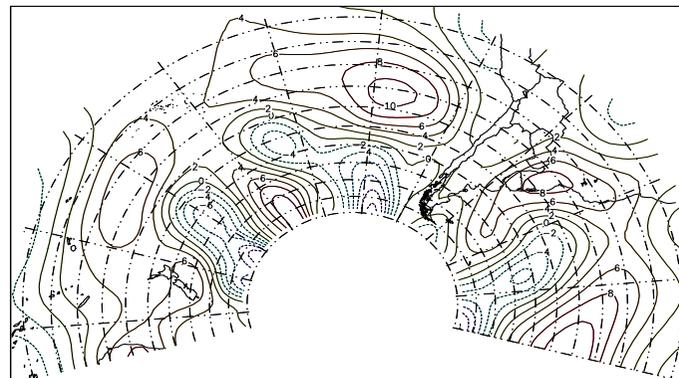


FIGURA 5.5 Conclusão

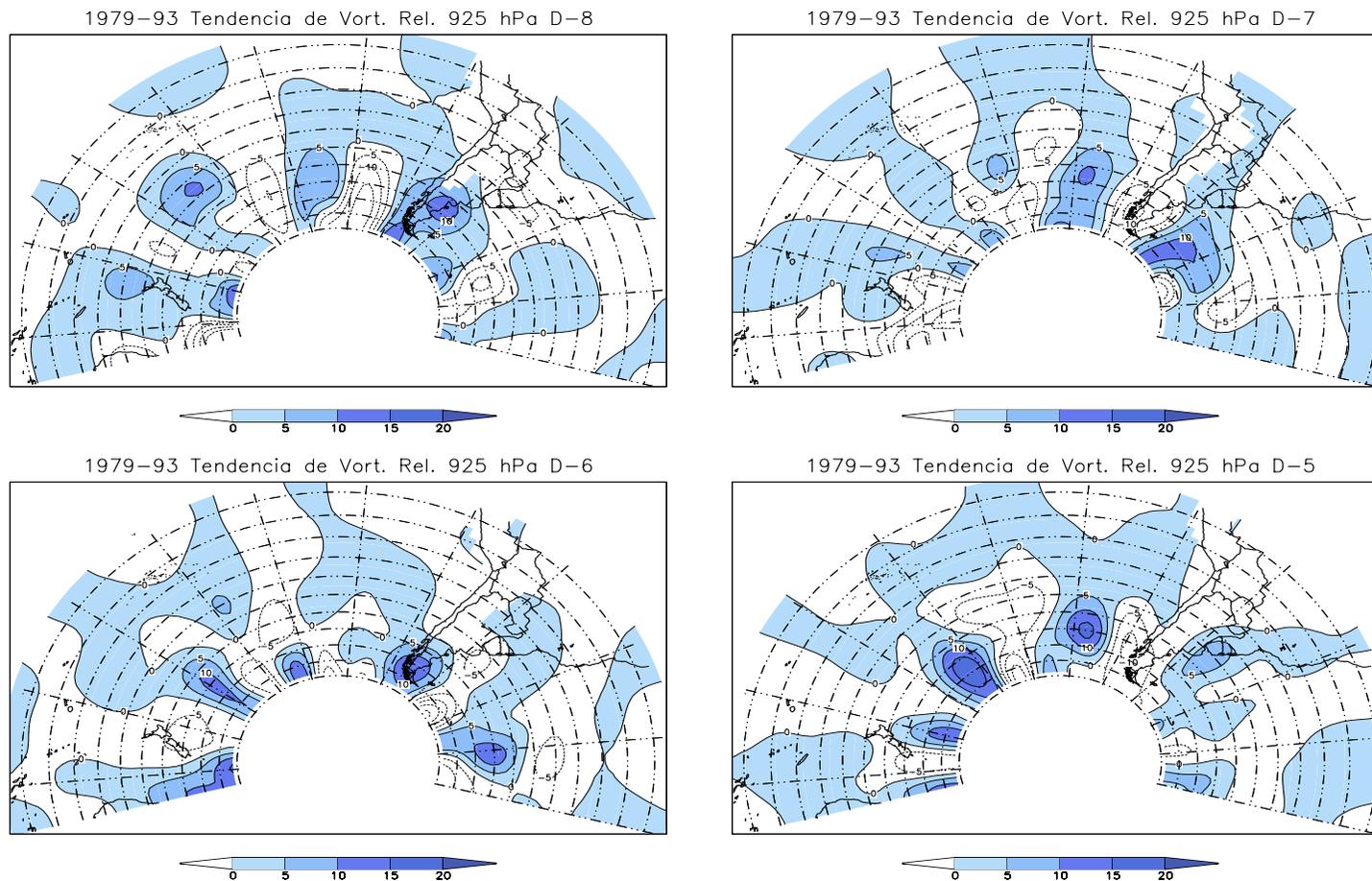
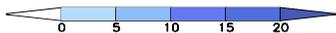
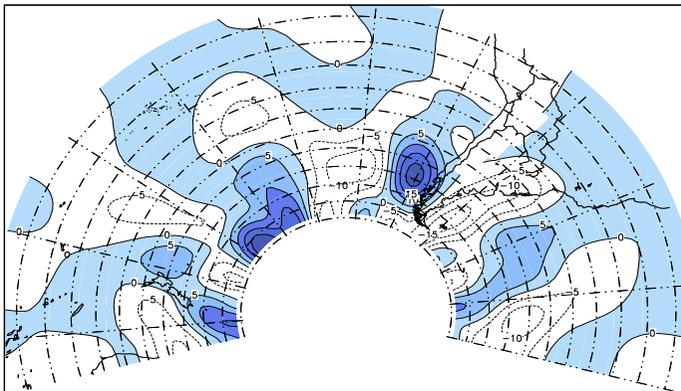
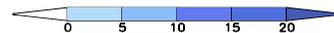
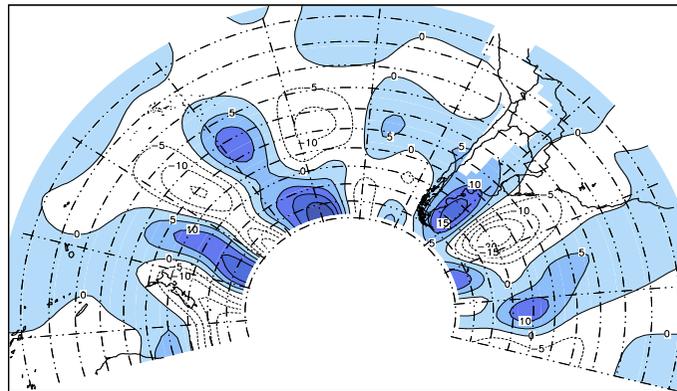


FIGURA 5.6: Sequência do campo composto da tendência de vorticidade relativa ( $10^{-10} s^{-2}$ ) em 925 hPa de D-8 a D3. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1, D2 e D3 são os dias posteriores. Valores positivos sombreados.

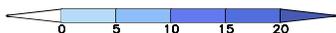
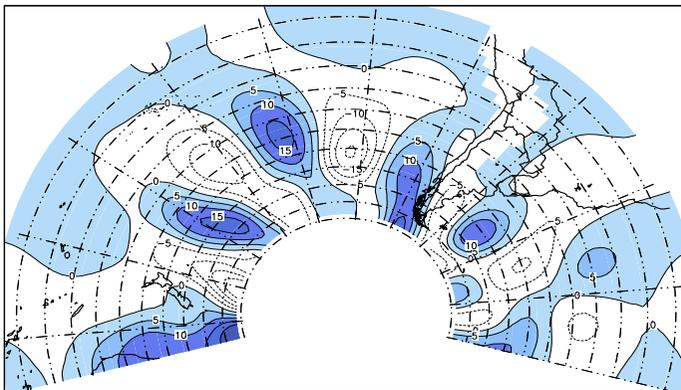
1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D-4



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D-3



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D-2



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D-1

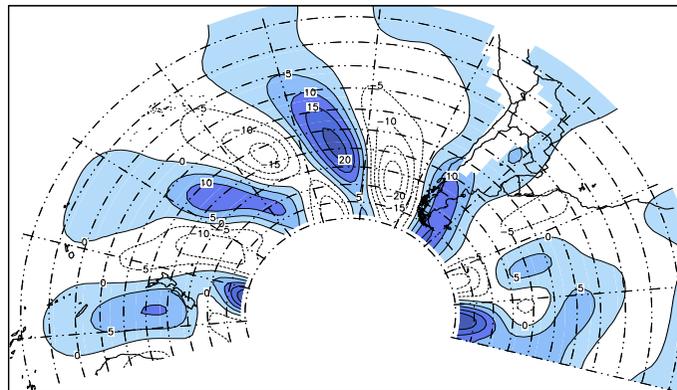
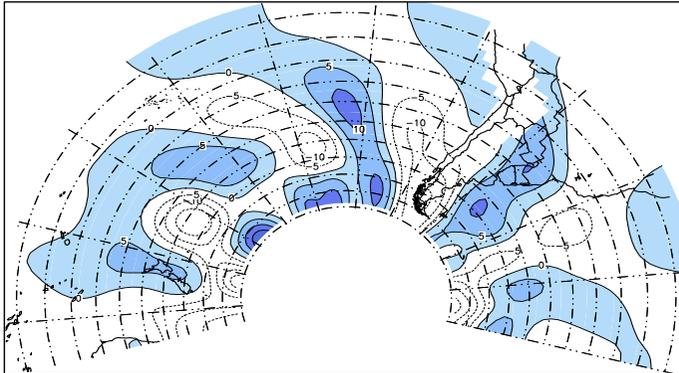
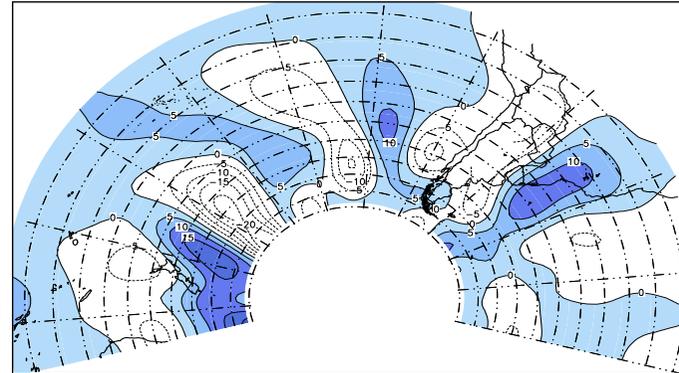


FIGURA 5.6: Continuação

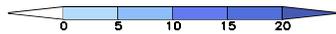
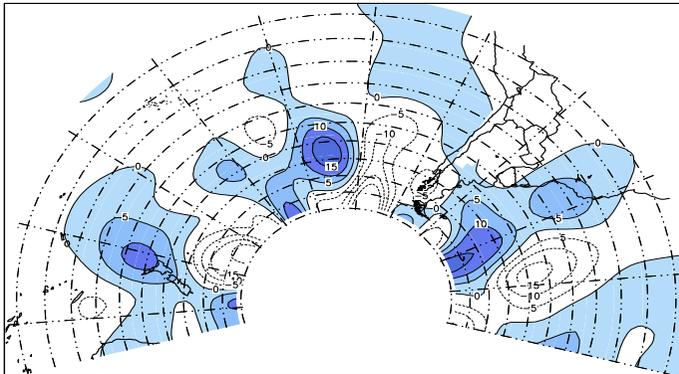
1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D0



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D1



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D2



1979-93 Tendência de Vort. Rel. 925 hPa D3

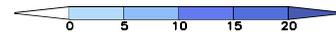
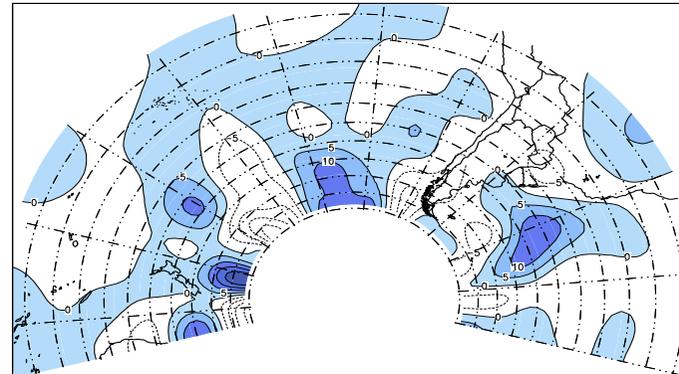


FIGURA 5.6: Conclusão.

#### 5.1.4 Geopotencial em 500 hPa

A evolução da altura geopotencial em 500 hPa é apresentada através das anomalias dos campos compostos na Figura 5.7. Nota-se um deslocamento lento para leste de um cavado profundo, com uma orientação SW-NE e associado a um centro de pressão em 40°S, no Pacífico Sul Central no período de D-9 a D-5. Em D-5 o centro de baixa pressão (no campo de anomalias) ocupa a posição de 115°W; 40°S. Nesse dia observa-se o começo da amplificação de uma onda sinótica formada por uma crista em 90°W e cavado em 60°W, atingindo maior amplitude nos dias D-2 e D-1. No final da amplificação, por sua vez, o cavado no Atlântico mudou de uma orientação NW-SE para uma orientação meridional desde 60°S até 20°S próximo a 50°W. A onda deslocou-se por 20 graus de longitude para leste do dia D-5 ao dia D0, o que equivale a um deslocamento lento para leste de apenas 4 graus de longitude por dia. Por outro lado, o deslocamento do cavado a leste dos Andes (no litoral leste do continente) possui um componente meridional para norte de 12 graus de latitude no período de D-4 a D0, ou 3 graus por dia.

A inclinação na vertical da crista em 500 hPa em relação ao centro de alta pressão em superfície, em D-3, é difícil de estimar porque o sistema em superfície apresenta dois núcleos, um a oeste e o outro a leste dos Andes. Todavia, pode-se dizer que, em relação ao núcleo de alta pressão a leste dos Andes a crista em 500 hPa está deslocada por 25 graus de longitude (compare Figuras 5.2 e 5.7). Essa onda (crista a oeste do litoral sul do Chile e cavado sobre o sul da América do Sul) apresentou as características de um sistema sinótico de latitudes médias em desenvolvimento, porém deslocadas um pouco para o norte, o que se deve ao deslocamento da massa de ar frio para norte na baixa troposfera. As ciclogêneses em superfície nos dias D-3 e D-1 no Atlântico são propiciadas pela aproximação do cavado em 500 hPa.

Outras características dos cavados em 500 hPa que chamam atenção são as inclinações na horizontal. No período de D-5 a D-1 o cavado no Pacífico possui uma orientação SW-NE e o cavado no Atlântico apresenta uma orientação NW-SE. Essas orientações regionalmente têm implicações nos fluxos turbulentos ('eddy') de quantidade de movimento (média zonal de  $u'v'$ ). Na região a oeste do Chile o fluxo é positivo (para o norte) e no Atlântico o fluxo é negativo (para o sul). Isso implica em conversões opostas de energia entre a perturbação sinótica e o escoamento básico no Pacífico e no Atlântico. Por sua vez, isso tem implicações na amplificação e/ou enfraquecimento das ondas. Essa parte será sucintamente discutida no Capítulo 8.

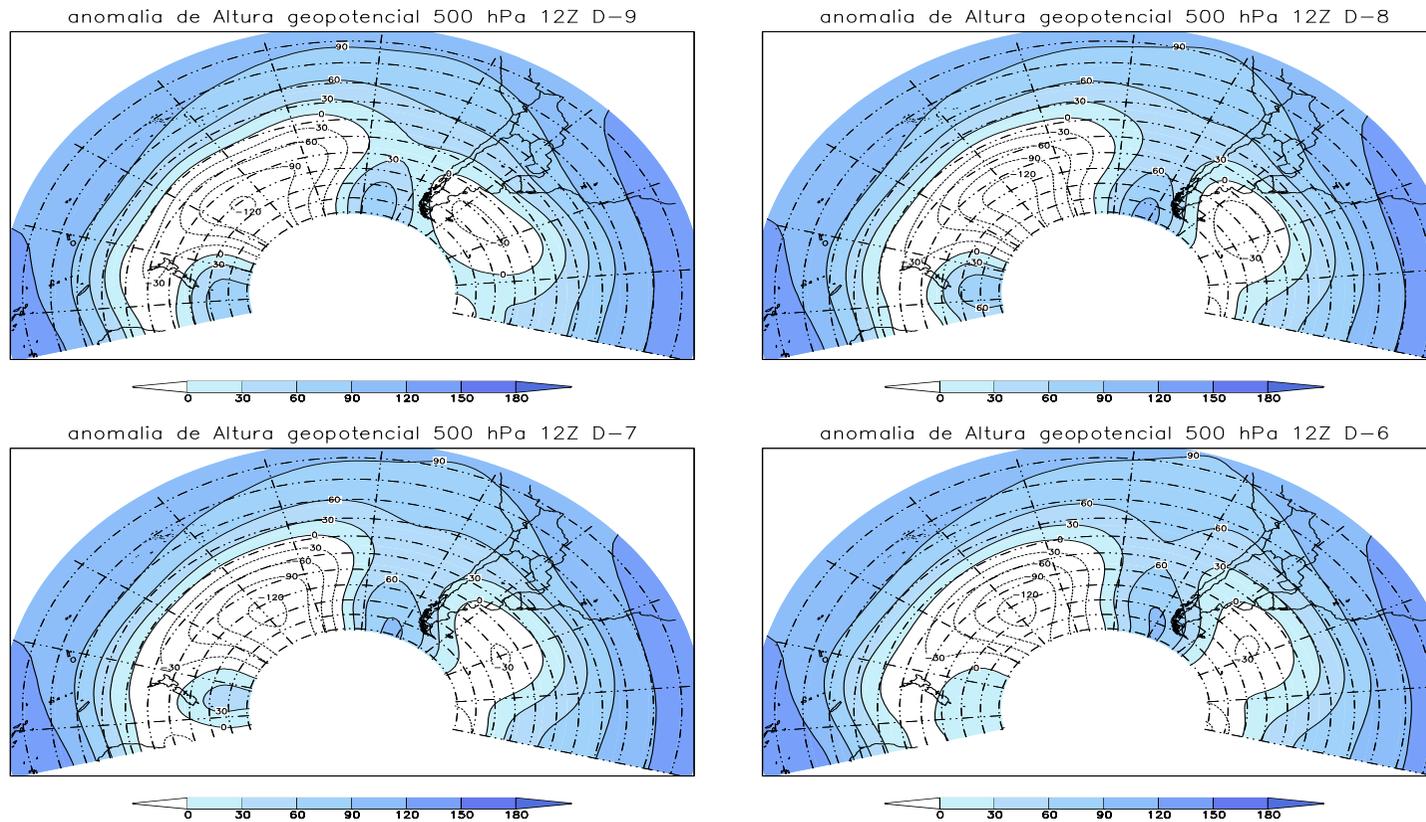


FIGURA 5.7: Seqüência do campo composto da anomalia de geopotencial em 500 hPa (m) de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos são sombreados.(continua).

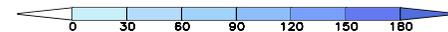
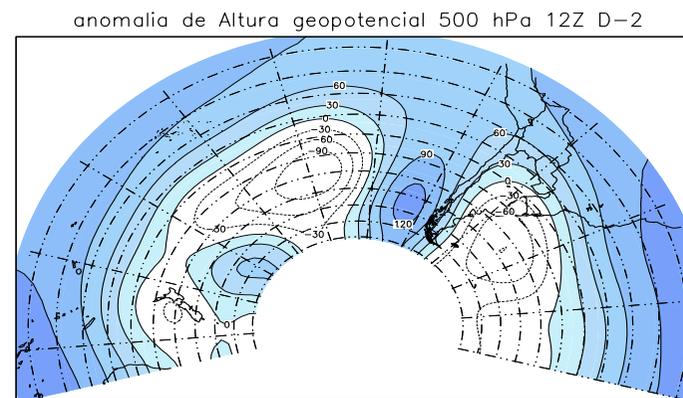
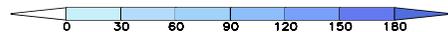
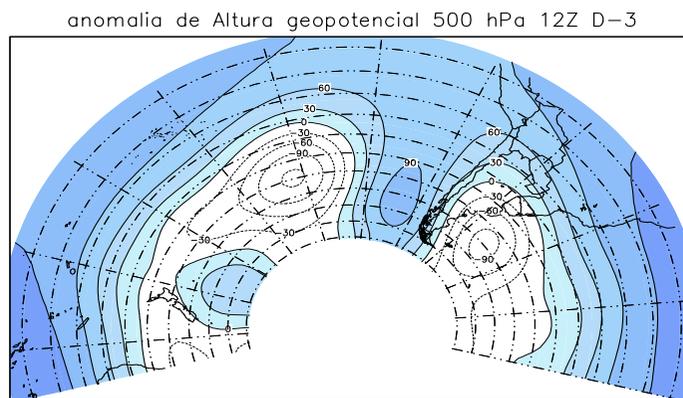
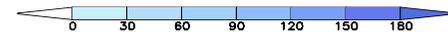
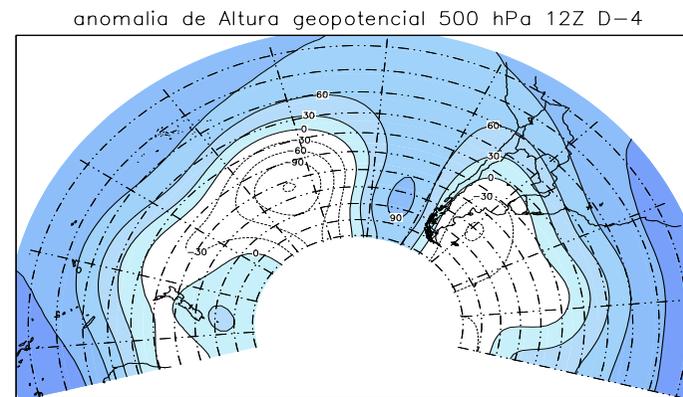
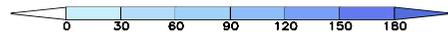
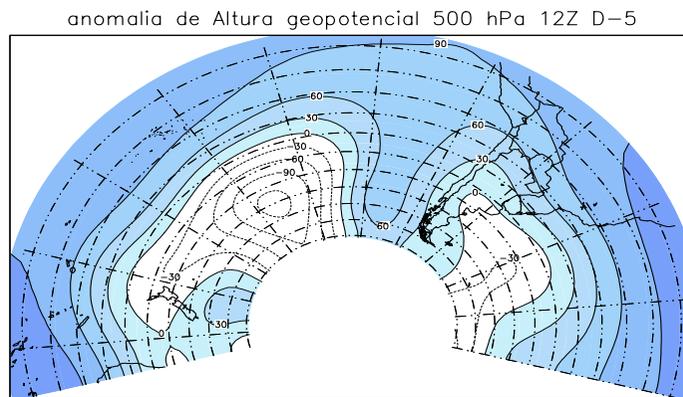


FIGURA 5.7: Continuação (continua).

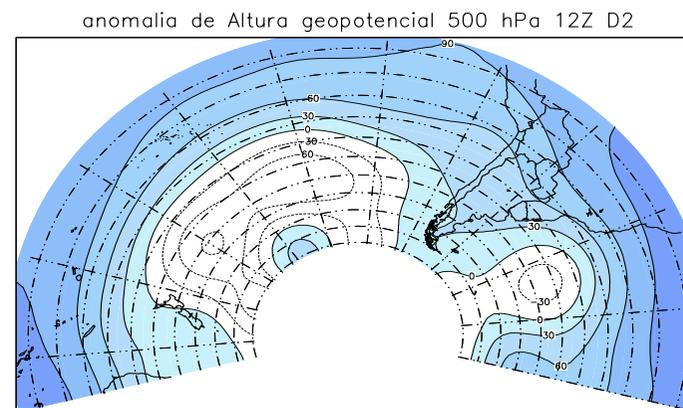
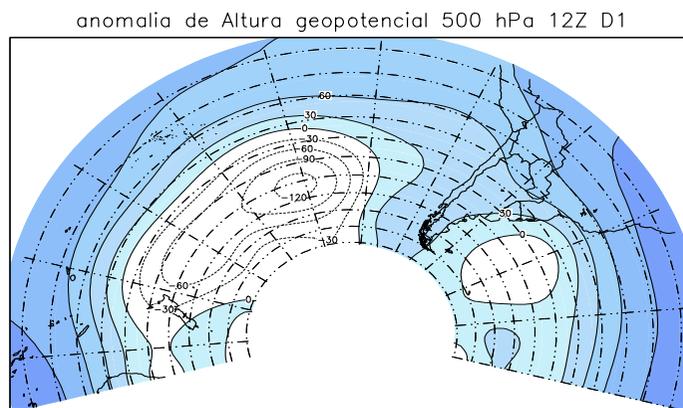
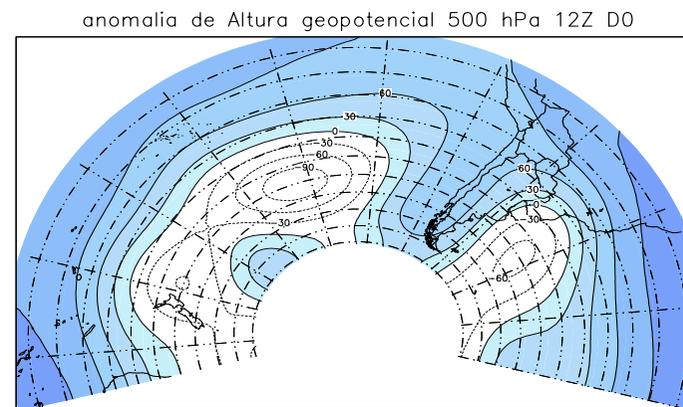
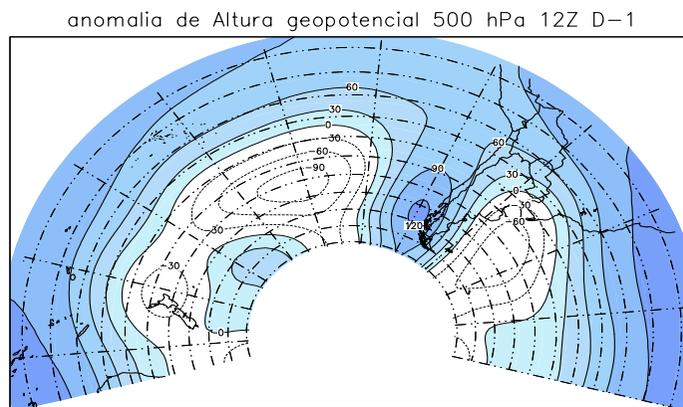


FIGURA 5.7: Conclusão.

### 5.1.5 Frontogênese em 925 hPa

A função frontogenética (F) na baixa troposfera é um bom diagnóstico para acompanhar o sistema frontal responsável pela friagem. Apenas as anomalias de F em 925 hPa com respeito a sua média sazonal são apresentadas. Uma característica notável desses campos, mostrados na Figura 5.8, é um sistema formado por uma faixa de frontogênese ao norte da Argentina, Paraguai, leste da Bolívia e o sul do Brasil e por uma faixa de frontólise sobre os Andes. Esse sistema mostra uma evolução temporal clara. O núcleo de frontólise se intensifica e expande para leste a partir de D-3. Em D0 a região de frontólise ocupa o Uruguai, Paraguai, norte da Argentina e o Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Nesse dia a faixa de frontogênese se desloca para Rio de Janeiro, Minas Gerais e o sul da Amazônia. No D1 a região de frontólise toma conta de todo o continente.

O campo de frontogênese é um produto entre o gradiente horizontal de temperatura e o campo de deformação e é altamente sensível à qualidade de dados. Portanto, o campo foi suavizado usando uma média ponderada de nove pontos.

No período de D-8 a D-5 a faixa de frontogênese sobre o sul do Brasil intensifica-se, mostrando a passagem de uma frente, precursora da frente causadora da friagem em D1. A passagem de uma frente fria anterior a da friagem também foi observada por Algarve e Cavalcanti (1994) em D-4. No período de cinco dias subsequentes a banda de frontogênese novamente intensifica-se e desloca-se para norte e nordeste. Esta segunda frente é que causa a friagem em São Paulo. Sabe-se que sempre ocorre frontogênese na dianteira e frontólise na retaguarda da zona frontal e, assim, esse campo indica o avanço da frente para nordeste a partir de D-3. Aqui frontogênese(ólise) significa a formação (destruição) de uma zona frontal ou intensificação (enfraquecimento).

Embora existam outros mecanismos de frontogênese, tais como deformação no plano vertical e aquecimento e esfriamento diabáticos, a frontogênese causada pelo campo de deformação horizontal é o mais importante para formação de frente na superfície. Pode-se obter uma boa idéia quantitativa do processo frontogenético observando o valor da  $F \sim 10 \times 10^{-5} \text{ K m}^{-1} \text{ dia}^{-1}$  encontrado em D-1 na Região Sudeste do Brasil. Esse valor equivale à geração de uma zona frontal de 100 km de largura com 10°C de contraste térmico em 1 dia.

É notável que as faixas de anomalia de frontogênese não transpõem os Andes. Isto é, o ar frio associado ao centro de alta pressão a oeste dos Andes não atravessa fisicamente a barreira para o oeste da Argentina. A faixa a leste dos Andes pode ser interpretada como a formação de uma frente na Argentina à dianteira da massa de ar frio causadora da friagem. Especificamente, em D-5, D-4 e D-3, quando a alta migratória está na costa sul do Chile (veja Figura 5.2), o ar frio do mar de Weddell se desloca para a Argentina e o gradiente térmico entre a massa de ar frio e a massa de ar quente ao norte se intensifica e a frente, assim formada, desloca-se para norte-nordeste. À medida que a frente avança, a região de anomalia de frontólise também avança na sua retaguarda, parecendo que o núcleo de frontólise se expande.

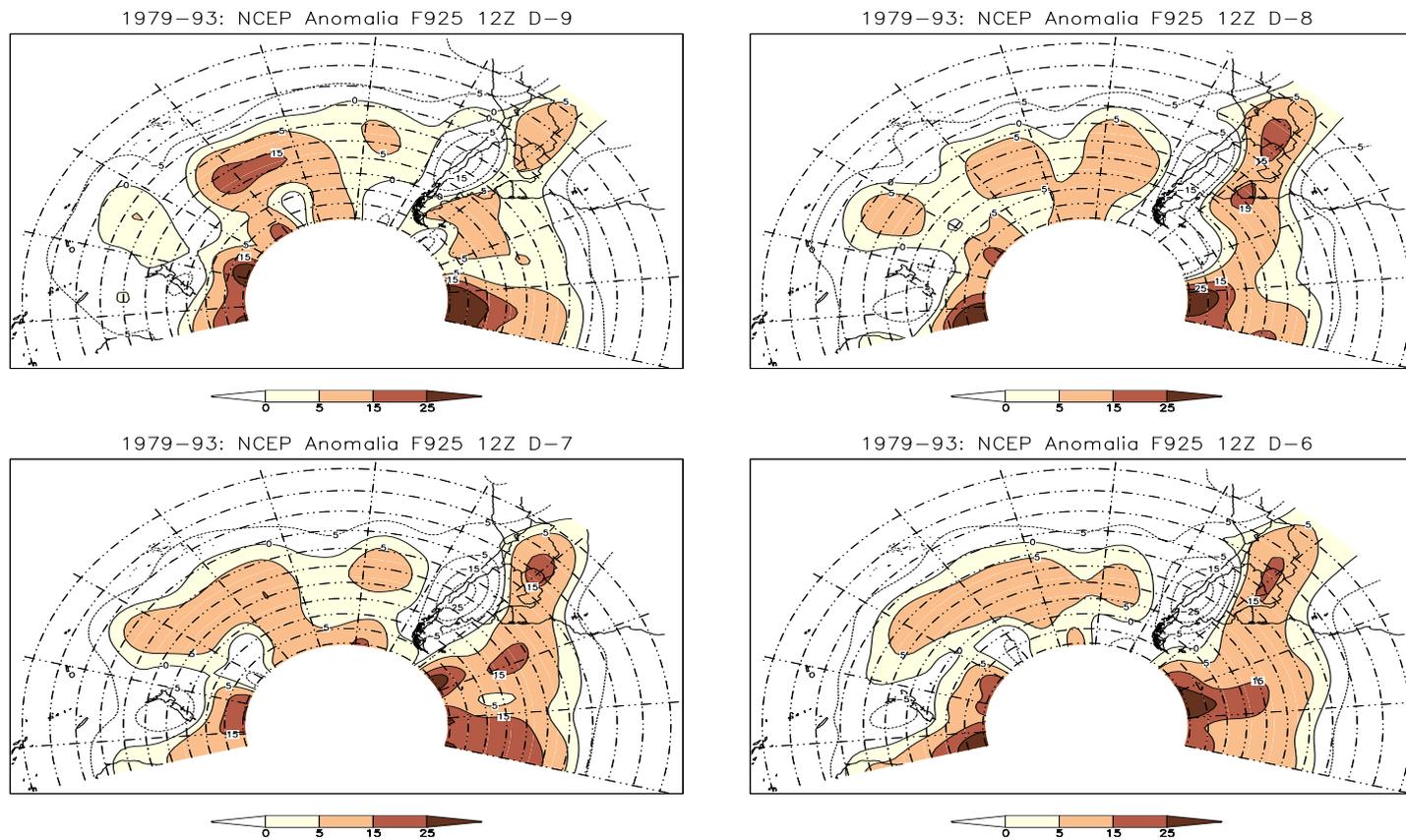


FIGURA 5.8: Seqüência do campo composto da anomalia de função frontogenética ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) em 925 hPa de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior a D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Regiões frontogenéticas são sombreadas.(continua)

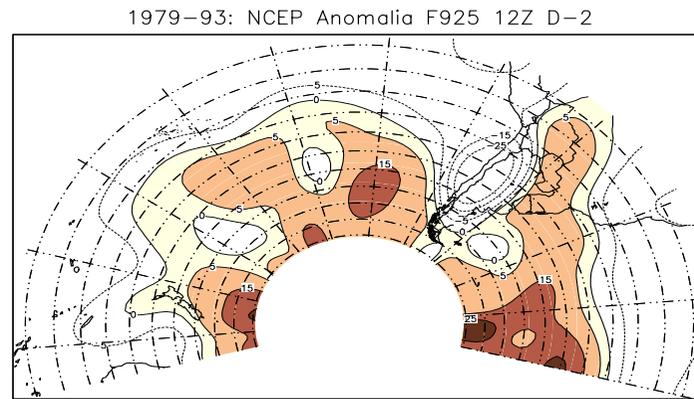
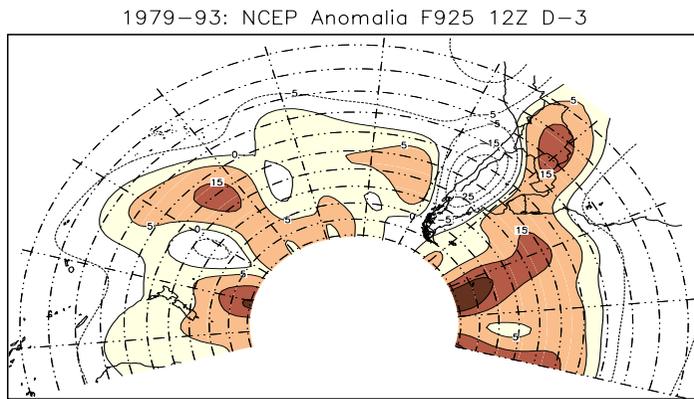
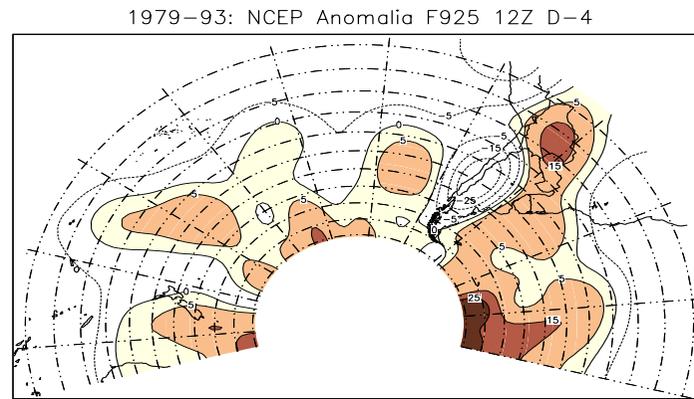
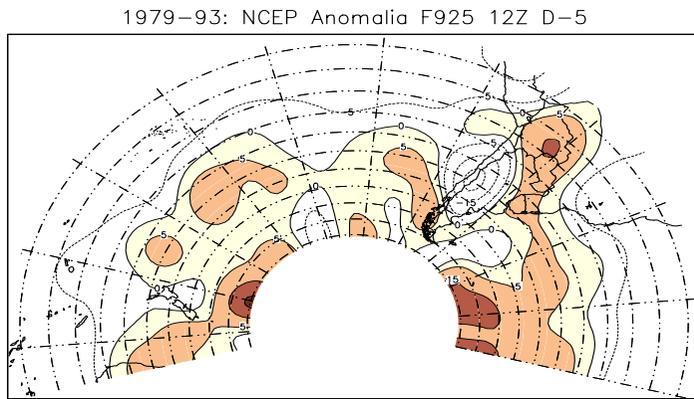


FIGURA 5.8: Continuação (continua).

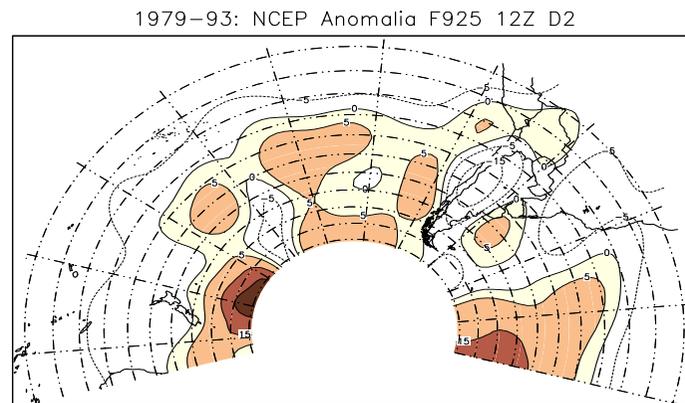
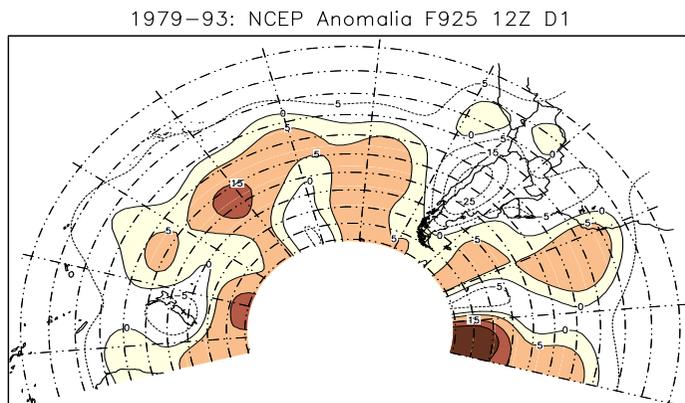
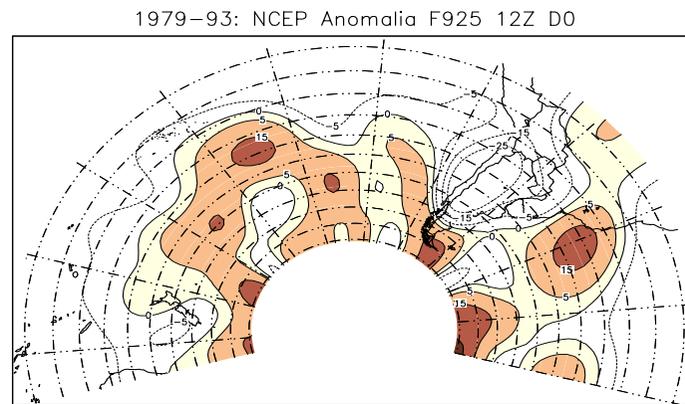
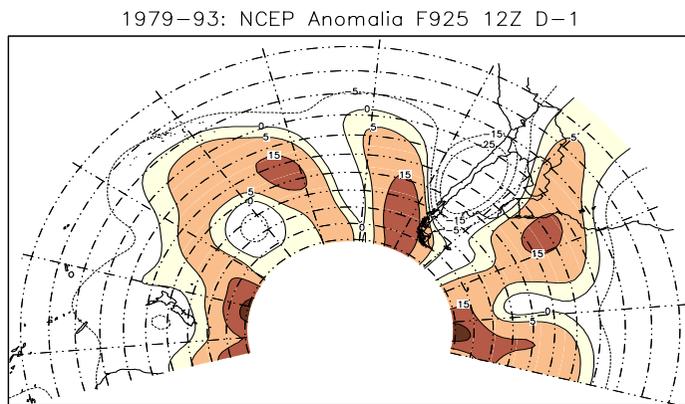


FIGURA 5.8: Conclusão.

### 5.1.6 Escoamento da Alta Troposfera

Uma característica dos ventos compostos em altos níveis, vista no campo de anomalias (Figura 5.9) e que se destaca é o fortalecimento do escoamento e de uma onda formada por uma crista em 90°W entre 30°S e 45°S e por um cavado corrente abaixo sobre Chile e Argentina entre 20°S e 40°S, durante o período de D-7 a D-4. Em relação à onda em 500 hPa, descrita na Seção 5.1.4, essa onda está deslocada ligeiramente para oeste, assim caracterizando-se como um sistema baroclínico. A onda movimenta-se lentamente para leste e o cavado se torna difluente sobre a costa leste do continente em D-2. A difluência do escoamento dos altos níveis propicia a ciclogênese no Atlântico na costa do Uruguai. É interessante também notar que o centro de circulação ciclônica sobre a costa leste do continente se desloca de Mar del Plata em D-4 para o Rio Grande do Sul em D0. Os ventos sobre o norte da Argentina e o Paraguai nesse dia são essencialmente meridionais e fortes. O vento térmico (ou a diferença de vento entre a alta troposfera na Figura 5.9 e a baixa troposfera na Figura 5.4) é forte e o giro de ventos com altura é ciclônico, indicando fortes advecções de ar frio. O jato anômalo se intensifica no setor nordeste do cavado em desenvolvimento sobre o sudeste e o centro do Brasil durante o período de D-5 a D0. O mecanismo físico responsável por isto é circulação vertical direta, convertendo energia potencial disponível da perturbação em energia cinética disponível da perturbação. Isto é, os movimentos ascendentes a leste do cavado e os movimentos descendentes a oeste do cavado em 500 hPa convertem a energia potencial disponível da perturbação para a energia cinética disponível da perturbação. A energia potencial da perturbação é gerada pelos fluxos de calor sensível na direção para o polo. Este é o ciclo de energia normal em desenvolvimento baroclínico. Deve-se notar também que as anomalias do vento de oeste ao norte de 25°S são fortes em todo o período de 13 dias, o que significa que o jato (e portanto a região de baroclinia) está deslocado para norte em relação à sua posição média sazonal.

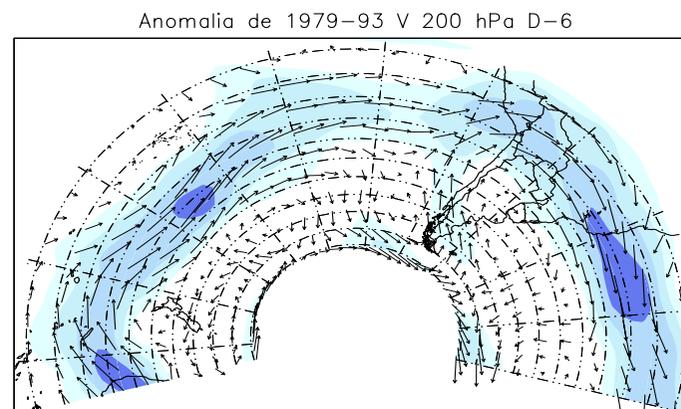
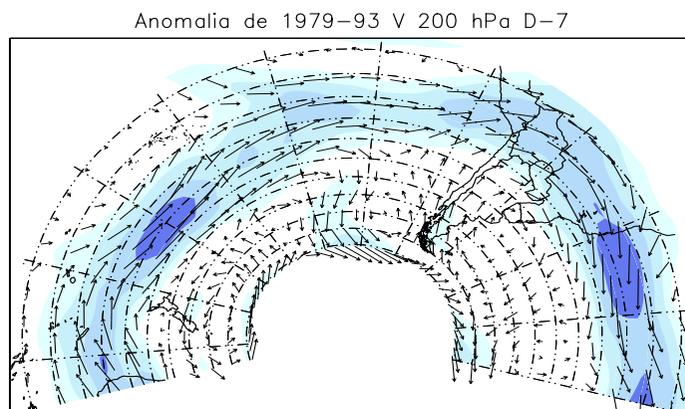
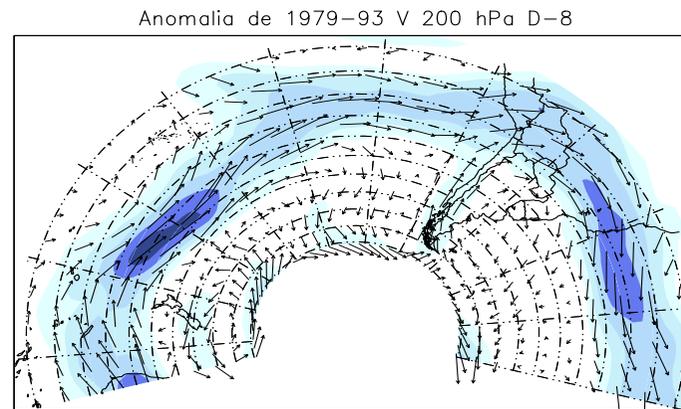
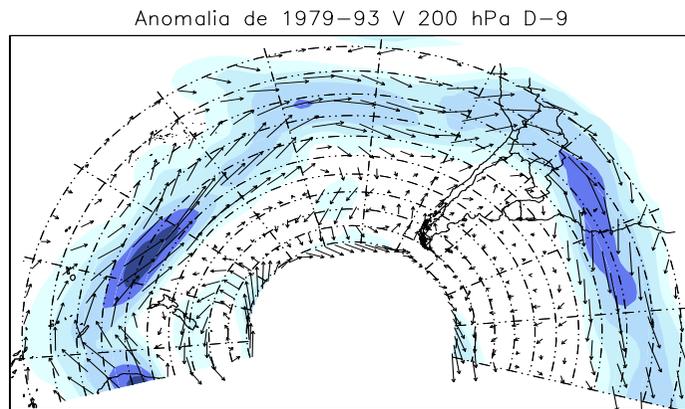


FIGURA 5.9: Como na Figura 5.4 exceto para o nível 200 hPa (continua).

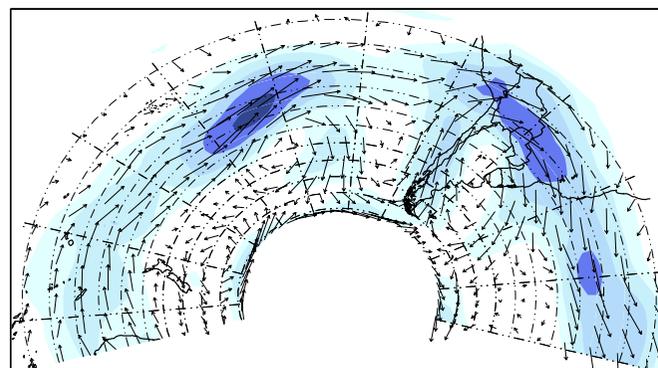
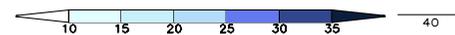
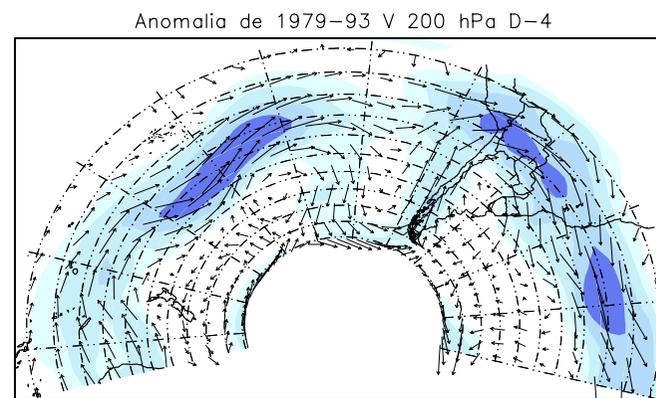
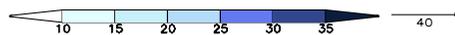
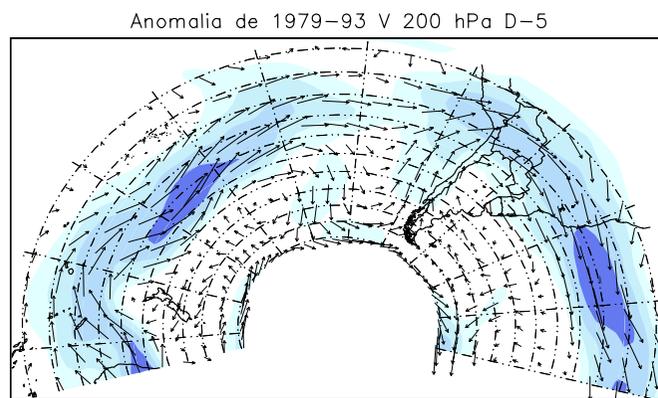


FIGURA 5.9: Continuação (continua).

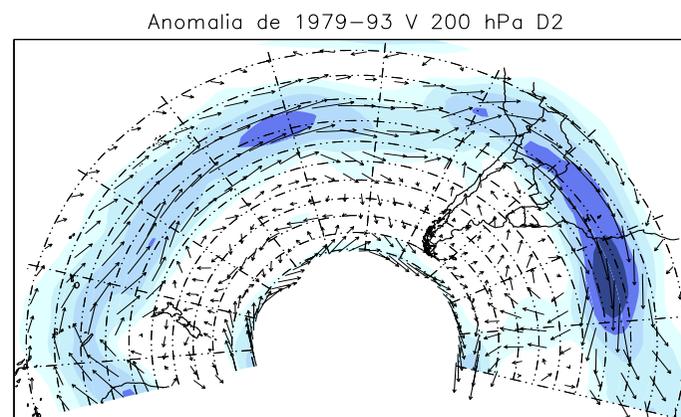
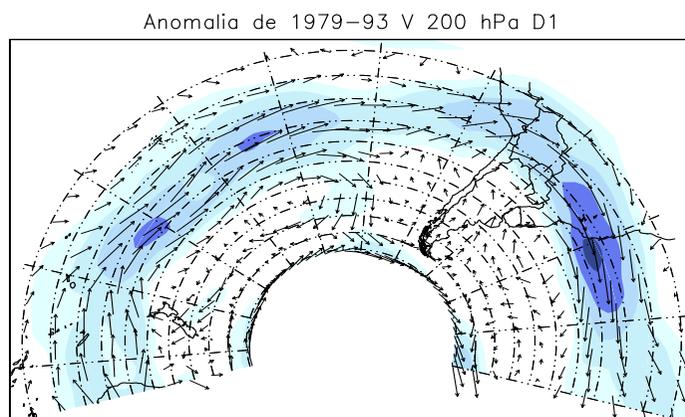
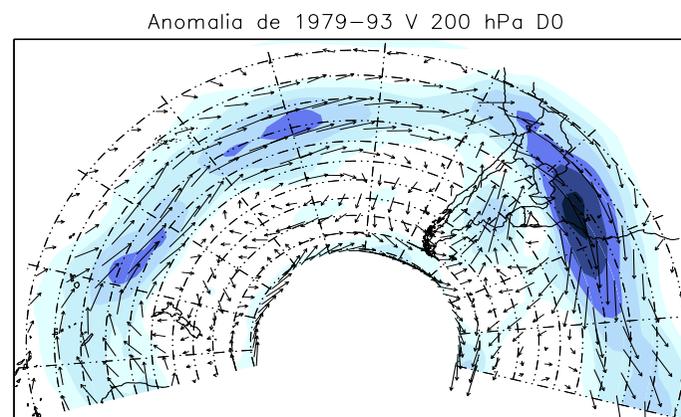
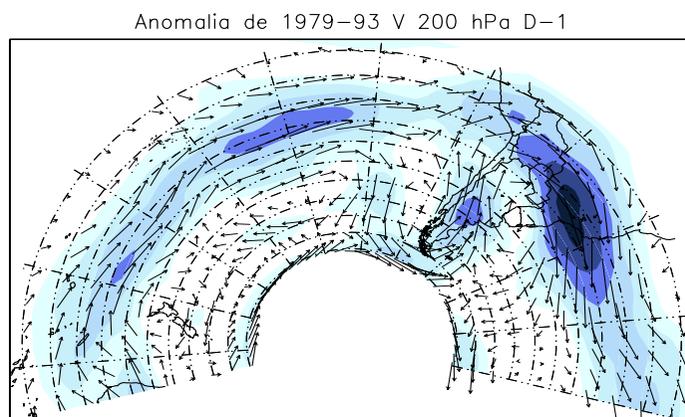


FIGURA 5.9: Continuação (continua).

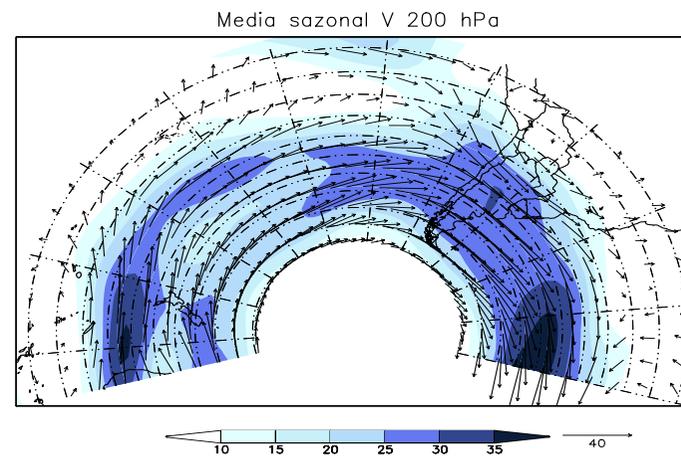
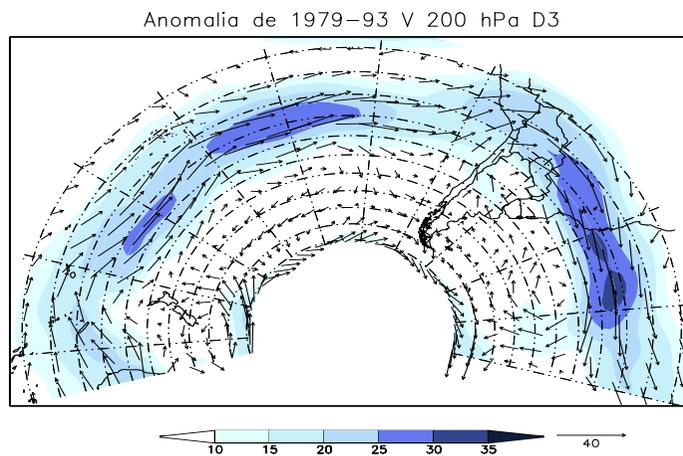


FIGURA 5.9: Conclusão.

### 5.1.7 Vorticidade Potencial Isentrópica na Média e Alta Troposfera

Nas regiões de anomalia ciclônica de P a pressão diminui nas superfícies isentrópicas  $\theta \leq 315$  K e aumenta nas superfícies  $\theta \geq 325$  K, alterando o perfil vertical da estabilidade estática (Bluestein 1993). No Hemisfério Sul a vorticidade relativa e a estabilidade estática nas superfícies isentrópicas são negativamente correlacionadas. Essa situação apresenta coluna atmosférica menos estável na baixa troposfera e estabilidade alta na alta troposfera.

Bluestein (1993) explica os efeitos de uma anomalia ciclônica de vorticidade potencial em altos níveis nas circulações secundárias. Suponha-se uma anomalia ciclônica de P em altos níveis (por exemplo 325 K) embebida num escoamento com cisalhamento vertical de oeste. A anomalia de P induz uma anomalia ciclônica em baixos níveis. Este efeito é maior para ondas longas. Relativa à anomalia de P, a anomalia induzida nos baixos níveis deveria ser transportada para oeste devido ao cisalhamento. Todavia, a anomalia ciclônica de baixos níveis permanece estacionária em relação à anomalia de P em altos níveis. Nesse caso, a equação de vorticidade quasegeostrófica, em coordenadas relativas à anomalia de P, desprezando advecções meridionais de vorticidade, torna-se

$$-u_g(\partial/\partial x)(\zeta_g+f) - \delta f_0 = 0, \quad (5.1)$$

porque a anomalia de P permanece inalterada temporalmente nessas coordenadas fixas à anomalia. Nessas coordenadas, o vento geostrófico ( $u_g$ ) em baixos níveis é de leste. Lembre-se que a oeste da anomalia,  $-(\partial/\partial x)(\zeta_g+f) > 0$  (no HS),  $f_0 < 0$ . Portanto  $\delta > 0$  em baixos níveis. Isso significa movimentos verticais descendentes na média troposfera. Por um argumento similar, os movimentos verticais a leste da anomalia de P são ascendentes. Similarmente, usando a equação termodinâmica pode-se verificar que a leste da anomalia ciclônica tem-se uma advecção térmica quente e a oeste, uma advecção térmica fria.

Após essa breve explanação, a evolução da anomalia de vorticidade potencial isentrópica em 325 K nos compostos é mostrada na Figura 5.10. O padrão que mais se destaca nesta seqüência é a intensificação de uma anomalia ciclônica sobre a região sulamericana centrada sobre a Argentina e Uruguai no período de D-7 a D0, formando um núcleo de 10 UVP sobre o Uruguai e o sul do Brasil em D-1. De acordo com as explicações dadas no parágrafo anterior, espera-se advecção de ar frio no norte da Argentina e sul do Brasil em D-1 e D0. Nos dias subseqüentes, o núcleo enfraquece ligeiramente e desloca-se para o oceano Atlântico. As ciclogêneses no Atlântico, do ponto de vista da vorticidade potencial isentrópica, são manifestações dessa intensificação da P na média e alta troposfera. É interessante notar, também, a inclinação WNW-ESE do núcleo, principalmente na fase de máxima intensidade. Uma vez que a intensificação da anomalia ciclônica em 325 K começa em D-7 ou antes, esse diagnóstico possui potencial para a previsão com maior antecedência do que qualquer outro diagnóstico.

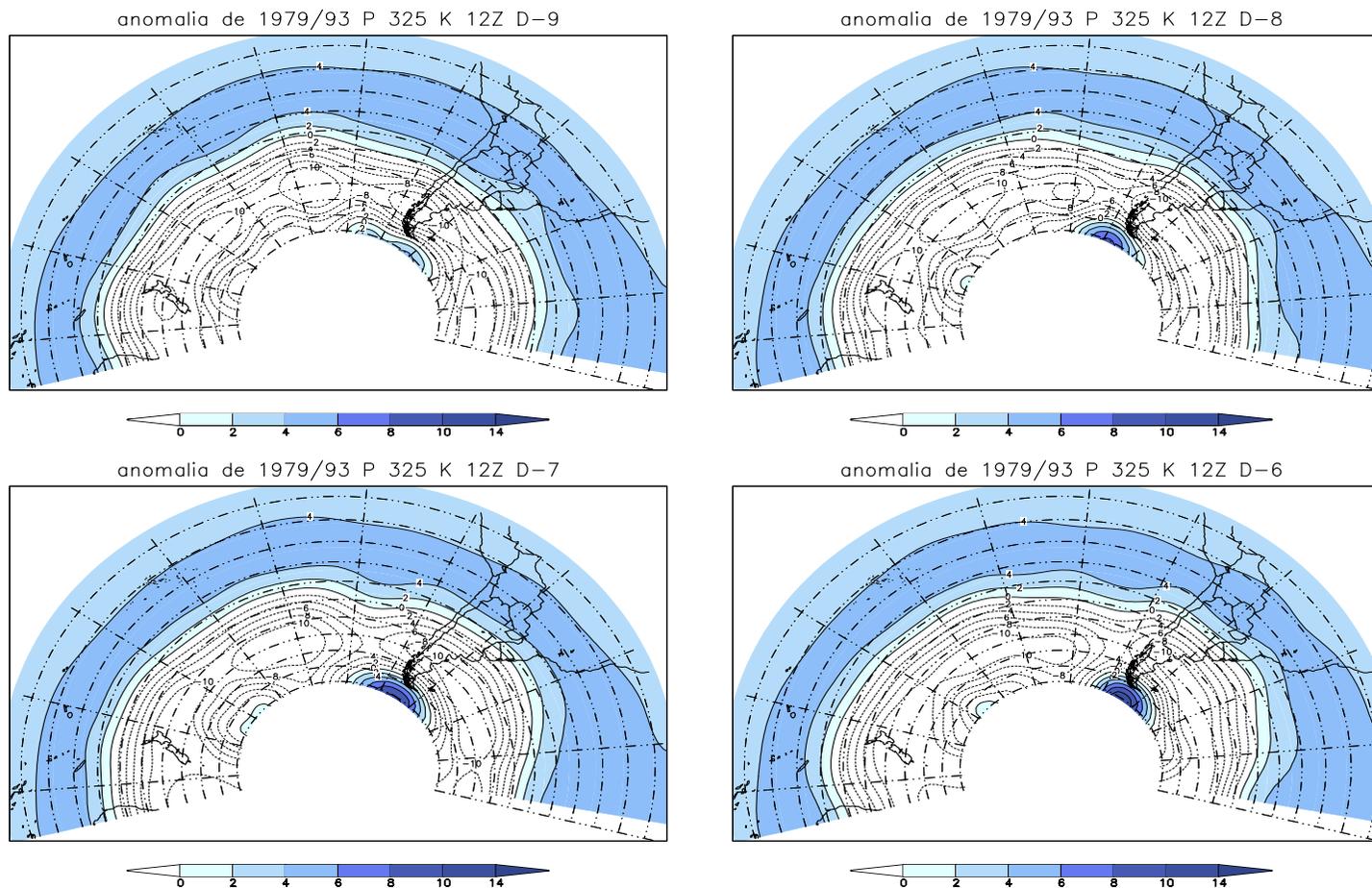


FIGURA 5.10: Anomalia de vorticidade potencial isentrópica em 325 K de D-9 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior à friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Regiões de anomalia positiva são sombreadas. Unidades:  $10^{-1}$  UVP(cont.).

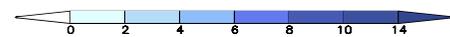
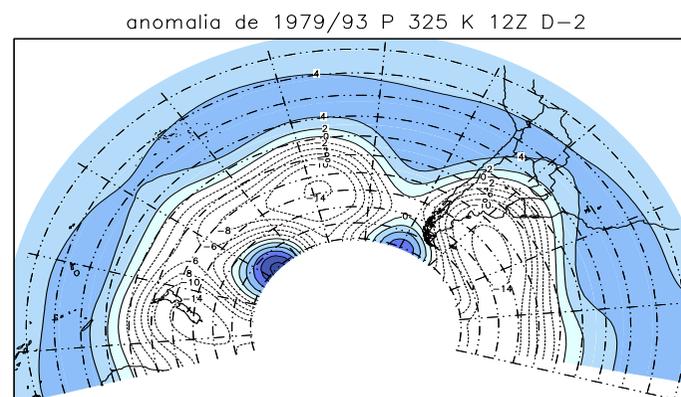
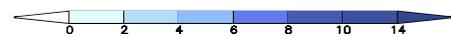
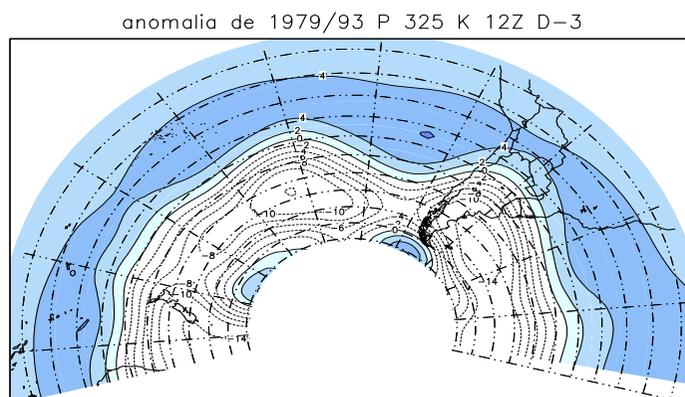
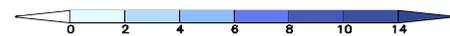
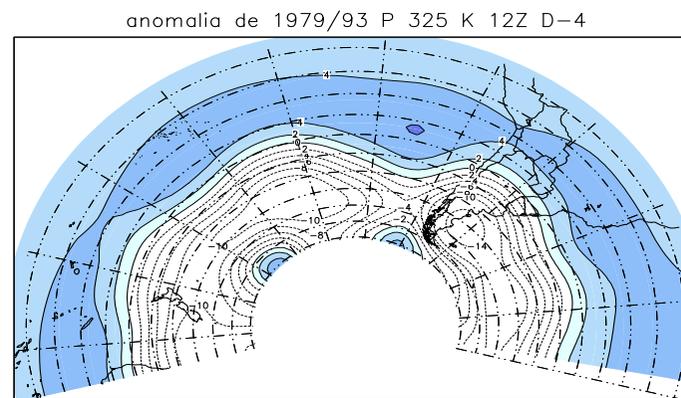
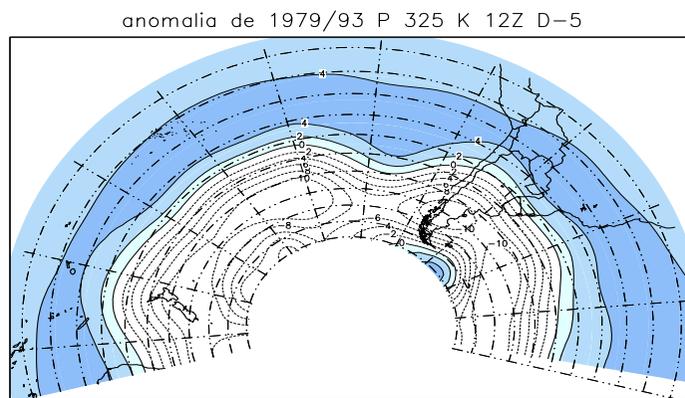


FIGURA 5.10: Continuação (continua).

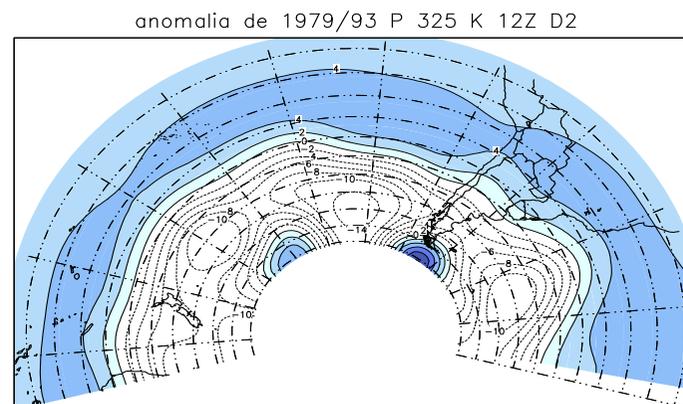
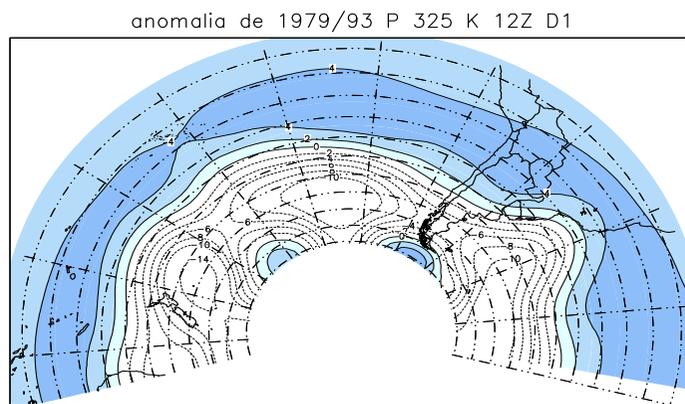
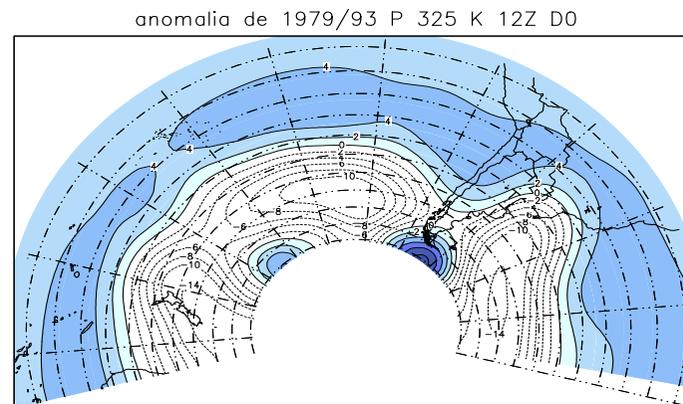
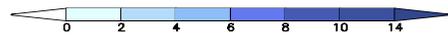
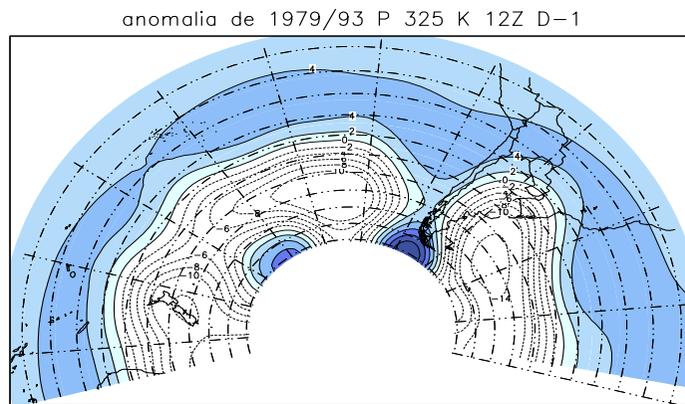


FIGURA 5.10: Conclusão.

## **5.2 Evolução de Casos de Friagem**

Devido às pequenas diferenças entre os campos dos 14 casos considerados na construção dos compostos, ocorre uma suavização temporal nas médias e as ondas transitórias nos compostos apresentam uma amplitude menor que nos casos individuais. Portanto, para apreciar toda a intensidade dos precursores dos eventos de friagem, recomenda-se estudar alguns casos individuais. Para tanto, escolheu-se o caso intenso de 29 de julho de 1990, quando a temperatura mínima em São Paulo caiu abaixo de 0°C, para apresentar os diagnósticos importantes nas subseções abaixo. Os campos discutidos nesta seção são provenientes da análise do NCEP. Alguns diagnósticos do caso de 17 de abril de 1999, que ocorreu precocemente e propiciou queda de neve no Estado de Santa Catarina, podem ser encontrados no trabalho de Satyamurty et al. (2002).

### **5.2.1 Características de Baixa Troposfera**

A evolução da anomalia de pressão à superfície no caso de julho de 1990, apresentada na Figura 5.11, concorda com a evolução do composto. Está bastante evidente, neste caso, que nos dias D-7 e D-6 um centro de alta pressão com anomalias maiores que 16 hPa se deslocou para o norte da Argentina, Paraguai e o sul do Brasil associado à passagem de uma frente fria. Logo em seguida, um novo centro de alta pressão se desenvolve no Pacífico próximo ao Chile em D-2 e desloca-se para o norte da Argentina e o sul do Brasil. O segundo centro de alta pressão causou a friagem em São Paulo. O aparente deslocamento sobre os Andes e o avanço do centro de alta pressão para nordeste sobre a Argentina foi mais rápida, nesse caso, do que nos compostos. O centro de alta pressão (anomalia positiva) em D0 está situada sobre o Paraguai e arredores com valor de 16 hPa acima do normal, aumentando para 18 hPa em D1.

No Atlântico, pode-se notar o desenvolvimento de dois ciclones nos dias D-3 e D-1 com profundidade de -12 e -8 hPa, respectivamente. O gradiente zonal de pressão sobre o leste

da Argentina e o sul do Brasil atingiu 24 hPa em 1000 km, o que equivale ao vento geostrófico meridional de aproximadamente  $25 \text{ m s}^{-1}$ . A Figura 5.4 mostra o vento da ordem de  $15 \text{ m s}^{-1}$ . Isso se deve à suavização pela média de 14 casos. Os ventos de baixa troposfera no caso de julho de 1990 (não mostrados) são da ordem de magnitude ( $25 \text{ m s}^{-1}$ ) dos ventos geostróficos consistentes com os campos de pressão.

O caso de friagem de 17 de abril de 1999 (veja Satyamurty et al. 2002) também mostra essas mesmas características nos campos de pressão e de escoamento e portanto estes não foram incluídos aqui.

As Figuras 5.12 e 5.13 mostram os campos de frontogênese para os casos de julho de 1990 e abril de 1999, respectivamente. O comportamento observado nos compostos (Seção 5.1.5) se verifica nos casos de friagem individuais. Nota-se que, em ambos os casos, no dia D-1 a frontogênese sobre o sudeste brasileiro e a frontólise sobre a região ao sudoeste são da ordem de  $25 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (25 UF, unidades de frontogênese). É importante salientar a diminuição da intensidade do diagnóstico F no campo composto comparada com casos individuais. Em D-1, por exemplo, a frontogênese no campo composto é da ordem de 15 UF no litoral da Região Sudeste do Brasil enquanto nos casos individuais ela atinge valores da ordem de 25 UF. Essa mesma característica, isto é, a redução da amplitude de perturbação, é observada em todos os campos diagnósticos. A concordância entre os dois casos e os campos compostos fortalece a utilidade do campo diagnóstico de F.

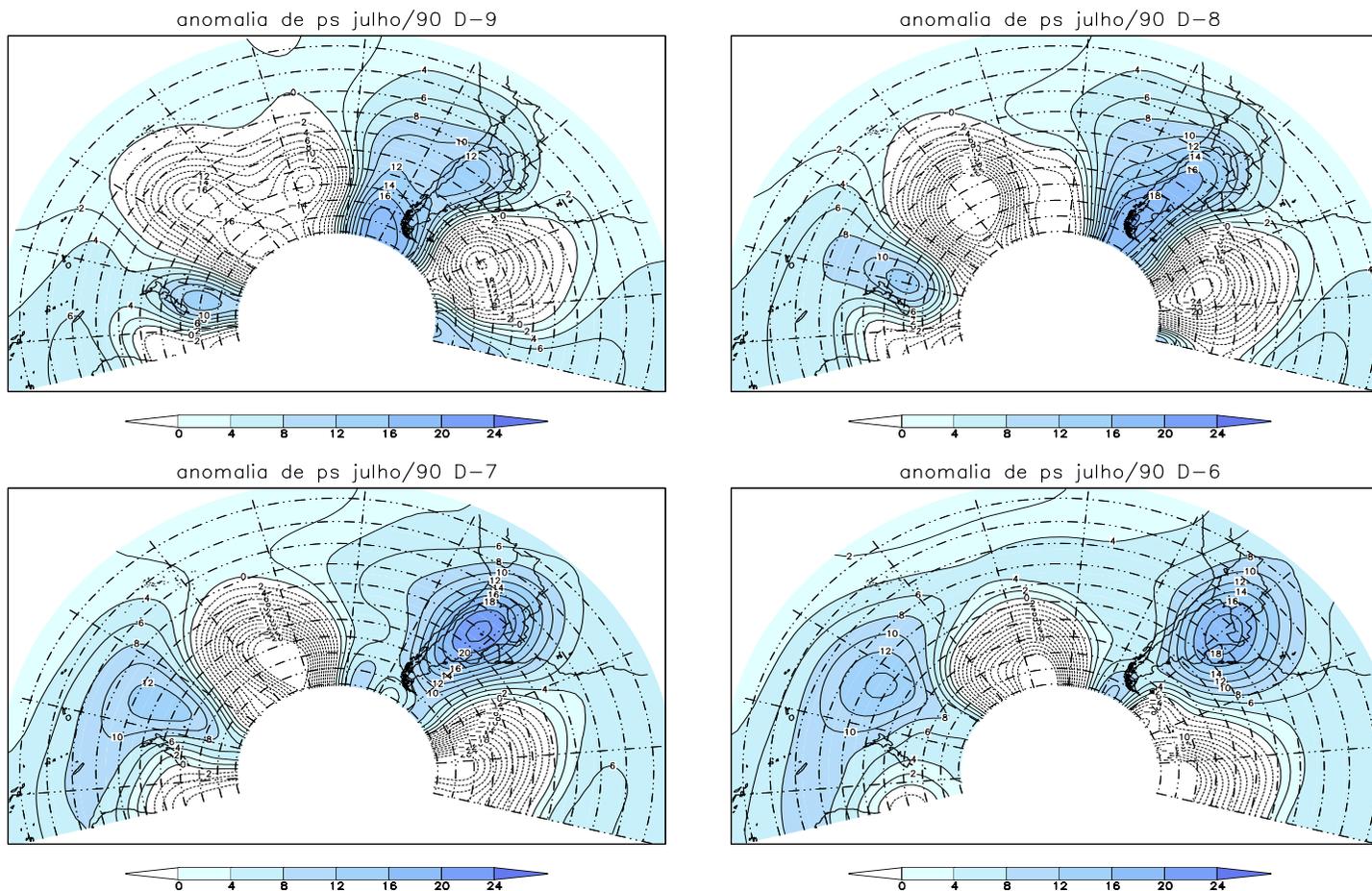


FIGURA 5.11: Seqüência de campos de anomalia de pressão (hPa) para o caso de friagem em julho de 1990. D-N é o N-ésimo dia anterior ao evento de friagem D0. D1 e D2 são os dias posteriores. Valores positivos são sombreados (continua).

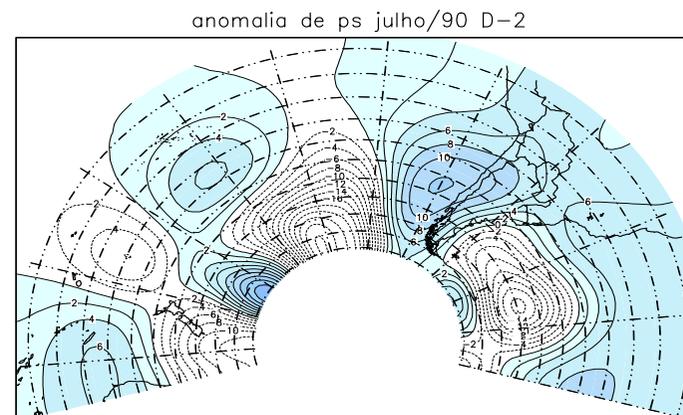
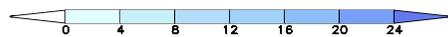
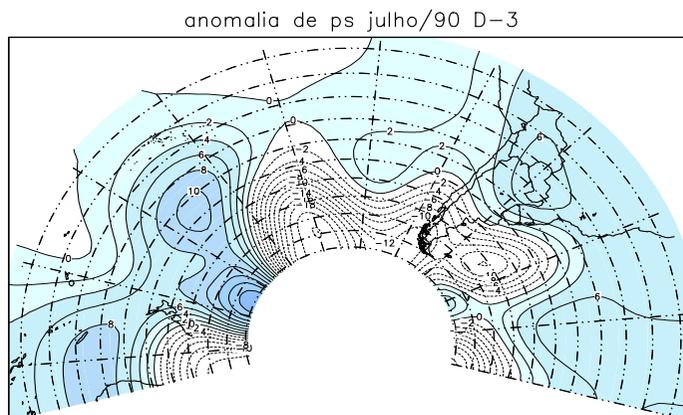
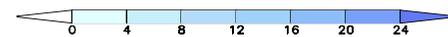
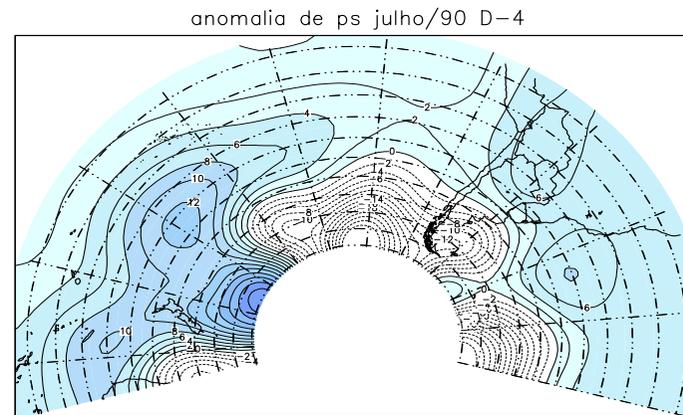
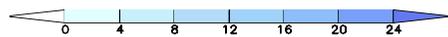
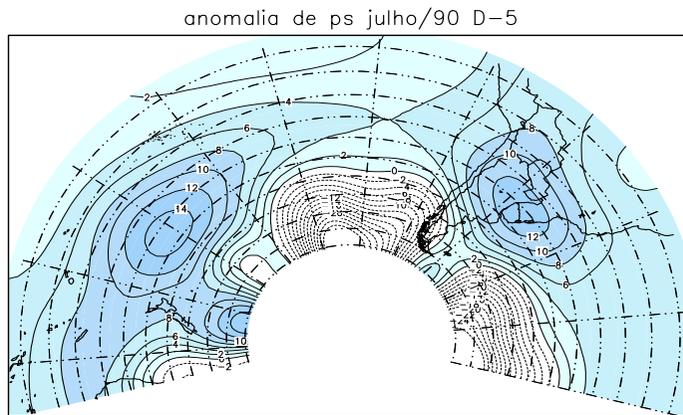


FIGURA 5.11: Continuação (continua).

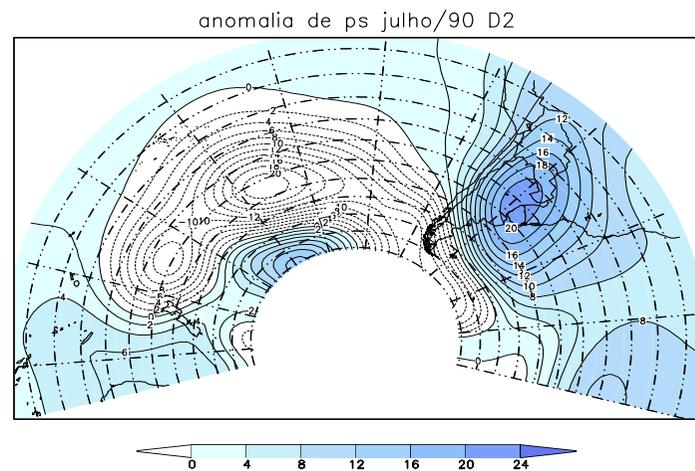
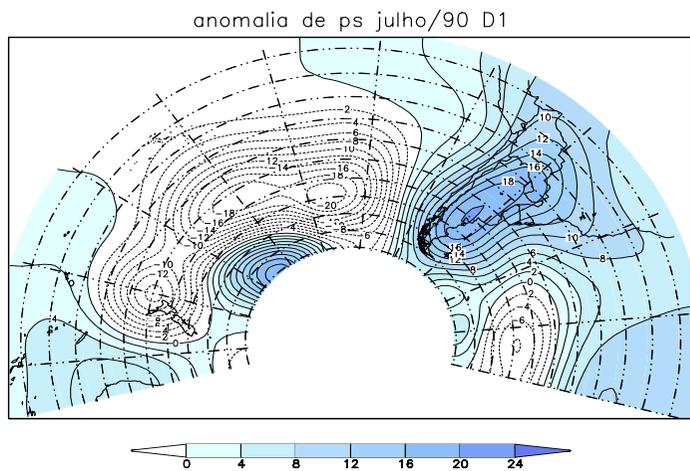
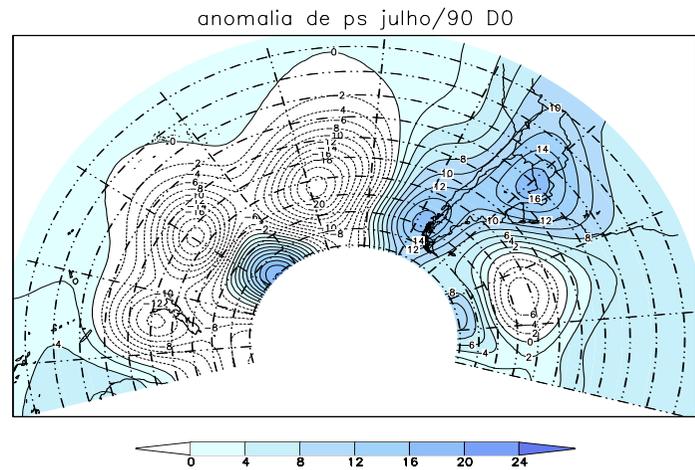
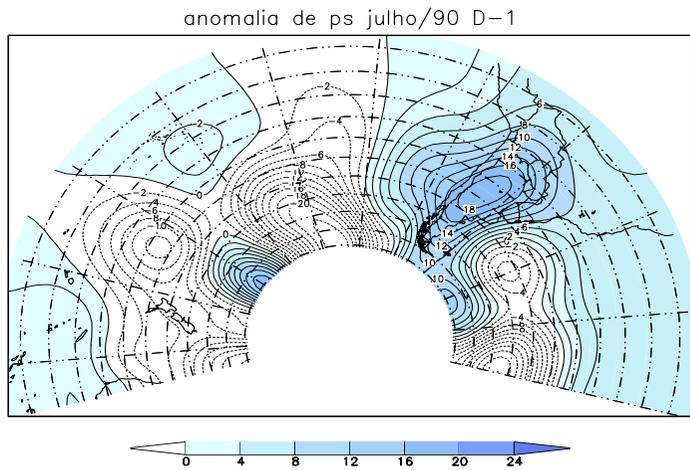


FIGURA 5.11: Conclusão.

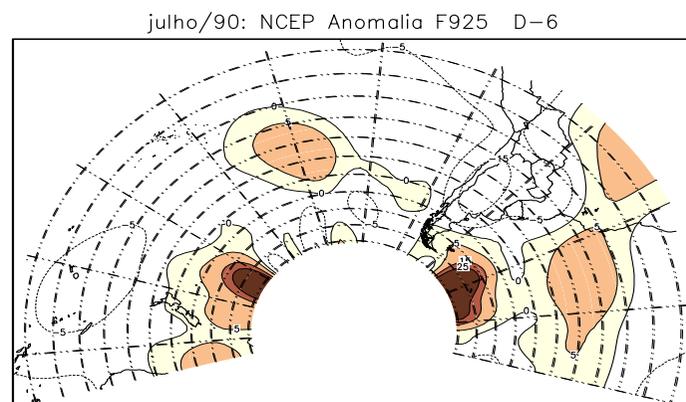
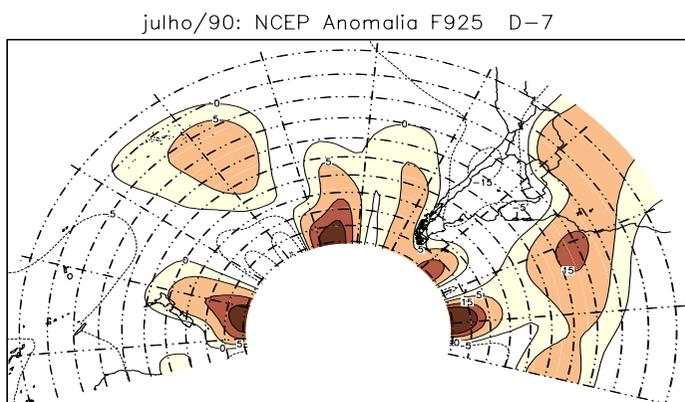
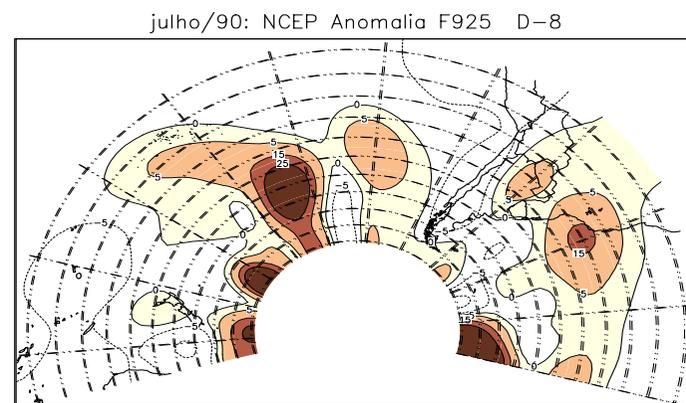
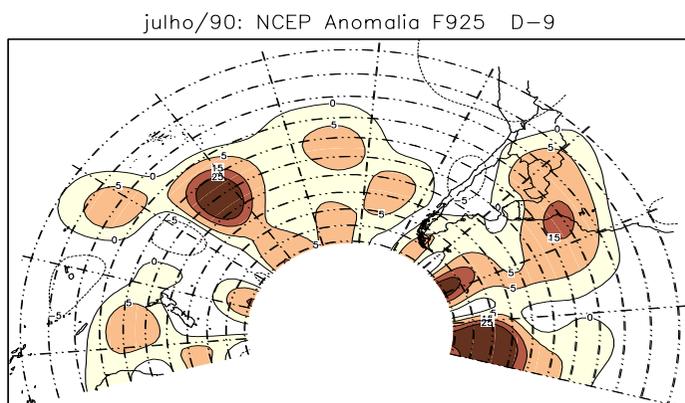


FIGURA 5.12: Como na Figura 5.8 exceto para o caso de julho de 1990 (continua).

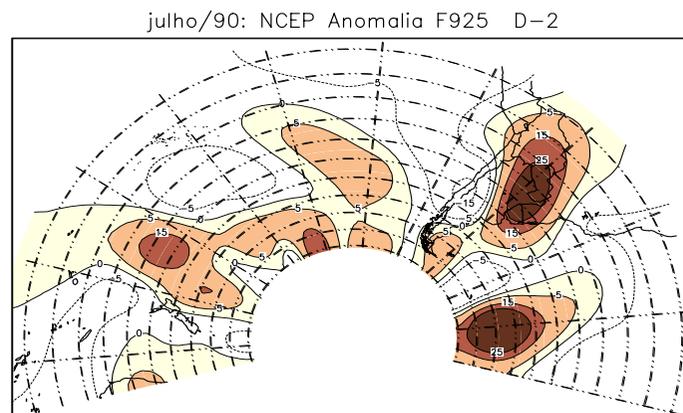
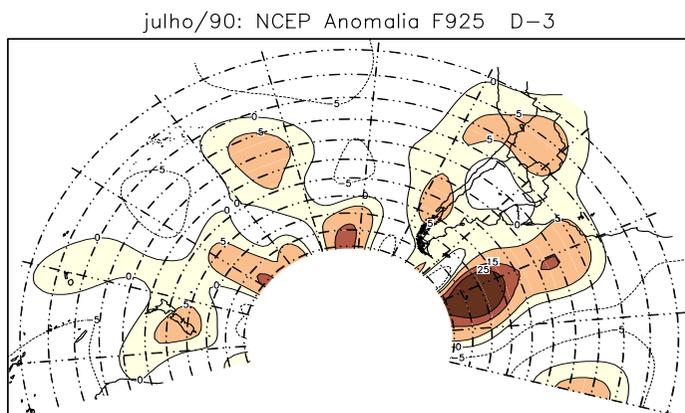
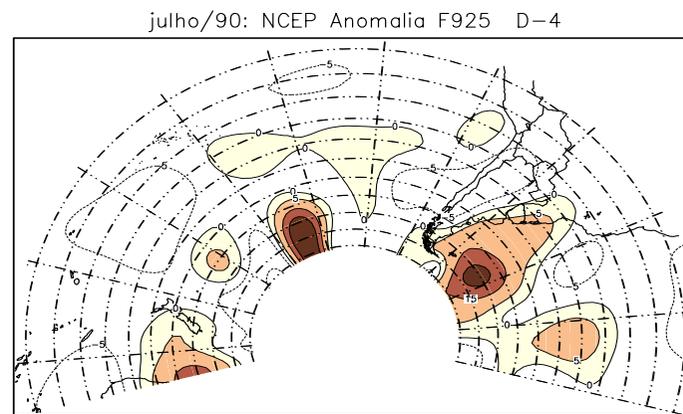
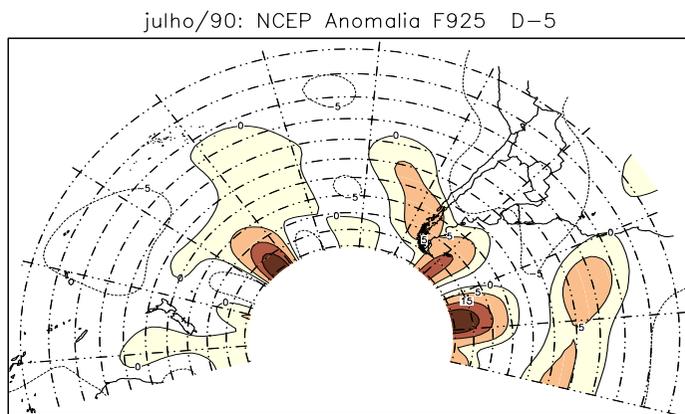


FIGURA 5.12: Continuação (continua).

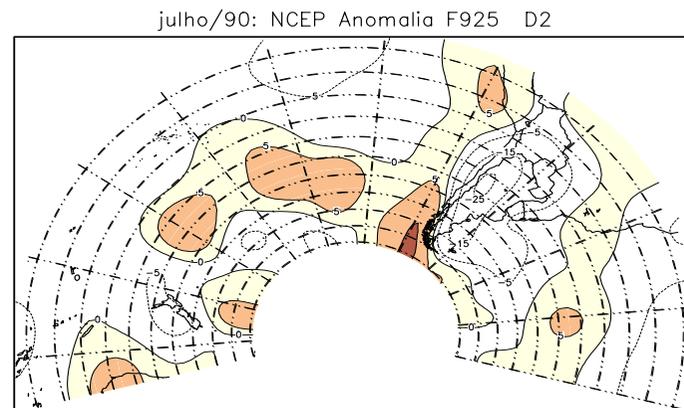
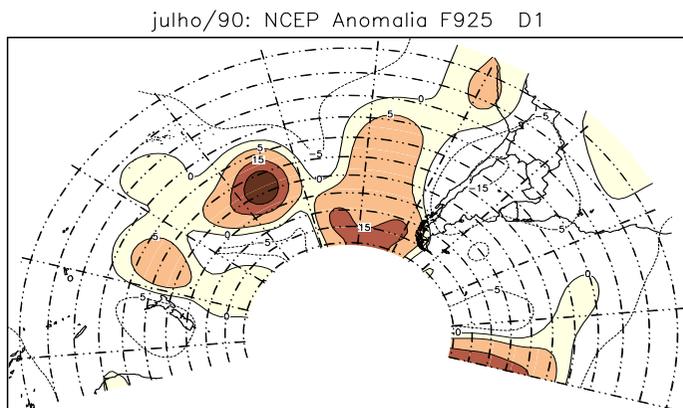
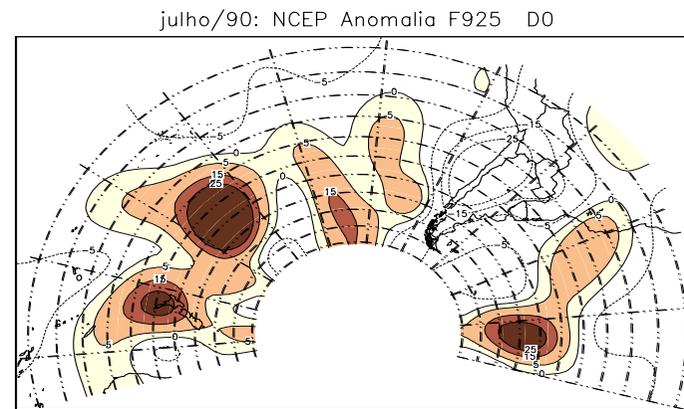
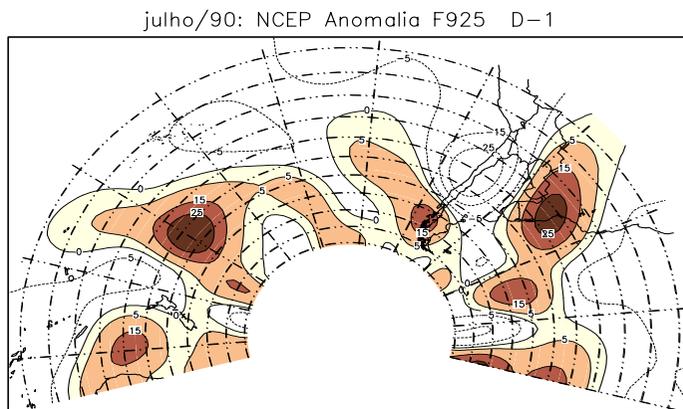


FIGURA 5.12: Conclusão.

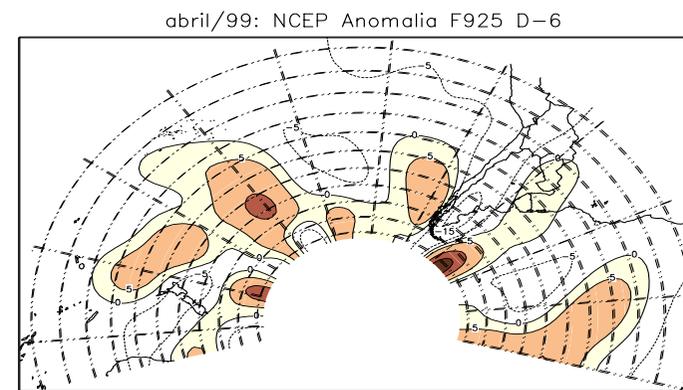
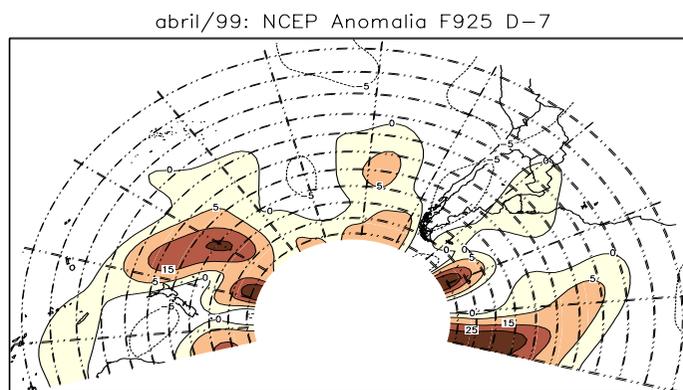
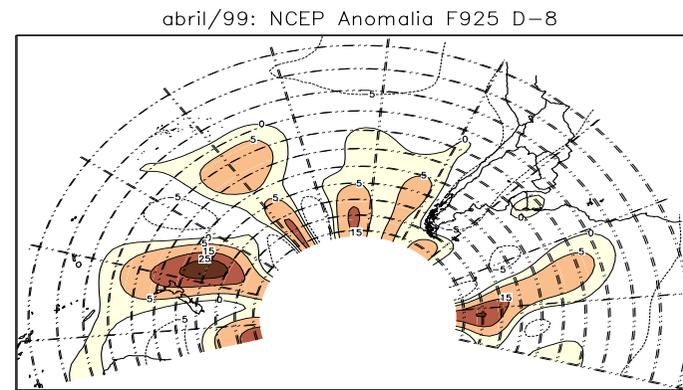
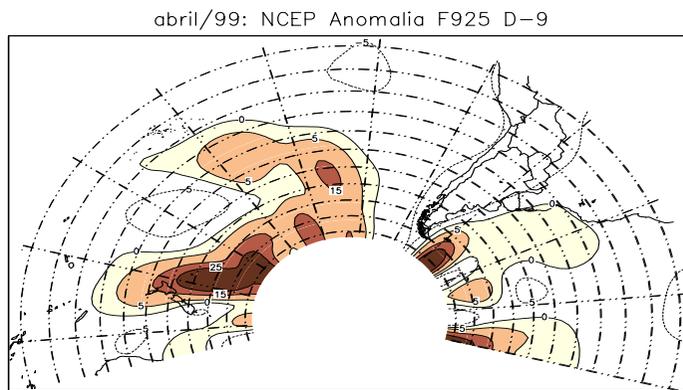


FIGURA 5.13: Como na Figura 5.8 exceto para o caso de abril 1999 (continua).

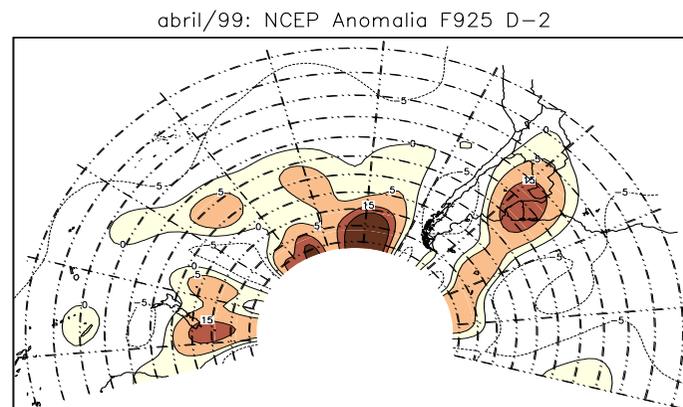
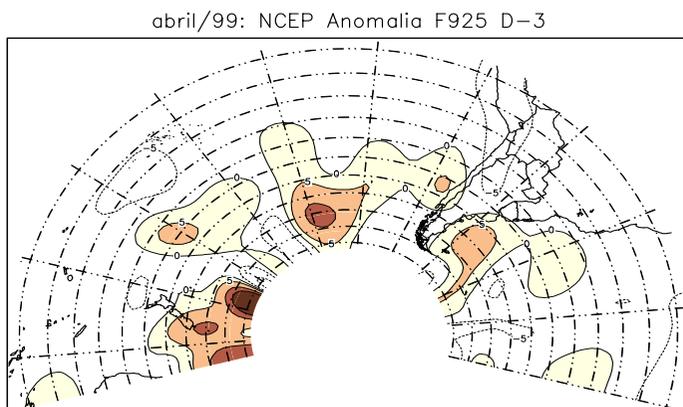
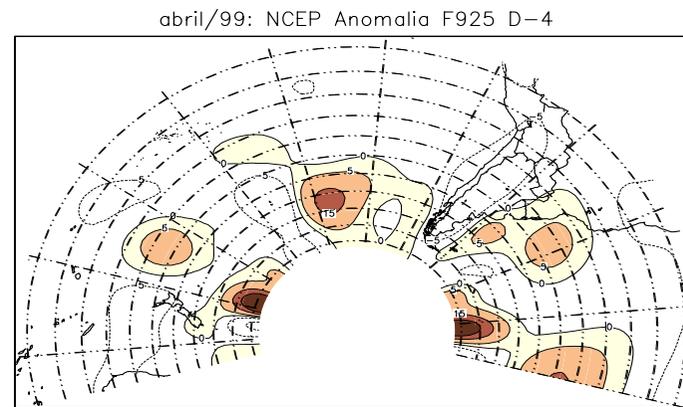
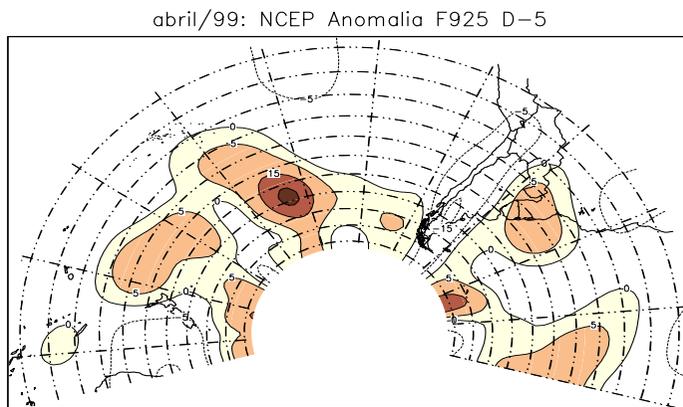
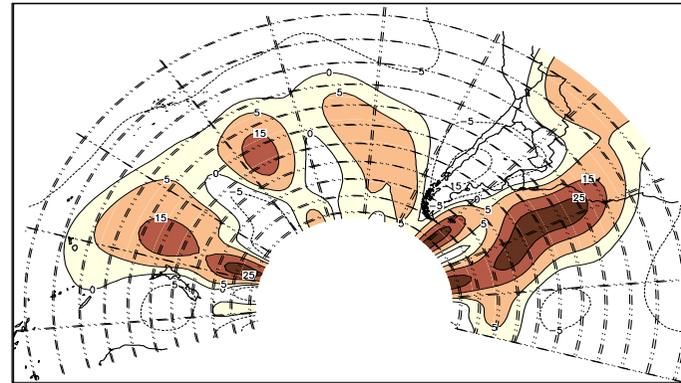


FIGURA 5.13: Continuação (continua).

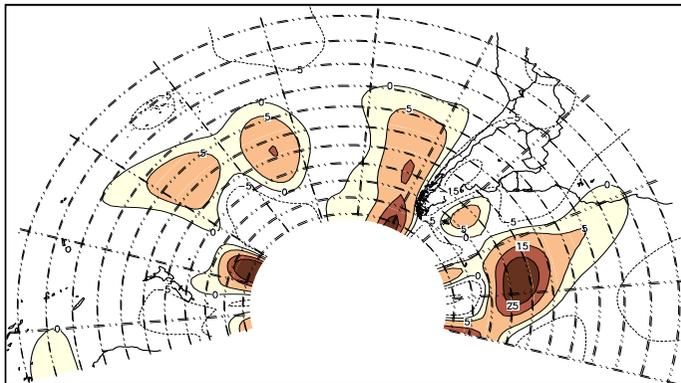
abril/99: NCEP Anomalia F925 D-1



abril/99: NCEP Anomalia F925 D0



abril/99: NCEP Anomalia F925 D1



abril/99: NCEP Anomalia F925 D2

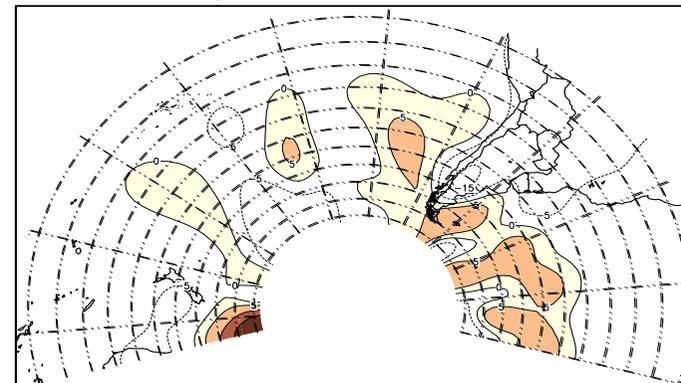


FIGURA 5.13: Conclusão.

### 5.2.2 Características da Troposfera Média e Alta

A evolução do caso de julho de 1990, em termos de altura geopotencial em 500 hPa, está apresentada na Figura 5.14 pelos campos anômalos. As características essenciais dos sistemas sinóticos desse caso são iguais aos do composto, porém o caso individual apresenta campos mais intensos. A amplificação da onda sinótica sobre a região sulamericana no período de D-3 a D1 é notável. Observa-se a construção da crista no litoral sul chileno durante a pênstada que antecede o evento, formando centro fechado de 90 m em D-2, 120 m em D-1 e 150 m em D0. O cavado corrente abaixo se torna um centro de baixa pressão de –150 m no oceano adjacente ao litoral uruguaio em D-1. O cavado sobre a Argentina central em D-2 deslocou-se para o Paraguai em D1. O número de onda contado pelos cavados existentes nas latitudes médias e extrapolado para o hemisfério é igual a 6-7.

As anomalias de ventos em 200 hPa para o caso de friagem do dia 28 de julho de 1990 são mostradas na Figura 5.15. Nota-se que as anomalias do caso são mais intensas que as anomalias dos compostos, naturalmente. Observa-se que a intensificação da onda sinótica sobre a região sulamericana aconteceu duas vezes ao longo do período de 9 dias. A primeira entre D-9 e D-7 está associada à primeira passagem frontal e à segunda entre D-2 e D0 associada à segunda passagem.

As características essenciais da evolução obtidas nos campos compostos estão presentes nesse caso de friagem, porém com maior intensidade. As perturbações sinóticas observadas em 500 hPa se manifestam também no nível de 200 hPa com um cavado profundo sobre a Argentina e uma crista a oeste no Pacífico desenvolvendo-se nos períodos de D-9 a D-6 e no período de D-2 a D1. Os ventos (anômalos) associados a esses sistemas são de uma intensidade maior neste caso do que nos compostos (compare as escalas de ventos dadas pelas setas abaixo dos mapas nas Figuras 5.9 e 5.15), como é esperado. As posições dos centros de circulações anticiclônica a oeste do Chile e ciclônica sobre a Argentina em D-1,

D0 e D1 concordam muito bem com as posições mostradas nos compostos. As posições de eixos maiores das circulações (ou cristas e cavados) também concordam com as obtidas nos compostos. Em ambas as figuras o escoamento apresenta um número de onda 6 a 7 (extrapolando para todo o hemisfério), concordando com o composto. O movimento das ondas para leste é lento e o cavado a leste dos Andes mostra deslocamento para norte também. Essas mesmas características com apenas algumas diferenças pequenas foram observadas no caso de abril de 1999 e portanto as figuras deste caso não são mostradas.

A Figura 5.16 mostra a evolução do campo de P em 325 K para o caso de julho de 1990. A variação meridional de P é grande até aproximadamente 35°S. Ao norte dessa latitude, a variação é pequena. A tropopausa dinâmica no Hemisfério Sul localiza-se em torno de valores de -1,5 UVP.

Nota-se, através da Figura 5.16, que nos períodos entre D-9 e D-7 e entre D-2 e D0, os campos da vorticidade potencial isentrópica são menos zonais, ou seja, as ondas sinóticas adquirem maiores amplitudes. O primeiro período corresponde a passagem da primeira frente que trouxe um esfriamento prévio. O segundo corresponde à passagem da frente que causou a friagem. As isolinhas de vorticidade ciclônica (valores negativos) atingem menores latitudes sobre o Sudeste do Brasil no dia D1. Sobre a América do Sul a isolinha de -1,5 UVP passa pelo Uruguai em D-2, pelo Rio Grande do Sul em D-1 e pelo Estado de Santa Catarina em D0. A banda da região ciclônica desloca-se para nordeste nos dias D0 e D1. Semelhantemente ao estudo de Nielsen-Gammon (2001), o cavado no campo de P projeta-se para latitudes subtropicais durante o desenvolvimento ciclônico no Atlântico Sul oeste em D0. Isso indica a importância das anomalias de P para os eventos de friagem no Brasil.

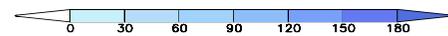
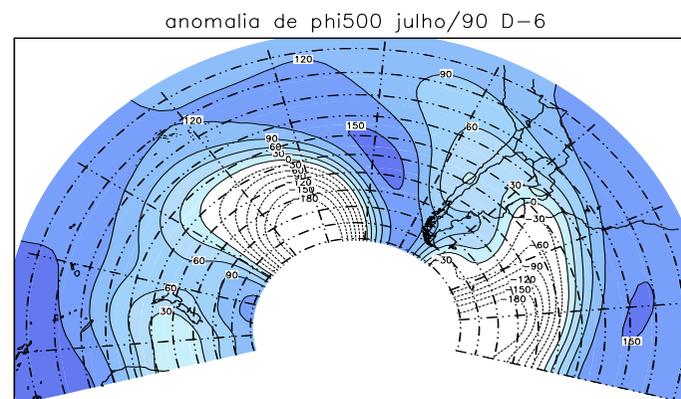
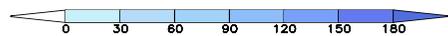
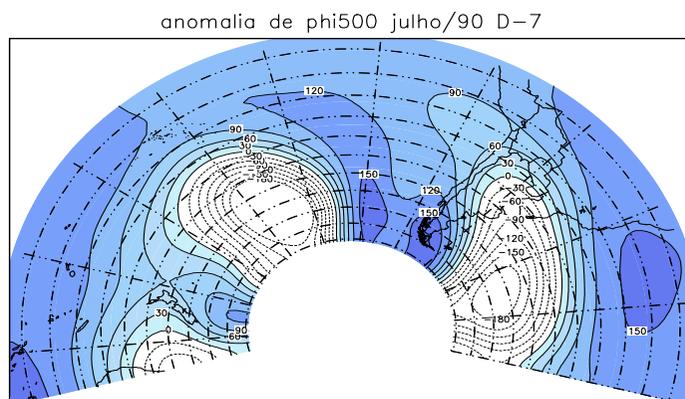
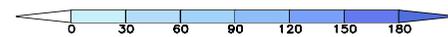
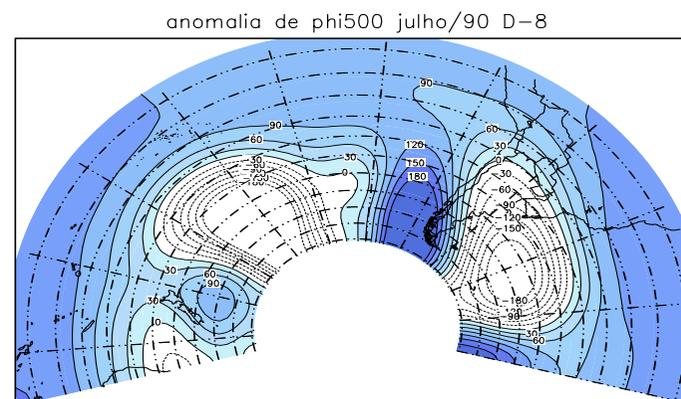
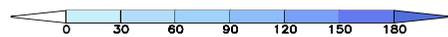
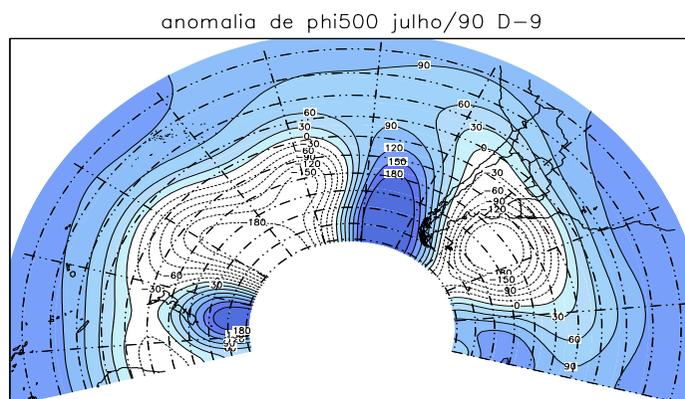


FIGURA 5.14: Como na Figura 5.7 exceto para caso de julho de 1990 (continua).

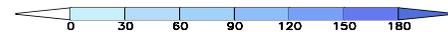
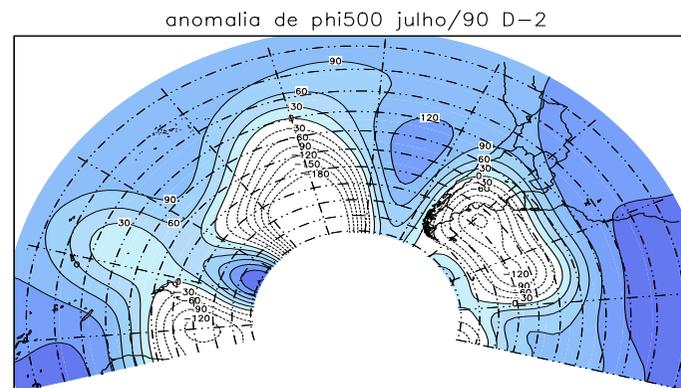
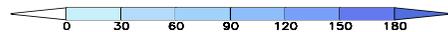
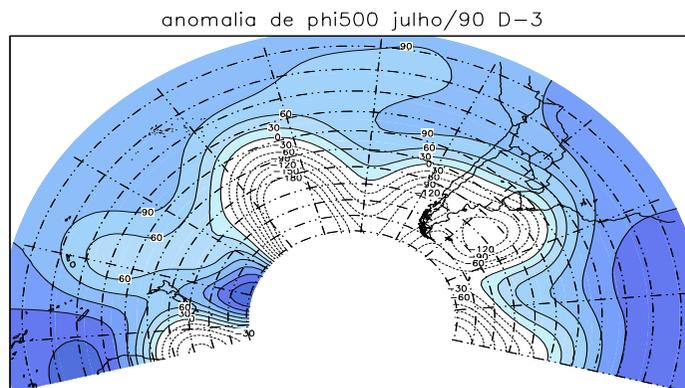
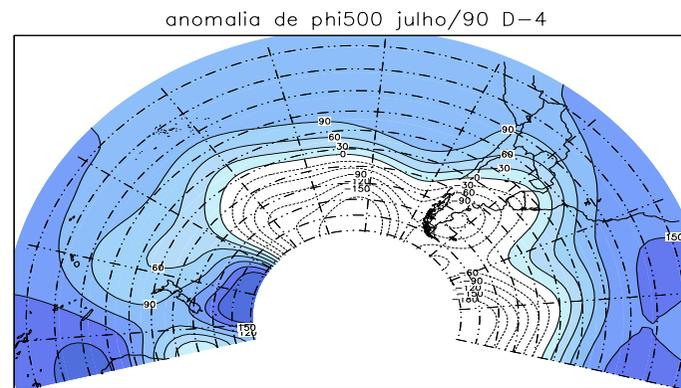
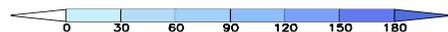
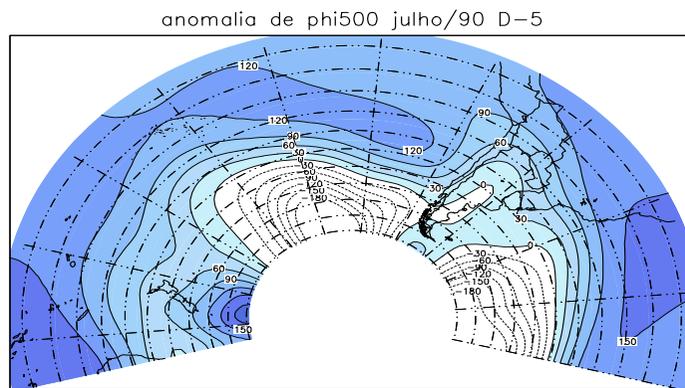


FIGURA 5.14: Continuação (continua).

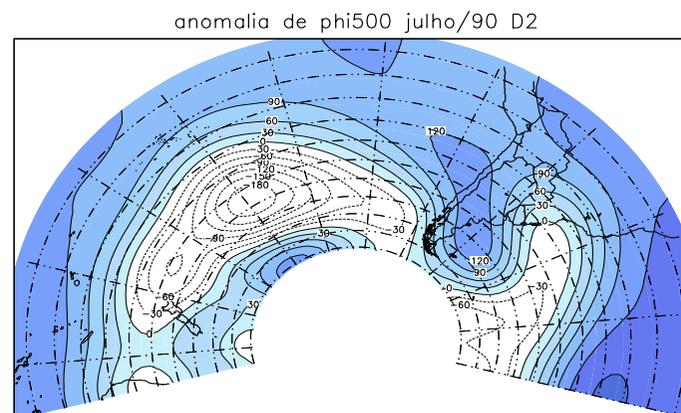
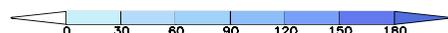
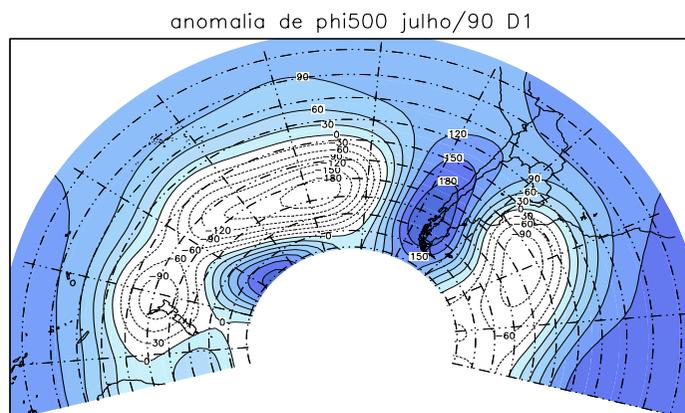
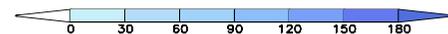
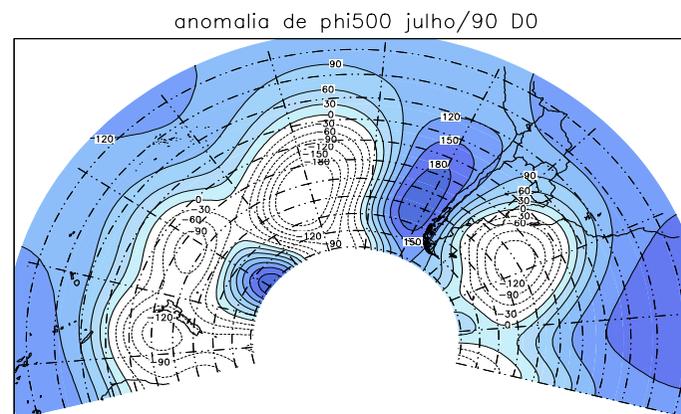
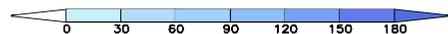
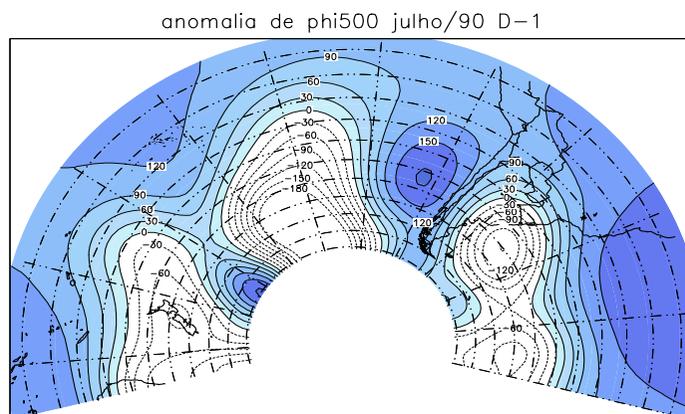


FIGURA 5.14: Conclusão.

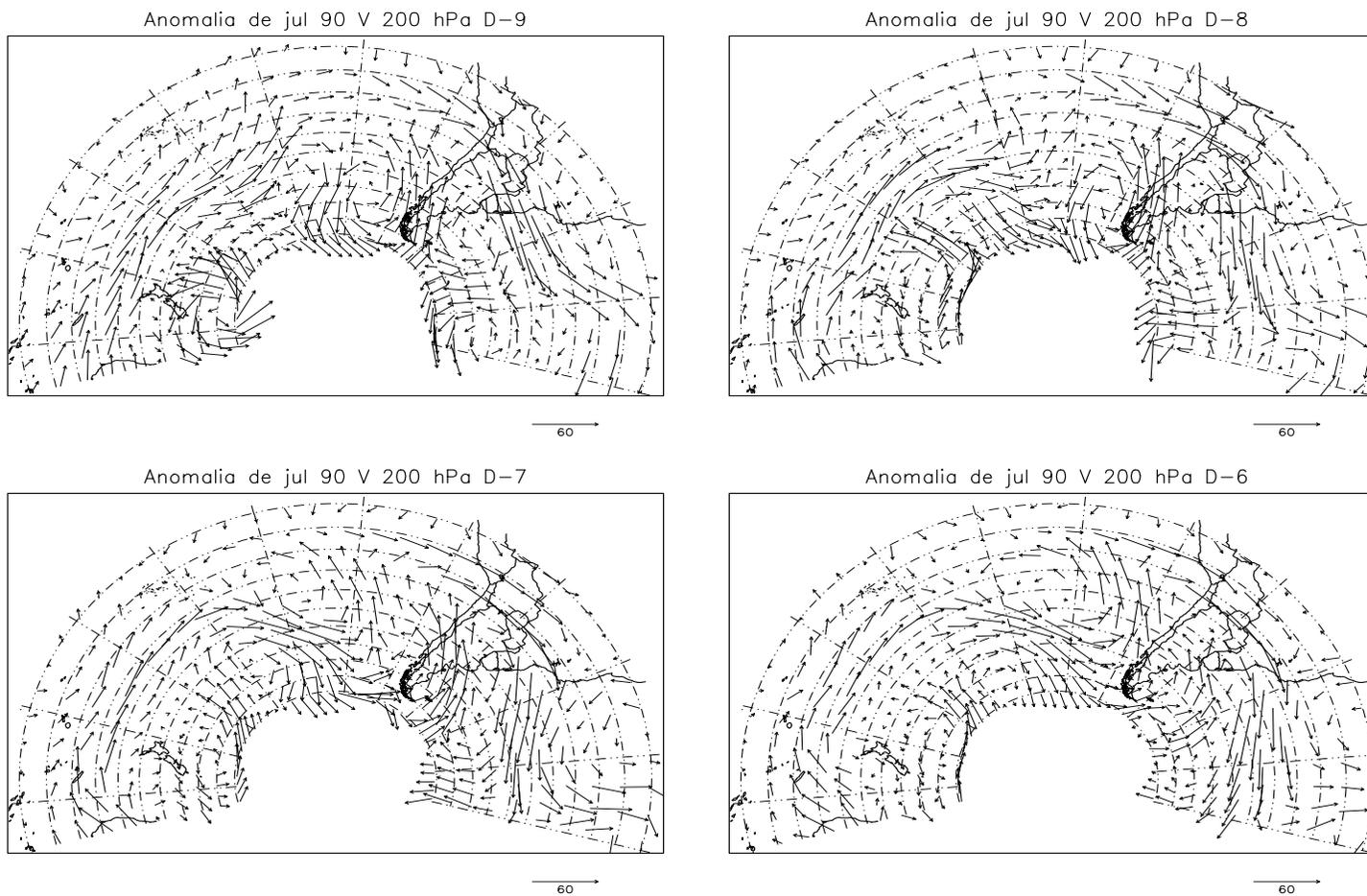


FIGURA 5.15: Como na Figura 5.4 exceto para o nível 200 hPa e para o caso de julho de 1990 (continua).

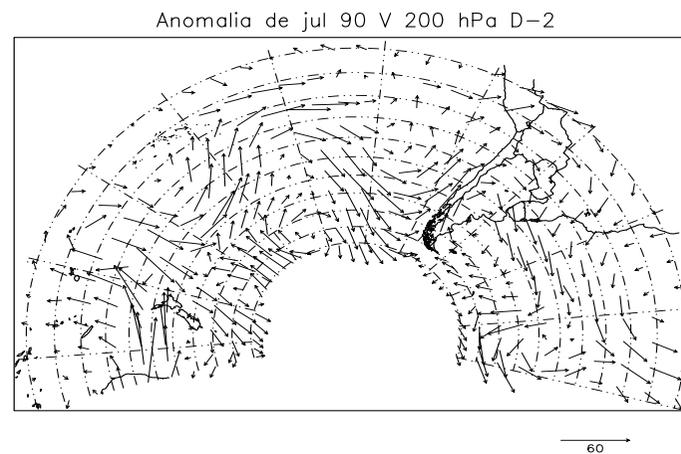
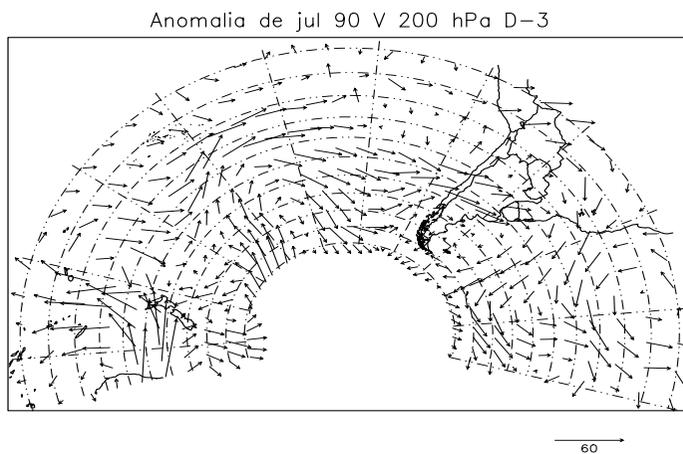
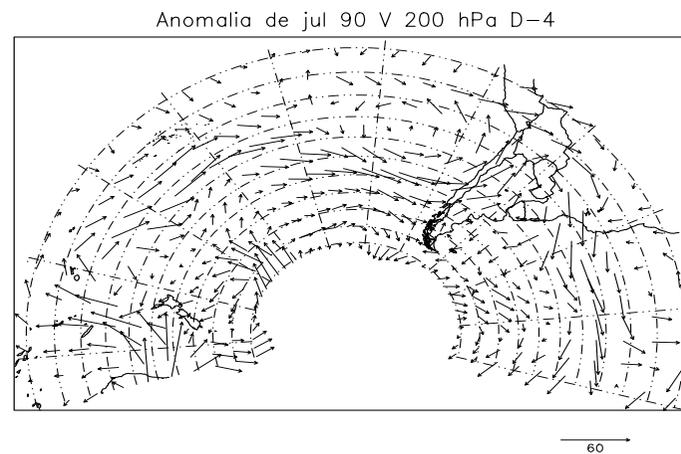
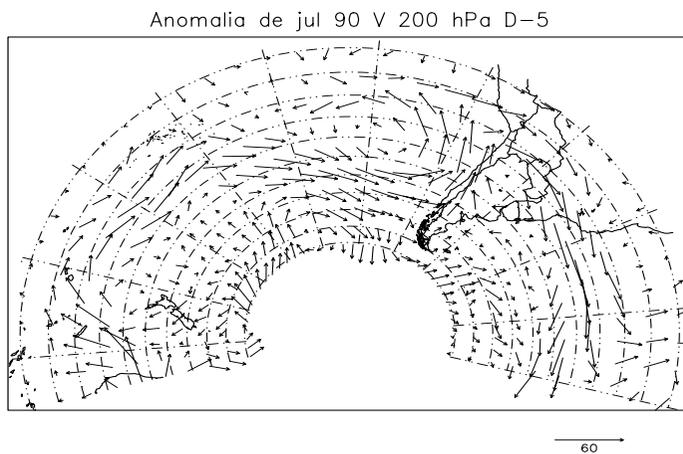


FIGURA 5.15: Continuação (continua).

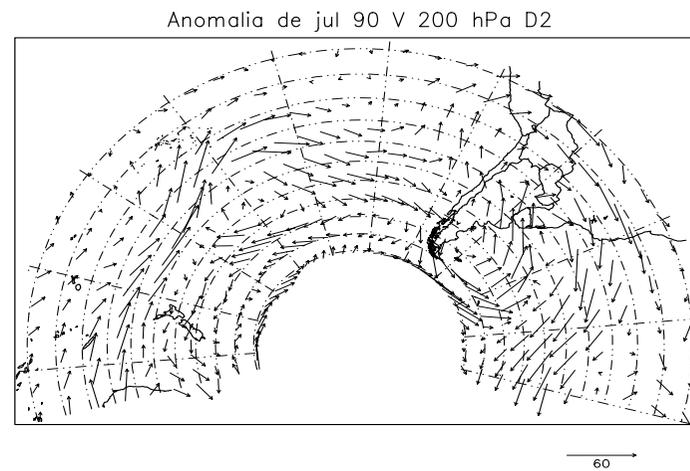
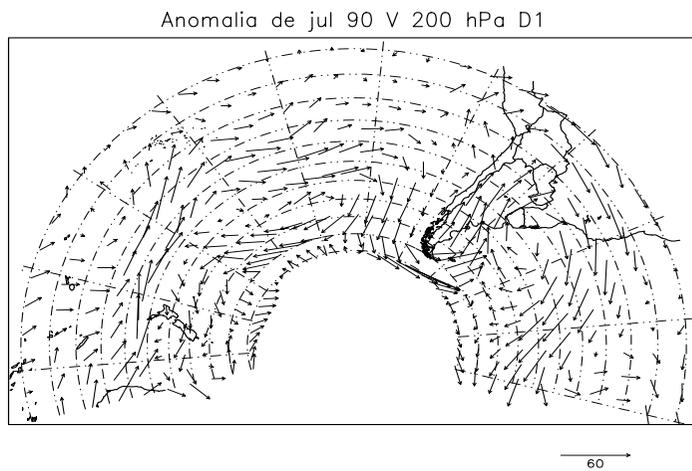
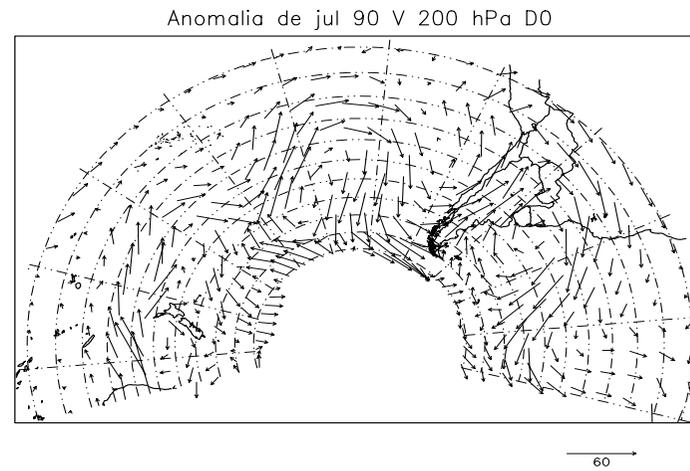
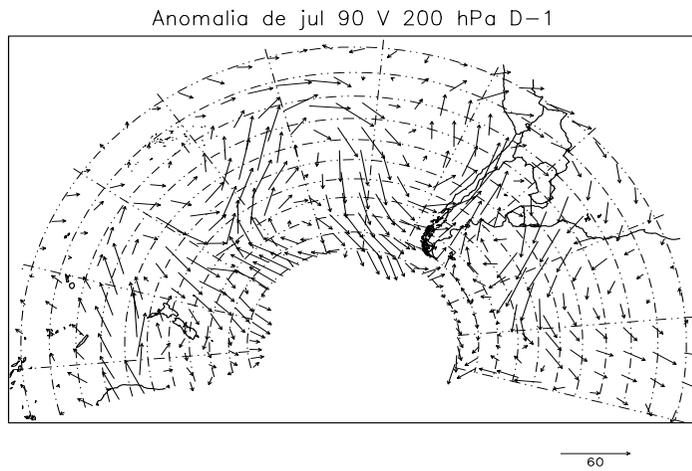


FIGURA 5.15: Conclusão.

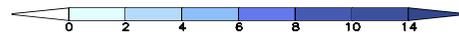
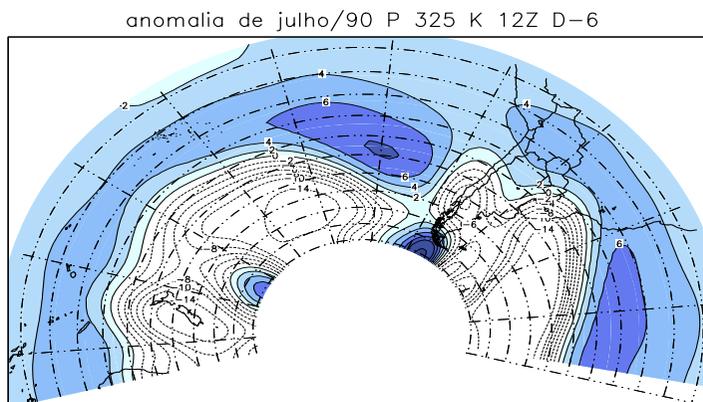
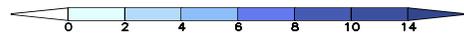
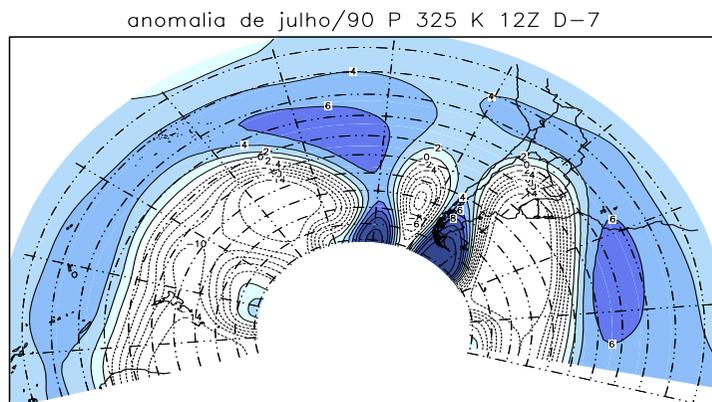
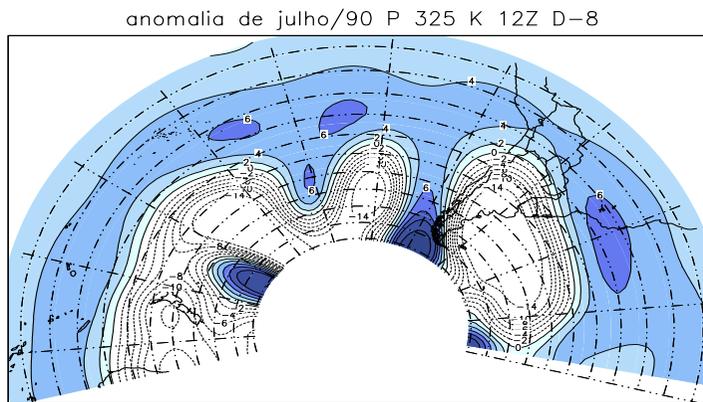
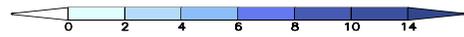
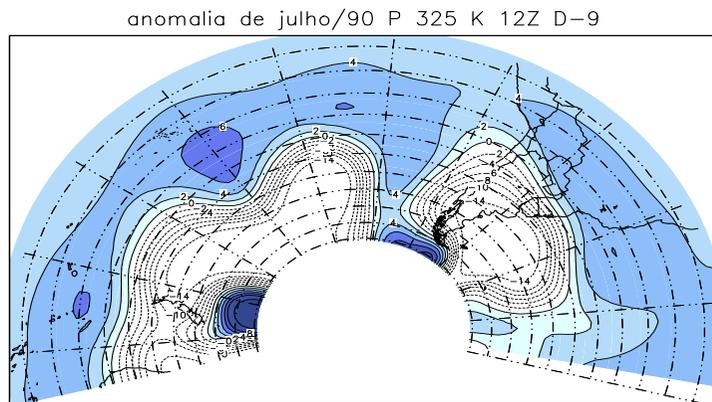


FIGURA 5.16: Como na Figura 5.10 exceto para caso de julho de 1990 (continua).

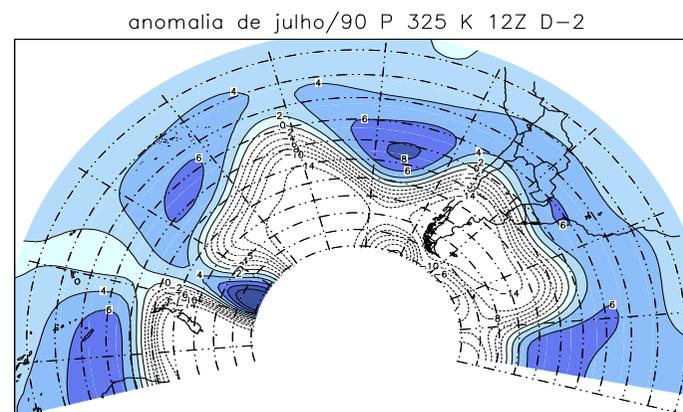
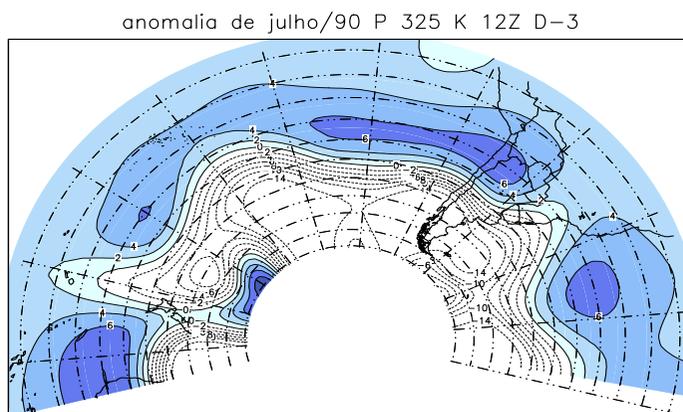
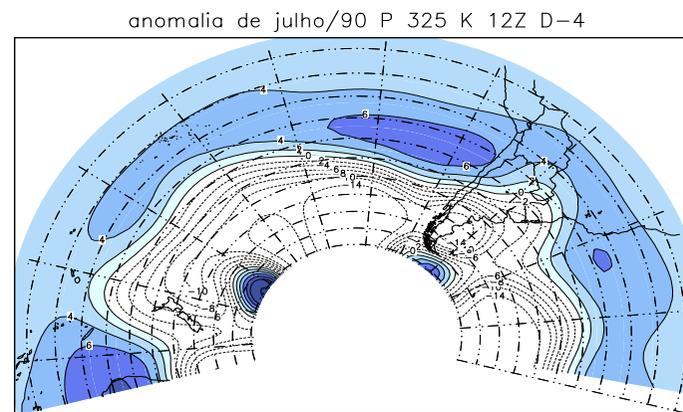
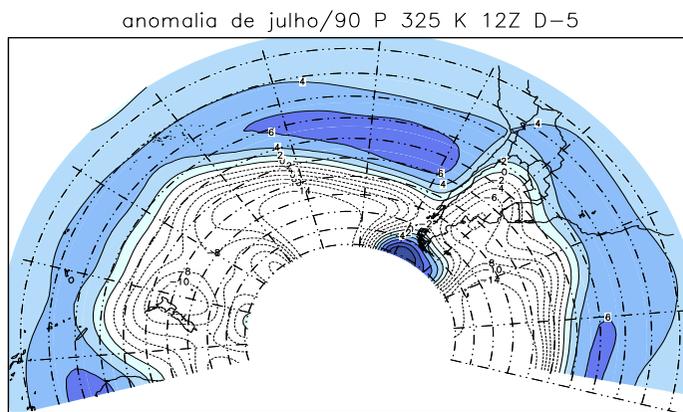


FIGURA 5.16: Continuação (continua).

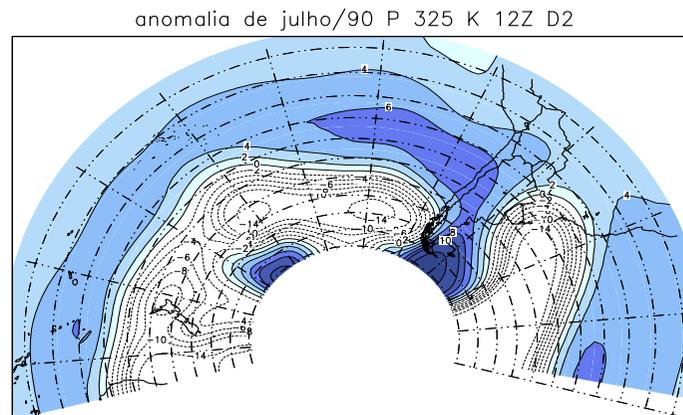
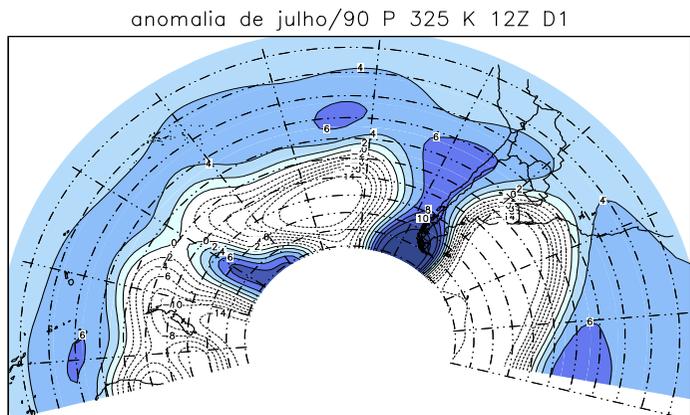
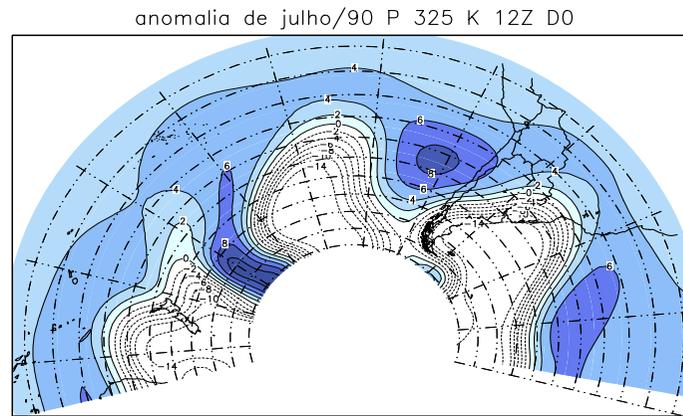
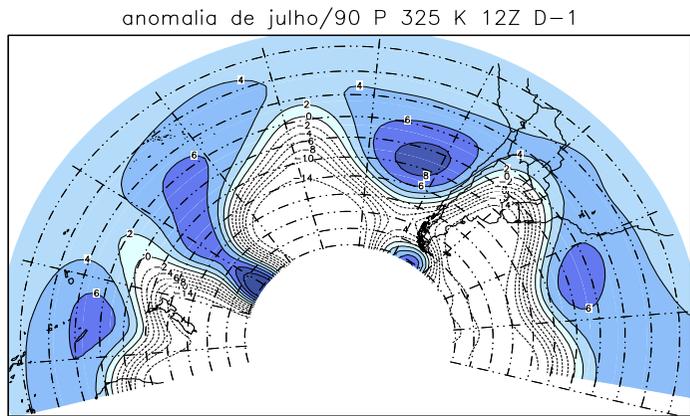


FIGURA 5.16: Conclusão.

### 5.3 Comparações entre Análises do NCEP e do ECMWF

Se as diversas características do escoamento associado aos eventos vistas nas duas análises independentes do NCEP e do ECMWF concordarem, pode-se dizer que os resultados são confiáveis. Algumas comparações entre os diagnósticos obtidos das duas análises são feitas nesta seção.

A Figura 5.17 mostra os campos de  $F$  obtidos das duas análises para o caso de julho de 1990 em D-4 e D0. Ambas as análises localizam a banda de frontogênese em D0 sobre a Região Sudeste do Brasil, com aproximadamente a mesma orientação e intensidade. Essa concordância entre as análises dá credibilidade ao diagnóstico. Todavia, existem algumas diferenças entre as duas análises tal como sobre a região do norte do Chile e Bolívia.

A Figura 5.18 (a) mostra os campos de anomalias de  $P$  em 325 K para os dias D-4 e D0 do caso de julho de 1990, provenientes das análises dos dois centros. Um exame visual mostra que a concordância entre as duas análises é muito boa. Mais uma vez pode-se notar a amplificação da onda sinótica no dia D0 em relação ao campo do dia D-4. É gratificante observar que as intensidades das cristas e cavados e as suas localizações nas duas análises são muito aproximadamente as mesmas. Na parte (b) da figura os campos de  $P$  em 315 K para D-4 e D0 obtidos das duas análises são apresentados. Isso dá uma oportunidade de comparar não somente os campos provenientes dos dois centros mas também entre os dois níveis, 325 K e 315 K. Verifica-se que o campo de  $P$  em 315 K também apresenta uma projeção meridional de uma língua de ar ciclônico para o sudeste do Brasil em D0. Os campos das duas análises concordam entre si de uma forma muito próxima, especialmente sobre a Região Sudeste do Brasil. Essa concordância dá uma boa confiabilidade ao diagnóstico e às análises, de modo geral.

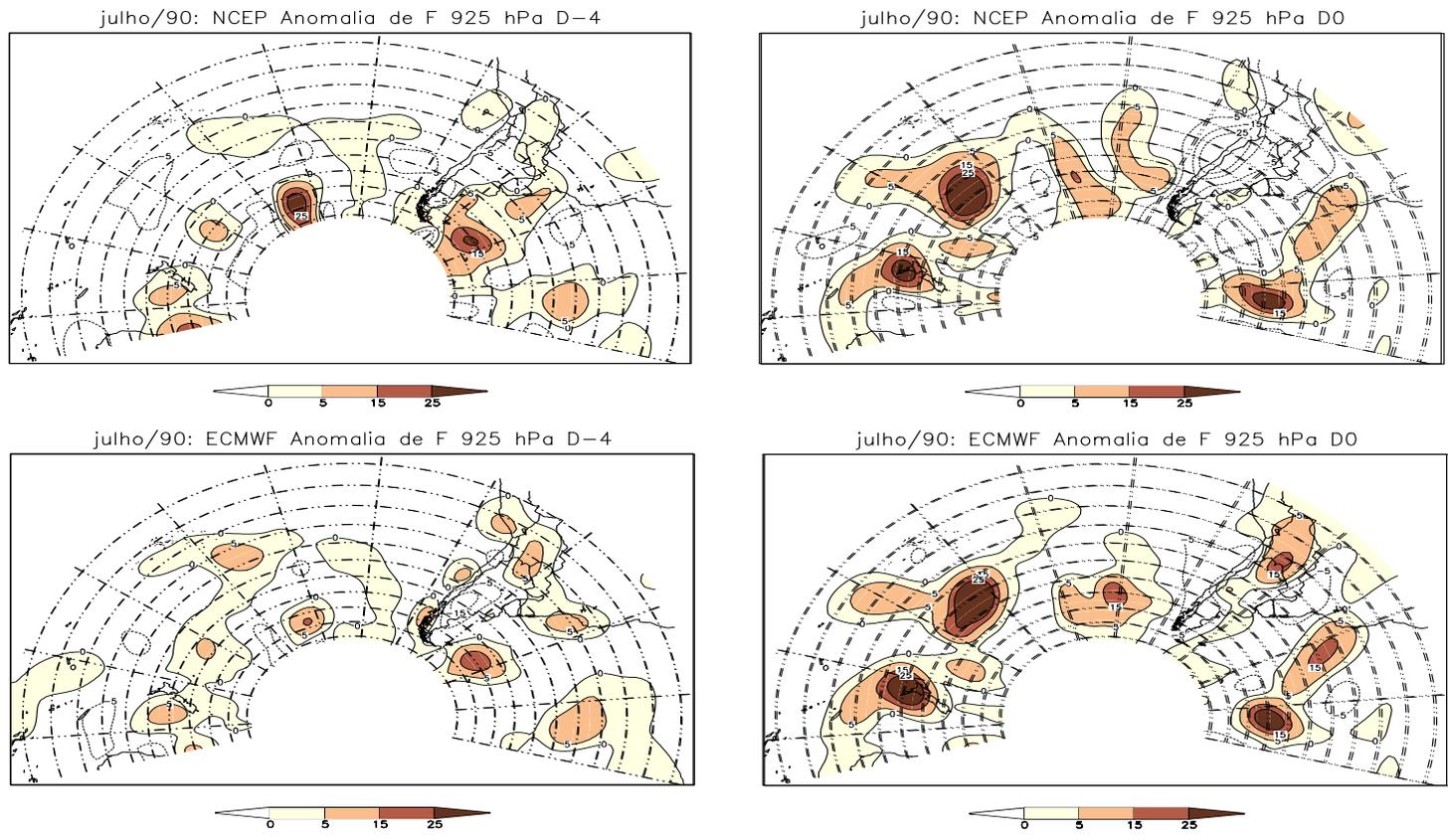
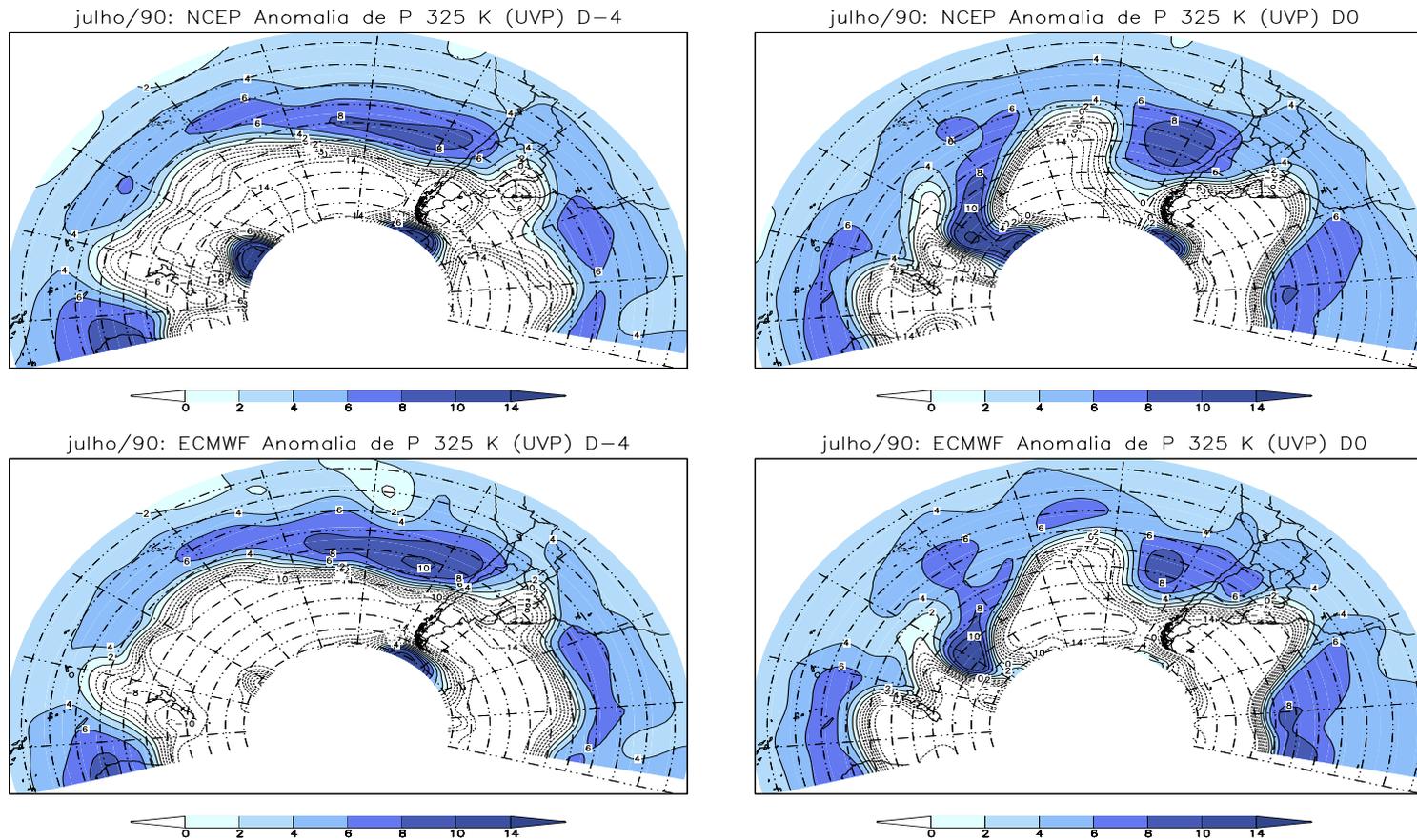
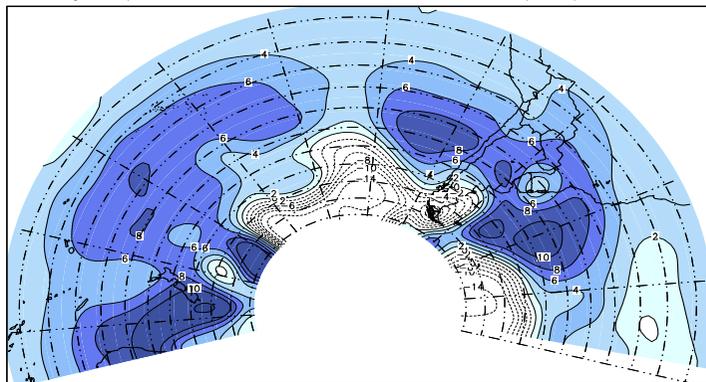


FIGURA 5.17: Comparação de campos de anomalia da função frontogénica ( $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) obtidos de análises do NCEP (painéis superiores) e do ECMWF (painéis inferiores) para os dias D-4 (painéis esquerdos) e D0 (painéis direitos) para o caso de julho de 1990. Valores positivos (frontogênese) são sombreados.

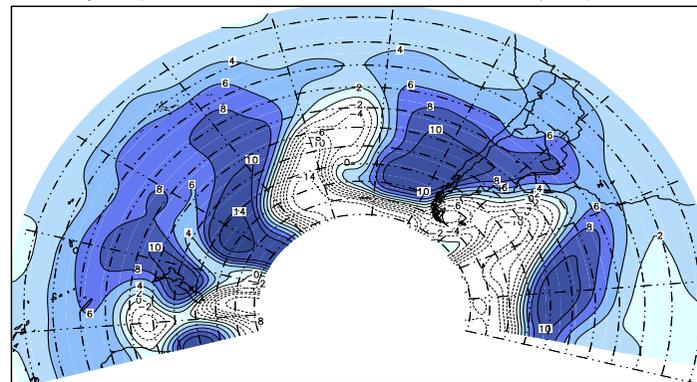


(a)  
 FIGURA 5.18: Comparação entre os campos de anomalia de vorticidade potencial isentrópica em 325 K (a) e 315 K (b), para o caso de julho de 1990, para os dias D-4 (painéis esquerdos) e D0 (painéis direitos) obtidos das análises do NCEP (painéis superiores) e do ECMWF (painéis inferiores). Unidades:  $10^{-1}$  UVP (continua).

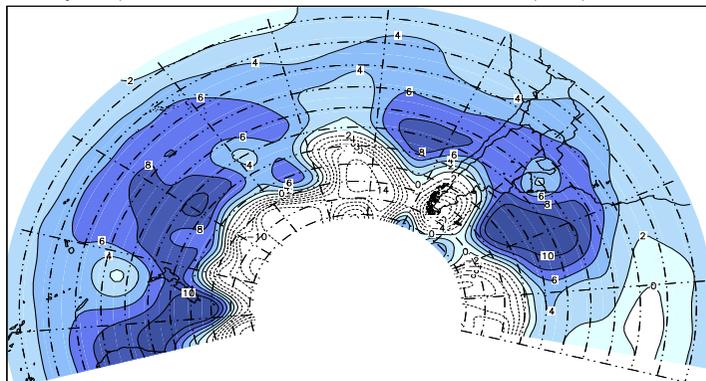
julho/90: NCEP Anomalia de P 315 K (UVP) D-4



julho/90: NCEP Anomalia de P 315 K (UVP) D0



julho/90: ECMWF Anomalia de P 315 K (UVP) D-4



julho/90: ECMWF Anomalia de P 315 K (UVP) D0

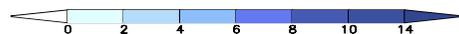
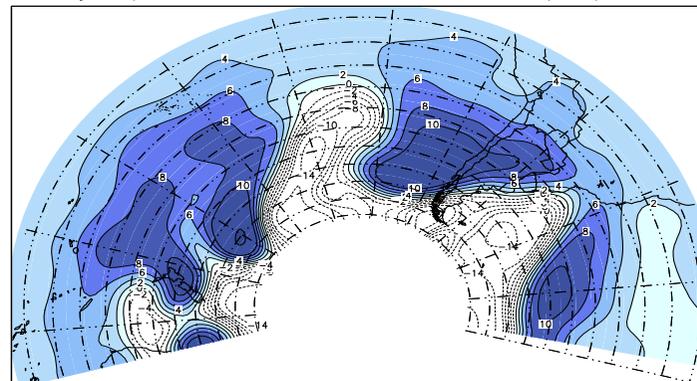


FIGURA 5.18: Conclusão.

(b)

#### 5.4 Resumo do Capítulo

Os campos de pressão à superfície, escoamento e função frontogenética da baixa troposfera mostram que uma frente fria passa sobre a Argentina e o sul do Brasil por volta do dia D-6. Em seguida, uma segunda frente fria se forma/intensifica sobre o centro e o norte da Argentina, avança para o norte e causa a friagem no Estado de São Paulo e arredores em D1. Uma alta migratória de origem extratropical segue uma trajetória aparente de SW-NE desde o Pacífico Sul leste até o Paraguai, nos dias D-5 a D-1. Em D0 a alta domina toda a região da Argentina, Paraguai, Uruguai e do Rio Grande do Sul, e em D1 avança para o norte e nordeste. Estas características são observadas no campo de vorticidade em 925 hPa também. Em 500 hPa uma onda baroclínica intensa, com o cavado gradualmente assumindo uma orientação WNW-ESE sobre a América do Sul central, avança para leste-nordeste. O campo de vorticidade potencial mostra o avanço de tropopausa dinâmica (-1,5 UVP) para leste e para norte no período de D-2 a D2 até o Estado de Santa Catarina. A aproximação e intensificação de uma anomalia ciclônica de P e a difluência do cavado desenvolvido no escoamento da média e alta troposfera sobre a costa sul do Brasil propiciam ciclogênese à superfície no Atlântico próximo à costa uruguaia. Os ventos de sul na baixa troposfera, fortalecidos pelo intenso gradiente de pressão entre a alta sobre o continente e o ciclone no mar, adquirem uma pista longa desde o mar de Weddell até o sul da Região Amazônica, em D0 e D1. Esses ventos advectam ar “frio” para o sul e sudeste do Brasil. Estas características são vistas tanto nos campos compostos quanto nos casos individuais estudados. O diagnóstico vorticidade potencial isentrópica em 325 K (P) demonstra capacidade de uso na previsão de friagens com até 9 dias de antecedência.



## CAPÍTULO 6

### BALANÇO DE CALOR

#### 6.1 Campos Compostos

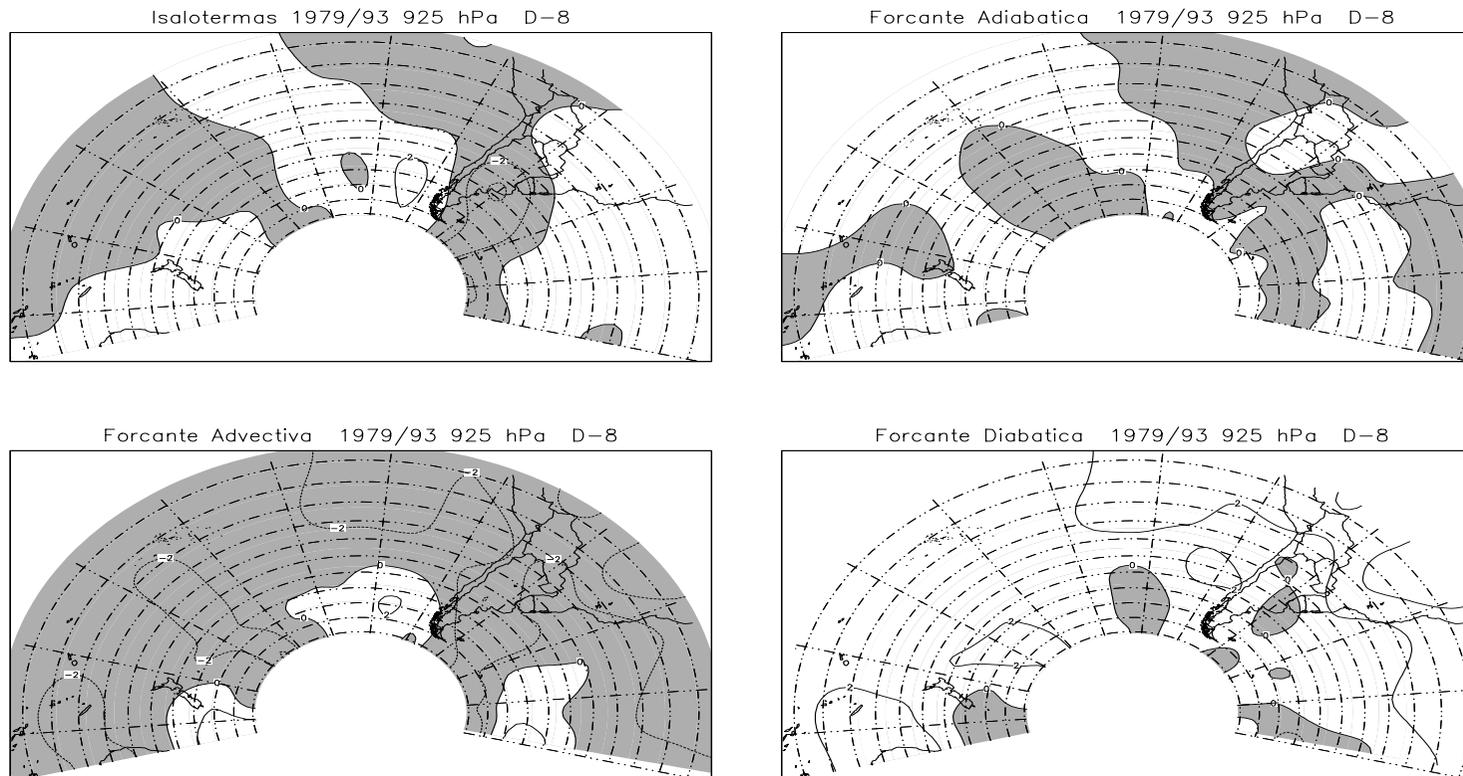
Os termos da equação termodinâmica (Equação 2.17) são calculados no nível 925 hPa para identificar a importância relativa de diferentes processos físicos da variação térmica em uma evolução de friagem. Uma vez que não dispomos de meios para calcular o termo de aquecimento diabático, este foi obtido como um resíduo entre os demais termos. Esse resíduo é aceitável desde que não gere erros maiores que os existentes no campo de isalotermas observado.

O aquecimento diabático é essencialmente causado pela perda radiativa de onda longa, convergência do fluxo vertical de calor sensível e pela liberação de calor latente de condensação. Em condições chuvosas (movimentos ascendentes do ar saturado) espera-se, mesmo no nível de 925 hPa, aquecimento diabático pela liberação de calor latente (o mecanismo real desse aquecimento é o adiabático nos movimentos descendentes do ar entre as células, forçados pelos ascendentes nas células convectivas). Em condições de céu claro (sem nebulosidade) os efeitos da radiação de onda longa predominam, o que normalmente esfria a atmosfera. A convergência dos fluxos verticais de calor sensível em 925 hPa ocorre durante as tardes e aquece a atmosfera. Todavia, negligenciando os efeitos dos fluxos de calor sensível, temos basicamente esfriamento nas regiões de alta pressão sem nebulosidade e aquecimento nas regiões convectivas (com nebulosidade e precipitação).

A Figura 6.1 mostra os compostos da tendência térmica, do aquecimento adiabático devido aos movimentos verticais, da advecção horizontal térmica e do aquecimento diabático

diários para o período de D-8 a D2. Pode-se notar que nos dias D-4 e D-3 há um esfriamento maior que  $2^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  sobre a Argentina, Paraguai, Uruguai e o sul do Brasil. As tendências do esfriamento nos dias D-2 e D-1 aumentam para  $-6^{\circ}\text{C}$  e  $-4^{\circ}\text{C}$ , respectivamente. Sobre o sul do Brasil e o sudeste e centro-oeste do Brasil, sucessivamente. No dia D0 pode-se observar um aquecimento intenso no sul do Brasil, Paraguai e centro-oeste do Brasil. As quedas de temperatura no nível 925 hPa nos dias D-2 a D0 são da ordem de 6 a  $8^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ . Uma vez que, durante o dia, tendo-se aquecimento, a queda térmica noturna deve ser acentuada, aproximadamente  $10^{\circ}\text{C}/12$  horas. Em casos individuais de friagens esta queda pode ser ainda maior.

Entre os processos responsáveis, o aquecimento adiabático é fraco, limitando-se a valores próximos a  $1^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  (aquecimento adiabático de  $\sim 8^{\circ}\text{C}/24$  horas observado sobre os Andes é considerado espúrio). Todavia, os campos deste termo mostram uma propagação regular de 8 graus de longitude em 24 horas. A frequência e a velocidade de propagação correspondem aos valores normalmente observados nos casos de sistemas sinóticos transitórios da média troposfera (Krishnamurti et al. 1999).



(a)

FIGURA 6.1: Balanço de calor composto em 925 hPa de D-8 a D2. D-N é o N-ésimo dia anterior ao de friagem D0. D1 e D2 são os posteriores. Termos da equação termodinâmica (K/dia): isaloterma (painel esquerdo superior), aquecimento adiabático (painel direito superior), advecção horizontal térmica (painel esquerdo inferior) e aquecimento diabático (painel direito inferior). Valores negativos (esfriamento) são sombreados. (a) para D-8, (b) para D-7, ..., (k) para D2 (continua).

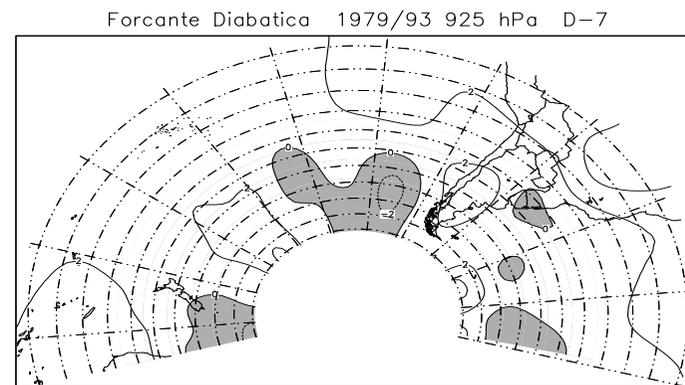
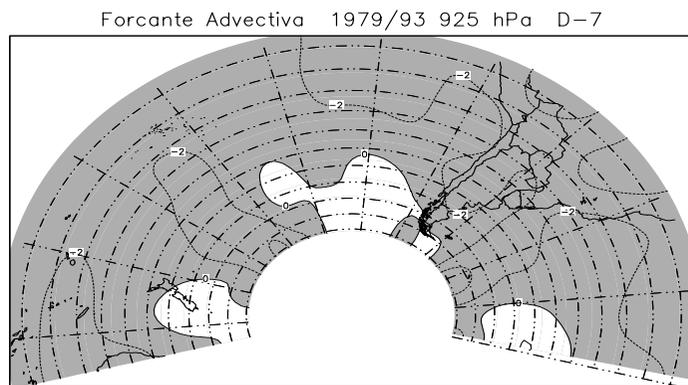
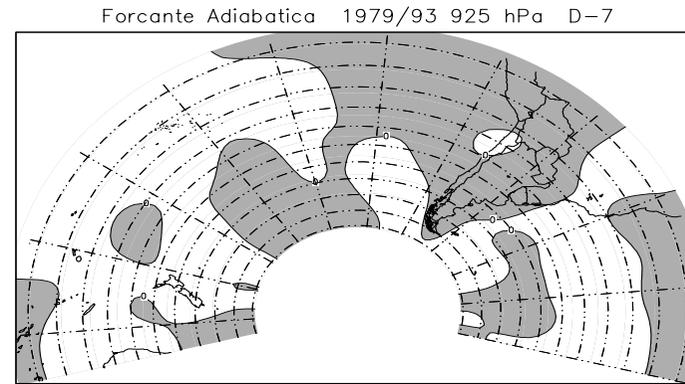
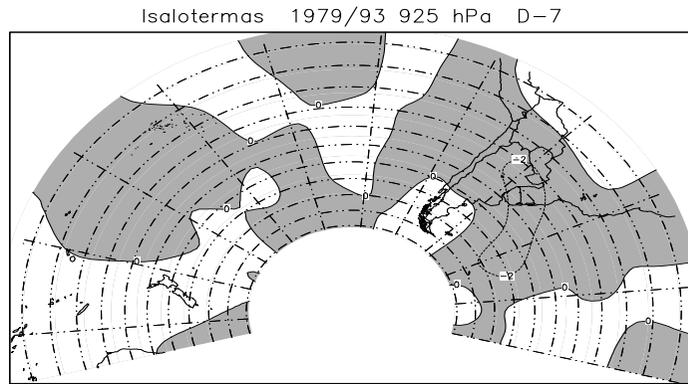
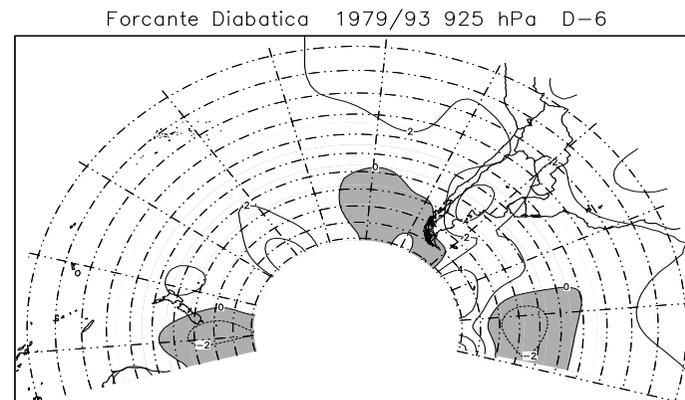
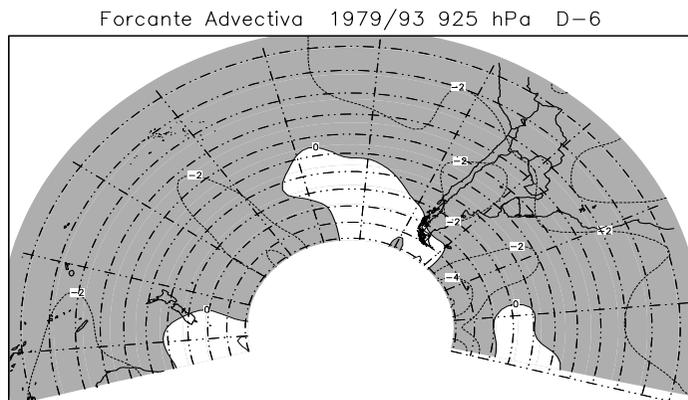
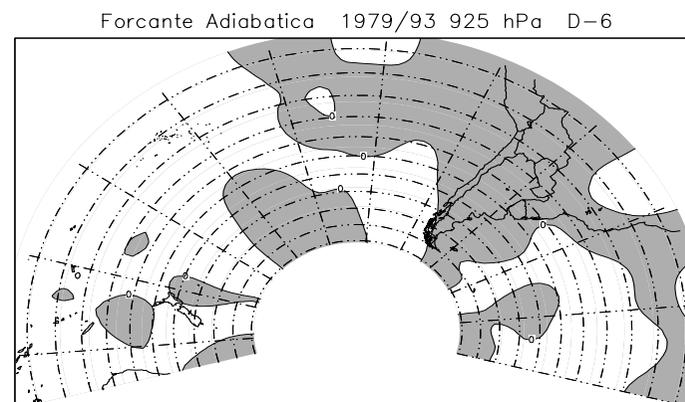
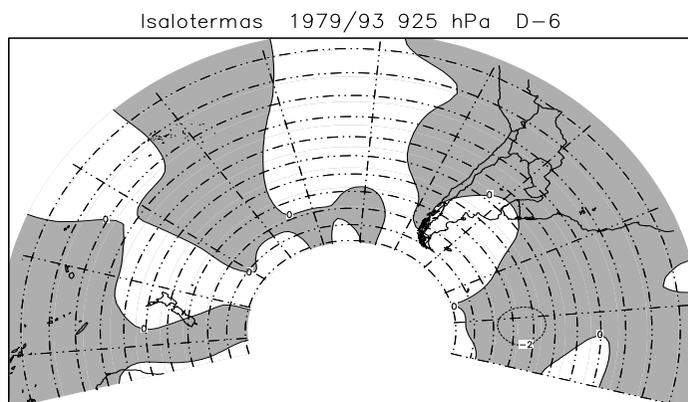


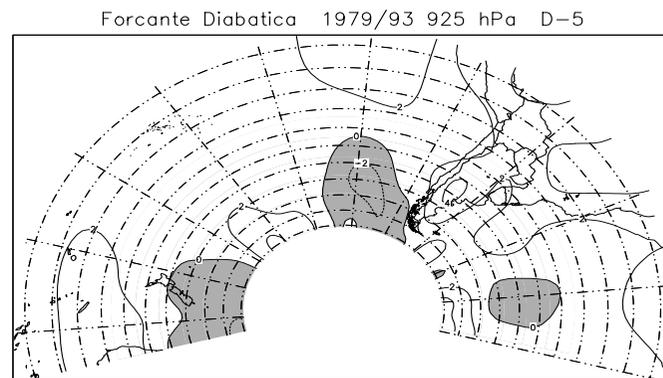
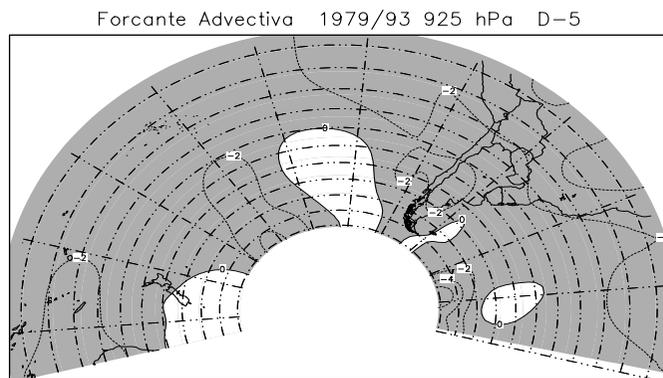
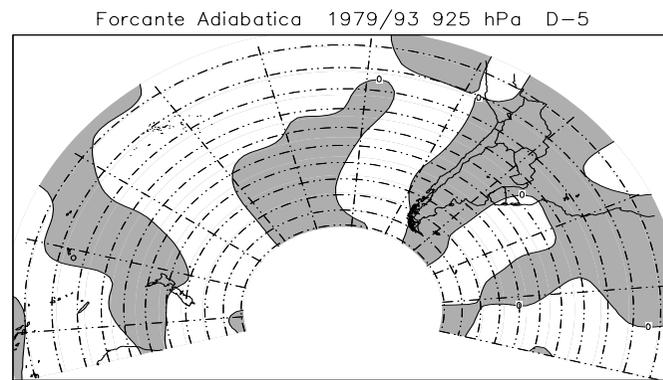
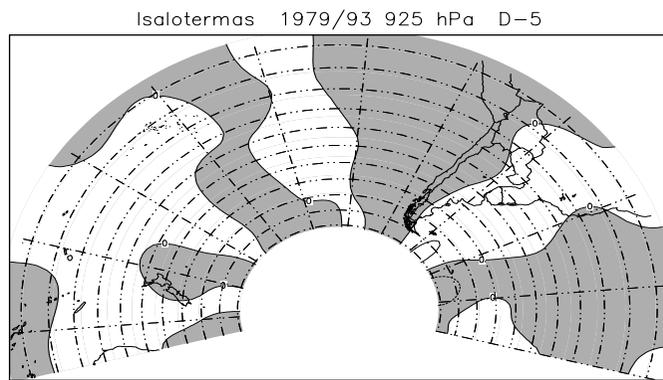
FIGURA 6.1: Continuação (continua).

(b)



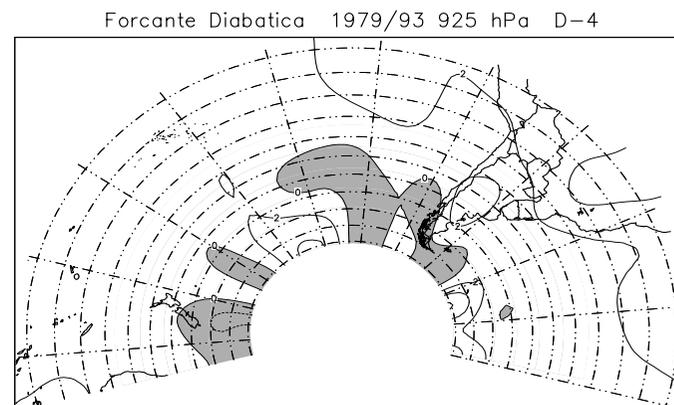
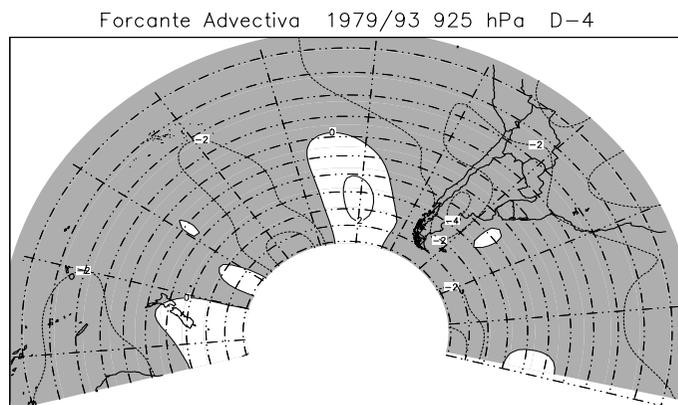
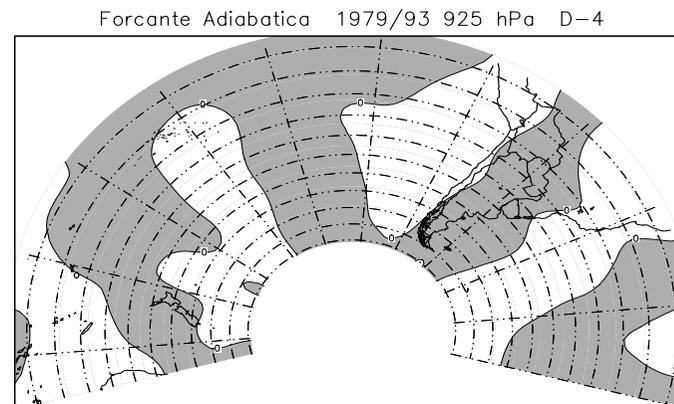
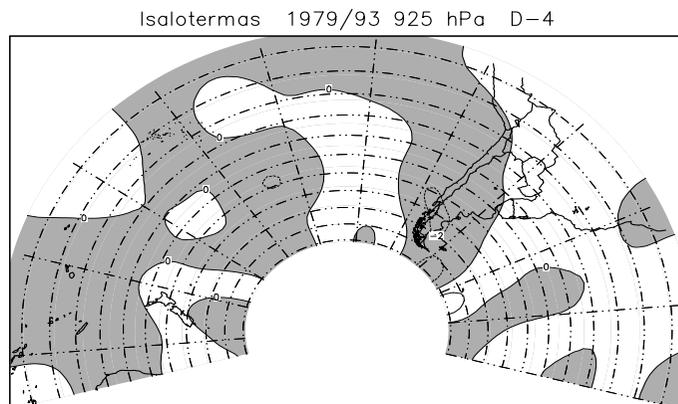
(c)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).



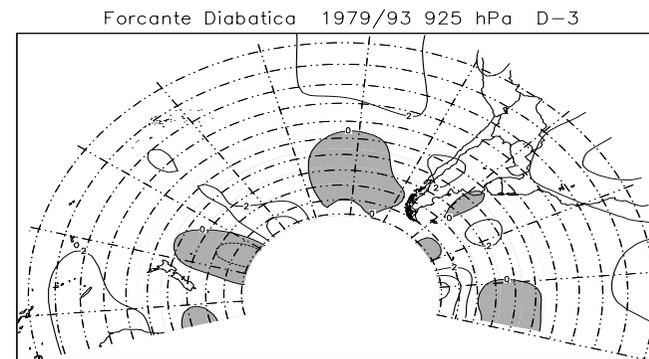
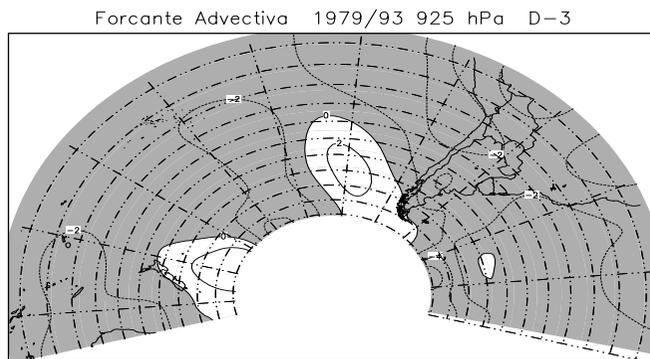
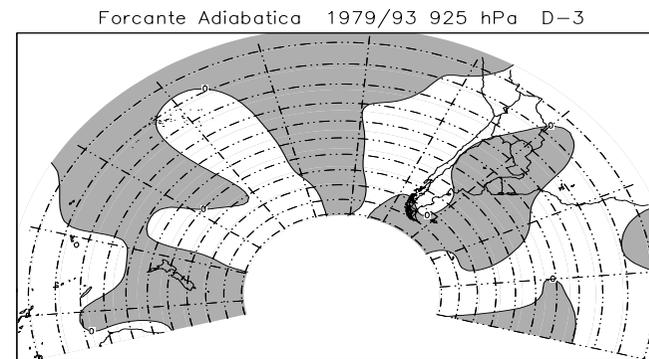
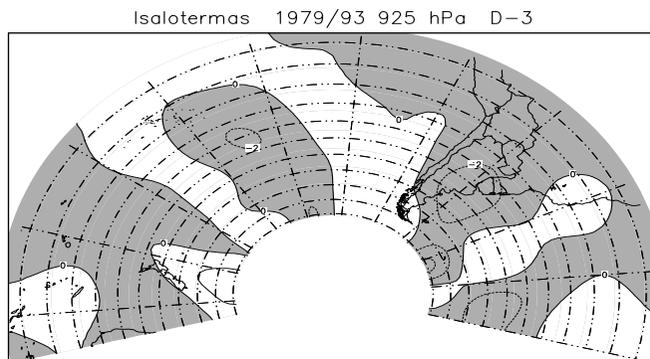
(d)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).



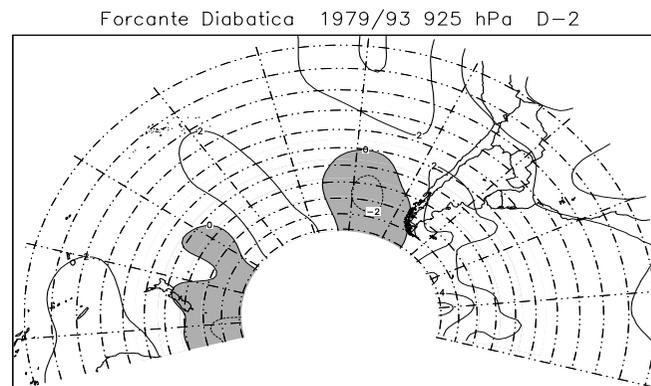
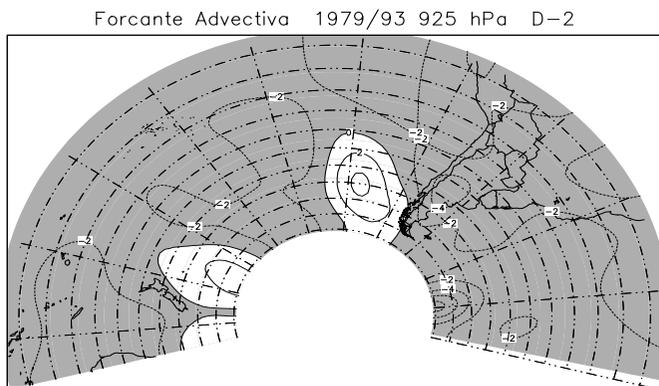
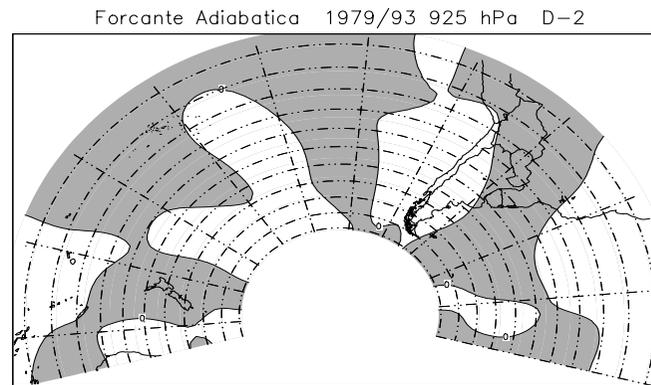
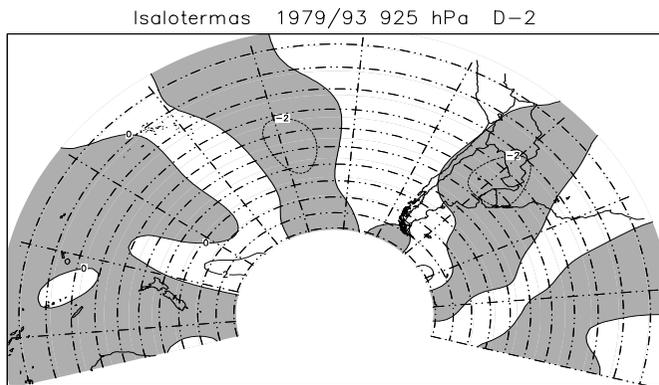
(e)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).



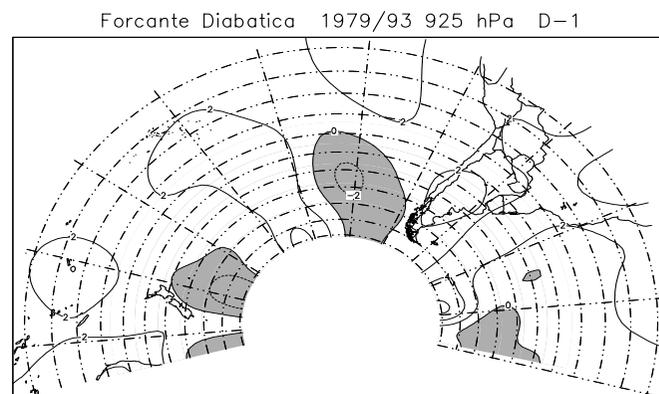
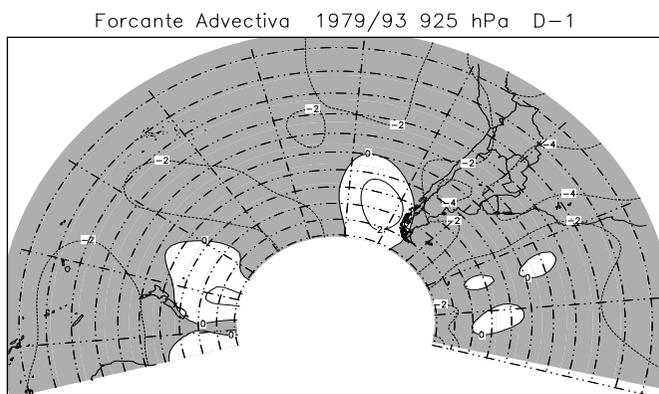
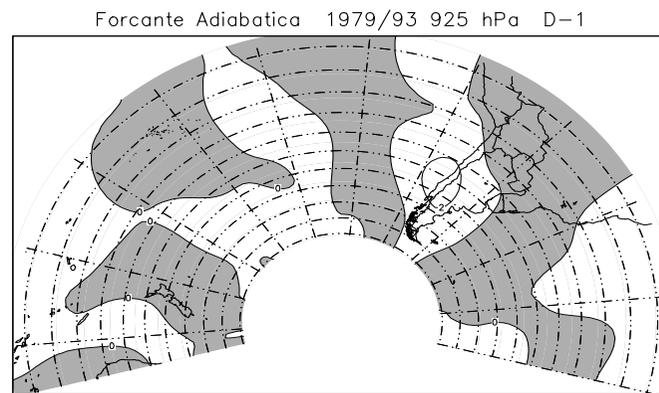
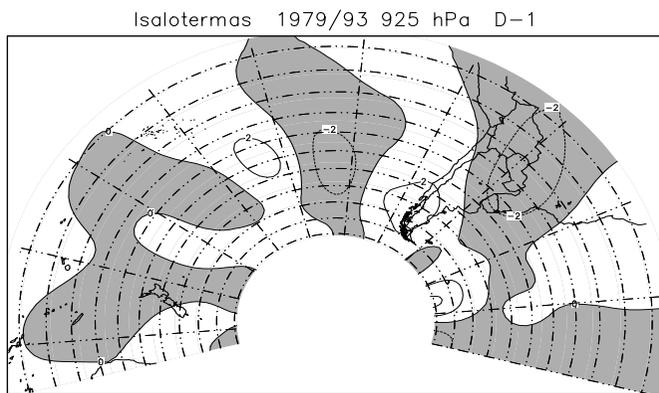
(f)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).



(g)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).



(h)

FIGURA 6.1: Continuação (continua).

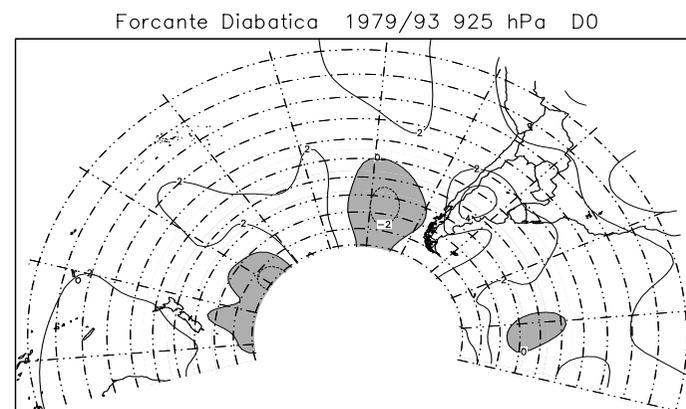
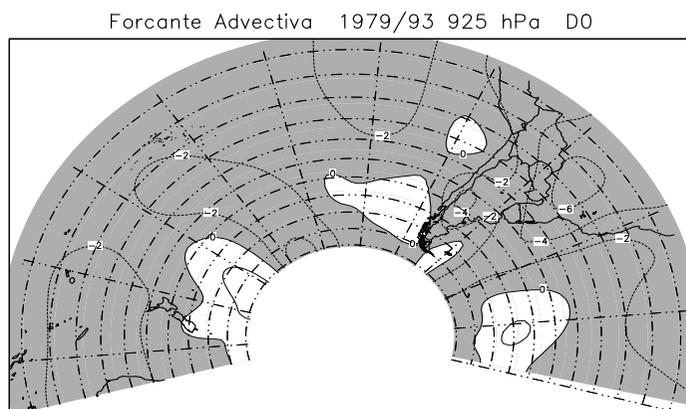
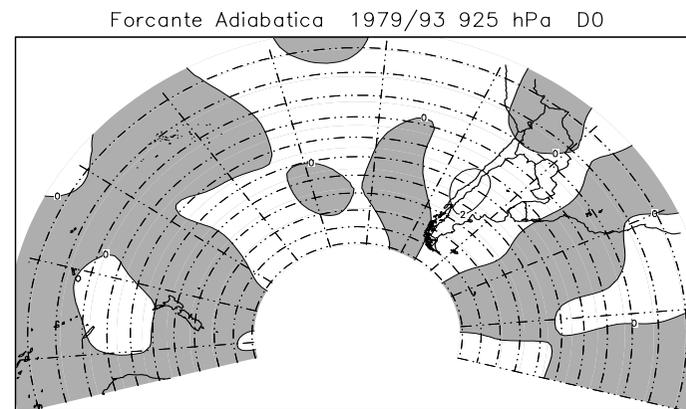
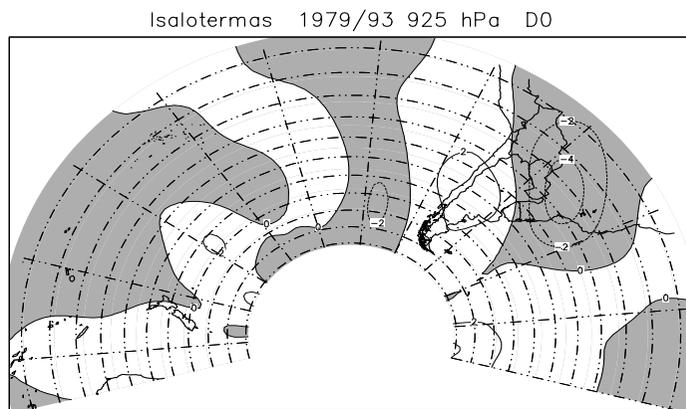


FIGURA 6.1: Continuação (continua).

(i)

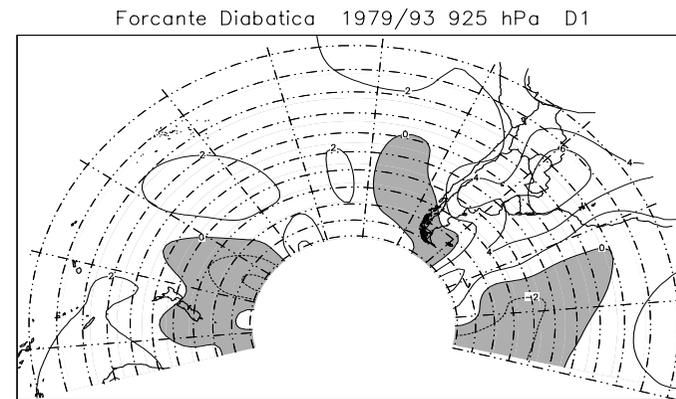
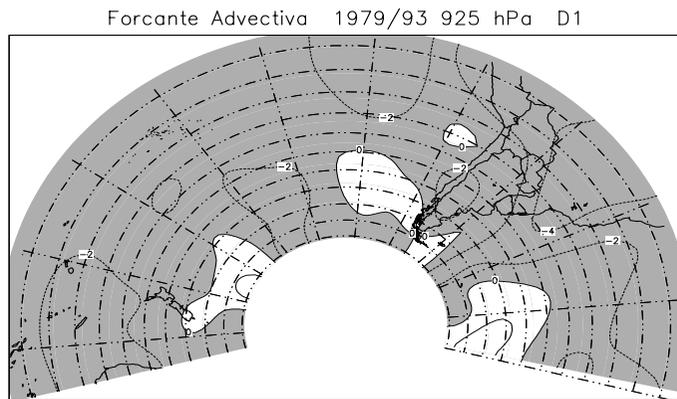
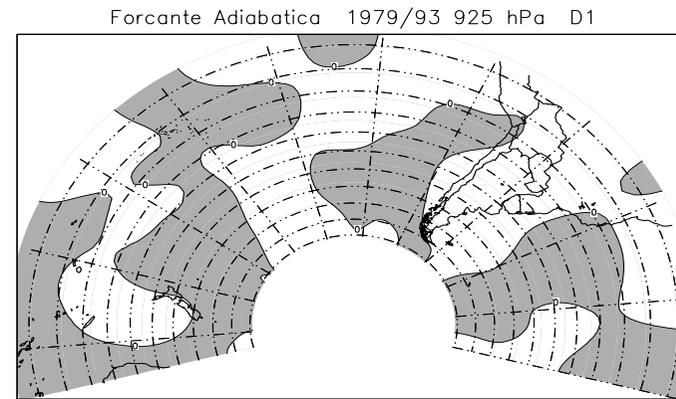
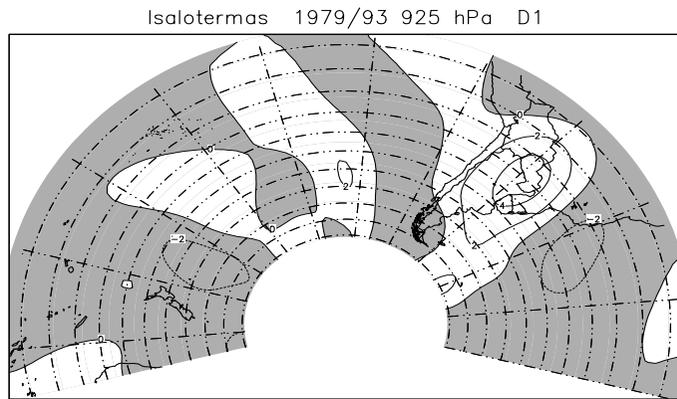
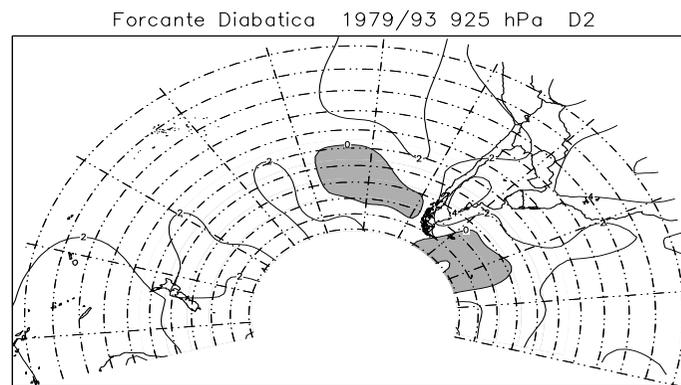
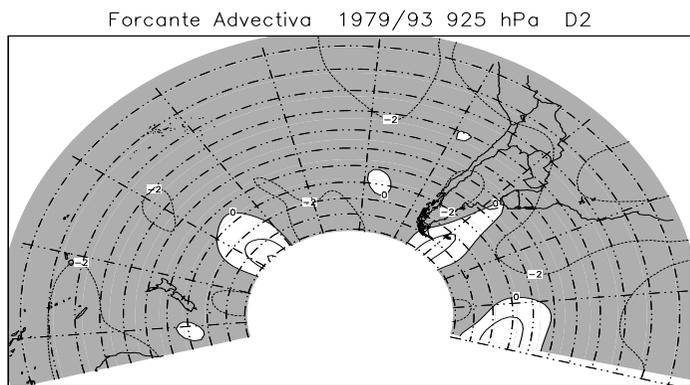
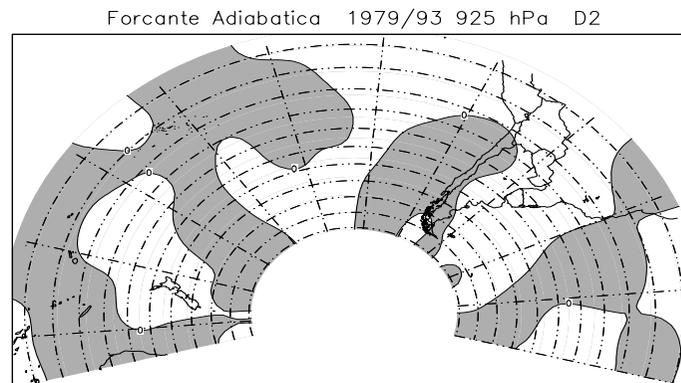
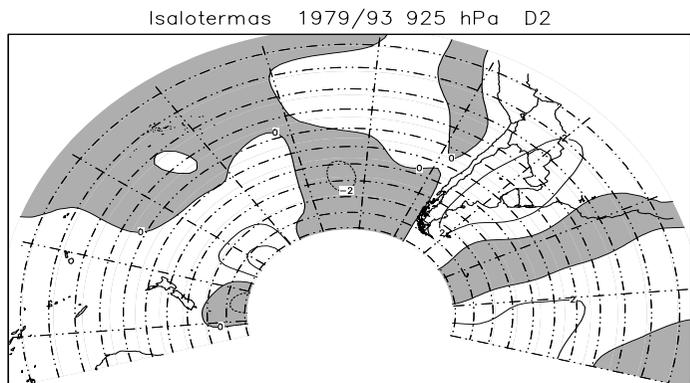


FIGURA 6.1: Continuação (continua).

(j)



(k)

FIGURA 6.1: Conclusão.

Os termos de advecção são tão fortes quanto as tendências, porém existe uma defasagem entre os dois campos. Por essa razão existe um resíduo que é atribuído ao aquecimento pelos efeitos diabáticos. A defasagem, em parte, se deve ao fato de que a tendência térmica está centrada em 00 UTC enquanto que as advecções são calculadas 12 horas após. Para amenizar o problema, uma média de dois dias da advecção, centrada em 00 UTC, é obtida. Todavia, as magnitudes desse termo são consideráveis. Existem indicações de que o esfriamento radiativo contribui significativamente para manter as baixas temperaturas ou até esfriar um pouco mais a massa do ar frio nos dias D-1 e D0. No dia D1, quando a massa do ar frio esfriada pela perda radiativa de energia, invade a Região Sudeste, a temperatura cai abaixo de 4°C.

## **6.2 Casos**

Os campos preparados para os casos de 28 de julho de 1990 e 17 de abril de 1999 também mostram as mesmas características acima descritas, porém com uma intensidade maior. Relembre-se que os campos compostos sofrem suavização devida às pequenas diferenças no posicionamento de máximos e mínimos entre os diferentes casos.

Os campos dos termos da equação termodinâmica para o dia D0 para os dois casos de friagem são apresentados nas Figuras 6.2 e 6.3, respectivamente. É notável a semelhança dos campos dos dois casos. Mais notável ainda é a semelhança entre os casos individuais e o composto nos campos de isalotermas (compare com Figura 6.1 (i)). No dia anterior à ocorrência de friagem (no Estado de São Paulo) a temperatura na Região Centro-oeste cai 6 a 8°C em um dia (do dia D-1 para o dia D0). Para esta variação, os processos advectivos contribuem com -4°C/dia e o restante pelos processos diabáticos, plausivelmente pela perda radiativa de calor. Deve-se comentar que a intensidade de tendência de temperatura nos

compostos é menor que nos casos individuais, o que é esperado. Os movimentos verticais contribuem com menos de  $1^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  e o aquecimento adiabático devido ao movimento subsidente na região dominada pelo anticiclone em 925 hPa é superado pelo maior esfriamento diabático radiativo. As Figuras 6.2, 6.3 juntamente com a Figura 6.1 quantificam as importâncias relativas dos processos da queda acentuada de temperatura no dia anterior ao da ocorrência de temperatura inferior a  $4^{\circ}\text{C}$  em São Paulo.

Comparações entre os campos de F e de anomalia de forçante diabática para D0 nos casos de julho de 1990 e de abril de 1999 revelam que existem coincidências entre as regiões de frontólise(gênese) e de aquecimento(esfriamento) diabático. Essa concordância também pode ser observada entre os campos compostos mostrados nas Figuras 5.9 e 6.1 e é explicada pela característica frontolítica do aquecimento diabático pós-frontal.

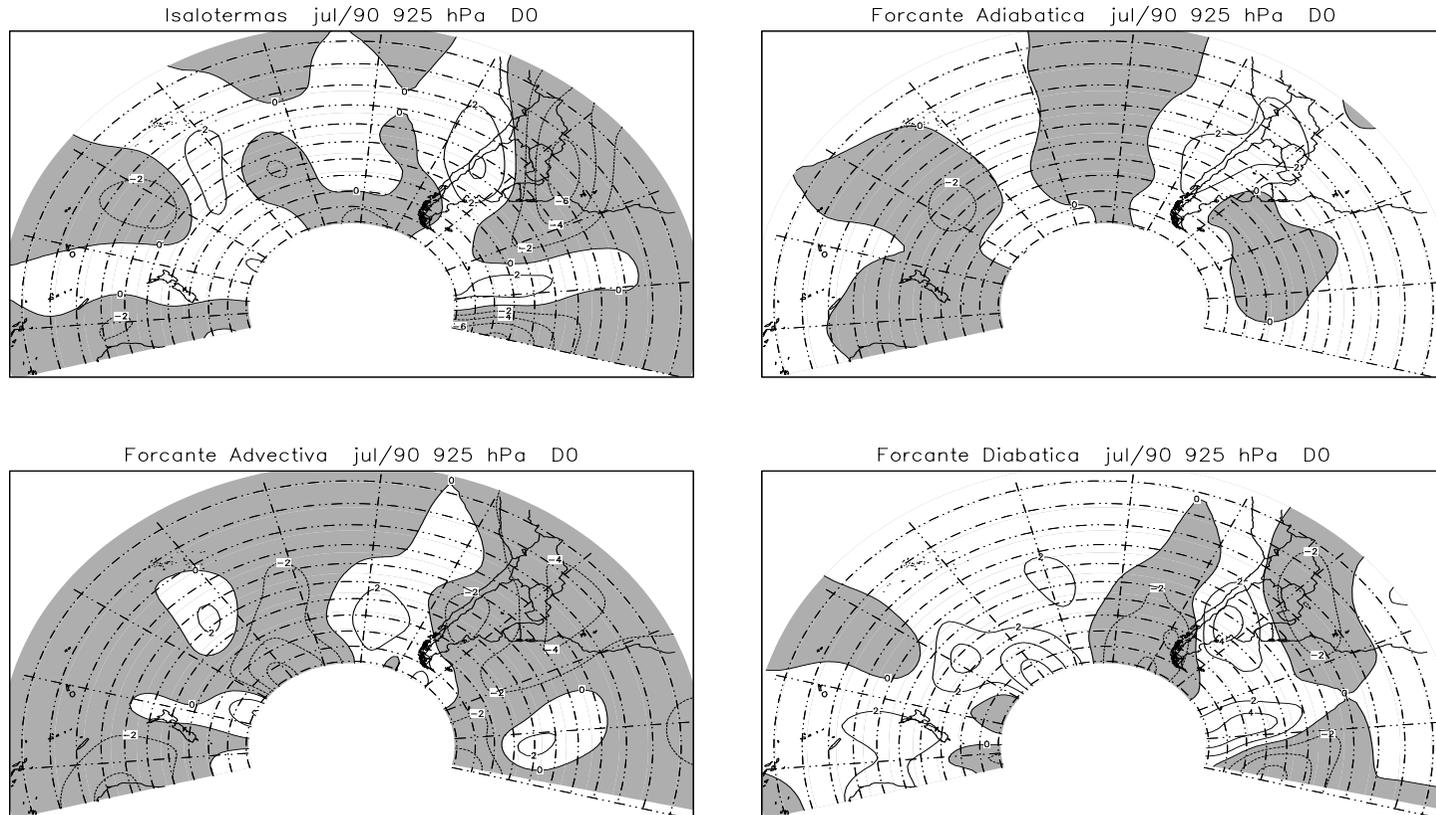


FIGURA 6.2: Balanço de calor (K/dia) em 925 hPa para D0 no caso de julho 1990. Termos da equação termodinâmica (K/dia): isaloterma (painel esquerdo superior), aquecimento adiabático (direito superior), advecção horizontal térmica (esquerdo inferior) e aquecimento diabático (direito inferior). Valores negativos (esfriamento) são sombreados.

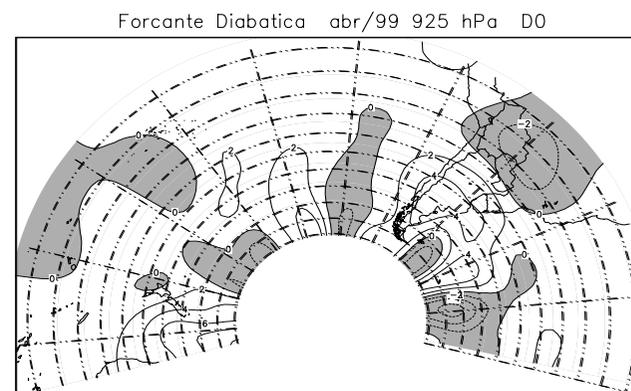
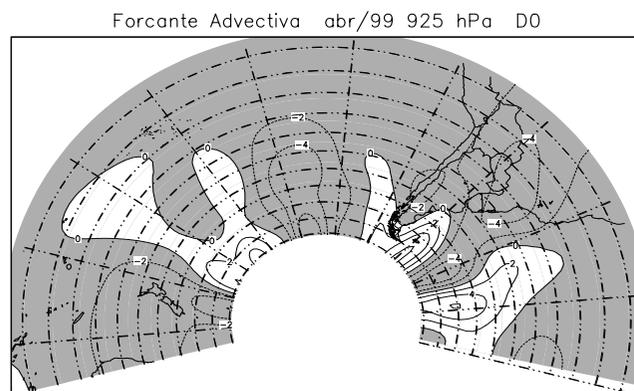
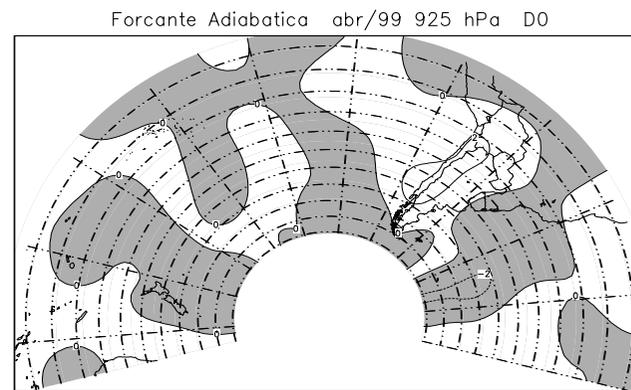
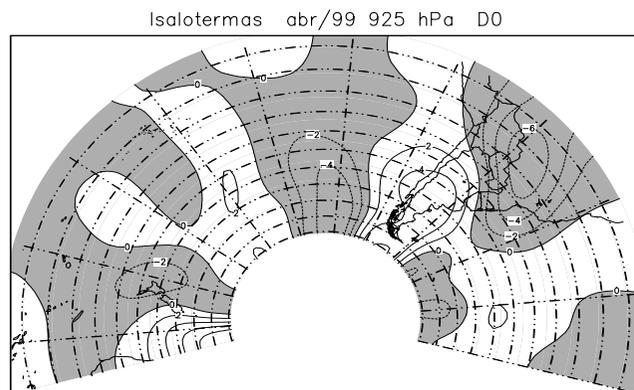


FIGURA 6.3: Como na Figura 6.2 exceto para o caso de abril 1999.

## CAPÍTULO 7

### EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Os resultados dos capítulos anteriores mostram claramente a existência de características de escoamento típicas e bem definidas no período de 9 dias precedentes à friagem no sudeste do Brasil. Por serem evidentes nas médias de 14 casos, estas características podem ser vistas como precursoras do evento.

A amplitude das perturbações meteorológicas, em uma média de 14 casos, diminui em comparação com a amplitude observada em casos individuais. Isso se deve às pequenas defasagens de máximos e mínimos das variáveis entre os casos. Deve-se lembrar que se fossem escolhidos aleatoriamente 14 campos de uma variável, o cancelamento das anomalias seria muito grande e não se encontrariam características notáveis, a não ser aquelas associadas às ondas estacionárias, devido à montanha ou devido ao contraste oceano-continente. Como existem características notáveis na média de 14 casos, elas devem ser características comuns para maioria deles. Portanto, é fortemente sugestivo que as características encontradas nos compostos apresentados nos Capítulos 5 e 6 constituam um conjunto de precursores ao fenômeno estudado.

#### **7.1 Justificativa e Planejamento**

Para que possa ter uma maior confiança nos precursores, contemplam-se experimentos numéricos com o modelo global de circulação geral do CPTEC (Bonatti, 1996; Kinter III et al., 1997) para demonstrar a importância do precursor para a evolução posterior do evento de friagem. A idéia, como foi mencionada na Seção 3.2, é realizar integrações do modelo com condições iniciais artificialmente modificadas e comparar as previsões assim obtidas com as previsões da integração de controle, para um caso de friagem. Se a integração com

condições iniciais modificadas não mostra uma evolução satisfatória e a integração de controle concorda com a evolução observada, pode-se concluir que o precursor, de fato, é importante para evolução subsequente da friagem.

Para o caso de friagem em julho de 1990 realizam-se dois conjuntos de experimentos de integrações do MCGA do CPTEC. O primeiro conjunto compõe-se de integrações normais de 216, 192, 168, 144, 120, 96, 72, 48 e 24 horas do MCGA com condições iniciais (CIs) dos dias D-9, D-8, D-7, D-6, D-5, D-4, D-3, D-2 e D-1, respectivamente. Essas integrações perfazem experimento de controle (EC). O segundo conjunto é composto por integrações de 216, 192, 168, 144, 120, 96, 72, 48 e 24 horas com CIs correspondentes à média de três dias em torno dos dias D-9, D-8, D-7, D-6, D-5, D-4, D-3, D-2 e D-1. Nesse segundo conjunto as amplitudes dos precursores ficam reduzidas pelas médias. Essas integrações perfazem experimento com fracos precursores (EFP). A Figura 7.1 esquematiza os experimentos numéricos. Esses experimentos permitem também avaliar a destreza do modelo no que diz respeito a prazo de previsão útil.

Supõe-se, aqui, que campos mediados no tempo das variáveis compõem análises consistentes. Isto é, os campos mediados de escoamento e de massa mantêm o balanço necessário para não deteriorar o processo de integração do modelo. Sabe-se que ondas espúrias que aparecem nas integrações devido a desbalanços entre os campos de movimento e de massa constituem ruído e é necessário que essas não mascarem o sinal que é a onda ou o sistema sinótico. A suposição de que médias temporais dos campos de fluxo e os campos correspondentes de massa apresentam balanço entre si é bastante utilizada em Meteorologia, pois os campos médios mensais não teriam nenhuma utilidade se fosse o contrário.

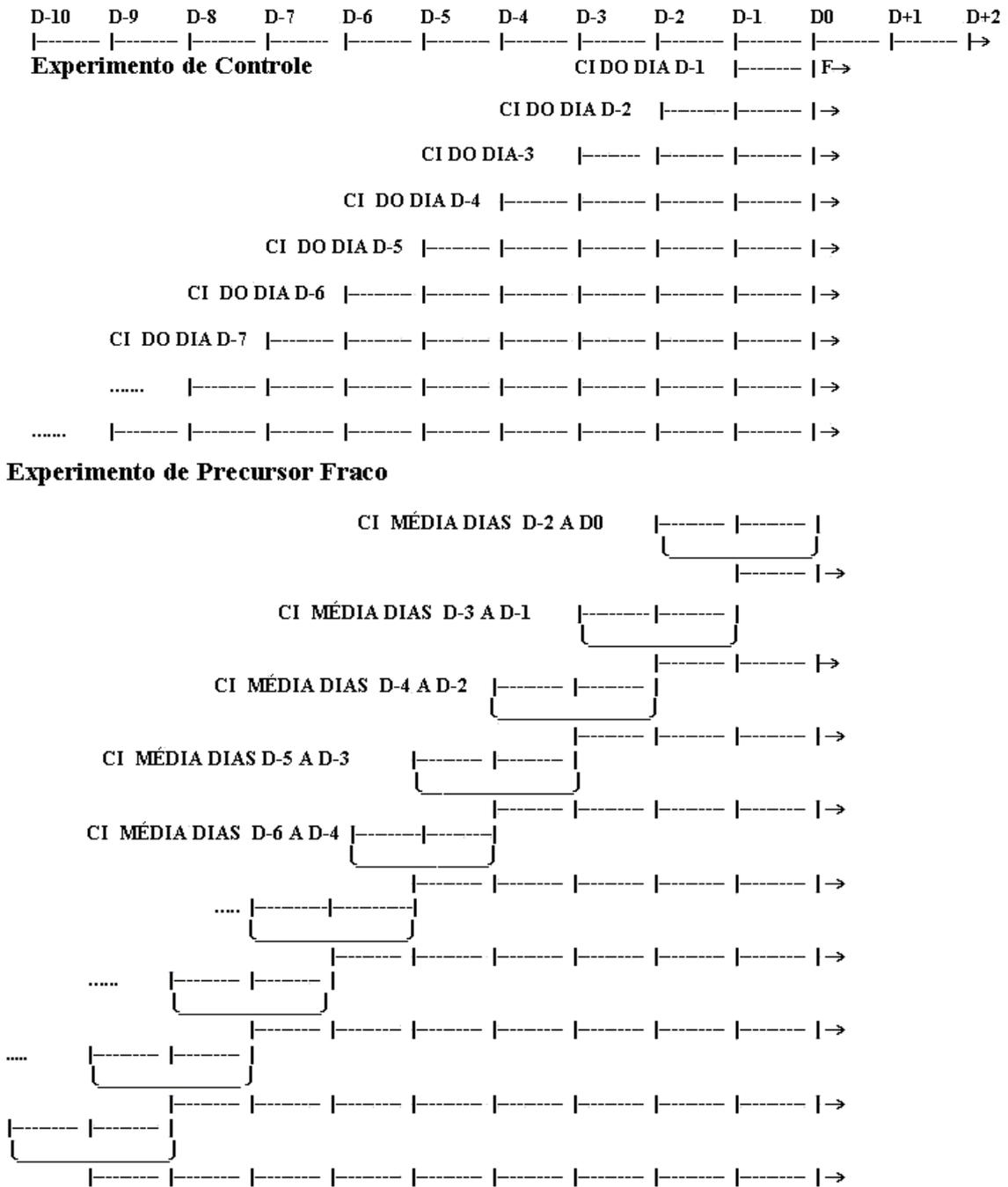


FIGURA 7.1: Esquema de integrações numéricas para verificar o efeito dos precursores sobre a evolução da friagem. D-N representa N-ésimo dia anterior a evento de friagem, D0. CI é condição inicial. F é o dia de friagem.

Reconhece-se que a tarefa de reduzir a amplitude dos precursores não é fácil. Todavia, neste trabalho um caminho muito simples foi escolhido. O método consiste em obter as médias de 3 dias centradas nos dias D-9, D-8, D-7, D-6, D-5, D-4, D-3, D-2 e D-1 e, definindo os campos mediados CI, o modelo é integrado para 216, 192, 168, 144, 120, 96, 72, 48 e 24 horas para realizar o EFP.

O caso de julho de 1990 foi escolhido por ter características interessantes (veja Seção 3.2), isto é, temperaturas abaixo de 0°C em São Paulo. Os campos iniciais de  $p_s$  para o dia 23 de julho de 1990 (12 TMG) no EC e EFP são mostrados na Figura 7.2. Os campos correspondentes de altura geopotencial em 500 hPa são mostrados na Figura 7.3. Pode-se notar através da Figura 7.2 que, enquanto as altas subtropicais quase-estacionárias permanecem intactas nas CIs, a intensidade das ondas curtas entre 140°W e 60°W nas latitudes médias é mais fraca nas condições iniciais do experimento EFP em comparação com EC. Da mesma forma, nota-se um amortecimento da amplitude das ondas curtas nos campos de altura geopotencial em 500 hPa na Figura 7.3.

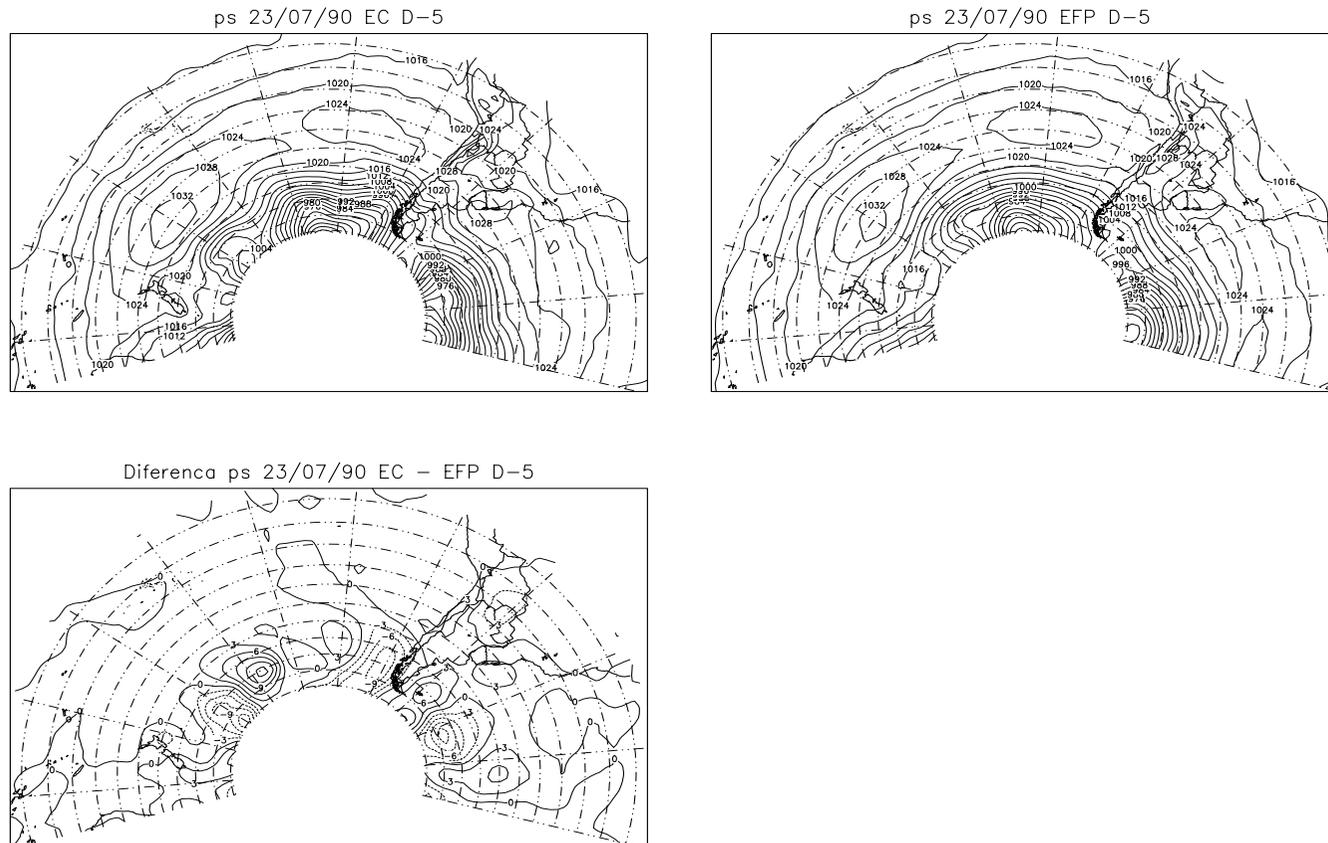


FIGURA 7.2: Campo  $p_s$  (hPa) nas condições iniciais dos experimentos EC (esquerdo superior), EFP (direito superior), diferença entre EC e EFP (inferior) em D-5 (23/07/90). EC e EFP são experimentos de controle e com precursor fraco.

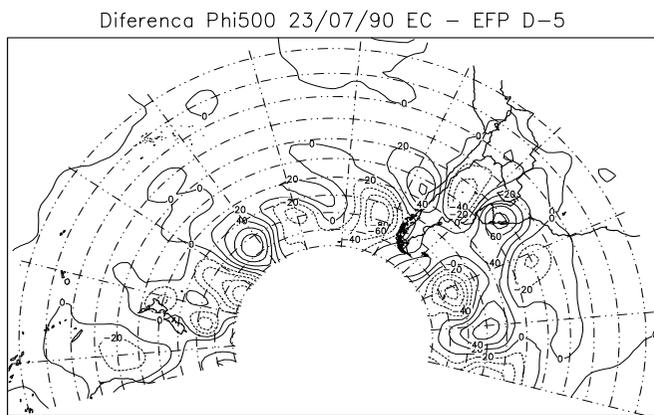
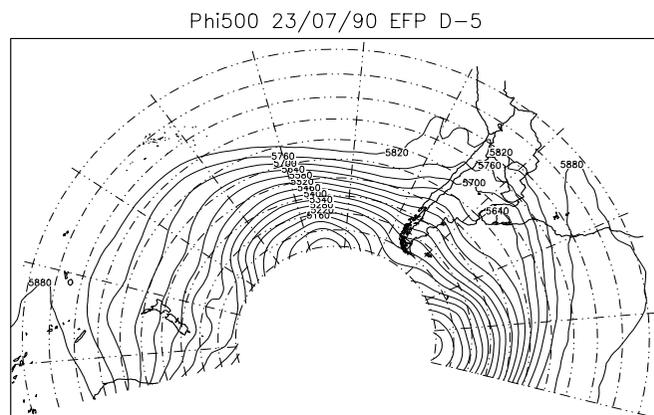
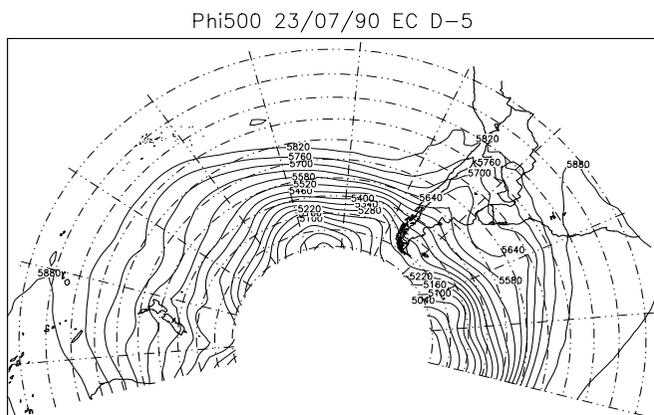
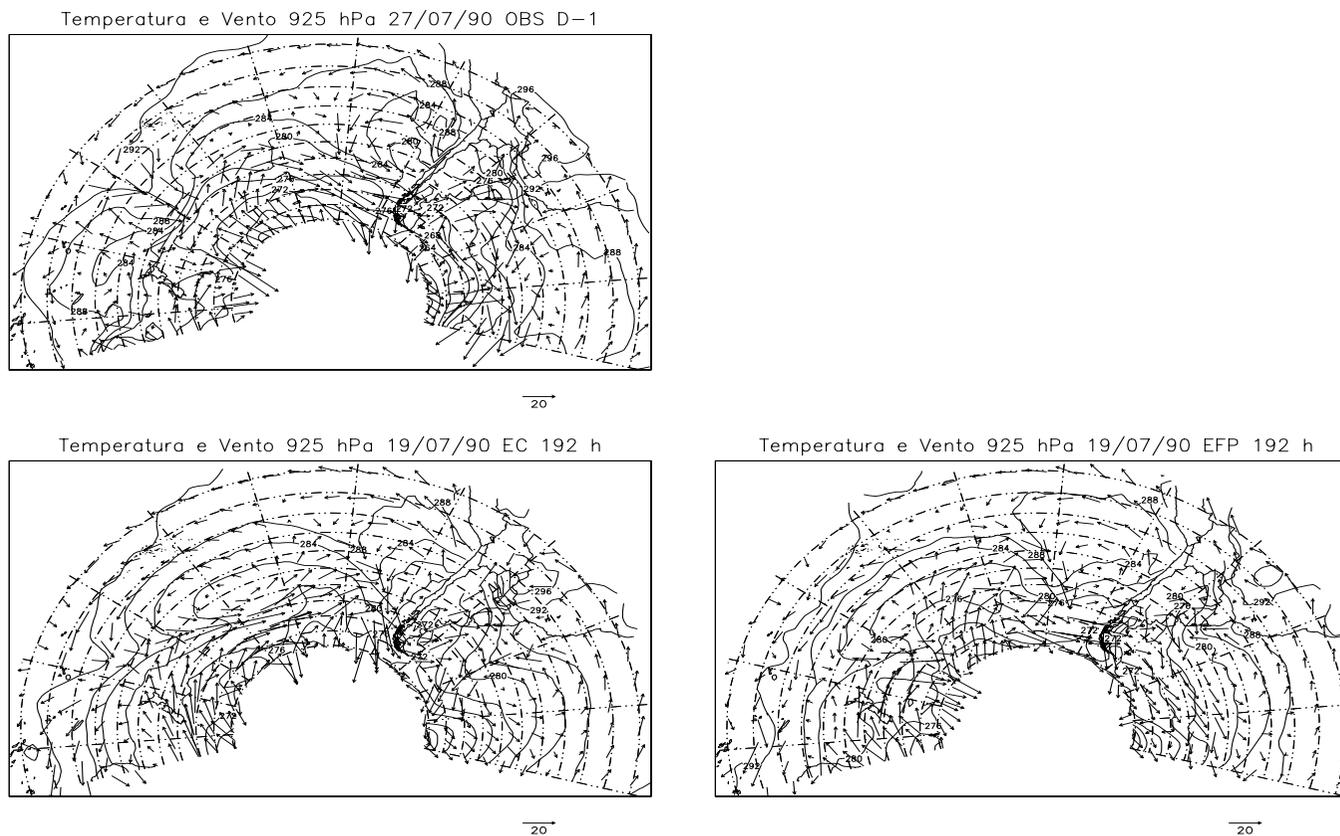


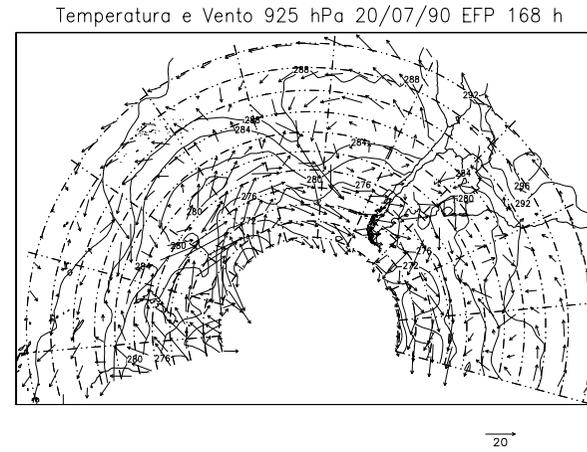
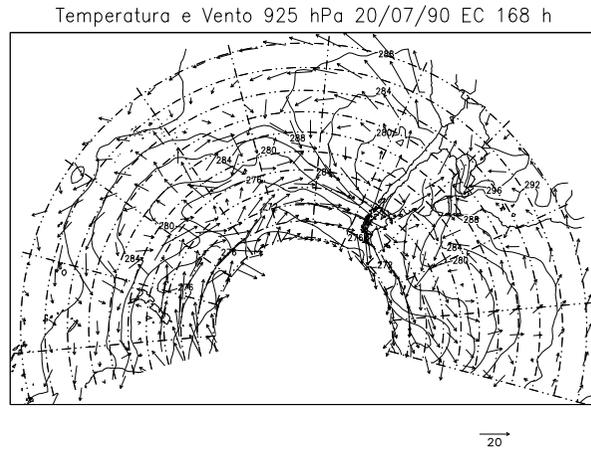
FIGURA 7.3: Como na Figura 7.2 exceto para campo  $\phi$  em 500 hPa (m).

## 7.2 Resultados dos Experimentos Numéricos

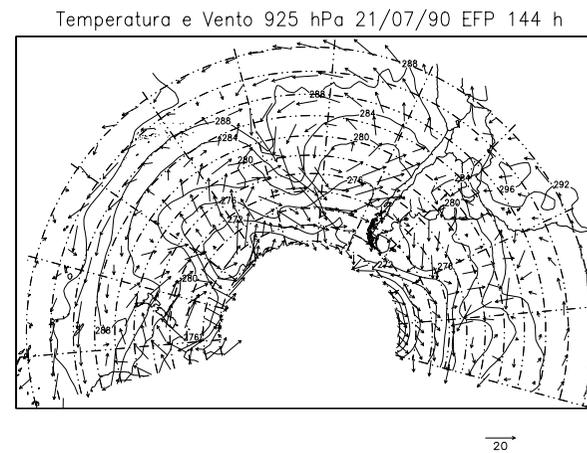
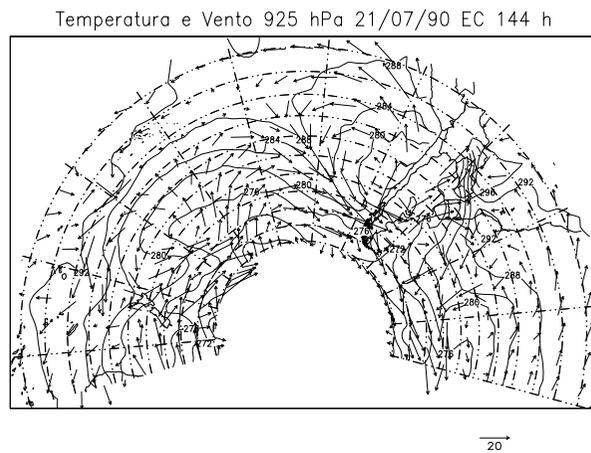
Os campos de temperatura e ventos em 925 hPa para o dia 27 de julho (D-1) de 1990 obtidos, após as integrações do modelo global CPTEC por 192 (8 dias), 168 (7 dias), 144 (6 dias), 120 (5 dias), 96 (4 dias), 72 (3 dias), 48 (2 dias) e 24 horas (1 dia) com condições iniciais dos dias 19, 20, 21, 22, 23, 24, 25 e 26 dos dois experimentos EC e EFP e das observações (campos de verificação) são mostrados na Figura 7.4. Nota-se claramente que o EC reproduz os campos de T e v para o dia 27 com excelente desempenho visto pela boa concordância entre campos de verificação e resultados de integração nos EC. As previsões obtidas do EFP são muito diferentes dos campos observados, principalmente sobre o norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil. Isso indica que a amplitude do sistema sinótico precursor tem influência na ocorrência da friagem. Deve-se lembrar que a condição inicial média não diminui a intensidade do escoamento zonal ou escoamento básico. Portanto, a progressão de oeste para leste dos sistemas sinóticos não deve ser muito diferente nos dois experimentos. Sendo assim, pode-se inferir que a intensidade do precursor exerce um papel importante na evolução do evento.



(a)  
 FIGURA 7.4: Campos de temperatura (K) e ventos ( $m s^{-1}$ ) em 925 hPa previstos em D-1, após integração de (a) 192, (b) 168, (c) 144, (d) 120, (e) 96, (f) 72, (g) 48 e (h) 24 horas. Observação (superior), experimento de controle (EC) nos painéis esquerdos e o experimento (EFP) nos painéis direitos (continua).

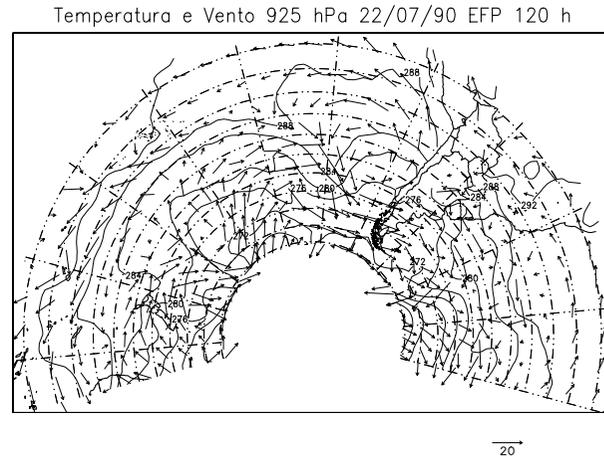
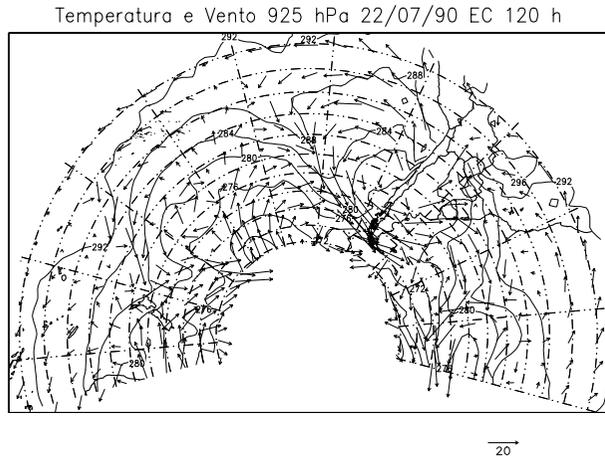


(b)

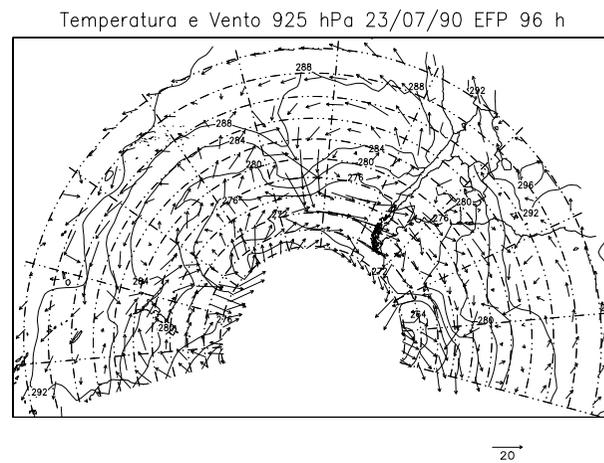
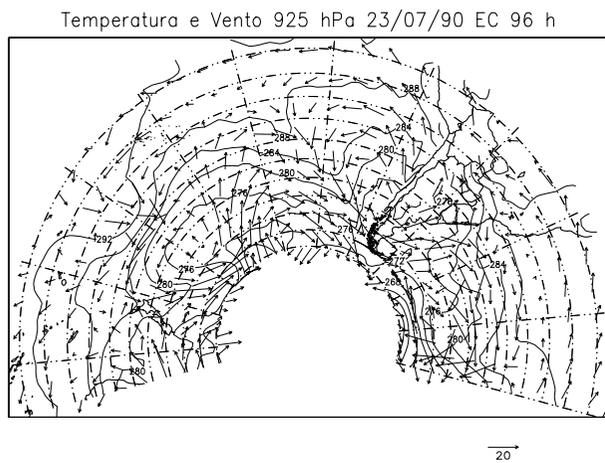


(c)

FIGURA 7.4: Continuação (continua).



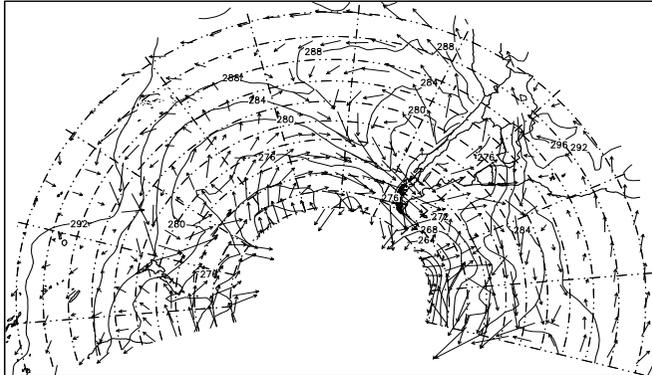
(d)



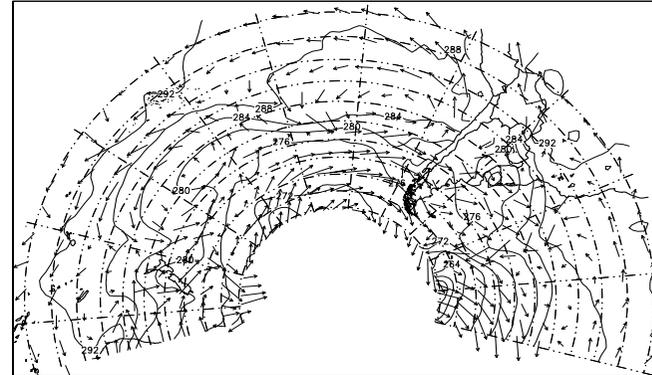
(e)

FIGURA 7.4: Continuação (continua).

Temperatura e Vento 925 hPa 24/07/90 EC 72 h

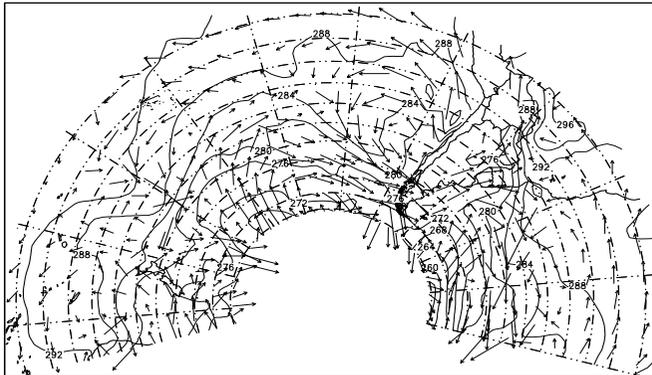


Temperatura e Vento 925 hPa 24/07/90 EFP 72 h

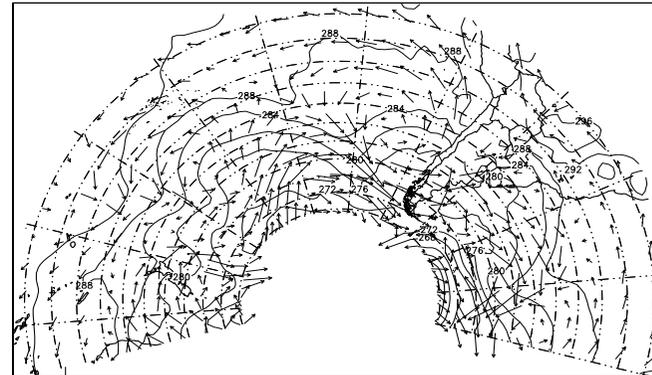


(f)

Temperatura e Vento 925 hPa 25/07/90 EC 48 h

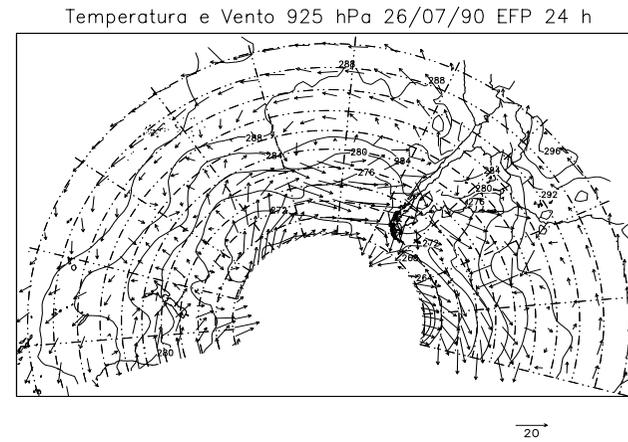
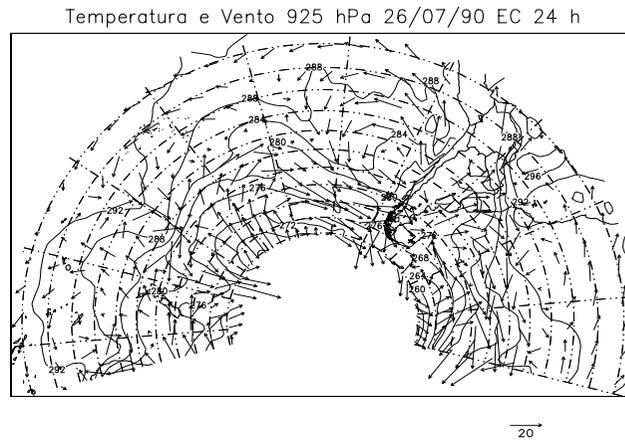


Temperatura e Vento 925 hPa 25/07/90 EFP 48 h



(g)

FIGURA 7.4: Continuação (continua).



(h)

FIGURA 7.4: Conclusão.

A Figura 7.5 mostra os campos de tendência de temperatura em D0 obtidas dos dois experimentos do dia D-4 e das observações. A concordância entre o resultado do EC (painel esquerdo inferior) e as observações (painel superior), principalmente sobre o Paraguai, Bolívia e Brasil é muito boa, enquanto o resultado do experimento EFP (painel direito inferior) é muito diferente das observações. A ordem de magnitude da queda de temperatura no experimento EFP é 1 a 2°C por dia enquanto a tendência observada é maior que 6°C por dia. Esse resultado é decisivo para dizer que a situação sinótica do dia D-4 possui ingredientes (ou precursores) que evoluem para uma friagem nos próximos 4 dias.

Pode-se notar também, através da Figura 7.6, maiores discrepâncias entre as advecções térmicas obtidas no EFP e as observadas em D0, ao passo que as diferenças entre os campos obtido no EC e o observado são menores, principalmente sobre o Sudeste do Brasil.

Os resultados dos experimentos para o dia D0 vistos pelos campos diagnósticos das anomalias de P em 325 K são apresentados nas Figuras 7.7 e 7.8. Mais uma vez, pode-se notar na Figura 7.7 que a concordância entre o EC e as observações é muito boa. À medida que a CI aproxima-se do dia de verificação (D-1), a concordância torna-se mais evidente. A região de anomalia de vorticidade ciclônica sobre o norte da Argentina e o sul e sudeste do Brasil no EC concorda na sua posição e intensidade com a observada. Isso não se verifica no EFP (Fig. 7.8). Da mesma forma, o campo de função frontogenética na baixa troposfera (Figura 7.9) obtida no EC mostra uma maior concordância com as observações, sobre o Sudeste do Brasil do que EFP (Fig 7.10)

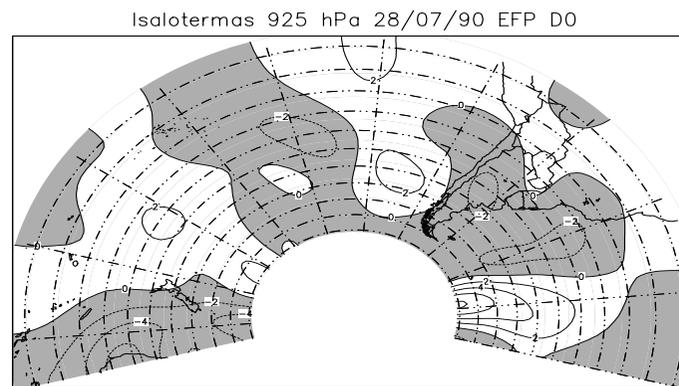
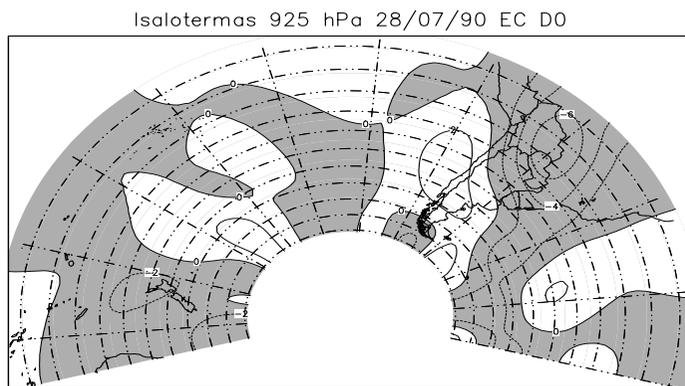
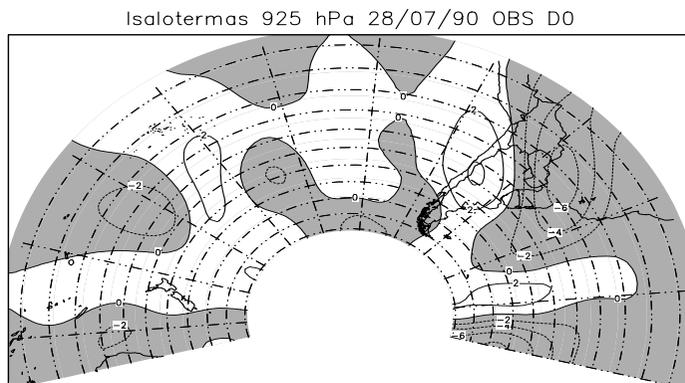
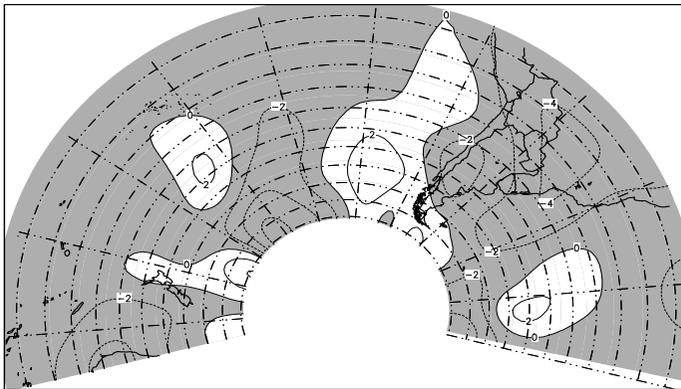
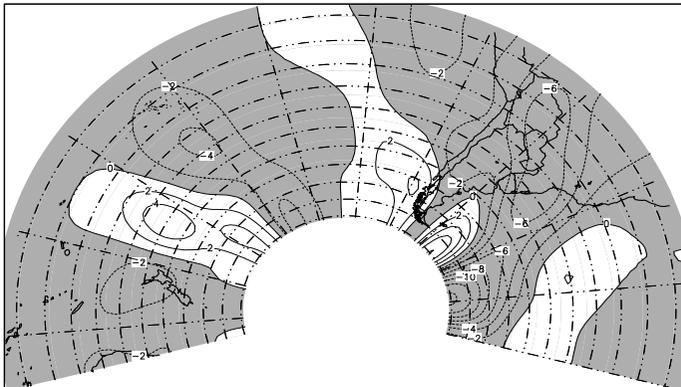


FIGURA 7.5: Comparação de previsões de 96 horas nos experimentos de controle (EC) e experimento com fraco precursor (EFP) do termo de tendência térmica (K/dia) em 925 hPa em D0 (28/07/1990). Campo de verificação (OBS) está no painel superior. Valores negativos são sombreados.

Adveccao Termica 925 hPa 28/07/90 OBS D0



Adveccao Termica 925 hPa 28/07/90 EC D0



Adveccao Termica 925 hPa 28/07/90 EFP D0

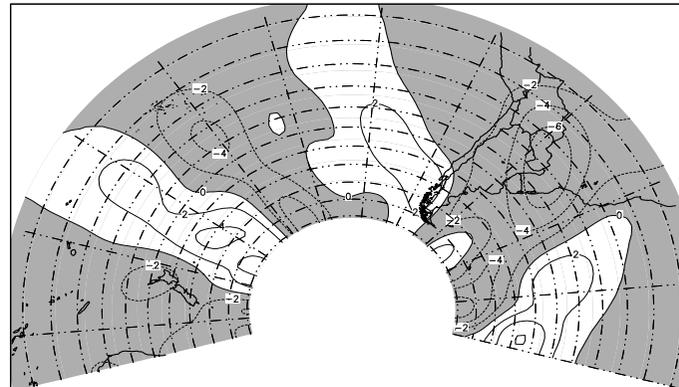


FIGURA 7.6: Como na Figura 7.5 exceto para advecção térmica.

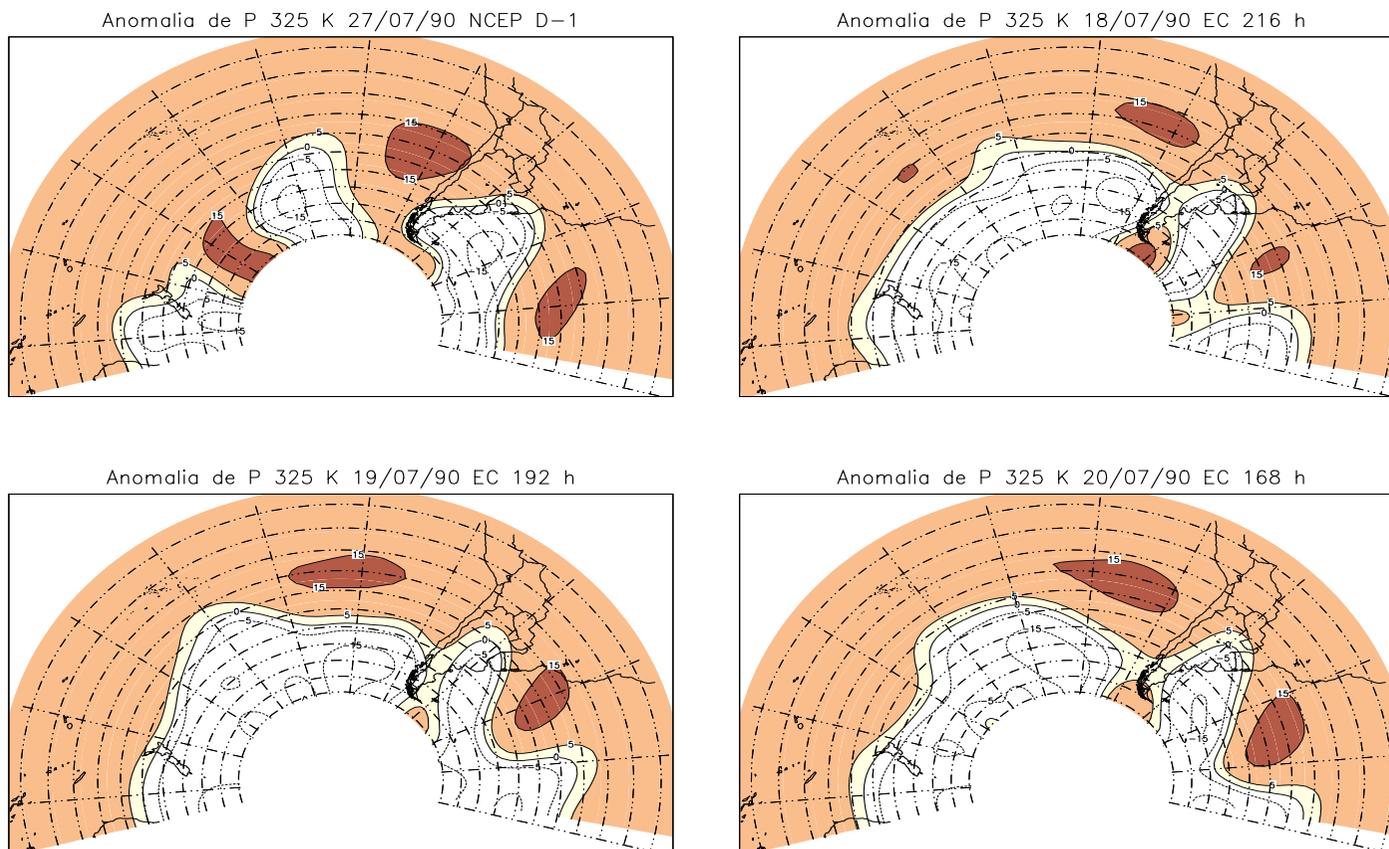
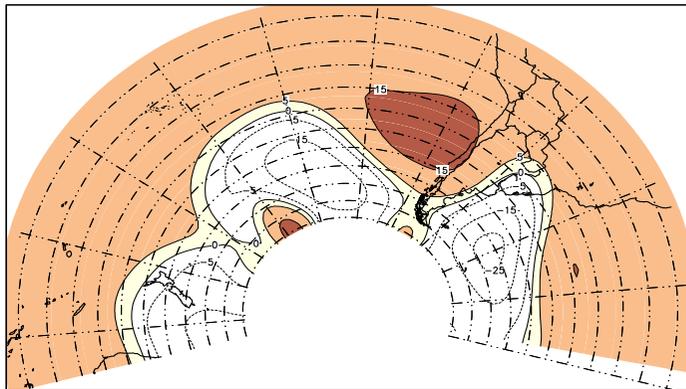
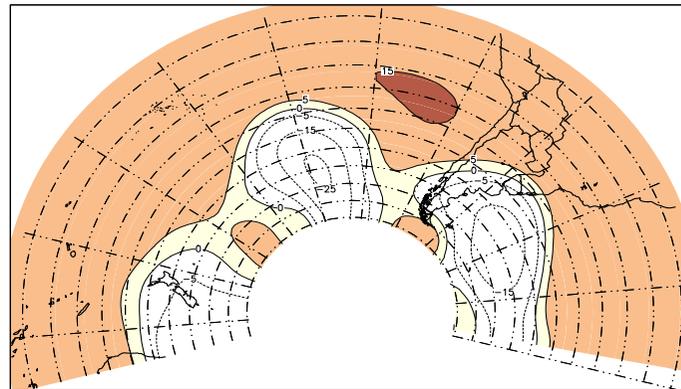


FIGURA 7.7: Observação e previsão de vorticidade potencial isentrópica em 325 K para 216, 192, 168, 144, 120, 96, 72, 48 e 24 horas. Experimento de controle (EC). Unidades:  $10^{-1}$  UVP (continua).

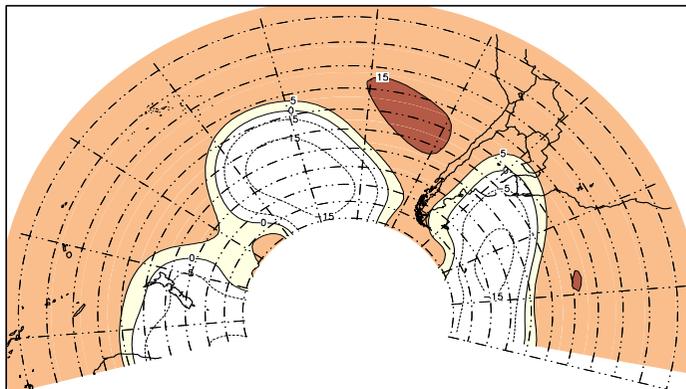
Anomalia de P 325 K 21/07/90 EC 144 h



Anomalia de P 325 K 22/07/90 EC 120 h



Anomalia de P 325 K 23/07/90 EC 96 h



Anomalia de P 325 K 24/07/90 EC 72 h

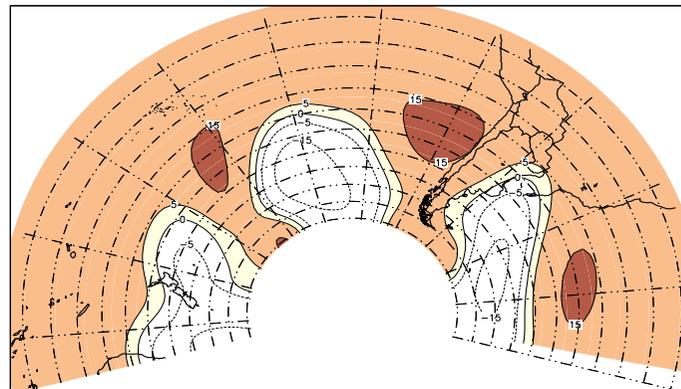
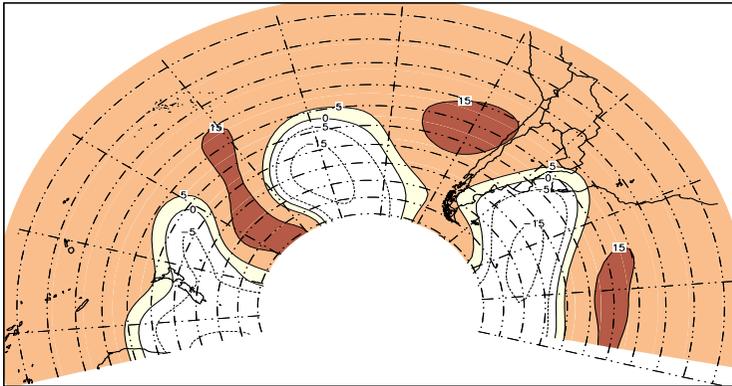
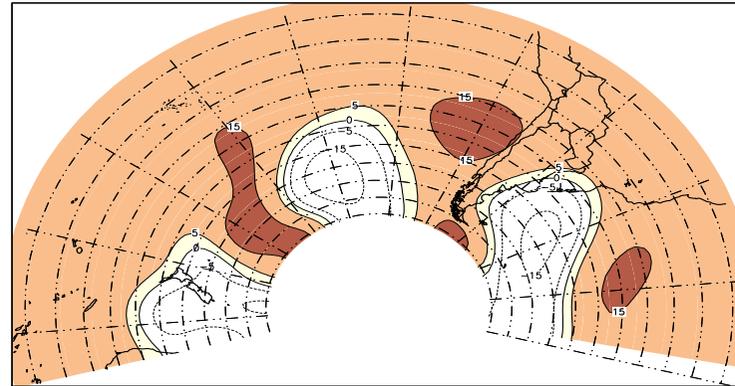


FIGURA 7.7: Continuação (continua).

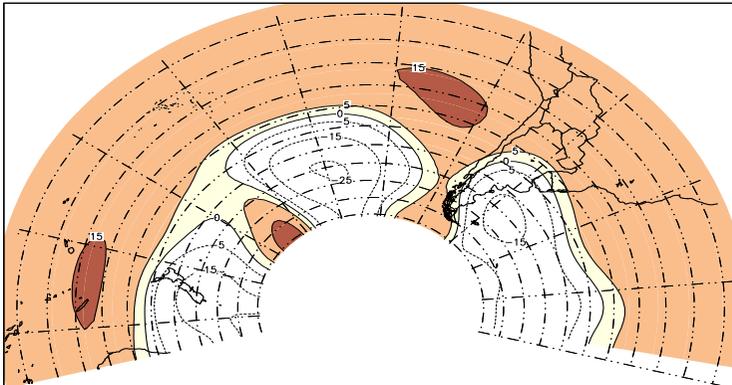
Anomalia de P 325 K 25/07/90 EC 48 h



Anomalia de P 325 K 26/07/90 EC 24 h



Anomalia de P 325 K 18/07/90 EFP 216 h



Anomalia de P 325 K 19/07/90 EFP 192 h

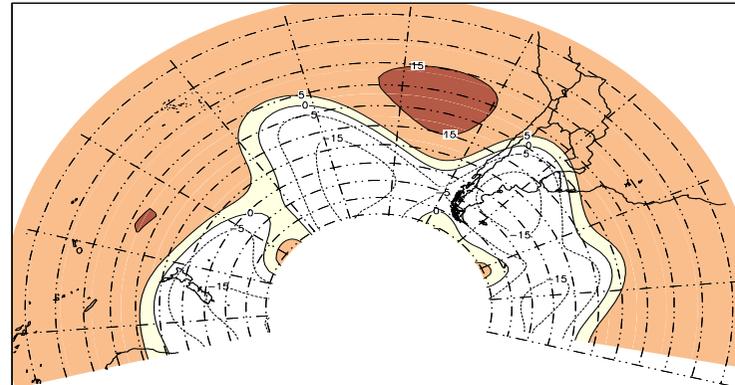


FIGURA 7.7: Continuação (continua).

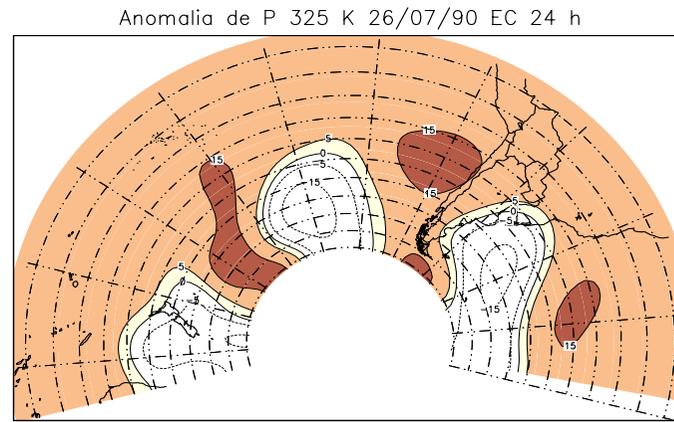
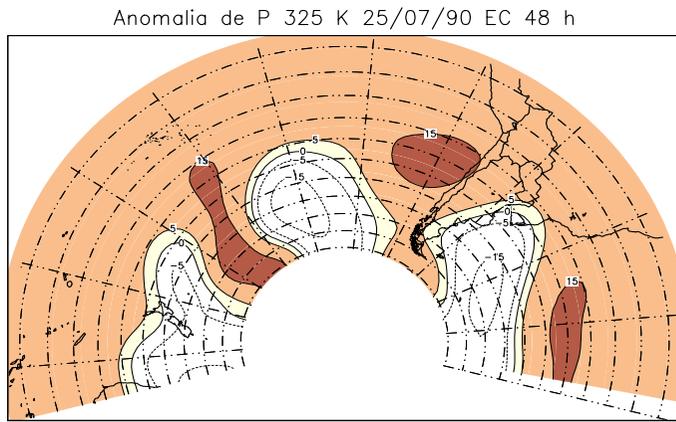


FIGURA 7.7: Conclusão.

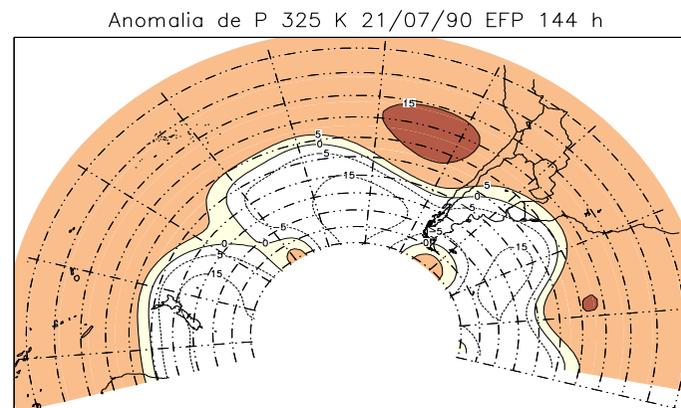
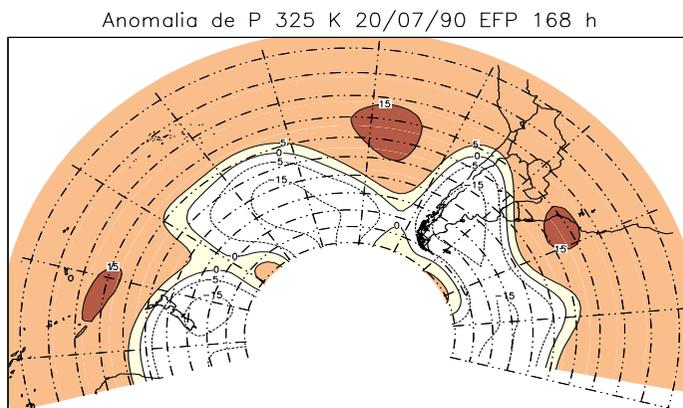
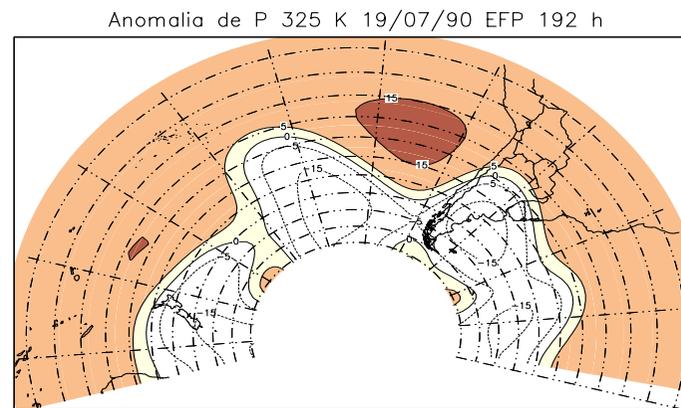
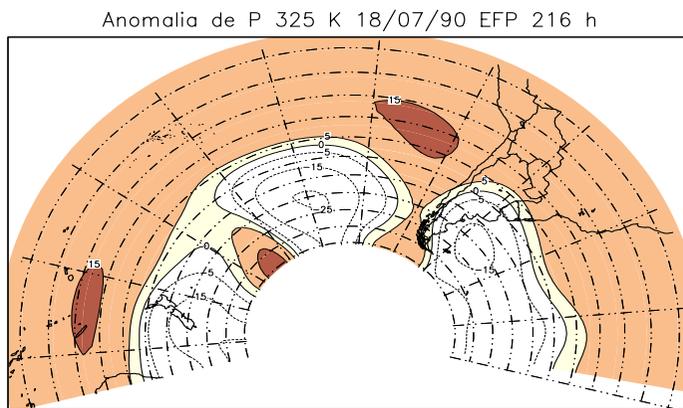
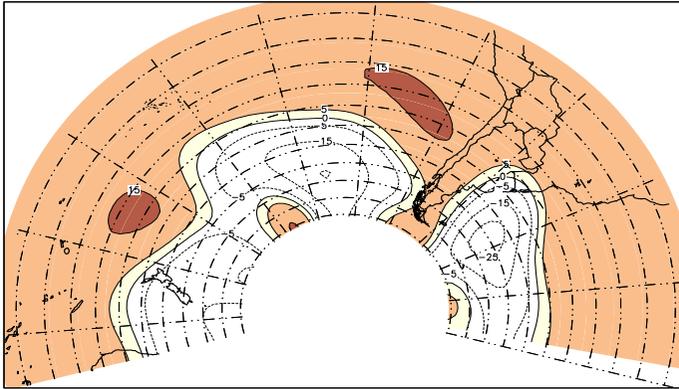
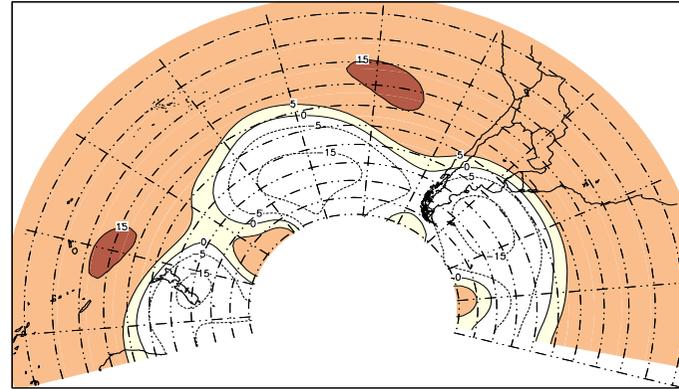


FIGURA 7.8: Como a Figura 7.7, exceto para o experimento EFP (continua).

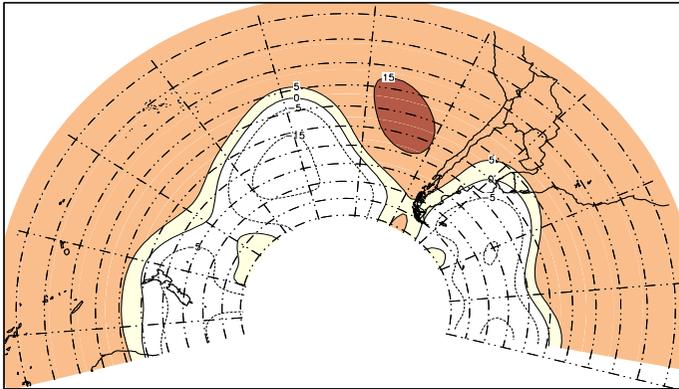
Anomalia de P 325 K 22/07/90 EFP 120 h



Anomalia de P 325 K 23/07/90 EFP 96 h



Anomalia de P 325 K 24/07/90 EFP 72 h



Anomalia de P 325 K 25/07/90 EFP 48 h

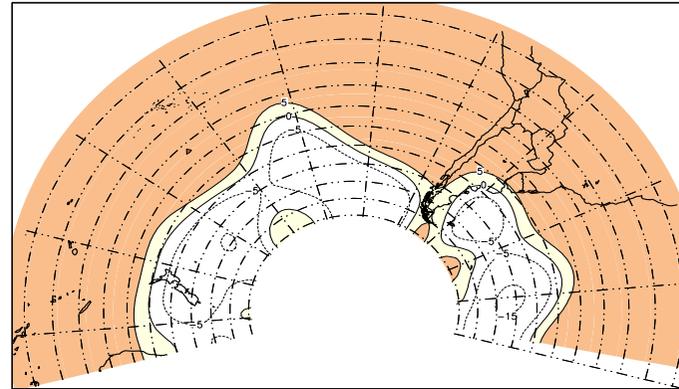


FIGURA 7.8: Continuação (continua).

Anomalia de P 325 K 26/07/90 EFP 24 h

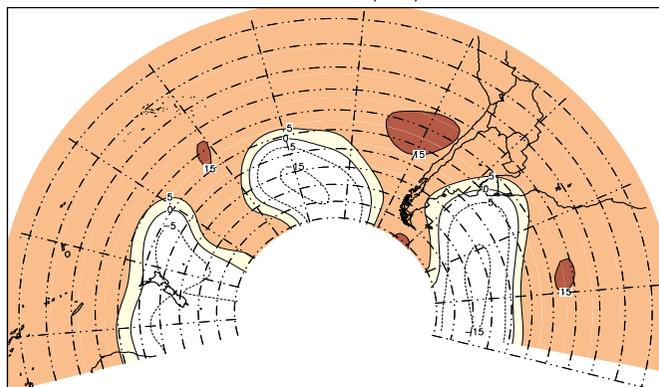


FIGURA 7.8: Conclusão.

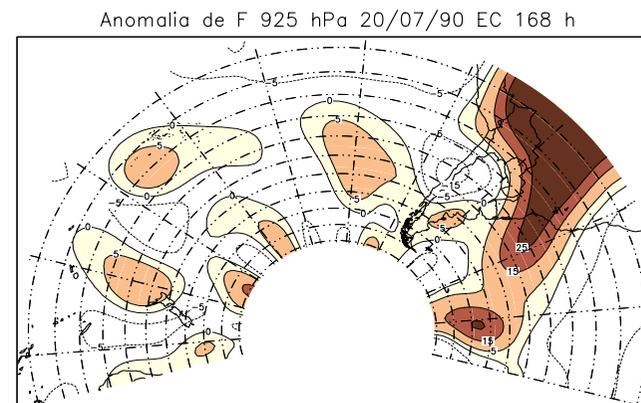
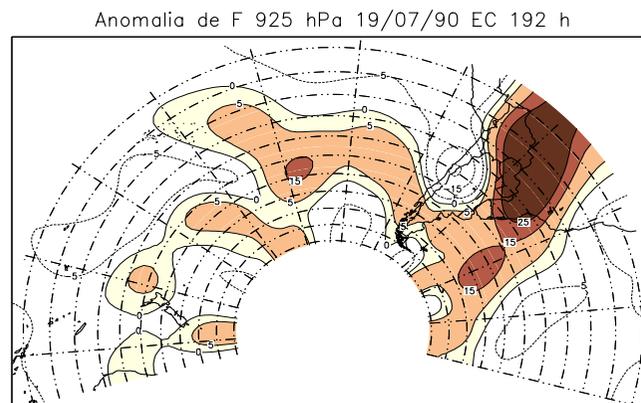
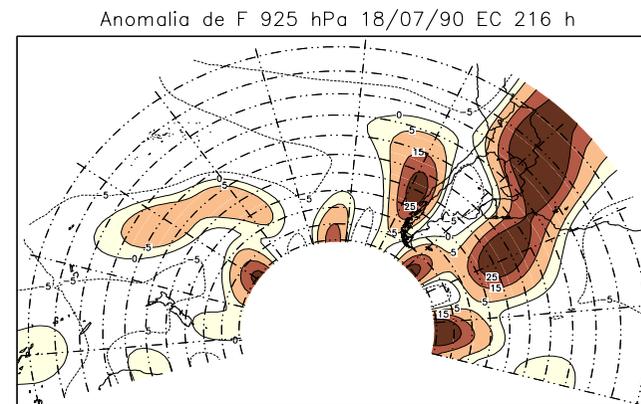
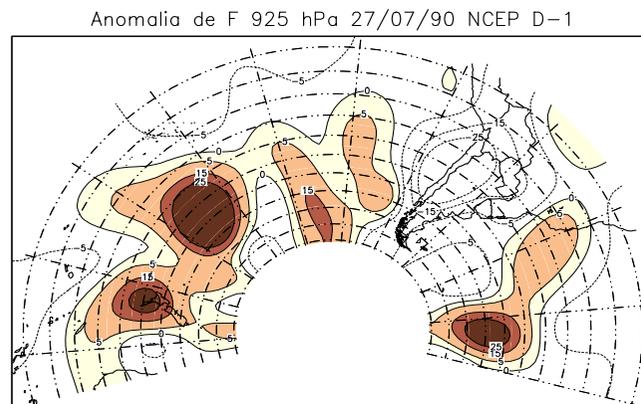
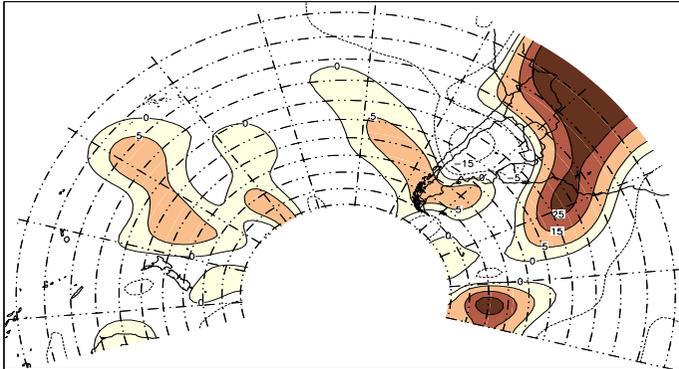
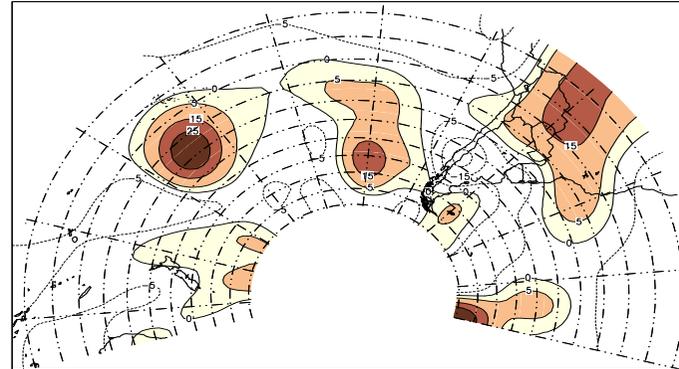


FIGURA 7.9: Como na Figura 7.7 exceto para o campo de anomalia de frontogênese em 925 hPa. Experimentos de controle (EC). Unidades:  $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (continua).

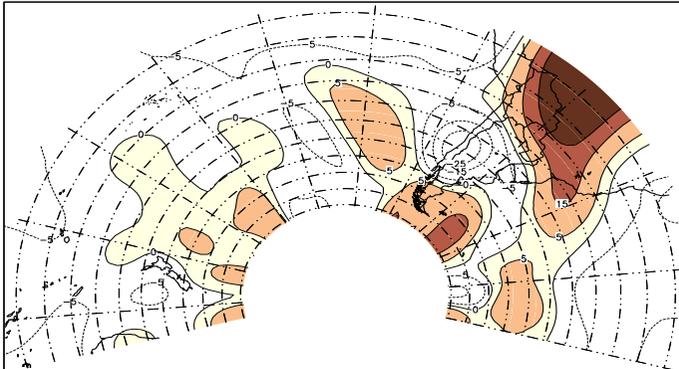
Anomalia de F 925 hPa 21/07/90 EC 144 h



Anomalia de F 925 hPa 22/07/90 EC 120 h



Anomalia de F 925 hPa 23/07/90 EC 96 h



Anomalia de F 925 hPa 24/07/90 EC 72 h

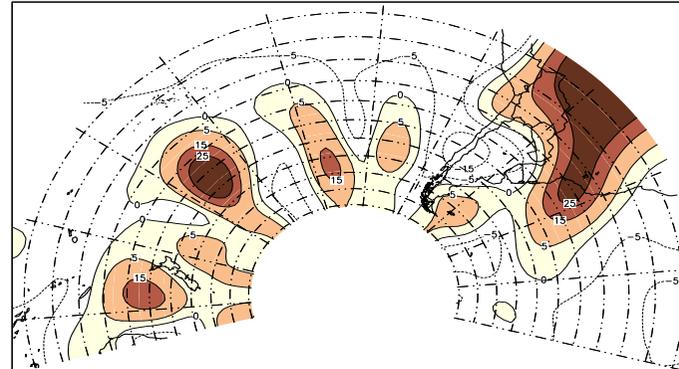
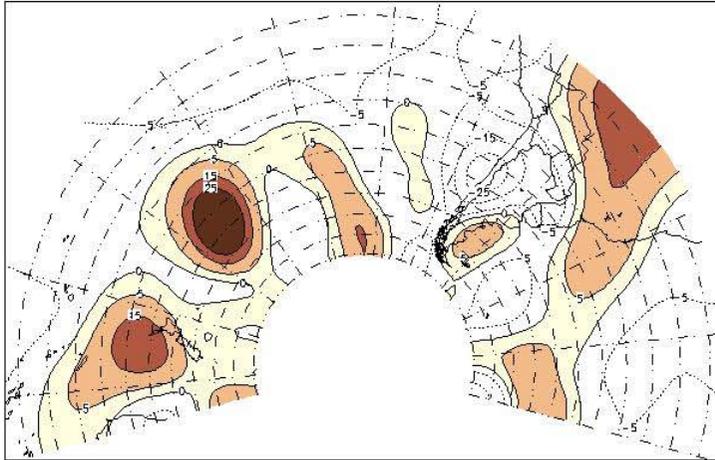


FIGURA 7.9: Continuação (continua).

Anomalia de F 925 hPa 25/07/90 EC 48 h



Anomalia de F 925 hPa 26/07/90 EC 24 h

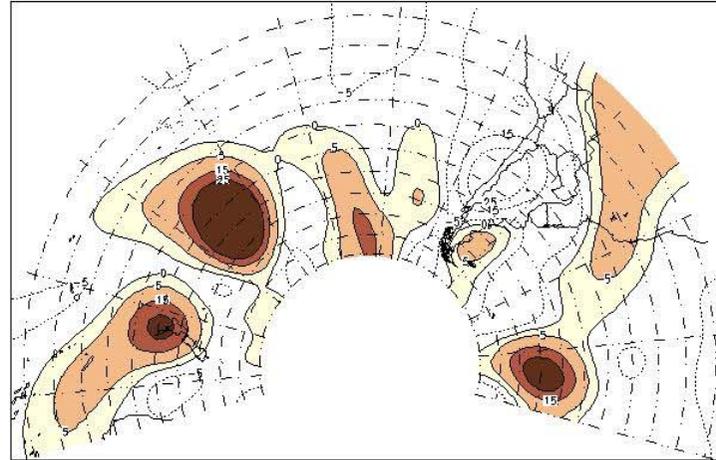


FIGURA 7.9: Conclusão.

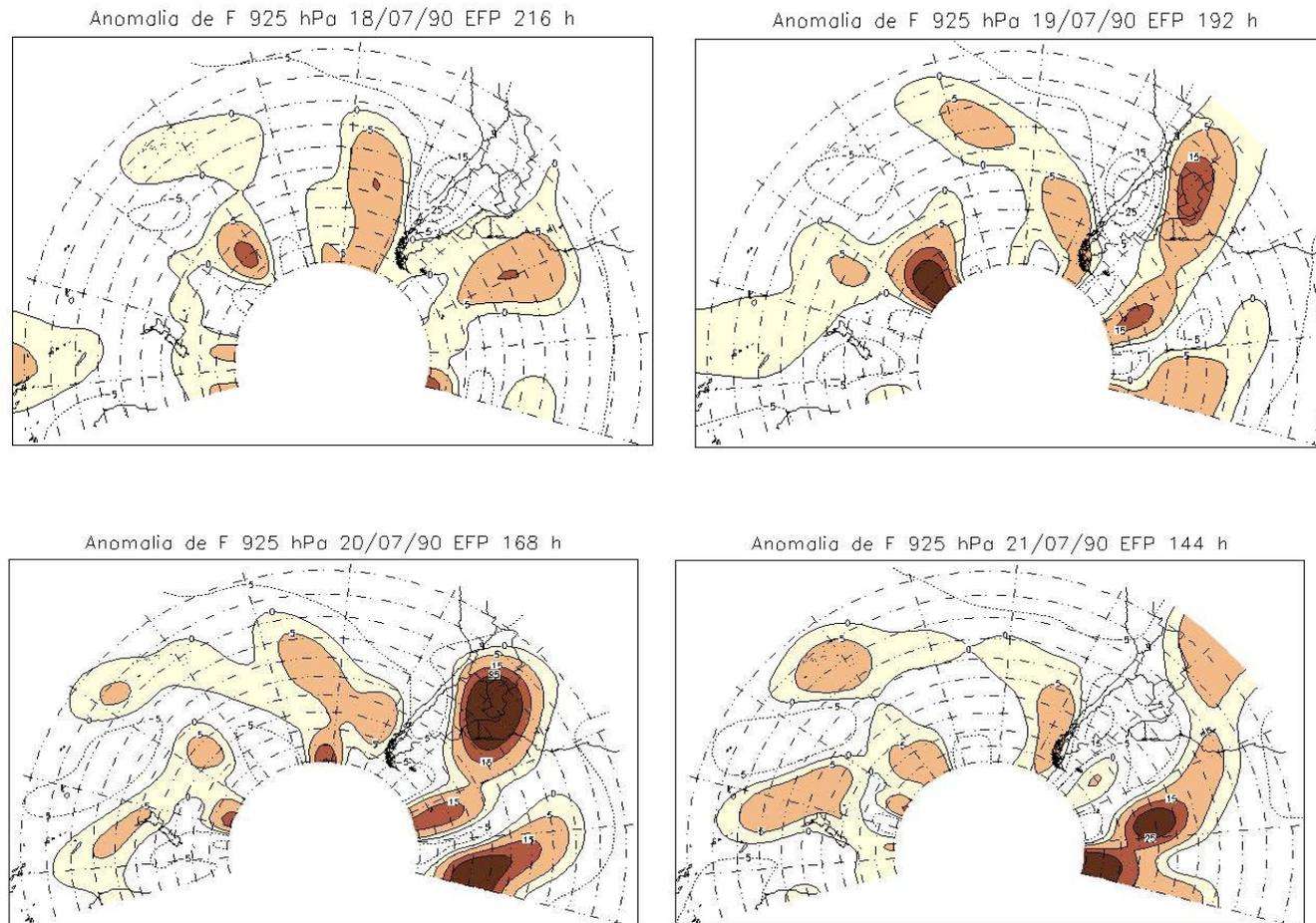


FIGURA 7.10: Como na Figura 7.7, exceto para anomalia de função frontogenética e experimento EFP. Unidade:  $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (continua).

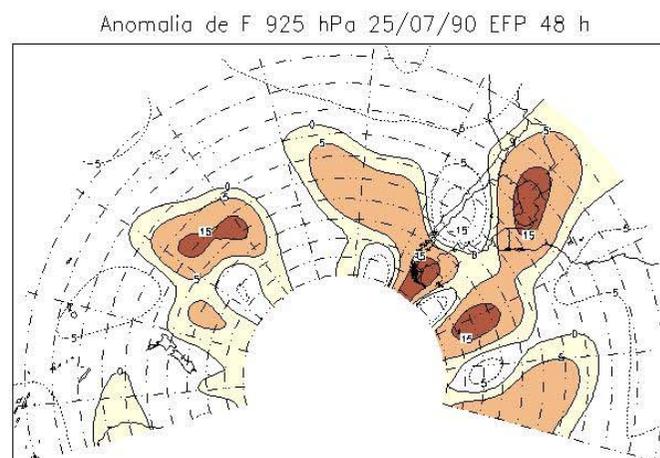
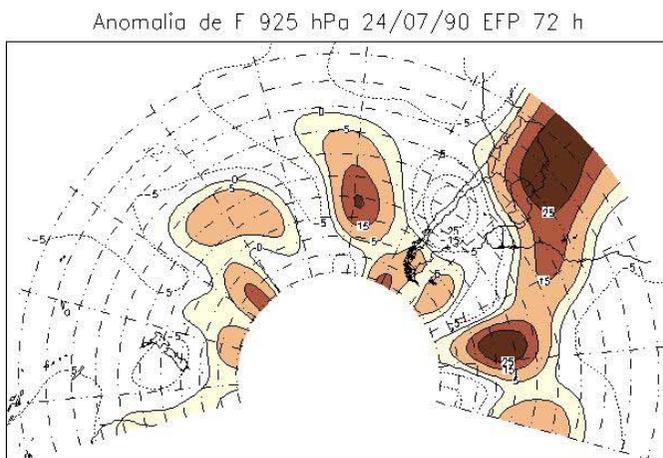
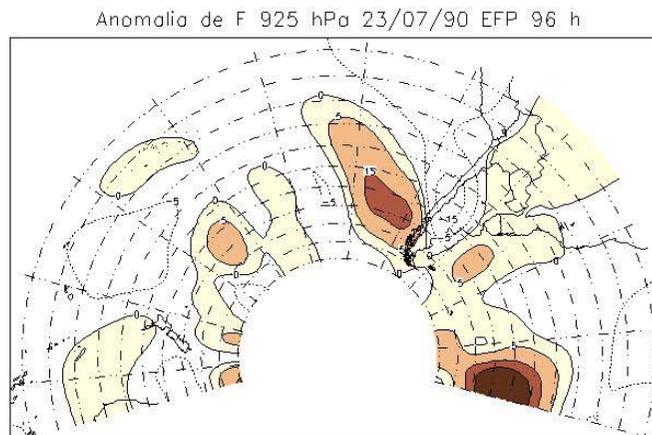
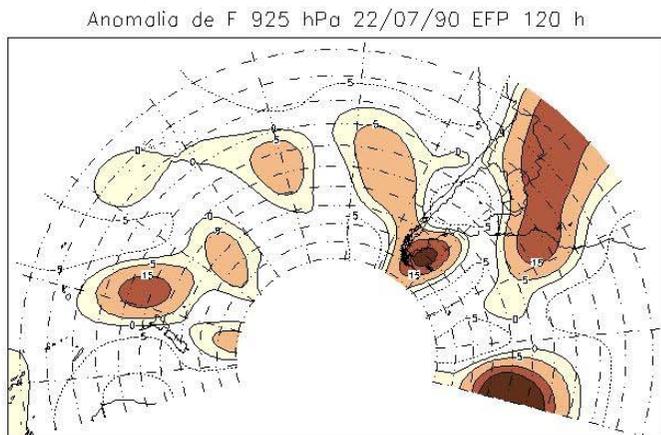


FIGURA 7.10: Continuação (continua).

Anomalia de F 925 hPa 26/07/90 EFP 24 h

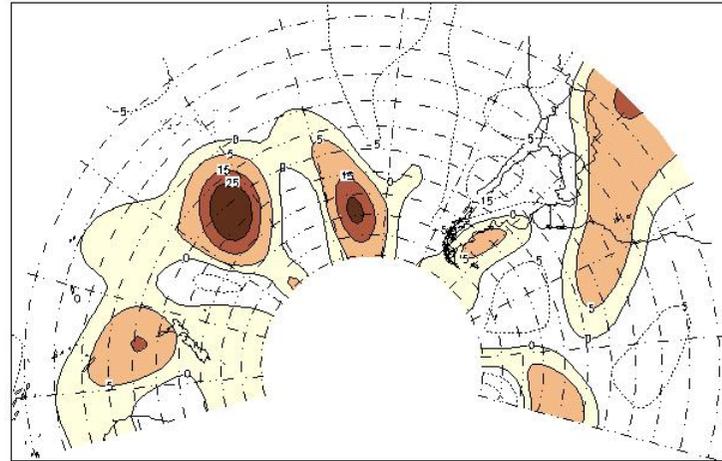


FIGURA 7.10: Conclusão.

### **7.3 Resumo do Capítulo**

Os experimentos de controle e com fraco precursos mostram que pequenas mudanças nas condições iniciais alteram significativamente as previsões das variáveis. As previsões no EC em relação ao dia da observação D0 torna-se cada dia mais precisas, quanto mais próxima for o dia da CI. O mesmo não acontece nas previsões do EFP, demonstrando, portanto, a perda de capacidade do modelo em acompanhar a evolução de sistemas sinóticos precursos de friagem no estado de São Paulo.

As diferenças dos dois experimentos EC e EFP nas condições de D-5, por exemplo, identifica, um trem de ondas curtas no oceano Pacífico Sul. Portanto, deixou-se de incorporar à CI do dia D-5 um mecanismo importante para a propagação e amplificação dos sistemas sinóticos precursos.

O grau de destreza demonstrado pelo modelo MCGA do CPTEC ao integrar os EC e EFP foi quantificado e é um dos assuntos discutidos no Capítulo 8.

## CAPÍTULO 8

### SUMÁRIO E DISCUSSÃO

Aspectos observacionais importantes da estrutura do escoamento atmosférico associado à friagem intensa sobre o Brasil durante o inverno e da sua evolução temporal foram estudados. Utilizaram-se os campos de variáveis meteorológicas observados e derivados na baixa, média e alta troposfera, num período de 13 dias, no qual 9 dias são precedentes (D-9 a D-1) e três dias são posteriores (D1, D2 e D3) ao dia do evento de friagem (D0), no domínio de 210W – 0W e 7S – 60S. Definiu-se um evento de friagem como sendo a ocorrência de queda de temperatura mínima na superfície,  $T_{\min}$ , na capital do Estado de São Paulo, superior a 4,5°C em 24 horas e decaindo para valores inferiores a 4°C, sem se preocupar com a ocorrência real de geada ou não. Se a temperatura do ar baixasse para valores menores que 4°C a temperatura da relva poderia atingir 0°C ou menos, assim potencialmente haveria geada.

Nem sempre o dia da ocorrência de temperatura mínima inferior a 4°C coincide com o dia da queda maior de  $T_{\min}$ . Por isso a segunda parte desse critério consiste em deslocar o D0 para o dia de queda máxima dessa temperatura. As duas partes do critério complementam-se e tornam-se necessárias e suficientes para selecionar os casos mais severos de friagem.

No período estudado de 1979 a 1993 identificaram-se 14 eventos de friagem. A grande maioria desses eventos (12) ocorreu entre junho e agosto, como esperado. A média da frequência dos eventos estudados é aproximadamente 1/ano, enquanto a média anual de passagens de frentes frias em São Paulo (Climanálise) é 62/ano. Isto é, os casos formam um grupo de frentes mais intensas (em termos de temperatura da massa de ar frio) e portanto de acontecimento raro. Assim, pode-se afirmar que os eventos estudados se enquadram na categoria de casos extremos.

Uma forma de obter a estrutura e a evolução temporal do escoamento atmosférico, representativa de situação de friagem, é através da técnica de composição (composto). Um campo composto, no presente trabalho, foi definido como o campo médio dos 14 casos para o mesmo dia precedente (anterior) ou sucedente (posterior) com respeito ao dia do evento, D0. Os compostos indicariam os supostos precursores desses eventos. Um precursor, neste trabalho, foi definido como um padrão sinótico evidente nos compostos, na região entre 180°W - 0°W e 15°S - 60°S e no período de D-9 a D0, que mostra progressão e/ou desenvolvimento ou decaimento no decorrer do tempo.

## **8.1 Etapas da Pesquisa**

O trabalho consistiu de cinco partes essenciais: a) a frequência de frentes observadas no Brasil nos últimos 15 anos, separada em 4 categorias, b) a identificação das regiões frontogênicas e frontolíticas climatológicas no inverno através das reanálises do NCEP e do ECMWF e da integração longa do MCGA do CPTEC, c) a estrutura e a evolução sinótica das friagens intensas no Sul e no Sudeste do Brasil, através dos campos compostos das anomalias de pressão ao nível médio do mar, de altura geopotencial em 500 hPa, de ventos em 925 hPa, de função frontogênica em 925 hPa, de vorticidade potencial isentrópica na média e alta troposfera (mais precisamente em 325 K, Bluestein 1993), de ventos em 200 hPa, para identificar precursores da escala sinótica dos eventos, d) os compostos dos termos da Equação Termodinâmica para obter uma estimativa da importância de processos advectivos e diabáticos para as tendências térmicas observadas nos eventos de friagem, e e) os experimentos numéricos com o modelo global do CPTEC para demonstrar, heurísticamente, o quão importantes são os precursores.

## **8.2 Climatologia de Frontogênese sobre a América do Sul no Inverno**

Os campos sazonais de função frontogenética mostram claramente que na baixa troposfera existem regiões favoráveis e desfavoráveis para a frontogênese sobre o continente sulamericano e oceanos adjacentes. Existe uma clara preferência para a frontogênese sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Como foi discutido nos trabalhos de Satyamurty e Mattos (1989) e Satyamurty et al. (1990), uma região, principalmente continental, entre duas altas subtropicais apresenta um escoamento em baixos níveis altamente deformativo, com o eixo de dilatação orientado de oeste-noroeste para leste-sudeste e o de contração orientado de sul-sudoeste para norte-nordeste (no Hemisfério Sul). Na presença do gradiente térmico de sul para norte, os efeitos cinemáticos da deformação tendem a compactar as isotermas ao longo do eixo de dilatação, assim ajudando a formação e intensificação de frentes (e a formação e manutenção da banda de nebulosidade associada) com a mesma orientação descrita pelo eixo de dilatação. A Figura 8.1 (a) mostra esquematicamente a região frontogenética sobre a América do Sul.

### **8.3 Evolução Sinótica de Friagem**

A literatura existente refere-se, normalmente, a uma friagem como uma queda de temperatura substancial na Amazônia (Serra e Ratisbona, 1941; Marengo et al., 1997), sem se preocupar com uma definição quantitativa. No presente estudo, uma friagem foi definida objetivamente como ocorrência de temperaturas menores ou iguais a 4°C em São Paulo, como consequência da tendência de temperatura mínima em 24 horas superior a 4,5°C. Ambas as noções são ligadas às incursões intensas de ar frio.

Em estudos recentes, Garreaud (2000) e Lupo et al. (2001) basearam a definição de incursões de ar frio na espessura da altura geopotencial na baixa troposfera, na dianteira da massa de ar frio. Eles obtiveram inúmeros casos de incursões de ar frio que atuaram sobre a América do Sul desde a Argentina à Amazônia e portanto os resultados são difíceis de serem aplicados para o estado de São Paulo. Neste estudo a definição de incursão de ar frio

está baseada na temperatura em São Paulo e por essa razão os resultados deste estudo podem ser aplicados diretamente à Região Sudeste.

Um centro de alta pressão passa pela região central do continente em D-6 à retaguarda de uma frente fria (Figura 8.1 (b)), diminuindo as temperaturas sobre a Argentina e o sul do Brasil. Uma segunda passagem frontal e um desenvolvimento de ciclone extratropical no Atlântico Sul entre D-1 e D0 causam a friagem no Estado de São Paulo. Algarve e Cavalcanti (1994) encontraram a primeira característica, acompanhando a evolução de friagem durante cinco dias. Muito provavelmente, o esfriamento prévio observado no trabalho dessas autoras pode ser considerado como uma continuação do esfriamento iniciado em D-6.

Os campos compostos mostram o desenvolvimento de um centro de alta pressão no Pacífico Leste em 100°W; 45°S em D-5. Em seguida nos dias D-4 e D-3 um ciclone se desenvolve no Atlântico em 45°W; 50°S. Os ventos de sul entre a alta e a baixa transportam ar frio do mar de Weddell para a Patagônia, onde um núcleo de alta pressão a leste dos Andes começa a se desenvolver. Esse núcleo desloca-se para norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil nos dias D-2 e D-1. Enquanto isso, o centro de alta pressão a oeste dos Andes se desintensifica e um novo ciclone no Atlântico se desenvolve próximo à costa norte da Argentina em D-1. Em D0 a alta toma conta da região central do continente com valor médio de 1024 hPa. O gradiente de pressão entre a alta migratória e o centro de baixa pressão em 40°W; 30°S aumenta acentuadamente, e os intensos ventos de sul resultantes advectam ar frio para o Sul e Sudeste do Brasil. Os ventos de sul sobre o leste do continente adquirem uma pista longa desde o mar de Weddell até a região sul amazônica e são responsáveis pela advecção fria intensa que causa a friagem. Esses ventos que atingem o sul da Amazônia possuem componente ageostrófico significativo. Garreaud (2000) comentou essa característica. Sobre a Região Sudeste, todavia, os ventos de sul causadores de friagem são eminentemente geostróficos.

A Figura 8.1 (c) mostra esquematicamente os ventos na baixa troposfera e o movimento da alta fria migratória nos dias D-2 a D1. O centro de alta pressão na costa sul chilena permanece estacionário e se enfraquece à medida que a alta a leste dos Andes se desenvolve e desloca-se para nordeste. Esta alta serve para deslocar o ar frio da região do mar de Weddell para a Patagônia onde a alta ( $A_3$  na figura) se desenvolve devido ao esfriamento advectivo. Os centros de alta, as ciclogêneses do Atlântico e os ventos do sul são mais intensos em casos individuais.

O modelo conceitual de Celemín (1984) mostra que a massa do ar frio que invade o norte da Argentina e o sul do Brasil durante a friagem desloca-se para norte a partir do mar de Weddell em torno de  $60^\circ\text{W}$ ;  $65^\circ\text{S}$ . O anticiclone que se desenvolve no mar ao largo da costa sul chilena fornece ventos de sul no extremo sul do Chile e da Argentina, que advectam frio para norte. O presente estudo indica que a posição da alta na costa sul chilena nos dias D-5 e D-4 é importante para a friagem na Argentina e no Brasil.

A trajetória composta de alta migratória responsável pela friagem em São Paulo é observada ao norte de  $35^\circ\text{S}$ . Esta é uma posição um pouco ao norte da trajetória média dos centros de alta no Pacífico (Pezza, 2003). É interessante notar que esse é um comportamento oposto ao comportamento da alta que forma bloqueio no Pacífico Sul leste. Em uma situação de bloqueio, o centro de alta pressão que intensifica-se ao sul de  $40^\circ\text{S}$  permanece estagnado por semanas ou se propaga muito lentamente (Renwick e Revell, 1999; Marques e Rao, 2000). Lupo et al. (2001) estudaram três tipos climatológicos de incursões de ar frio dependendo das características da alta a leste dos Andes. Cavalcanti e Kousky (2003), no seu recente estudo de climatologia de frentes, identificaram duas trajetórias sobre a América do Sul, uma continental e a outra ao longo do litoral leste. As altas causadoras de friagens no Estado de São Paulo acompanham a trajetória continental da frente e se enquadram na categoria do segundo tipo do estudo de Lupo et al. (2001).

Os campos de altura geopotencial em 500 hPa mostram o desenvolvimento de uma crista em 90°W; 40°S e um cavado em 60°W; 40°S em D-5 e D-4. O cavado, ao se deslocar para leste, proporciona a advecção de vorticidade necessária para o desenvolvimento de um ou dois ciclones extratropicais no Atlântico Sul durante D-3 a D0 na superfície. Portanto, a advecção de vorticidade em 500 hPa nos dias D-4 e D-3 é um precursor importante para friagem no Brasil. É interessante notar que na região da alta transiente ao nível médio do mar sobre a Argentina e o sul do Brasil o campo de altura geopotencial em 500 hPa mostra um cavado, indicando que a baixa troposfera está muito fria. A amplificação da onda baroclínica observada em D-4 também foi notada no estudo de Cavalcanti e Kousky (2003).

Para o desenvolvimento (ou amplificação) das ondas baroclínicas de latitudes médias o mecanismo principal é a instabilidade baroclínica. O ciclo de energia neste processo, essencialmente, é a conversão de energia potencial disponível do escoamento básico  $\bar{P}$  para energia potencial disponível da onda ou perturbação  $P'$ . O processo pelo qual ocorre esta conversão é o transporte meridional de calor para o polo. Uma parte dessa energia é convertida para a energia cinética da perturbação  $K'$  e o processo desta conversão são movimentos verticais associados às disparidades térmicas horizontais. Embora a teoria linear explica bem o estágio inicial, quando a onda adquire uma amplitude finita, as interações não lineares não são fáceis de entender. Um dos mecanismos que opera nesse estágio é o desenvolvimento corrente abaixo pelas advecções de energia potencial pelos ventos ageostróficos. O transporte turbulento (“eddy”) da quantidade de movimento e a conversão de energia entre  $K'$  e  $\bar{K}$  dependem da inclinação do cavado na horizontal. Para cavados inclinados NW-SE no HS o transporte de momentum é para o Polo Sul e, na presença de jato ao sul da região em questão, isso significa estabilidade barotrópica ( $K'$  perde para  $\bar{K}$ ). Mas para cavados inclinados SW-NE, como no Pacífico Sul em D-4, a situação é instável barotropicamente. Ou seja, esse mecanismo ajuda a instabilidade baroclínica no desenvolvimento da onda no Pacífico Sul a oeste do Chile.

O campo da função frontogenética em 925 hPa mostra com clareza as passagens frontais: a primeira passagem em D-6 e a segunda mais intensa entre D-2 e D0, sobre o sudeste brasileiro. Um núcleo de anomalia de frontólise sobre o centro-norte do Chile começa a se intensificar em D-2, atingindo valores de  $25 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  em D0. O núcleo frontolítico penetra gradualmente sobre a Argentina, Paraguai, Uruguai, Região Sul do Brasil, sul da Bolívia e adjacências até D0. No D0 a frontólise penetra meridionalmente no sudeste e centro-oeste do Brasil. Na dianteira da frente em movimento, observa-se frontogênese e na retaguarda, frontólise, sempre. A região da frontólise acompanha a região de alta pressão fria migratória. Portanto, a intensificação do núcleo de frontólise sobre o Chile também é um dos precursores.

Após a passagem da frente, o núcleo de frontólise anômala sobre o norte do Chile e o oeste da Argentina expande-se para o norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil. Assim o campo de frontólise anômala em 925 hPa mostra uma associação direta com friagem, porque a alta fria migratória é acompanhada por essa expansão do núcleo frontolítico.

As bandas de frontogênese deslocam-se para leste no Pacífico entre D-8 e D-4. Todavia, é importante notar que não se observa frontogênese transpondo a cordilheira. Isso significa que a frontogênese a leste dos Andes não é “advectada” pelo escoamento, mas sim é causada pelo efeito cinemático do campo de deformação sobre o continente (Mattos, 1988).

Os ventos da alta troposfera (200 hPa) apresentam um dipolo formado por uma crista em  $100^\circ\text{W}$  e um cavado em  $60^\circ\text{W}$  no dia D-5. O dipolo se intensifica nos dias subseqüentes, porém com pouco movimento para leste. A crista desloca-se para  $90^\circ\text{W}$  em D-2 e para  $80^\circ\text{W}$  em D0. O cavado se desloca mais meridionalmente para se orientar do norte do Chile à foz do Rio da Prata no dia D-2. Sua orientação se torna mais zonal desde o leste do Paraguai, Estado do Rio Grande do Sul até o oceano adjacente no dia D0. O jato ao norte do cavado se intensifica em  $20 \text{ ms}^{-1}$  em D-5 para  $40 \text{ ms}^{-1}$  em D0 sobre o sudeste brasileiro e mostra

difluência sobre a costa leste. O dipolo cavado-crista também encontrado por Algarve e Cavalcanti (1994), sua intensificação desde D-5 ou D-4 e a difluência (bifurcação do jato) a leste do cavado também são precursores. A Figura 8.1 (d) mostra as características da circulação de ar superior nos dias D-2 e a sua evolução até D0. A difluência do escoamento e a anomalia de vorticidade potencial ciclônica no litoral leste propiciam ciclogênese no Atlântico.

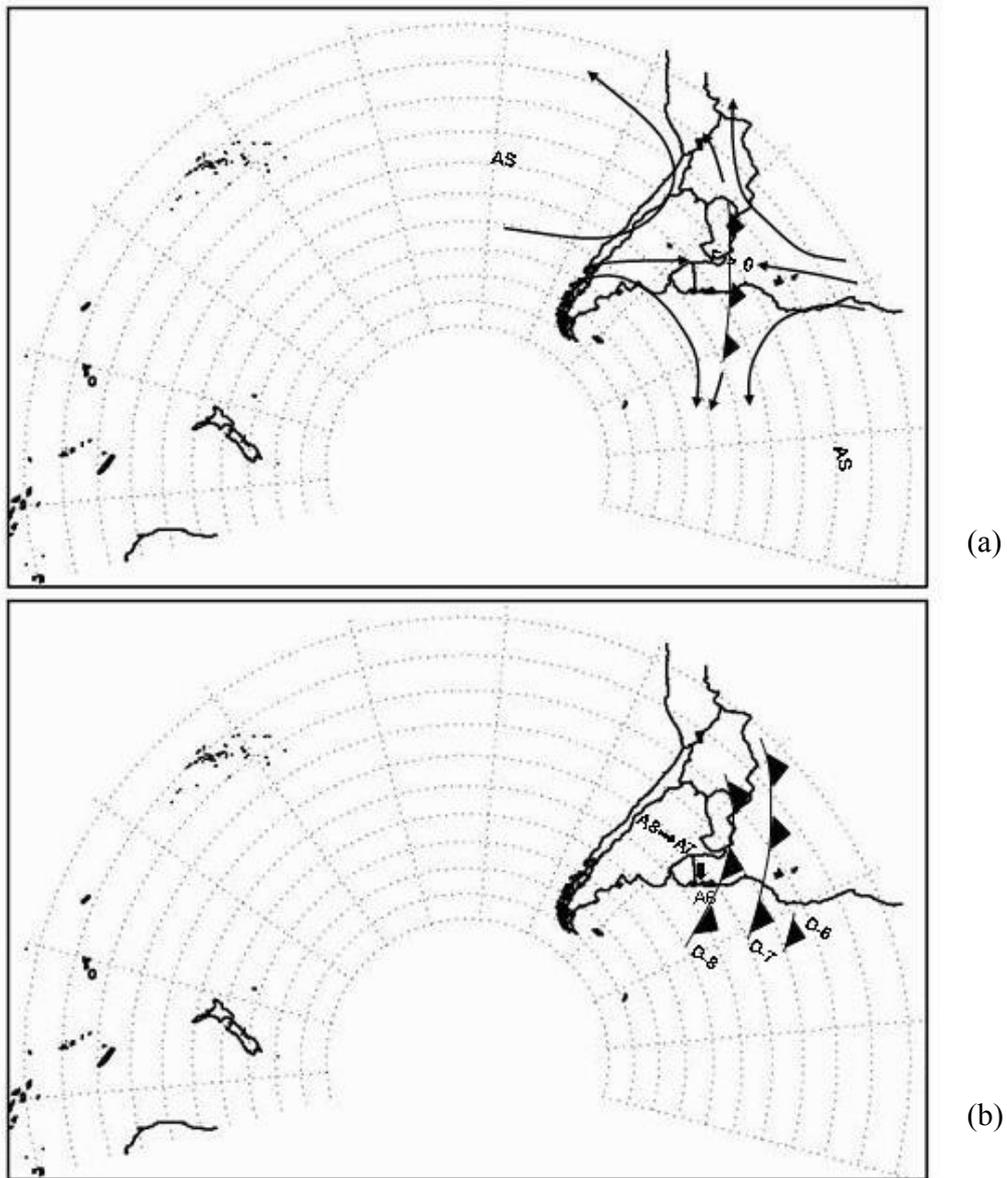
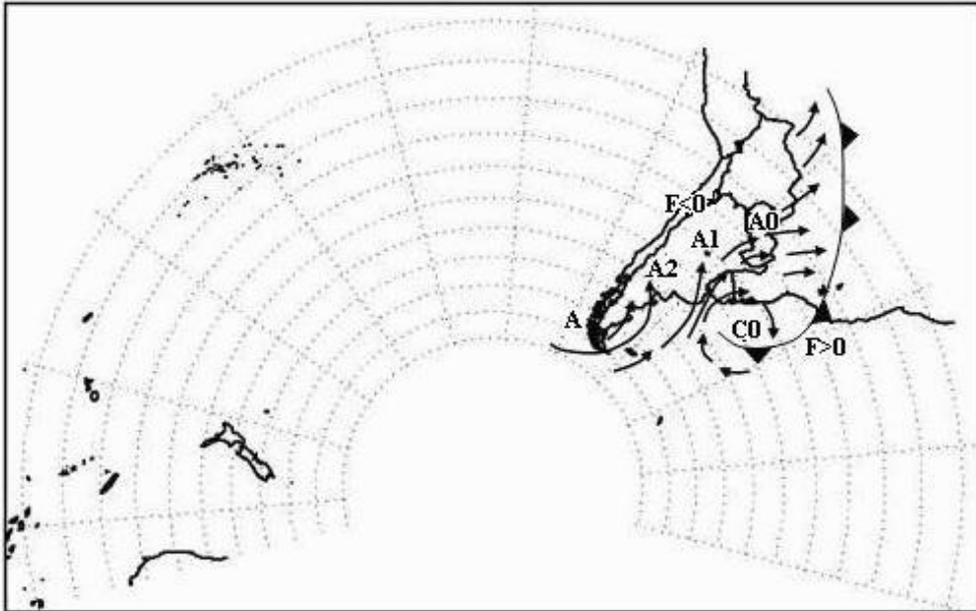
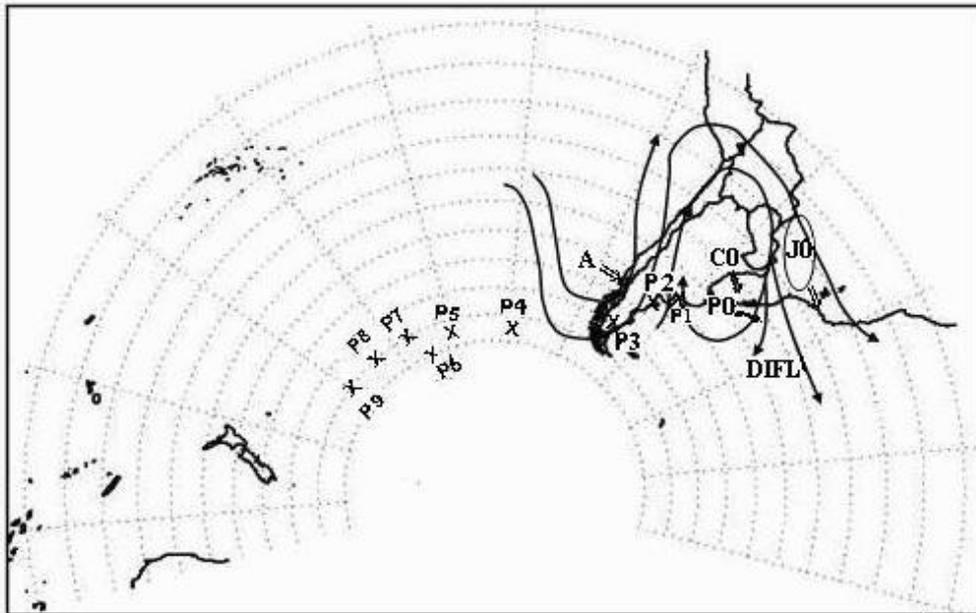


FIGURA 8.1: Diagramas conceituais: frontogênese na região sulamericana e evolução de friagem no Estado de São Paulo. (a) Região propícia a frontogênese. (b) Esfriamento prévio. (c) Evolução à superfície,  $A_N$  indica posição do centro de alta pressão (anômala) em D-N. (d) Evolução sinótica no ar superior, posições em D-2 são mostradas e o deslocamento para dia D0 é indicado pela dupla seta. AS: alta subtropical,  $F > 0$ : frontogênese,  $F < 0$ : frontólise. A: alta pressão extratropical,  $\rightarrow$ : escoamento, Difl: difluência, J: núcleo do jato (“jet streak”), P: centro de vorticidade ciclônica anômala,  $\Rightarrow$ : deslocamento do sistema sinótico. A frente fria é indicada com símbolo tradicional (cont.).



(c)



(d)

FIGURA 8.1: Conclusão.

O campo de vorticidade potencial isentrópica (P) revela algumas características distintas que servem como precursores dos eventos de friagem no Brasil. Esse campo perfaz mais um diagnóstico que corrobora os precursores identificados nos demais campos. Uma observação interessante é a ligação entre os campos de frontogênese na baixa troposfera e o campo de vorticidade potencial nas superfícies isentrópicas de média e alta troposfera (Lalaurette et al., 1994, Davies e Rossa, 1998). Observa-se um aumento gradual de P ciclônica ao nível 325 K de D-9 até D1, sobre o sul e o sudeste do Brasil. O gradiente de P torna-se máximo sobre a região frontogenética observada em D1 e sugere uma relação entre a intensificação de P e a ocorrência de friagem. Uma relação pode haver também entre o máximo gradiente da vorticidade potencial, a advecção fria e o campo de deformação associado à frontogênese. Os estudos de Davis (1990), Ambrizzi e Pezza (1999), Funatsu (2000), Garreaud (2000), Vera e Vigliarolo (2000) e de Pezza (2003) mostraram a utilidade da vorticidade potencial isentrópica em diagnósticos de friagem na América do Sul. Lupo et al. (2001) relacionam incursão de ar frio (frente) com advecção de anomalia anticiclônica (ciclônica) de P e a descida da TD com a superfície  $P = -2$  UVP.

A Figura 8.2 mostra a evolução temporal dos sistemas sinóticos responsáveis pelo evento de friagem intensa de julho de 1990, em seções verticais latitude–pressão em 50°W. Nessas seções observam-se as anomalias anticiclônicas (valores positivos) e ciclônicas (valores negativos) de P e a descida de TD coincidente com o valor de  $-1,5$  UVP (Bluestein 1993). Os campos de componente zonal do vento e de temperatura potencial descrevem os núcleos de jato e os compactamentos das isotermas relacionados a esses sistemas sinóticos. Observam-se também que as anomalias ciclônicas (anticiclônicas) de P acompanham os núcleos de jato (valores mínimos de temperatura potencial).

Nos dias 21 e 22 e no dia 27 pode-se notar a dobra da tropopausa indicada pela descida do ar de origem estratosférica ( $P = -3$  UVP, região clara nas seções) na troposfera. A primeira e a segunda descidas estão relacionadas com o esfriamento prévio e a friagem,

respectivamente. O núcleo do jato em 200 hPa e a associada zona baroclínica na média troposfera estão localizados ao sul de 35°S no dia 26 e deslocam-se gradualmente para norte até 25°S no dia 30. Estes deslocamentos estão relacionados com o movimento do cavado em altos níveis.

A zona de baroclinia na superfície (ou zona frontal) entre 30-20°S intensifica-se de 27 a 28, formando um domo de ar frio que se estende de 35-20°S com uma profundidade de 100 hPa. Não se observa na seqüência movimento do domo, de latitudes altas para as latitudes baixas, indicando a geração de domo no local e sugerindo uma importância do papel do resfriamento radiativo.

Os trabalhos de Garreaud (2000), Vera e Vighiarolo (2000) e Lupo et al. (2001) apresentaram campos compostos para casos de incursões de ar frio de dois dias anteriores a dois dias posteriores, possibilitando descrever uma evolução sinótica dos eventos. Os resultados, embora importantes, só permitem previsão de ocorrência de friagem apenas para curtíssimo prazo. Neste estudo, os campos compostos, estendendo-se para nove dias anteriores e três dias posteriores, no entanto, permitem acompanhar a evolução sinótica dos precursores de friagem desde o oceano Pacífico e prever os eventos que atingem a Região Sudeste do Brasil, para um prazo de alguns dias.

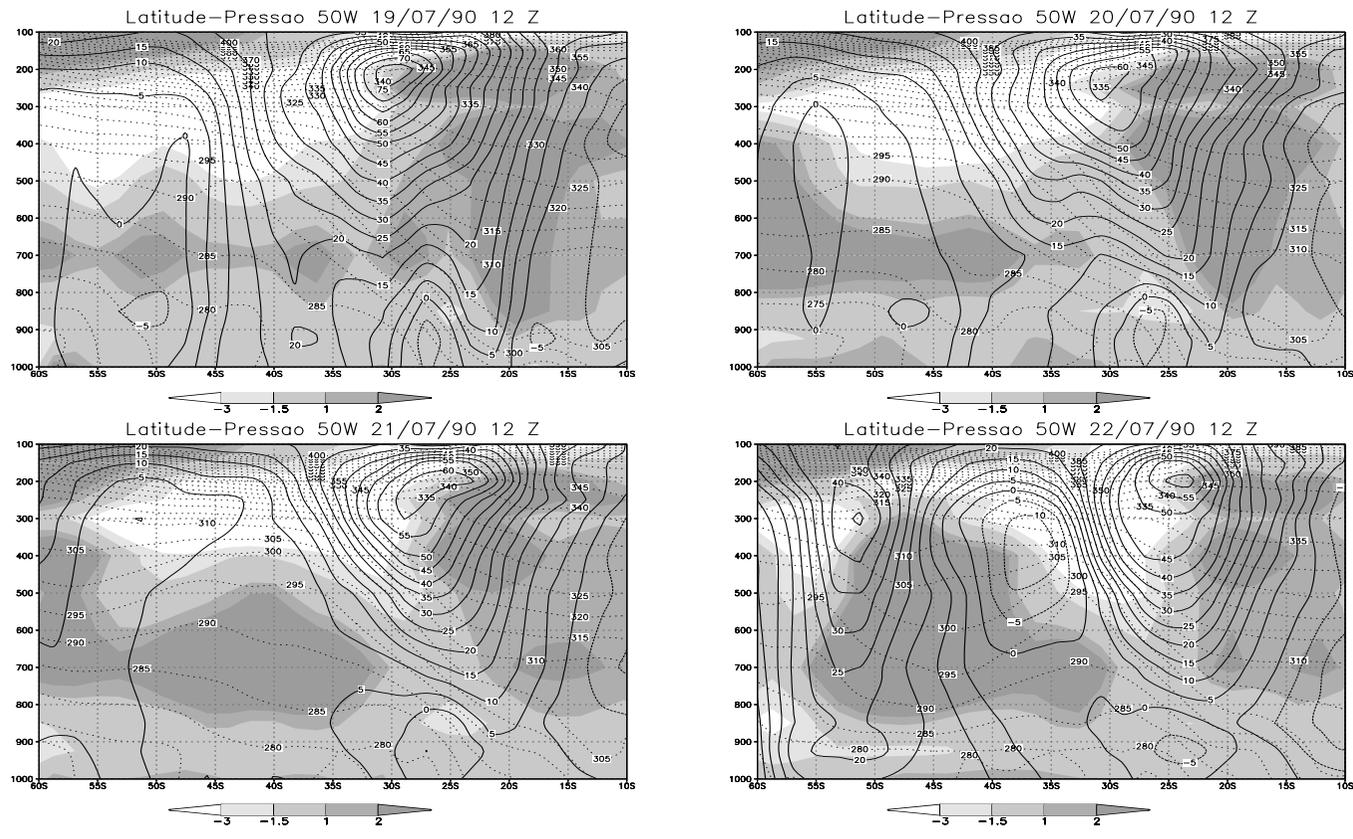


FIGURA 8.2: Seções verticais latitude-pressão de componente zonal do vento  $u$  ( $\text{ms}^{-1}$ ) em linhas cheias, temperatura potencial (K) em linhas pontilhadas e vorticidade potencial (UVP) em fundo sombreado com tons de cinza. (a) dias 19 a 22 de julho, (b) dias 23 a 26 de julho, (c) 27 a 30 de julho de 1990 (continua).

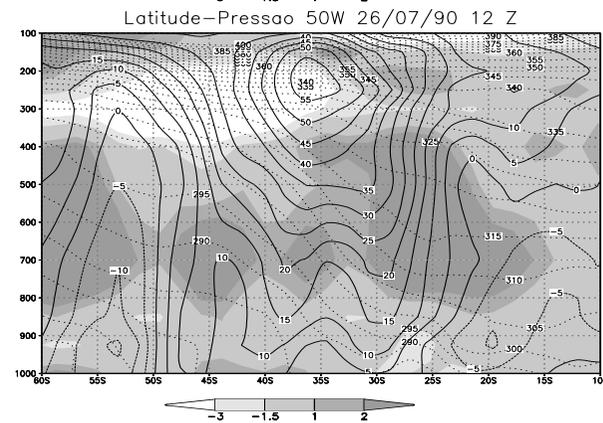
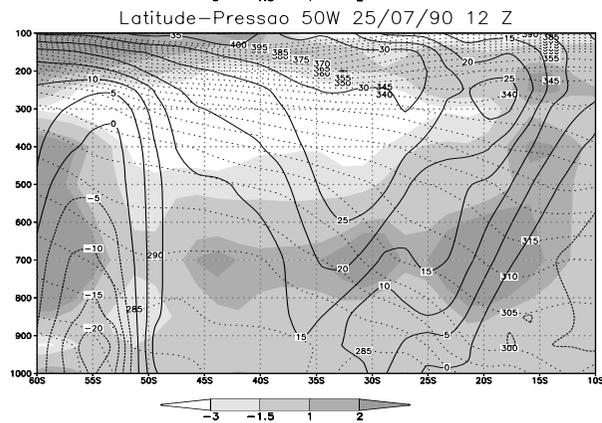
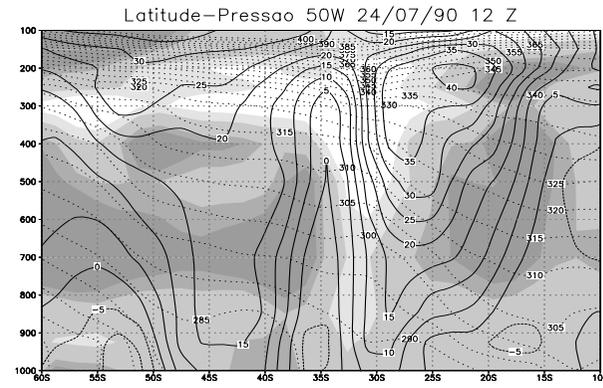
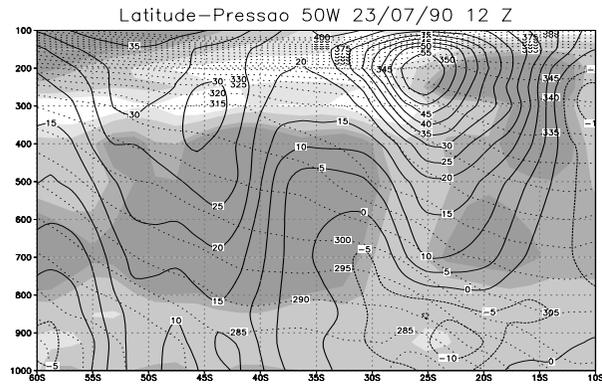


FIGURA 8.2: Continuação (continua).

(b)

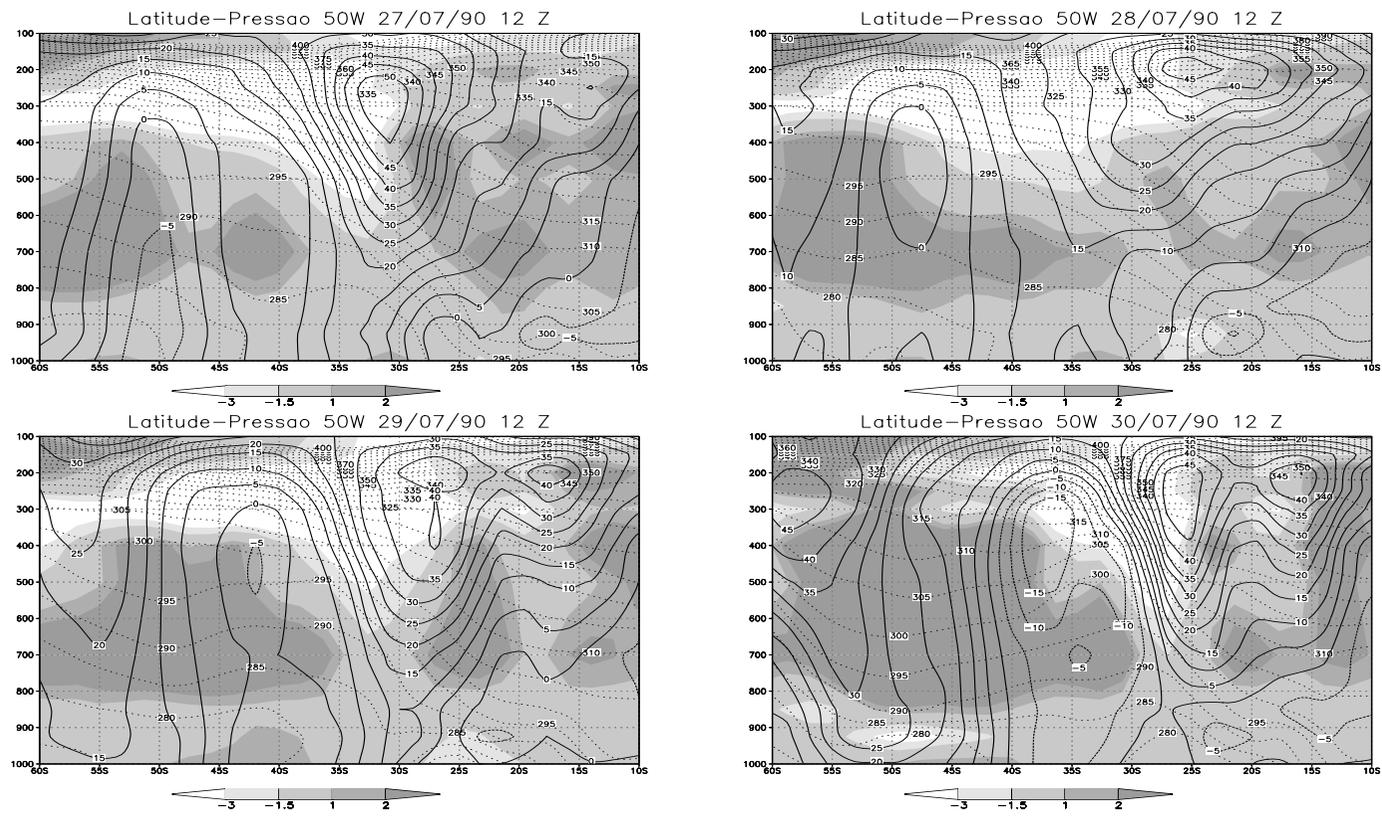


FIGURA 8.2: Conclusão.

(c)

## 8.4 Balanço dos Processos Termodinâmicos

Os efeitos dos processos termodinâmicos sobre a tendência térmica ( $\sim 6^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  no caso estudado) mostram resultados interessantes. A advecção do ar frio pelos ventos meridionais explica uma grande parte ( $\sim 4^{\circ}\text{C}/\text{dia}$ ) da tendência. O aquecimento adiabático, grande na troposfera média (Garreaud, 2000), nesse nível de 925 hPa é menor do que a advecção horizontal. O aquecimento diabático mostra que no dia D0 a massa do ar frio na parte oeste do continente é esfriada substancialmente. Sabe-se que, na condição de pouca ou nenhuma nebulosidade, uma massa de ar é esfriada pela perda radiativa de calor (Holton, 1992) com uma taxa da ordem de  $2^{\circ}\text{C}$  por dia. Os cálculos deste trabalho mostram que essa taxa pode atingir  $3^{\circ}\text{C}$  por dia. Deve ser lembrado que a barreira topográfica andina garante a manutenção de céu claro sobre o continente sulamericano a sotavento da montanha e de baixa umidade específica na atmosfera, para permitir uma perda radiativa pouco maior. A tendência térmica observada em D0 de  $\sim -5^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  na cidade de São Paulo (pressão reduzida ao nível da estação de 926 hPa), conforme Tabela 3.1, compara-se bem com  $\sim -6^{\circ}\text{C}/\text{dia}$  na reanálise (temperatura no nível de 925 hPa) das 12 UTC (Figura 6.2).

Movimentos ascendentes (descendentes) na massa do ar quente (frio) causam frontólise por esfriamento (aquecimento) adiabático. Por outro lado os movimentos ascendentes estão relacionados com a liberação de calor latente (ou aquecimento diabático). As regiões frontolíticas na Figura 5.9 estão associadas às regiões de aquecimento diabático ao sul da zona frontal no Atlântico Sul (Figura 6.1). As bandas de movimentos verticais próximo à superfície, inferidos através do termo de aquecimento adiabático, deslocam-se em marcha regular para leste, acompanhando as ondas baroclínicas da média troposfera.

## 8.5 Influência dos Precursores

Para examinar heurísticamente a influência dos precursores, experimentos numéricos foram realizados. Para o caso ocorrido em 28 de julho de 1990 o modelo global do CPTEC foi

integrado, num experimento de controle (EC), a partir dos campos iniciais observados (reanálise) dos dias D-9, D-8, etc., a D-1 (19 a 27 de julho). As integrações feitas com antecedência de até 7 dias em relação ao dia em que houve maior queda de  $T_{\min}$  previram o dia e a intensidade do evento de friagem satisfatoriamente. Em seguida, novas integrações foram feitas com condições iniciais de amplitudes amortecidas pela médias tríadas. Esse segundo conjunto de integrações foi chamado experimento com fraco precursor (EFP), uma vez que o campo médio de três dias deve reduzir a amplitude do precursor de escala sinótica. O resultado do EFP mostrou que o evento evoluiu para um caso de passagem de frente de intensidade muito fraca. Esse resultado indica que os precursores e suas intensidades são relevantes para determinar a intensidade e a época da ocorrência de friagem.

Os gráficos referentes ao EC na Figura 8.3 mostram a destreza do modelo em termos de campos de altura geopotencial em 500 hPa ( $\Phi 500$ ) e temperatura em 925 hPa ( $T925$ ). Nota-se que as previsões de  $\Phi 500$  têm destreza superior às previsões de temperatura. Todavia, até 6 dias de antecedência as previsões permanecem úteis ( $CCE > 0,6$ ). A destreza cai subitamente no dia 8, indicando a falta de suficiente informação sobre os precursores no CI em D-8 que eventualmente desencadeariam um evento de friagem.

Os gráficos referentes ao EFP mostram uma deterioração da previsão em relação ao EC. A variação da destreza com prazo de previsão torna-se errática, como pode ser visto no segundo dia. Esse resultado fortalece a conclusão de que a modificação artificial da CI (ou amortecimento do precursor pela média de tríada) eliminou ingredientes necessários para o desenvolvimento de sistema sinótico causador de friagem na Região Sudeste.

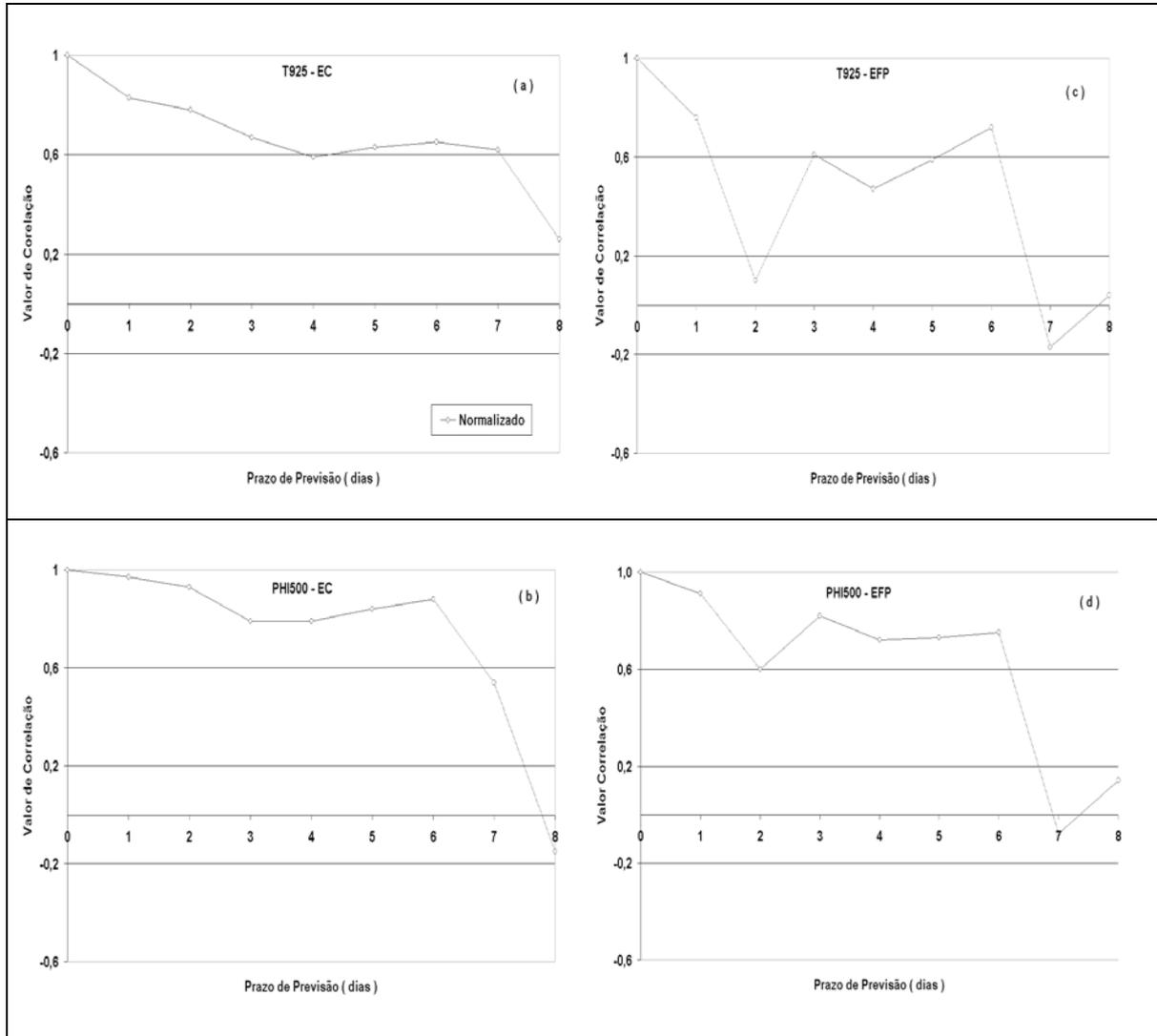


FIGURA 8.3: Destreza (coeficiente de correlação espacial) do modelo em prever (a) (c) temperatura (K) em 925 hPa e (b) (d) altura geopotencial (m) em 500 hPa, nos experimentos EC e EFP.

Os precursores sinóticos identificados não são independentes. Quando se refere a um “sistema sinótico” entende-se que o “sistema” é composto de várias partes: o cavado da

média troposfera, centros de pressão ao nível do mar, as frentes térmicas, as correntes de jato de altos níveis, etc., pois um único aspecto não descreve o sistema na sua íntegra. As características de baixos, médios e altos níveis são interrelacionados pela hidrostática e quasigeostrofia. Essas condições estão embutidas no princípio de conservação de vorticidade potencial. Por exemplo, se os movimentos atmosféricos conservam  $P$ , e se as superfícies de  $P$  se curvam para baixos níveis (altos valores de  $p$ ), conclui-se que movimentos das parcelas do ar são descendentes, e vice-versa. Assim o campo de  $P$  nos fornece uma maneira de visualizar as circulações em três dimensões.

Para quantificar as comparações entre previsões e análises é interessante ter uma medida de concordância entre os campos dos experimentos e as observações. Uma das medidas é o coeficiente de correlação espacial das anomalias (CCEA). Todavia, esta medida sofre um grande defeito. Se o campo previsto e o campo observado concordarem com as posições de máximos e mínimos, mesmo discordando nas magnitudes, a correlação é elevada. Em outras palavras, um alto valor de correlação entre dois campos não garante que eles concordem na magnitude da variável. Portanto, uma maneira simples de comparar dois campos de uma variável é verificar a) o posicionamento dos máximos e mínimos (ou regiões de valores positivo e negativos) e b) os valores de máximos e mínimos. Essas considerações foram usadas nas comparações de resultados dos experimentos.

Avaliando objetivamente, os gráficos de CCEAs para o domínio  $25^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}; 50^{\circ}\text{W} - 45^{\circ}\text{W}$  entre os valores previstos e os observados de temperatura em 925 hPa e de altura geopotencial em 500 hPa no EC (Figura 8.3 (a) e (b)) mostram destrezas maiores que 0,6 até 7 dias de integração. As CCEAs no caso de EFP (Figura 8.3 (c) e (d)) mostram erraticidade e baixos valores em relação ao EC. Esses são os efeitos da suavização da CI na destreza do modelo MCGA do CPTEC e demonstram a importância dos precursores para a evolução dos eventos de friagem.

## 8.6 Desenvolvimento e Propagação de Distúrbio

O mecanismo de desenvolvimento do distúrbio precursor de friagem pode ser o desenvolvimento corrente abaixo (DCA) como foi sugerido no trabalho de Krishnamurti et al. (1999). A idéia desse processo (ver a seção 8.3) é: se uma onda (crista e cavado) atinge uma grande amplitude (intensidade) através do mecanismo de instabilidade baroclínica, as advecções ageostróficas de geopotencial (da energia potencial) carregam a energia corrente abaixo (isto é, para leste).

As ondas sinóticas curtas propagam-se para leste pelo efeito da advecção de vorticidade relativa e as ondas longas, dominadas pelo efeito de beta, se estacionam ou deslocam-se lentamente. Quando uma onda curta se aproxima, de oeste, de uma onda longa semiestacionária, o comprimento de onda diminui e os efeitos da advecção de vorticidade relativa superam os efeitos de beta e a onda estacionária começa a se deslocar também. Este efeito é conhecido como 'kicker wave' (Bluestein, 1993). Em D-5 observa-se a aproximação de uma onda curta ajudando a progressão da situação sinótica.

Para toda a meteorologia do continente sulamericano o efeito dos Andes é importante, especialmente para as friagens. A orografia a leste dos Andes propicia progressão da massa de ar frio para o norte nos baixos níveis. Os desvios das trajetórias dos centros ciclônicos e anticiclônicos podem ser explicados pela conservação da vorticidade potencial do escoamento. A inclinação da superfície (do terreno) para oeste força os centros a se deslocarem para o Equador. Uma vez que o cavado em 500 hPa acompanha a massa de ar frio da baixa troposfera, ele também mostra movimento para norte ou nordeste, a leste dos Andes.

O deslocamento de um centro de alta pressão em superfície para norte a leste dos Andes, também pode ter causas termodinâmicas, além do efeito orográfico. O ar frio vindo do mar de Weddell ajuda a formação do centro de alta pressão sobre a Argentina, dando uma

aparência de alta transpondo a Cordilheira. De fato, a alta migratória formada por ar frio e denso não consegue facilmente passar por cima de uma barreira profunda tal como os Andes, como se estivesse atravessando um oceano sem obstáculos. Todavia, a circulação em torno da alta na costa sul chilena desvia o ar frio do mar de Weddell para norte. Essa é a idéia embutida no modelo de Celemín (1984). O presente estudo confirma o raciocínio e acrescenta a importância dos efeitos radiativos sobre o continente na modificação das características da massa de ar e o efeito cinemático da frontogênese do campo de deformação do escoamento da baixa troposfera sobre a América do Sul.

Alguns comentários sobre os dados utilizados são de interesse geral. A média global sazonal da pressão à superfície não é igual à média global do campo de um dia do caso de friagem. Portanto uma simples subtração do campo sazonal produz valores negativos sobre quase todo o domínio. Por essa razão, o campo anômalo foi ajustado subtraindo a diferença entre as médias globais, do campo instantâneo e do campo sazonal. Esse ajuste foi necessário para que os campos de anomalias apresentem regiões negativas e positivas. A velocidade vertical ao nível 925 hPa oriunda das reanálises, é contaminada por "olhos de boi", especialmente nas proximidades da Cordilheira dos Andes e por isso esse campo foi calculado como uma anomalia em relação à média no período de 13 dias (D-9 a D3).



## CAPÍTULO 9

### CONCLUSÕES, CONTRIBUIÇÕES INÉDITAS E SUGESTÕES

#### 9.1 Principais Conclusões

As principais conclusões deste estudo são:

- 1 - O centro-leste da América do Sul no inverno possui uma região frontogenética, favorecendo avanços de frentes para latitudes baixas.
- 2 - Uma incursão de ar frio intenso no estado de São Paulo pode ser identificada usando o critério de queda de temperatura superior a 4,5°C em um dia ou 6°C em dois ou três dias consecutivos até a temperatura mínima tornar-se menor que 4°C na estação meteorológica do IAG/USP. (O dia da maior queda de temperatura é designada D0 e o N-ésimo dia anterior é D-N.)
- 3 - Essas incursões são pouco freqüentes, ~ 1 por ano, e 95% delas ocorrem entre maio e setembro.
- 4 - Uma friagem típica é precedida pela seguinte ordem de eventos:
  - a) Esfriamento prévio em torno do sexto dia anterior ou D-6.
  - b) Intensa amplificação da onda baroclínica do ar superior sobre o Pacífico Sul leste e Argentina em torno do quarto dia anterior (D-4).
  - c) Fusão de jatos subpolar e subtropical próximo ao litoral chileno em torno de D-3
  - d) Anticiclogênese a leste da Cordilheira dos Andes na Argentina, em D-6 e D-3.
  - e) Difluência dos ventos em altos níveis na costa leste a partir de D-1 e concomitante ciclogênese na superfície na costa uruguaia.
  - f) Forte advecção de ar frio desde o mar de Weddell ao sul da Amazônia entre D-1 e D0.
  - g) Formação de um domo raso de ar frio (~275 K) entre 30°S e 20°S em 50°W que

se estende até 900 hPa em D0 associado a descida do ar de “origem estratosférica” (vorticidade potencial  $\sim 2$  UPV).

- h) Trajetória de anomalia ciclônica da vorticidade potencial isentrópica em 325 K ( $P'_{325}$ ) desde 120°W, 45°S a 50°W, 35°S, no período de sete dias antes do D0.
- 5 - Embora uma grande parte da tendência térmica de D-1 a D0 ( $\sim -6^\circ\text{C}$  em 24 horas, no caso de 27 de julho de 1990) seja explicada pela advecção ( $\sim -3^\circ\text{C}$  por dia), o esfriamento diabático ( $\sim -2^\circ\text{C}$  por dia) também contribui significativamente, na região de alta pressão a oeste ou sudoeste da frente fria.
- 6 - Observações mais confiáveis e densas na região do cone sul do continente devem melhorar a previsão de friagem no Sudeste do Brasil, porque a intensificação do anticiclone e a formação da banda frontogenética que se desloca para o norte-nordeste tem origem naquela região.
- 7 - Os diagnósticos como vorticidade potencial em 325 K ( $P_{325}$ ) e função frontogenética em 925 hPa ( $F_{925}$ ) podem ser eficientemente utilizados nas atividades de previsão de tempo, uma vez que a banda de frontogênese composta mostra uma propagação e intensificação gradual desde a Patagônia à Região Sudeste do Brasil.
- 8 - A amplitude da onda sinótica precursora e a sua posição determinam a evolução de friagem. A destreza (correlação espacial das anomalias de previsão e observação) do modelo do CPTEC se mantém acima de 60% até 7 dias de prazo de previsão.

Como contribuições, destacam-se:

- 1 - Uma frequência mensal de frentes (intensas) sobre o Brasil, por tipo de frente, foi obtida para o período 1986-2002.
- 2 - As regiões de frontogênese e frontólise na baixa troposfera sobre a América do Sul foram identificadas e as suas intensidades quantificadas.
- 3 - Os sistemas sinóticos e suas evoluções que servem como precursores dos eventos de friagem no sudeste brasileiro, utilizando composto de 14 casos para período de 13 dias (D-10 a D2) foram identificados. Vários resultados obtidos em estudos anteriores foram objetiva e sistematicamente confirmados pela seqüência da evolução estabelecida.

- 5 - Os termos de balanço de calor para toda a seqüência de evolução foram quantificados. Notou-se que a contribuição do esfriamento radiativo (diabático) é significativa para a queda de temperatura associada às incursões de ar frio.
- 6 - As características da perturbação precursora em D-7, D-6, D-5, D-4 e D-3 foram essenciais para a evolução posterior do evento (anomalia de P). Notou-se que o modelo do CPTEC consegue manter boa destreza da previsão (> 60%) da friagem com até 7 dias de antecedência, caso as ondas precursoras características dos eventos sejam mantidas nas condições iniciais.
- 7 - As anticiclogêneses em torno de D-6 e D-3 a leste dos Andes em 925 hPa (ao invés de trajetória transandina) foram importantes para a friagem no sudeste brasileiro.

As contribuições 5, 6 e 7 acima descritas são consideradas inéditas. As contribuições 1 a 4 reconfirmam e fortalecem os estudos anteriores.

## 9.2 Sugestões

É importante apresentar sugestões em diversas áreas abordadas neste trabalho com o intuito de melhorar e aperfeiçoar futuramente o estudo de friagens. Um estudo de balanço da energia disponível (*available energy*) em domínio regional e os cálculos dos processos de conversões entre as diferentes componentes de energia disponível deverão esclarecer os mecanismos de intensificação de onda baroclínica corrente abaixo (Holton, 1992), nos dias antecedentes ao de friagem em São Paulo. Um estudo teórico de anticiclogênese a leste dos Andes nos dias que antecedem eventos de friagem deve possibilitar um melhor esclarecimento dos processos envolvidos (Colucci, 2003; Drijfhout, 2003).

As condições iniciais dos experimentos numéricos realizados com fracos precursores neste trabalho apresentam dúvidas: A média de três dias reduz a intensidade de todos os sistemas sinóticos e subsinóticos em todo o globo, assim reduzindo a energia, não somente do precursor mas também de todas as perturbações presentes. Um experimento interessante

seria com um campo inicial em que apenas o sistema sinótico próximo à costa do Chile identificado como precursor da friagem tenha menor amplitude que o observado, deixando as perturbações sinóticas fora do domínio intactas. Para isso pode-se utilizar o mesmo método de média, porém para apenas um domínio horizontal limitado ao sistema sinótico precursor. Um esquema para obtenção dessas condições iniciais foi sugerido por Bonatti e Satyamurty (2003): Os campos meteorológicos anômalos do D-5 são multiplicados por uma função amortizante ( $f_a$ ) da amplitude do precursor. Essa função é especificada com valor unitário em todo o globo exceto no domínio de interesse  $160^\circ\text{W} - 60^\circ\text{W}$  e  $10^\circ\text{S} - 60^\circ\text{S}$ . No domínio de interesse  $f_a$  diminui de 1.0 na sua borda para 0,5 no seu centro. A CI é recomposta somando a nova anomalia ao escoamento básico, prosseguindo a integração. Esse futuro experimento deve ser repetido para alguns casos de friagem (aproximadamente 4 a 5) para se ter uma boa confiabilidade dos resultados. Se esse experimento apresentar resultados em que a friagem não evolui com a intensidade observada (em comparação com os resultados do EC), haveria um forte argumento para acreditar que a presença e a intensidade do precursor são ingredientes essenciais para eventos de friagem.

Para se gerar uma climatologia representativa dos campos de frontogênese e de vorticidade potencial, é necessário o cálculo de campos diários por um período longo de 30 ou mais anos. É um trabalho longo, porém é viável se for utilizado o supercomputador SX6. Todavia, precisa-se de muito espaço de armazenamento digital. A mesma pesquisa pode ser feita com a integração longa do MCGA. Uma comparação desses resultados com a climatologia observada apontaria os erros sistemáticos do modelo com respeito à frontogênese e à vorticidade potencial. Esse estudo é relevante porque, afinal, os sistemas frontais e sua previsão são importantes para o Brasil.

Confirmada a robustez nos resultados, o modelo conceitual descrito neste estudo seria um ótimo teste para a qualidade de um MCGA. A distribuição geográfica de frontogênese(ólise) e os precursores descritos devem ser utilizados pelos meteorologistas operacionais no monitoramento e previsão de eventos de friagem intensa. Para tanto, recomenda-se a

produção diária de cartas de F e P, pelos centros operacionais de meteorologia.

A hipótese de que, as advecções ageostróficas de geopotencial (ou da energia potencial) transportam a energia corrente abaixo deve ser melhor investigada e explorada nos estudos teóricos futuros.

Um estudo análogo a este presente trabalho será a elaboração de compostos para casos de precipitação intensa sobre o Estado de São Paulo causada por frente estacionária tipo IV. O campo frontogenético deve apontar mais diretamente os eventos de chuva intensa, porque a função frontogenética relaciona-se intimamente com movimentos verticais através do vetor  $\mathbf{Q}$  (Eq. 2.13). O estudo de balanço de calor verificaria a importância da liberação de calor latente nesses episódios de chuvas intensas. Uma outra sugestão interessante é realizar experimentos para avaliar a influência da topografia sobre a evolução de friagens e episódio de chuvas intensas em São Paulo (Xie e Arkin, 1996; Robertson e Mechoso, 2000).



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Algarve V. R.; Cavalcanti I. F. A. Características da circulação atmosférica associadas à ocorrência de geadas no sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBMET, 1994. p. 545-547.
- Ambrizzi T.; Pezza A. B. Cold waves and propagation of extratropical cyclones in South America: a synoptic climatological overview. **Revista Geofísica**, v. 51, p. 45-67, 1999.
- Bluestein H. B. **Synoptic-dynamic meteorology**. New York: Oxford University Press: 1993. v. 1 e 2.
- Bonatti J. P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. Cachoeira Paulista, 1996. Disponível em <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise/cliEsp10a/bonatti.html>>. Acesso em: 17 nov. 2002.
- Bonatti J. P.; Satyamurty, P. **Metodologia para atenuação de precursores em área limitada**. Cachoeira Paulista, 2003: Comunicação pessoal.
- Boyle J. S.; Bosart L. F. Cyclone-anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of a major cyclone event over the eastern United States. **Mon. Wea. Rev.**, v. 114, n. 12, p. 2432-2465, 1986.
- Braun S. A.; Rotunno R.; Klemp J. B. Effects of coastal orography on landfalling cold fronts. Part I: Dry, inviscid dynamics. **J. Atmos. Sci.**, v. 56, n. 4, p. 517-533, 1999.
- Browning K. A. Conceptual models of precipitation systems. **Meteorol. Mag.**, v. 114, n. 1359, p. 293-319, 1985.
- Browning K. A.; Roberts N. M.; Illingworth A. J. Mesoscale analysis of the activation of a cold front during cyclogenesis. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 123, n. 544, p. 2349-2375, 1987.
- Browning K. A. Mesoscale aspects of extratropical cyclones: an observational perspective. In: Shapiro, M. (ed). **Bergen post-conference book**. Boston: Amer. Meteorol. Soc., 1997.
- Cavalcanti I. F. A.; Marengo J. A.; Satyamurty P.; Nobre C. A.; Trosnikov I.; Bonatti J. P.; Manzi A. O.; Tarasova T.; Pezzi L. P.; D'Almeida C.; Sampaio G.; Castro C. C.; Sanches M. B.; Camargo H. Global climatological features in a simulation using the CPTEC-COLA AGCM. **J. of Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

Cavalcanti I. F. A.; Kousky V. E. Climatology of South American cold fronts. In: Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography Conference, 7., 2003, Wellington, New Zealand. **Proceedings...** Wellington: [S.n], 2003.

Celemín, A. H. **Meteorología práctica**. Mar del Plata, Argentina: Edición del Autor, 1984.

Charney J. G. Integration of the primitive and balance equations. In: Symposium Numerical Weather Prediction, 1962, Tokyo. **Proceedings...** Tokyo: [S.n], p. 131-152, 1962.

Climanálise 1986 - 2002. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, INPE.

Colucci S. J. A new look at anticyclonogenesis. In: Conference on Atmospheric and Oceanic Fluid Dynamics, 14., 9-13 June 2003, San Antonio, USA. **Bulletin...** San Antonio: Amer. Meteorol. Soc., 2003, p. 1005-1006).

Davies H. C.; Rossa A. M. PV frontogenesis and upper tropospheric fronts. **Mon. Wea. Rev.**, v. 126, n. 6, p. 1528-1539, 1998.

Davis C. A. **Cyclogenesis diagnosed with potential vorticity**. Ph. D. (Thesis in Meteorology), MIT, Boston, 1990.

Doty B. **The grid analysis and display system**. IGES/COLA, 1995. Disponível em <<http://grads.iges.org/grads>>. Acesso em: 28 nov. 2002.

Drijfhout S. S. Why anticyclones can split. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 33, n. 8, p. 1579-1591, 2003.

Ferreira N. J. **Metodologia de interpolação de coordenada isobárica para coordenada isentrópica**. São José dos Campos, 2000: Comunicação pessoal.

Ferreira N. J.; Lacava C. I. V.; Sobral Z. R. A climatological study of convective cloud bands in northeastern Brazil Part I: preliminary analysis. **Austr. Meteorol. Magazine**, v.50, n. 2, p. 105-113, 2001.

Figueroa S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. INPE-7121-TDI/672. Tese (Doutorado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos, 1999.

Fortune, M.; Kousky, V. E. Two severe freezes in Brazil: Precursors and synoptic evolution. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, n. 1, p. 181-196, 1983.

Funatsu B. M. **Estudo sinótico-dinâmico de ciclogênese usando vorticidade potencial**. INPE-7264-TDI/706. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 2000.

Gan M. A.; Rao, V. B. **Transient kinetic energy at 200 mb and the development of synoptic disturbances over South America during the southern winter..** São José dos Campos: INPE, 1987. (INPE-4216-PRE/1097).

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

Girardi C. **O poço dos Andes**. São José dos Campos: CTA/IAE, 1983. Relatório Técnico ECA 01/83.

Gyakum J. R. Meteorological precursors to the explosive intensification of the QE II storm. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, n. 5, p. 1105-1131, 1991.

Holton J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 1 ed. New York : Academic Press, 1979.

Holton J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. 3. ed. New York: Academic Press, 1992.

Hoskins B. J.; Draghichi I.; Davies H. C. A new look at the omega equation. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 104, n. 439, p. 31-38, 1978.

Hoskins B. J.; McIntyre M. E.; Robertson A. W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. **Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.**, v. 111, n. 470, p. 877-946, 1985.

Kinter III J. L.; DeWitt D.; Dirmeyer P. A.; Fennessy M. J.; Kirtman B. P.; Marx L.; Schneider E. K.; Shukla J.; Strauss D. M. **The COLA atmosphere-biosphere general circulation model Volume 1: formulation**. Maryland: COLA. 1997. Report No. 51.

Kousky V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.

Krishnamurti T. N.; Tewari M.; Chakraborty D. R.; Marengo J.; Silva Dias P. L.; Satyamurty P. Downstream amplification: a possible precursor to major freeze events over southeastern Brazil. **Weather Forecasting**, v. 14, n. 2, p. 242-270, 1999.

Lalaurette F.; Fischer C.; Cammas J-P. Location and interaction of upper and lower troposphere adiabatic frontogenesis. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, n. 9, p. 2004-2021, 1994.

- Lemos C. F. **Caracterização e variabilidade climática do Vale do Paraíba - SP.** Dissertação ( Mestrado em Ciências Ambientais),UNITAU, Taubaté – SP, 2000.
- Lupo A.R.; Nocera J. J.; Bosart L. F.; Hoffman E. G.; Knight D. J. South american cold surges: types, composites, and case studies. **Mon. Wea. Rev.**, v. 129, n. 5, p. 1021-1041, 2001.
- 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.
- Marques R. F. C.; Rao V. B. 2000. Interannual variations of blockings in the Southern Hemisphere and their energetics. **J. Geoph. Res.**, v. 105, n. D4, p. 4625-4636, 2000.
- Mattos L. F. **O papel de deformação horizontal na frontogênese na Região Sul brasileira.** INPE-4469-TDL/322. 1987. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 1988.
- Nielsen-Gammon, J.W. A visualization of the global dynamic tropopause. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 82, n. 6, p. 1151-1167, 2001.
- Oliveira A.S. **Interação entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia.** INPE-4008-TDL/239. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE, São José dos Campos, 1986.
- Palmén E.; Newton C.W. **Atmospheric circulation systems.** New York: Academic Press, 1969.
- Pesquero J. F. **Um estudo de avaliação estatística do modelo global do CPTEC com relação ao número, trajetória e intensidade de ciclones e anticiclones para o Hemisfério Sul.** (INPE – 10306 – TDI/918). Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE, São José dos Campos, 2001. 1 CD-ROM.
- Petterssen S. **Weather analysis and forecasting Vol I, motion and motion systems.** New York: McGraw-Hill, 1956.
- Pezza A. B. **Frequência de geadas no estado de São Paulo.**( Universidade de São Paulo-doutorando, São Paulo, 2003). Comunicação pessoal.
- Pezza A. B.; Ambrizzi T. Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. **J. Climate**, v. 16, n. 7, p. 1075-1083, 2003.

Rao V. B.; Hada K. Characteristics of rainfall over Brazil; annual variations and connections with the Southern Oscillation. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 42, n. 2, p. 81-91, 1990.

Reed R. J.; Sanders F. An investigation of the development of a mid-tropospheric frontal zone and its associated vorticity field. **J. Meteorol.**, v. 10, n. 5, p. 338-349, 1953.

Renwick J. A.; Revell M. J. Blocking over the South Pacific and Rossby wave propagation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 127, n. 10, p. 2233-2247, 1999.

Robertson A.W.; Mechoso C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

Satyamurty P.; Mattos L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, n. 6, p. 1355-1364, 1989.

Satyamurty P., et al. A primeira friagem de 1990: Uma descrição sinótica. **Climanálise**, v. 5, n. 5, p. 43-51, 1990.

Satyamurty P.; Fonseca J. F. B.; Bottino M. J.; Seluchi M. E.; Louren M. C. M.; Gonçalves L. G. G. An early freeze in southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance. **Meteorol. Appl.**, v. 8, n. 1, p. 1-16, 2002.

Serra A. B.; Ratisbona L. As ondas de frio na Bacia Amazônica. **Serviço de Meteorologia-Ministério da Agricultura**, Rio de Janeiro, 1941.

Shapiro M. A.; Keyser D. Fronts, jet streams and the tropopause. In: Newton, C. W. ; Holopainen, E. O. (eds). **Extratropical cyclones**. Boston: Amer. Meteorol. Soc., p. 167-191, 1990.

Sinclair M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v. 123, n. 6, p. 1601-1619, 1995.

Sinclair M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, n. 2, p. 245-263, 1996.

Thorpe A. J. Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. **J. Atmos. Sci.**, v. 42, n. 4, p. 397-406, 1985.

Trenberth K. E. On the interpretation of the diagnostic quasigeostrophic omega equation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 106, n. 1, p. 131-137, 1978.

Vera C.S.; Vigliarolo P. K. A Diagnostic Study of Cold-Air outbreaks over South America. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, n. 1, p. 3-24, 2000.

Wilks D.S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. New York: Academic Press, 1995.

Xie P.; Arkin P. A. Analysis of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions. **J. Climate**, v. 9, n. 8, p. 840-858, 1996.

Zishka K. M.; Smith P. J. The climatology of cyclones and anticyclones over North America and surrounding ocean environs for January and July 1950-1957. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, n. 4, p. 387-401, 1980.

## APÊNDICE A

### Roteiro para Obtenção de Vorticidade Potencial Isentrópica

O seguinte roteiro foi programado para obtenção de campo de anomalias de pressão isentrópica e vorticidade potencial isentrópica (P) em 325 K. Os símbolos usados tem os significados tradicionais.

1. Do campo de temperatura  $T(x,y,p)$  produz-se temperatura potencial  $\theta(x,y,p)$ ;
2. Dos campos de  $\theta(x,y,p)$  e umidade específica  $q(x,y,p)$ , obtém-se temperatura potencial virtual  $\theta_v(x,y,p)$ ;
3. O método de interpolação para mapear as variáveis atmosféricas dadas nas superfícies isobáricas para as superfícies isentrópicas, desenvolvido por Ferreira (2000), é usado para obter os componentes de vento  $u$ ,  $v$ ,  $T$  e  $q$  em  $\theta_v = 320, 325$  e  $330$  K.
4. Dos campos  $u(x,y,\theta_v)$  e  $v(x,y,\theta_v)$  a vorticidade relativa isentrópica  $\zeta(x,y,\theta_v)$  é calculada nas superfícies  $\theta_v = 320, 325$  e  $330$  K.
5. A estabilidade estática  $\partial\theta_v/\partial p \approx \Delta\theta_v/\Delta p$  é calculada para a camada  $\theta_v = 320$  a  $330$  K.
6. A vorticidade potencial isentrópica  $P(x,y,\theta_v = 325) \approx (-g)[f+\zeta(x,y,\theta_v=325)](\partial\theta_v/\partial p)$  é calculada.