



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16590-TDI/1577

INCURSÕES DE AR FRIO SOBRE A REGIÃO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

Virginia Piccinini Silveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 13 de agosto de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/07.17.14.47>>

INPE
São José dos Campos
2009

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16590-TDI/1577

INCURSÕES DE AR FRIO SOBRE A REGIÃO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL

Virginia Piccinini Silveira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Dr. Manoel Alonso Gan, aprovada em 13 de agosto de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/07.17.14.47>>

INPE
São José dos Campos
2009

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silveira, Virginia Piccinini.
Si38In Incursões de ar frio sobre a Região Sudeste da América do Sul / Virginia Piccinini Silveira. – São José dos Campos : INPE, 2009.
123 p. ; (INPE-16590-TDI/1577)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Manoel Alonso Gan.

1. Incursões de ar frio. 2. América do Sul. 3. Energética. 4. Desenvolvimento corrente abaixo. 5. Anomalia de alta frequência. I.Título.


CDU 551.515.8

Copyright © 2009 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2009 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.


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

Dr. José Antonio Marengo Orsini



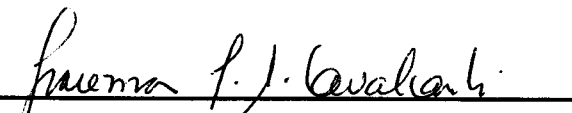
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



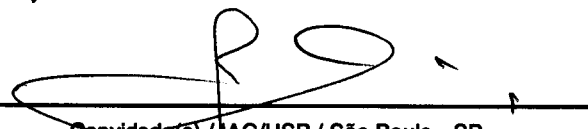
Orientador(a) / INRE / SJCampos - SP

**Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti**



Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dra. Gabriela Viviana Müller



Convidado(a) / CICYTTP/CONICET / Buenos Aires - AR

Aluno (a): Virginia Piccinini Silveira

São José dos Campos, 13 de agosto de 2009

“Vistos de um jeito certo, os erros, eles nos preparam para nossas vitórias e conquistas futuras. Por que não há aprendizado na vida que não passe pela experiência dos erros”.

Padre Fábio de Melo

A DEUS que me ama sem limites.

A meus pais,
Carlos e Carolina,
por entenderem minha distância
nesses anos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que de alguma forma me ajudaram e apoiaram durante todos esses anos.

Ao meu orientador Dr. Manoel Gan, pela orientação, apoio e conhecimentos compartilhados.

Aos colegas do INPE pela ajuda, amizade e esclarecimentos.

À secretaria de pós-graduação pelo trabalho, eficiência e atenção.

À CAPES pela ajuda financeira e ao INPE pela oportunidade de estudo e suas instalações.

RESUMO

Neste trabalho foram estudadas as características físicas e dinâmicas das incursões de ar frio durante os meses mais frios (maio, junho, julho, agosto e setembro) da região sudeste da América do Sul para os anos de 1981 a 2005. Para selecionar os casos mais intensos de incursões de ar frio, foi usada a temperatura filtrada na alta frequência (até sete dias). Dos casos selecionados, foram feitos compostos Tipo A (frente fria, 81 casos) e Tipo B (ciclogêneses, 51 casos), separados de acordo com o padrão atmosférico dias antes da queda de temperatura. Nos casos Tipo A, a penetração de um anticiclone associado a um sistema frontal foi o fator responsável pela queda de temperatura na região sul do Brasil, e nos casos Tipo B, foi a formação de ciclone que evolui para uma frontogênese. Nos campos compostos da altura geopotencial filtrada na alta frequência, observou-se nos dois casos estudados, que as anomalias se formam primeiro em altos níveis, com máximo em aproximadamente 300hPa. Durante o deslocamento dos centros anômalos para nordeste, eles intensificam e propagam para níveis mais baixos, com uma inclinação para oeste com a altura. Um padrão de onda tipo 2 forma-se no Dia-3, e nos casos Tipo B, esse padrão de onda evoluiu para onda tipo 3 no Dia-1. A energética desses centros mostrou que a conversão baroclínica foi o principal termo fonte de energia para estes centros anômalos, a conversão barotrópica o sumidouro e termo desenvolvimento corrente abaixo contribuíram na intensificação das anomalias. Em relação a energética dos dados não filtrados, a formação dos centros de energia cinética ocorreu a partir do Dia-4 nos casos Tipo A e nos casos Tipo B Dia-7, e a conversão baroclínica só não foi importante na formação do centro de energia localizada próxima da região de energia cinética que permanece estacionária sobre o Oceano Pacífico Central e Oeste.

COLD-AIR OUTBREAKS OVER SOUTHEAST OF SOUTH AMERICA

ABSTRACT

To study the physical and dynamical characteristics of the cold air outbreaks during the colder months (May, June, July, August, and September) in the Southeast of South America is the aim of this investigation. The filtered high frequency temperature (up to 7 days) was used in order to select the most intense cold air incursion cases. The selected cases were divided into two types according to the atmospheric patterns observed before the temperature drop: Type A (cold front, 81 cases) and Type B (cyclogenesis, 51 cases). The anticyclone penetration associated with a frontal system was considered the main responsible for the temperature drop in Type A cases. The cyclone formation with frontogenesis was main characteristic in Type B cases. The high-pass frequency filtered geopotential height anomalies show that they formed firstly at high levels, with maximum at 300hPa. During the northeastward displacement of the anomalous centers, intensification, downward propagation up to lower levels and vertical west-down tilt was observed. A 2-wave pattern formed in the Day-3 developed into a 3-wave in the Day-1 in Type B cases. The baroclinic and the barotropic conversion terms and the downstream development term were identified to be the source, the sink and the intensification, respectively, in energetics of these anomalous centers. The kinetic energy centers formed since the Day-4 in Type A cases and since the Day-7 in Type B cases for the non-filtered data. The baroclinic conversion had a less importance role in the energy center formation located near kinetic energy area and remained stationary in the Central and West Pacific Ocean.

SUMÁRIO

PÁG

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E SÍMBOLOS

1 INTRODUÇÃO	23
1.1 Objetivos	24
1.1.1 Objetivos específicos.....	24
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	25
3 CLIMATOLOGIA DAS INCURSÕES DE AR FRIO NO SUL DO BRASIL ..	35
3.1 Introdução	35
3.2 Dados Utilizados.....	36
3.3 Seleção dos Casos.....	36
3.4 Resultados	38
3.4.1 Casos Tipo A.....	38
3.4.1.1 Descrição Sinótica.....	38
3.4.1.2 Análise dos compostos de alta frequência	43
3.4.1.3 Estrutura Vertical.....	45
3.4.1.4 Trajetória das anomalias	47
3.4.1.5 Intensificação.....	50
3.4.2 Casos Tipo B.....	53
3.4.2.1 Descrição Sinótica.....	53
3.4.2.2 Análise dos compostos de alta frequência	57
3.4.2.3 Estrutura Vertical.....	59
3.4.2.4 Trajetória	61
3.4.2.5 Intensificação.....	63
4 ENERGÉTICA DAS INCURSÕES DE AR FRIO	67
4.1 Introdução	67
4.2 Dados e Metodologia.....	68
4.3 Resultados	69
4.3.1 Energética dos Casos TIPO A.....	70
4.3.1.1 Evolução da hgt e K.....	70
4.3.1.2 Formação dos centros K	71

4.3.1.3 Evolução temporal dos centros K.....	78
4.3.2 Energética dos Casos TIPO B.....	81
4.3.2.1 Evolução da hgt e K.....	81
4.3.2.2 Formação dos centros K.....	83
4.3.2.3 Evolução temporal dos centros K.....	88
5 ENERGÉTICA DAS ANOMALIAS DE ALTA FREQUÊNCIA ASSOCIADAS ÀS INCURSOES DE AR FRIO	91
5.1 Introdução	91
5.2 Resultados e Discussões	92
5.2.1 Energética dos casos TIPO A	92
5.2.1.1 Evolução Temporal.....	92
5.2.1.2 Energética	93
5.2.2 Energética dos casos TIPO B	98
5.2.2.1 Evolução Temporal.....	98
5.2.2.2 Energética	99
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	107
APÊNDICE A - TEMPERATURA MÍNIMA NO SUL DO BRASIL: TENDÊNCIA E VALIDAÇÃO DA REANÁLISE DO NCEP/NCAR.....	111

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Mapas compostos do vetor vento e altura geopotencial em 300hPa. Fonte: Adaptada de Garreaud (2000).....	27
Figura 2.2 – Região de classificação dos Tipos de onda de frio.....	27
Figura 2.3 – Modelo conceitual das incursões de ar frio sobre a América do Sul. As setas mais escuras (claras) representam advecção de ar frio (quente), as linhas de contorno são as isóbaras e a frente fria em superfície é representada convencionalmente. A letra L é a região de baixa pressão, letra H a alta pressão e V_g vento geostrófico.	28
Figura 2.4 – Modelo conceitual do mecanismo que gera os eventos de geada generalizada menos persistentes (a) e mais persistentes (b).....	30
Figura 2.5 – Modelo conceitual da evolução do desenvolvimento corrente abaixo baroclínico para o Hemisfério Sul. As linhas contínuas representam contornos da altura geopotencial em altos níveis e as elipses a energia cinética do distúrbio máxima. As letras O e L indicam, respectivamente, as regiões oeste e leste do cavado.	34
Figura 3.1– Função resposta do filtro de alta-freqüência (linha tracejada) e de baixa-freqüência (linha sólida) usada neste estudo.....	37
Figura 3.2 – Mapa da América do Sul e oceanos adjacentes. A área retangular é a região de estudo das incursões de ar frio.	37
Figura 3.3 – (a)-(c)-(e)-(g) Campos compostos do vento em 925hPa (mapas da esquerda) a área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t) e (b)-(d)-(f)-(g) Campos compostos da advecção de temperatura em 925hPa (mapas da direita) a área pintada indica os valores negativos, para os casos Tipo A. (continua).....	40
Figura 3.4 – Campos compostos do vento em 300hPa para os casos Tipo A. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t).	42
Figura 3.5 – Campos compostos da umidade específica (kg/kg) média na área onde foram selecionados os casos para os casos Tipo A. O nível de 925hPa está representado pelo marcador círculo branco, o nível de 850hPa pelo marcador X, o nível de 700hPa pelo marcador quadrado preto e o nível de 300 pelo marcador triangular.	43
Figura 3.6 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo A para os níveis de 300hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). A linha contínua mais grossa representa o centro aproximado das anomalias.....	44
Figura 3.7 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo A para os níveis de 925hPa. A área pintada indica significância estatística maior que 95% (baseado no teste-t).....	45
Figura 3.8 – Secção vertical (longitude versus pressão) ao longo da linha contínua mais grossa da Figura 3.6 do (a) Dia-5 ao (f) Dia0. A AN1 está indicada em cada dia e as áreas pintadas são os valores negativos de hgt' (cinza) e a Cordilheira dos Andes (preto).....	47
Figura 3.9 – Trajetória em 300hPa da AN1. O ponto indica a localização do mínimo de hgt'	48
Figura 3.10 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente acima da AN1. O ponto indica a localização da máxima de hgt'	49
Figura 3.11 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente abaixo da AN1. O ponto indica a localização da máxima hgt'	50

Figura 3.12 – Eixo vertical da trajetória da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de mínima anomalia para cada nível.	51
Figura 3.13 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente acima da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.	52
Figura 3.14 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente abaixo da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.	52
Figura 3.15 – (a)-(c)-(e)-(g) Campos compostos do vento em 925hPa (mapas da esquerda) a área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t) e (b)-(d)-(f)-(g) Campos compostos da advecção de temperatura em 925hPa (mapas da direita) a área pintada indica os valores negativos, para os casos Tipo B. (continua).....	54
Figura 3.16 – Campos compostos de vento em 300hPa para os casos Tipo B. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). (continua)	55
Figura 3.17 – Campos compostos da umidade específica (kg/kg) média na área onde foram selecionados os casos para os casos Tipo B. O nível de 925hPa está representado pelo marcador círculo branco, o nível de 850hPa pelo marcador X, o nível de 700hPa pelo marcador quadrado preto e o nível de 300 pelo marcador triangular.	56
Figura 3.18– Campos compostos da hgt' dos casos Tipo B para os níveis 300hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). A linha continua mais grossa representa o centro aproximado das anomalias.....	58
Figura 3.19 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo B para os níveis 925hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t).....	59
Figura 3.20 – Secção vertical (longitude versus pressão) ao longo da linha contínua mais grossa da Figura 3.18 do (a) Dia-4 ao (d) Dia0. A AN2 está indicada em cada dia e as áreas pintadas são os valores negativos de hgt' (cinza) e a Cordilheira dos Andes (preto).....	60
Figura 3.21 – Trajetória em 300hPa da AN2. O ponto indica a localização do mínimo de hgt'	61
Figura 3.22 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente acima da AN2. O ponto indica a localização da máxima de hgt'	62
Figura 3.23 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente abaixo da AN2. O ponto indica a localização da máxima de hgt'	63
Figura 3.24 – Eixo vertical da trajetória da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de mínima anomalia para cada nível.	64
Figura 3.25 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente acima da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.	65
Figura 3.26 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente abaixo da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.	65
Figura 4.1 – Compostos dos casos Tipo A da hgt em 300hPa ($IC=150m$) e da K média na vertical (área pintada, valores acima de $20m^2/s^2$ e $IC=10m^2/s^2$) do (a)Dia-4 ao (j)Dia0.5.....	71
Figura 4.2 – Campos Compostos Tipo A da (a) hgt em 300hPa ($IC=150m$) e média na vertical da K (área pintada, valores acima de $20m^2/s^2$ e $IC=10m^2/s^2$) e (b)-(c)-(d) são corte longitudinal na latitude de $50^{\circ}S$ com a K (m^2/s^2 -	

	marcador sem preenchimento) e os termos DCA, BRC e BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$ - marcador com preenchimento), respectivamente, média na vertical para o Dia-4.....	72
Figura 4.3-	Corte longitude versus pressão na latitude de 50°S para o Dia-4. (a) K (m^2/s^2), (b) Termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$), (c) Conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) Conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$).....	73
Figura 4.4 –	Idem a Figura 4.2 para o Dia-3.75.....	74
Figura 4.5 –	Idem a Figura 4.3 para a latitude de 50°S no Dia-3.75.....	76
Figura 4.6 –	Idem a Figura 4.2 para o Dia-2.75.....	77
Figura 4.7 -	Idem a Figura 4.3 para a latitude de 35°S no Dia-2.75.....	78
Figura 4.8 –	Indicação dos três centros de K que foram estudados na evolução temporal dos casos Tipo A (Dia-1.75).	79
Figura 4.9 –	Energética média no volume do centro K1 dos casos Tipo A. O volume é centro na máxima K média na vertical com uma área de $10^\circ\text{lat}\times 10^\circ\text{lon}$. A K (m^2/s^2) é representada pela linha contínua, o termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha pontilhada, a conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha tracejada e a conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha com marcador X.	80
Figura 4.10 –	Idem ao Figura 4.9 para o centro de K2.....	80
Figura 4.11 –	Idem ao Figura 4.9 para o centro de K3.....	81
Figura 4.12 –	Compostos dos casos Tipo B da hgt em 300hPa (IC=150m) e da K média na vertical (área pintada, valores acima de $20\text{m}^2/\text{s}^2$ e IC= $10\text{m}^2/\text{s}^2$) do (a)Dia-7 ao (d)Dia-6.75.....	82
Figura 4.13 –	Idem a Figura 4.12, porém para o (a)Dia-6 ao (h)Dia1.....	83
Figura 4.14 –	Corte na latitude de 30°S que mostra a K (m^2/s^2 - marcador sem preenchimento) com os termos (a) – (d) DCA , (b) – (e) conversão BRC e (c) – (f) conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$ - marcador com preenchimento). Todos eles são a média na vertical para o Dia-7 (esquerda) e Dia-6.75 (direita). A linha preta horizontal em 100°W é a região do centro de K subtropical.	84
Figura 4.15 -	Corte longitude versus pressão na latitude de 30°S para o Dia-7 (esquerda) e Dia-6.75 (direita). (a) – (e) K (m^2/s^2), (b) – (f) Termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$), (c) – (g) Conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) – (h) Conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$).....	86
Figura 4.16 –	Campos Compostos Tipo B da (a) hgt em 300hPa (IC=150m) e média na vertical da K (área pintada, valores acima de $20\text{m}^2/\text{s}^2$ e IC= $10\text{m}^2/\text{s}^2$) e (b)-(c)-(d) são corte longitudinal na latitude de 50°S com a K (m^2/s^2 - marcador sem preenchimento) e os termos DCA, BRC e BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$ - marcador com preenchimento), respectivamente, média na vertical para o Dia-6.5.....	87
Figura 4.17 -	Corte longitude versus pressão na latitude de 50°S para o Dia-6.5. (a) K (m^2/s^2), (b) Termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$), (c) Conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) Conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$).....	88
Figura 4.18 –	Indicação dos 2 centros K que foram estudados na evolução temporal dos casos Tipo B (Dia-2).....	89
Figura 4.19 –	Energética média no volume do centro K1 dos casos Tipo B. O volume é centro na máxima K média na vertical com uma área de $10^\circ\text{lat}\times 10^\circ\text{lon}$. A K (m^2/s^2) é representada pela linha contínua, o termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha pontilhada, a conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha tracejada e a conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha com marcador X.	89
Figura 4.20 –	Idem a Figura 4.19 para o centro K2.....	90
Figura 5.1 –	Compostos dos casos Tipo A da K' (área pintada, valores acima de $10\text{m}^2/\text{s}^2$ e IC= $20\text{m}^2/\text{s}^2$) e hgt' em 300hPa (IC=10) do Dia-5 (a) ao Dia0(f). A AN1 está indicada no Composto do Dia-3.....	93

- Figura 5.2 – Energética da AN1: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de mínima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes..... 95
- Figura 5.3 – Energética da anomalia positiva corrente acima da AN1: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes. 96
- Figura 5.4 – Energética da anomalia positiva corrente abaixo da AN1: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes. 97
- Figura 5.5 – Compostos dos casos Tipo B da K' (área pintada, valores acima de $10m^2/s^2$ e $IC=20m^2/s^2$) e hgt' em 300hPa ($IC=10$) do Dia-4 (a) ao Dia1(f). A AN2 está indicada no Composto do Dia-2..... 99
- Figura 5.6 – Energética da AN2: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de mínima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes..... 100
- Figura 5.7 – Energética da anomalia positiva corrente acima da AN2: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes. ... 101
- Figura 5.8 – Energética da anomalia positiva corrente abaixo da AN2: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^{\circ}X15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes. ... 102

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AN1	Anomalia negativa dos casos Tipo A
AN2	Anomalia negativa dos casos Tipo B
BRC	Baroclínica
BRT	Barotrópica
CK	Conversão de energia cinética quase-estacionaria para K'
DCA	Desenvolvimento Corrente Abaixo
hgt	Altura geopotencial (m)
hgt'	Altura geopotencial filtrada na alta frequência
K	Energia Cinética do distúrbio (média temporal – m^2/s^2)
K'	Energia Cinética do distúrbio de alta frequência (m^2/s^2)
PK	Conversão de energia potencial do distúrbio para K'
<i>T'min</i>	Anomalia da temperatura mínima
\bar{T}'	Temperatura filtrada na alta frequência média na área
V	Componente horizontal do vento (m/s)
ω	Componente vertical do vento (Pa/s)
σ	Desvio padrão

1 INTRODUÇÃO

A Região Sul do Brasil está localizada entre as latitudes de 20°S e 30°S e apresenta um clima subtropical. As incursões de ar frio são fenômenos frequentes durante todo o inverno e podem causar queda brusca de temperatura e nos casos severos a formação de geada. A geada pode ocorrer tanto em áreas específicas, quanto em uma grande área, podendo exercer impactos na economia nacional, visto que esta região é a segunda maior do Brasil com cerca de 40% de toda produtividade (senso do IBGE 2005).

Para uma boa previsão do tempo desse fenômeno, é preciso conhecer a dinâmica dos sistemas meteorológicos que causam a queda de temperatura na região. Com o avanço dos modelos numéricos de circulação geral, tanto na parte computacional, como na representatividade da atmosfera, essa ferramenta tornou-se importante nos estudos que envolvem a dinâmica e processos físicos dos eventos.

As principais características na evolução da onda associada à incursão de ar frio sobre a América do Sul é um cavado de altos níveis localizado nas latitudes médias visto desde o Oceano Pacífico, o qual amplifica ao penetrar no continente (GARREAUD, 2000; PEZZA; AMBRIZZI, 2005).

O estudo da energética dos distúrbios transientes ajuda-nos a entender melhor os mecanismos de formação, manutenção e dissipação dos distúrbios. Sabe-se que nas latitudes médias, a instabilidade baroclínica é o principal mecanismo que instabiliza a atmosfera, porém é observada em locais de baixa baroclinia a formação e intensificação de sistemas meteorológicos. Outra teoria que tenta explicar o crescimento dos distúrbios é o desenvolvimento corrente abaixo. Nela a onda cresce recebendo energia de um sistema pré-existente através dos fluxos ageostróficos.

1.1 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é fazer um estudo climatológico das incursões de ar frio que atuam na região sudeste da América do Sul. Serão determinados os principais padrões da circulação atmosférica associados a esses eventos e analisado os processos físicos que envolvem a evolução desses sistemas transientes.

1.1.1 Objetivos específicos

1. Identificar os casos de incursão de ar frio devido aos sistemas de alta frequência mais intensos e a partir de uma análise sinótica, agrupar os casos com características semelhantes.
2. Identificar os padrões de circulação atmosférica das anomalias de alta frequência associados com a evolução das incursões de ar frio.
3. Calcular os termos da equação da tendência da energia cinética aplicada aos eventos de incursões de ar frio usando a equação escrita por Orlandi e Katzfey (1991), que tem como característica principal o termo Desenvolvimento Corrente Abaixo.
4. Calcular a energética das anomalias de alta frequência da altura geopotencial associadas às incursões de ar frio usando o Ciclo de Lorenz e o termo Desenvolvimento Corrente Abaixo.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os eventos de incursões de ar frio intenso causam grandes prejuízos na agricultura, com impacto na economia regional e nacional. Muitos desses eventos estão associados à ocorrência de geada, fenômeno muito estudado devido a seus impactos negativos. Estudos atuais sobre variabilidade do clima revelam mudanças da atmosfera terrestre em algumas regiões do globo e evidenciam que os eventos extremos, tais como, dias mais quentes e mais frios, chuvas mais intensas e localizadas, estão cada vez mais frequentes devido a esta mudança (relatório do IPCC de 2007). A grande maioria dos estudos usa dados de modelo que apresentam as condições da atmosfera presente e futura. Contudo, este recurso pode não mostrar a real condição da atmosfera. Uma saída para determinar a ocorrência desses eventos extremos é analisar os dados de estação meteorológica.

Na América do Sul, Rusticucci e Kousky (2002) fizeram um estudo comparativo entre os dados de superfície da temperatura mínima e máxima diária da Argentina e com as reanálise do NCEP/NCAR. Este estudo mostrou uma dificuldade de se obter bons resultados das reanálise nas estações de elevada altitude. No inverno, as reanálise superestimam a intensidade dos eventos mais frios na região central da Argentina e durante todo o ano subestima a intensidade dos eventos mais quentes no norte e sul da Argentina. Sendo assim, os dados de reanálise são bons para determinar os eventos em latitudes médias, porém, não são bons para determinar a amplitude e frequência dos eventos na região subtropical e em regiões montanhosas.

Os sistemas transientes de escala sinótica que causam ondas de frio na América do Sul ocorrem durante todo o ano nas latitudes médias, podendo chegar às latitudes subtropicais principalmente no inverno (VERA et al., 2002). Os mecanismos associados a esses sistemas possuem interações complexas em diferentes escalas de tempo e espaço, como por exemplo, interação onda-onda (MARENGO et al., 2002) e interação trópicos-extratropicos (MÜLLER et al., 2005). Desta maneira, estudos relacionados a circulação da atmosfera, ao balanço de radiação, a umidade do solo e a interação da topografia são feitos

para se entender melhor as causas dos eventos intensos (GAN; RAO, 1994; VERA et al., 2002).

Os primeiros trabalhos sobre geadas que ocorreram no Brasil focavam estudos de casos individuais, especialmente os que causaram grandes impactos no sudeste do Brasil (FORTUNE; KOUSKY, 1983; MARENGO et al., 1997) e eram limitados a análise das mudanças da circulação na superfície continental, devido à carência de dados nos oceanos adjacentes. Trabalhos mais recentes mostram com maior detalhe as ondas de frio, isso por que a disponibilidade de dados de ar superior, dados globais e imagens de satélite são maiores (KRISHNAMURTI et al., 1999; GARREAUD, 2000; LUPO et al., 2001; VERA et al., 2002; PEZZA; AMBRIZZI, 2005; MÜLLER et al., 2005).

Estudos utilizando funções ortogonais empíricas mostraram que as ondas de frio na América do Sul têm uma notável implicação na climatologia da circulação geral e na temperatura do ar em baixos níveis, sendo o segundo modo no campo de pressão (COMPAGNUCCI; SALLES, 1997). No lado leste dos Andes, na América do Sul Subtropical, as ondas de frio são o padrão principal da variabilidade da circulação de escala sinótica em baixos níveis durante todo ano (GARREAUD, 2000).

Também foi visto que as incursões de ar frio são acompanhadas por importantes mudanças na circulação atmosférica desde a escala sinótica até a planetária, tanto na alta, como na baixa troposfera. Essas mudanças estão associadas a um padrão de onda de grande escala bem definido, que pode ser monitorado desde o Oceano Pacífico. Pezza e Ambrizzi (2005) sugeriram uma conexão polar que liga o sudeste da Austrália com o sudoeste da América do Sul, observada com nove dias de antecedência do evento. A principal característica sobre o continente é uma onda amplificada de latitudes médias (Figura 2.1), com o cavado a sotavento da Cordilheira dos Andes, que se estende até os trópicos (GARREAUD, 2000; MARENGO et al., 2002). A amplificação da onda é proporcional a intensificação da onda de frio (MÜLLER; BERRI, 2007).

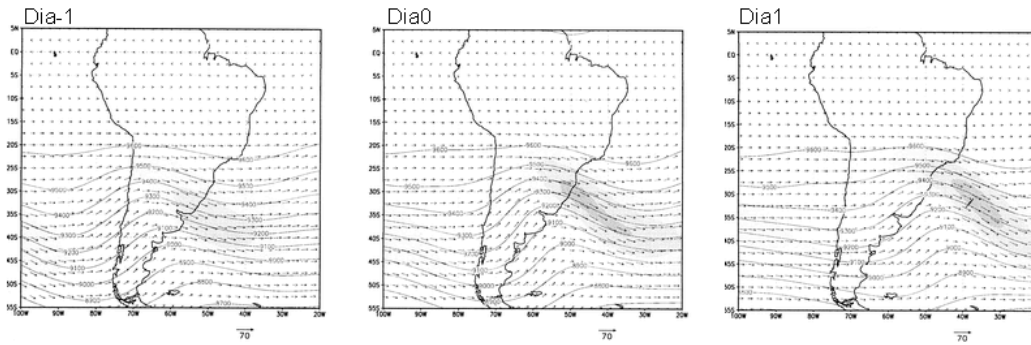


Figura 2.1 - Mapas compostos do vetor vento e altura geopotencial em 300hPa. Fonte: Adaptada de Garreaud (2000).

Um estudo climatológico feito por Lupo et al. (2001) classificou as ondas de frio em três tipos, de acordo com as características da circulação do ar superior e de superfície, juntamente com a forçante topográfica (Figura 2.2). O primeiro tipo está associado a uma onda transiente associada a um fraco anticiclone de superfície a leste dos Andes, e ausência de anticiclogêneses em altos níveis no sul da América do Sul. No segundo tipo, a onda associada à incursão de ar frio é mais intensa e persistente. Nestes casos o que se observa é anticiclogêneses em altitude e um anticiclone intenso em superfície. Em ambos os tipos, as ondas de ar frio são canalizadas a leste dos Andes com propagação para o equador. O último tipo está relacionado com as ondas de frio que ocorrem a leste das montanhas da costa leste do Brasil.

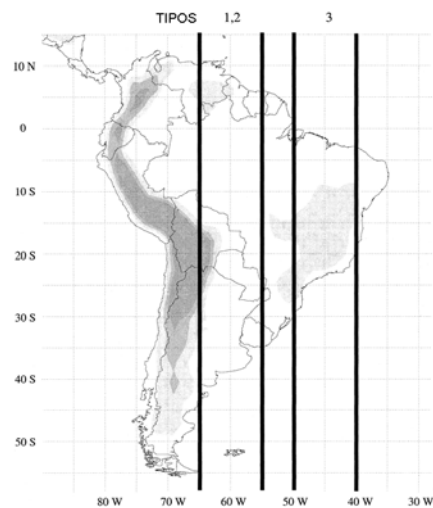


Figura 2.2 – Região de classificação dos Tipos de onda de frio. Fonte: Adaptada de Lupo et al. (2001).

As mudanças na circulação atmosférica durante o caminho percorrido pelas massas de ar frio sobre a América do Sul foi estudado por alguns autores. Garreaud (2000) propôs um modelo conceitual onde descreve a evolução das incursões de ar frio na América do Sul (Figura 2.3). Em superfície as principais mudanças é um anticiclone frio sobre o sudeste do Oceano Pacífico, que se desloca para o sul da Argentina, e a um ciclone profundo sobre o sudeste do Oceano Atlântico são as principais mudanças. O anticiclone ao cruzar os Andes tende a se deslocar para norte em direção ao centro de máxima advecção de ar fria (baixos níveis) e para a região de advecção de vorticidade anticiclônica (altos níveis). O jato subtropical, presente sobre o continente, ajuda na intensificação e na propagação para o norte da massa de ar frio. Esse processo ocorre devido à circulação termicamente direta na entrada do jato, que produz uma forçante adicional na parte central do anticiclone em superfície.

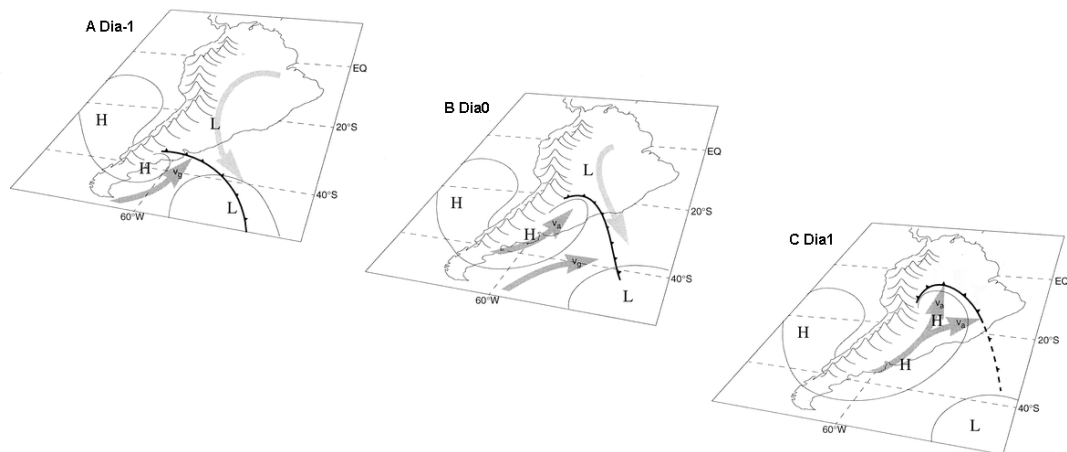


Figura 2.3 – Modelo conceitual das incursões de ar frio sobre a América do Sul. As setas mais escuras (claras) representam advecção de ar frio (quente), as linhas de contorno são as isóbaras e a frente fria em superfície é representada convencionalmente. A letra L é a região de baixa pressão, letra H a alta pressão e V_g vento geostrófico.
Fonte: Adaptada de Garreaud (2000).

A localização geográfica da cordilheira dos Andes e da região montanhosa a leste do Brasil tem uma importante contribuição para a ocorrência de incursões de ar frio nos trópicos e para a intensificação da massa de ar (LUPO et al., 2001; FORTUNE; KOUSKY, 1983; GAN; RAO, 1991). Devido ao

efeito de bloqueio das montanhas, que gera onda topográfica, os distúrbios transientes ao atravessar os Andes sofrem uma trajetória anticiclônica, principalmente ao sul de 38°S onde a Cordilheira dos Andes é mais baixa (GAN; RAO, 1994). Sobre o continente, o efeito das montanhas de represar o escoamento de leste no setor norte do distúrbio, associado a tendência de gerar vorticidade anticiclônica, resulta em uma anticiclogêneses sobre a Argentina Central (VERA; VIGLIAROLO, 2000). Outro papel importante da Cordilheira dos Andes está na ocorrência de ciclogêneses na região do sul do Brasil e o Uruguai. As montanhas andinas canalizam ar quente e úmido dos trópicos para latitudes médias tornando esta região instável baroclinicamente (GAN; RAO, 1991; MENDES et al., 2007).

Müller e Berri (2007) identificaram os padrões da circulação atmosférica característica para que ocorra geada generalizada de dois dias e mais de três dias com geada na região centro-leste da Argentina, chamada de Pampa Úmida. Neste trabalho mostrou-se que um trem de Onda de Rossby em altos níveis sobre o Oceano Pacífico é observado em todos os casos de geada, porém ele pode propagar de duas formas. No primeiro caso, um trem de onda inicialmente localizado no centro-leste do Oceano Pacífico propaga para latitudes médias do Hemisfério Sul e ao alcançar o continente sul-americano propaga para nordeste, influenciando o tempo em todo o cone sul da América do Sul. Esse padrão de onda explica as ondas de frio de apenas um dia de geada generalizada persistente (Figura 2.4a). No segundo caso, o trem de onda é duplo. Eles propagam sobre o Oceano Pacífico em latitudes subpolares e polares, fundindo em um só trem de onda ao se aproximar do continente. Essa configuração explica as ondas de frio mais persistente (Figura 2.4b).

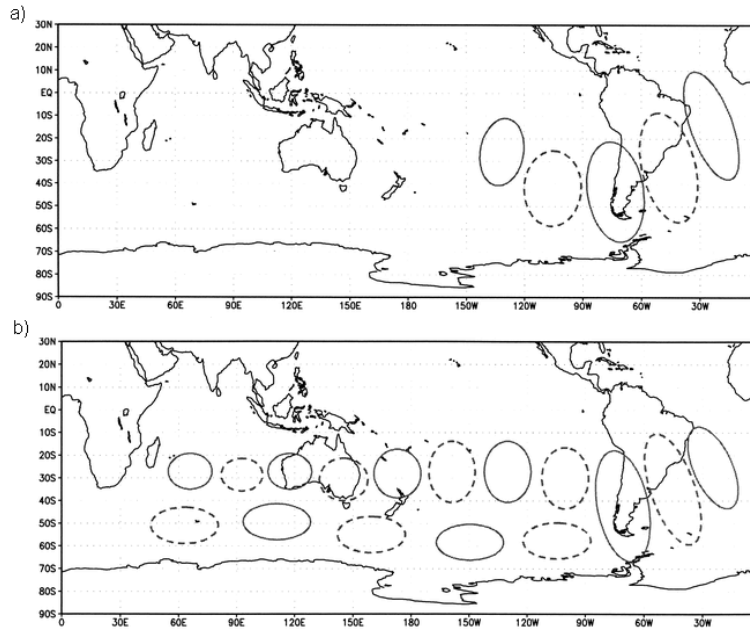


Figura 2.4 – Modelo conceitual do mecanismo que gera os eventos de geada generalizada menos persistentes (a) e mais persistentes (b).
 Fonte: Adaptada de Müller e Berri (2007).

Mesmo com todos estes estudos climatológicos das incursões de ar frio na América do Sul, os mecanismos de formação e intensificação que interagem para a ocorrência de uma incursão de ar frio severa ainda não são bem esclarecidos. Vários estudos tentam explicar esse fenômeno apontando os locais que ocorrem as forçantes atmosféricas que causam a intensificação dos sistemas. No estudo de Krishnamurti et al. (1999) foi mostrado que o cavado de grande amplitude de altos níveis em latitudes médias é acompanhado de uma amplificação corrente abaixo ao cruzar o Pacífico Sul em direção a América do Sul. A origem da intensificação da onda planetária quase-estacionária associada ao ar frio se deve a interação entre ondas de diferentes escalas espacial, a manutenção da amplificação corrente abaixo e interações barotrópicas não lineares. Embora, a contribuição baroclínica domina todo o ciclo de vida do sistema.

Outra análise para identificar os mecanismos físicos que envolvem os diferentes processos de intensificação dos eventos intensos de geada ou dos eventos onde ocorra uma extensa área de geada é a interação trópicos-extratrópicos. Esse mecanismo age modificando a estrutura do escoamento

médio nas altas latitudes modulando as características dos sistemas sinóticos e explica uma parte da variabilidade intrasazonal nas latitudes médias. A interação entre a convecção tropical e a circulação atmosférica global ocorre através da Onda de Rossby que propaga para os extratropicais. A propagação dessa onda depende da convecção tropical combinada a um estado básico específico gerando um ambiente adequado para a formação dos guias de Ondas de Rossby (AMBRIZZI et al., 1995). Dependendo da fase em que as ondas entram no continente sul-americano elas podem favorecer a circulação de baixos níveis a criar uma intensa advecção de ar frio (MÜLLER et al., 2008).

Marengo et al. (2002), analisaram a influência remota da liberação de calor latente no Pacífico Oeste para as ondas de frio na América do Sul e não encontraram nenhuma relação particular, embora em alguns casos foram encontrados indícios de que o desenvolvimento de uma Onda de Rossby foi devido a uma forçante térmica localizada no Pacífico Oeste. Porém, Müller et al. (2008) estudaram esta mesma região do Oceano Pacífico Tropical comparando os anos onde ocorreram casos de geada generalizada máximo sobre a região do Pampa Úmido Argentino com anos de poucos casos de geada generalizada. Os resultados desse trabalho sugerem que a Onda de Rossby Estacionária pode ser o principal mecanismo que liga a convecção tropical anômala aos eventos de frio extremos. Também foi visto que, anos de maior atividade das Ondas de Rossby sobre a Argentina centro-leste, apresentam uma maior frequência de geadas generalizadas (MÜLLER et al., 2005) que estão associados a um trem de onda duplo com origem no Oceano Índico Tropical (MÜLLER; AMBRIZZI, 2007). Este trem de onda duplo propaga-se pelo jato subtropical e polar no Hemisfério Sul e suas fases se unem perto do continente.

Um mecanismo dinâmico importante para a intensificação dos sistemas que causam incursão de ar frio é a corrente de jato subtropical da América do Sul. Mudanças na sua intensidade e região de atuação estão associadas a redução da área de frio intenso ou até mesmo ausência de geada em alguns invernos no sudeste da América do Sul. Durante os invernos de frio acima do normal, o

jato subtropical estende mais para leste chegando a uma maior área sobre o continente e com valor de máxima velocidade do vento maior que nos invernos onde se observa geada generalizada acima do normal no sudeste da América do Sul. Nesse segundo grupo, a característica principal do jato é a presença de vento anômalo limitado em extensão e centrado sobre os Andes (MÜLLER et al., 2005). Essa diferença entre os grupos pode está ligado aos mecanismos de intensificação do jato subtropical.

Os dois possíveis mecanismos de intensificação do jato subtropical (ANTICO, 2003, citado por MÜLLER et al, 2008) são: uma anomalia no transporte meridional de momentum zonal, através da Célula de Hadley, e a intensificação da Onda de Rossby, alterando o escoamento de altos níveis acelerando o jato. Desta maneira, invernos mais frios ocorrem devido à intensificação da Célula de Hadley causado pela anomalia positiva da temperatura da superfície do mar sobre o Oceano Pacífico Equatorial. Esse aquecimento provoca convecção intensa na região tropical e conseqüentemente a Célula de Hadley fortalece. Quando a temperatura da superfície do mar esfria, a convecção diminui e a Célula de Hadley enfraquece (o que provavelmente ocorre nos invernos de generalizada acima do normal). Outro mecanismo físico para que o jato intensifique é o aumento da atividade da Onda de Rossby. A presença de uma onda estacionária sobre a América do Sul perturba a circulação atmosférica intensificando o jato através do aumento do gradiente de pressão (MÜLLER et al., 2005).

Estudar o balanço de energia tem demonstrando ser bastante útil na avaliação da origem e desenvolvimento dos sistemas meteorológico. Separar os processos que impactam o desenvolvimento do sistema, possibilita determinar como e em que estágio cada processo afeta o sistema. Na teoria da instabilidade baroclínica, a energia cinética aumenta através da conversão de energia potencial disponível do estado básico para a energia potencial do distúrbio, e desta para a energia cinética do distúrbio. Lau e Lau (1984) estudaram a energética das incursões de ar frio no leste da Ásia, usando a teoria da instabilidade baroclínica e observaram que o ciclo de vida dos sistemas transientes de alta frequência (até cinco dias) é típico das

tempestades extratropicais com crescimento baroclínico, que coincide com a invasão de ar polar, e uma fase de decaimento nos quais os processos barotrópicos representam um papel ativo. Quando separadas as ondas em alta e em baixa frequência, para analisar a circulação característica das incursões de ar frio notaram formas distintas de perturbação. As flutuações de alta frequência propagam zonalmente enquanto que as flutuações de baixa frequência propagam-se meridionalmente e se entendem mais nesta direção. Gan e Rao (1999) estudaram a mesma energética para as ciclogêneses que ocorre sobre a América do Sul. Este estudo mostrou que tais sistemas crescem por conversão baroclínica, podendo também crescer em alguns casos sobre o Oceano Pacífico por instabilidade barotrópica, e ao atingir a maturidade começam a decair barotropicamente.

Estudos usando modelagem e experimentos numéricos mostraram que os distúrbios podem desenvolver corrente abaixo (DCA) das ondas baroclínicas em vários estágios da onda (SIMMONS; HOSKINS, 1979; ORLANSKI; CHANG, 1993). O mecanismo associado ao DCA é a dispersão de energia da onda. Orlanski e Katzfey (1991) ligaram o termo fluxo do geopotencial ao desenvolvimento corrente abaixo e concluíram que este termo deve ser observado com maior cuidado, sendo ele um termo fonte de energia cinética mesmo nos casos de Ondas de Rossby Barotrópica. A teoria "desenvolvimento corrente abaixo" baseia-se na idéia de que um sistema pode crescer recebendo energia de um sistema pré-existente localizado corrente acima, e essa transferência, ocorre através dos fluxos ageostrófico. Chang (2000) estudou pacotes de onda na troposfera superior e observou que a maioria do desenvolvimento subsequente das ondas foi dominado pela convergência e divergência dos fluxos ageostrófico em vez dos fluxos de energia devido às instabilidades baroclínica e barotrópica.

A teoria do "desenvolvimento corrente abaixo baroclínico" associa os dois mecanismos (instabilidade baroclínica e o DCA) para se ter uma visão global da energética local, sendo proposta primeiramente por Orlanski e Sheldon (1995). Tal teoria divide a energética do sistema em três estágios (Figura 2.5). No estágio 1, um distúrbio pré-existente corrente acima de um cavado

incipiente, perde energia via fluxos ageostrófico do geopotencial através da crista, de forma a gerar um novo centro de energia. No estágio 2, este novo centro de energia cresce vigorosamente, primeiro devido à convergência destes fluxos e após por conversão baroclínica. Quando o centro amadurece, ele começa a exportar energia através dos fluxos geopotencial para o lado leste do cavado, iniciando mais um centro de energia. No estágio 3, este novo centro de energia continua crescendo, enquanto que o lado oeste do cavado decai devido a diminuição no fornecimento de energia através dos fluxos do sistema corrente acima mais antigos e como consequência da sua própria exportação de energia corrente abaixo. Tal como o centro de energia leste atinge a intensidade máxima, exporta mais energia corrente abaixo, começando a seqüência novamente.

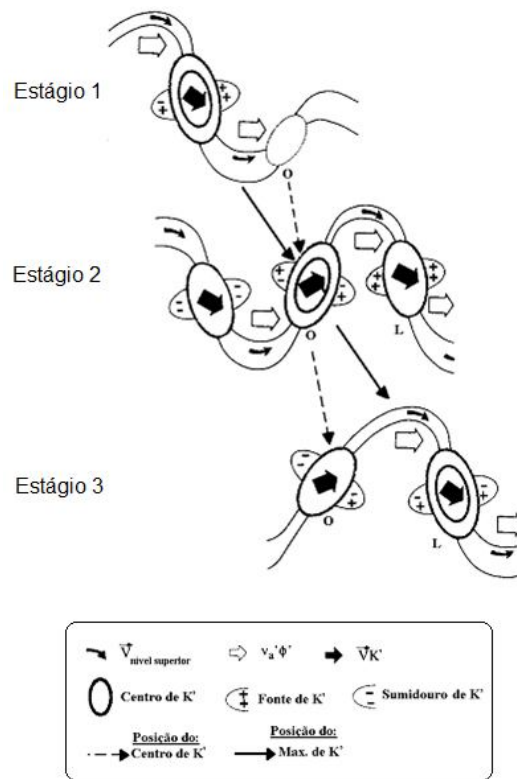


Figura 2.5 – Modelo conceitual da evolução do desenvolvimento corrente abaixo baroclínico para o Hemisfério Sul. As linhas contínuas representam contornos da altura geopotencial em altos níveis e as elipses a energia cinética do distúrbio máxima. As letras O e L indicam, respectivamente, as regiões oeste e leste do cavado.

Fonte: Adaptada de Orlanski e Sheldon (1995).

3 CLIMATOLOGIA DAS INCURSÕES DE AR FRIO

3.1 Introdução

Ondas de frio causam grandes transtornos em toda a sociedade, portanto prever a ocorrência e a intensidade da queda acentuada de temperatura pode ajudar a diminuir os prejuízos. Estudos atuais sobre variabilidade do clima revelam mudanças da atmosfera terrestre em algumas regiões do globo e evidenciam que os eventos extremos, tais como, chuvas mais intensas e localizadas, dias mais quentes e mais frios, estão cada vez mais frequentes devido a esta mudança (o relatório do IPCC de 2007).

Nos estados do Rio Grande do Sul e Paraná foi feito um estudo de tendência da temperatura mínima de inverno (Apêndice A) e verificou-se que existe uma variabilidade decenal. Entretanto, quando calculada a tendência dos últimos 40 anos não se observa tendência. Também foi calculada a correlação dos dados da reanálise do NCEP/NCAR com os dados de estação de superfície e obteve uma correlação média de 0,75 durante o inverno. Considerando assim, a reanálise um conjunto de dados com boa confiabilidade para a seleção dos casos desse trabalho. Este estudo foi realizado para evitar um critério mais rigoroso (suave) na seleção dos casos se houvesse uma tendência positiva (negativa) nas séries de temperatura.

Os casos de incursão de ar frio selecionador nesse trabalho são aqueles onde os transientes de alta frequência mais intensos foram os causadores da queda de temperatura. Desses eventos extremos foi feito um estudo sinótico onde se agrupou os eventos com características semelhantes.

Para o estudo dos padrões atmosférico e das anomalias de alta frequência dos sistemas que causam as incursões de ar frio intensos, foram feitos campos compostos das principais variáveis meteorológicas. Essa é uma técnica simples e útil de analisar um agrupamento de casos extremos quando estes apresentam configurações parecidas. Ela consiste em classificar os eventos em categorias e calcular a média dos campos.

3.2 Dados Utilizados

Os dados utilizados fazem parte do conjunto das reanálise do National Centers of Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR). O período para a seleção dos casos foram os meses mais frios do ano no Hemisfério Sul: de maio a setembro de 1981 a 2005 (25 anos). Estes dados têm resolução temporal de 6 horas (00, 06, 12, 18hs) e resolução espacial de 2,5° x 2,5° de latitude e longitude (KALNAY et al., 1996). As variáveis meteorológicas usadas foram: temperatura do ar, umidade específica, vento zonal, vento meridional e altura geopotencial nos níveis padrões de pressão de 1000hPa a 100hPa.

3.3 Seleção dos Casos

Neste estudo foram analisadas as incursões de ar frio no sul do Brasil associados aos transientes de alta frequência mais intensos. Segundo o estudo de Cavalcanti e Kousky (2003) as ondas de ar frio que passam sobre o sul do Brasil podem ter uma frequência semanal ou bisemanal. Sendo assim, a seleção dos casos foi feita usando os dados de temperatura do ar filtrada na alta frequência (anomalia de sete dias). Usando esses dados, é extraída a baixa frequência da série, retirando a influência dos sistemas meteorológicos que apresentam uma variabilidade menor que sete dias.

O filtro de Lanczos (DUCHON, 1979) foi usado para selecionar os fenômenos de escala de tempo de até sete dias (chamado neste estudo de alta frequência). As principais vantagens no uso desse filtro são a retirada das oscilações de Gibbs, que provocam resíduos indesejados na série temporal, e a simplicidade do método. A Figura 3.1 mostra a função resposta do filtro utilizando 101 pesos.

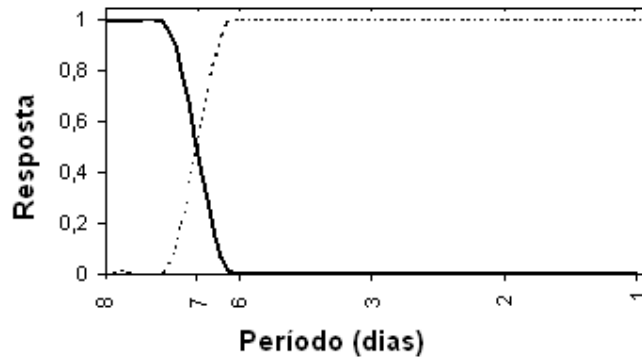


Figura 3.1– Função resposta do filtro de alta-freqüência (linha tracejada) e de baixa-freqüência (linha sólida) usada neste estudo.

Para selecionar os casos foi feita uma média na área entre 30°S – 22,5°S e 62,5°W - 50°W da temperatura do ar filtrada na alta freqüência ($\overline{T'}$), às 12UTC. Esta área corresponde à região sul do Brasil e uma parte da região norte da Argentina e o Paraguai (Figura 3.2).

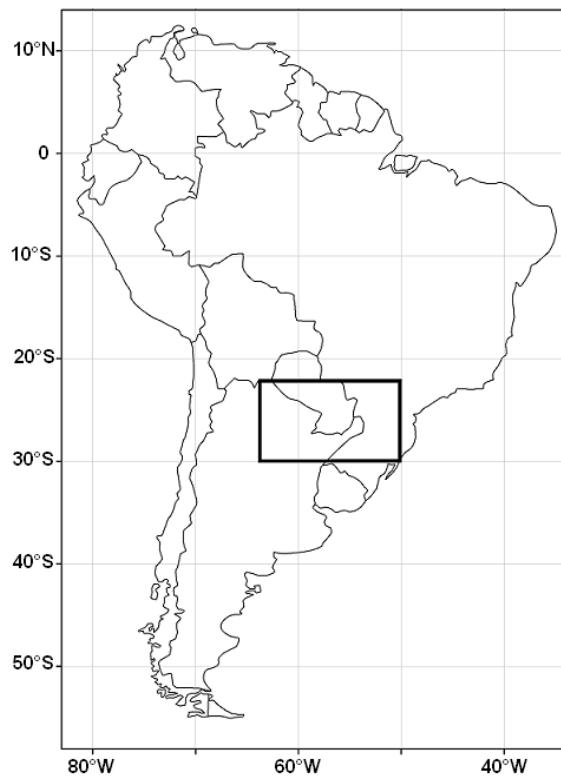


Figura 3.2 – Mapa da América do Sul e oceanos adjacentes. A área retangular é a região de estudo das incursões de ar frio.

Os casos selecionados foram aqueles dias onde a \bar{T}' foi inferior a \bar{T}' média climatológica de 25 anos menos duas vezes o desvio padrão ($\bar{T}' < \bar{T}'_{25} - 2\sigma$). Também foi considerada uma diferença de sete dias entre os casos. Essa diferença de sete dias foi considerada para evitar a influência da ocorrência de outro evento.

Desta análise foram encontrados 132 casos e divididos em dois tipos, de acordo com sua evolução sobre a América do Sul. Essa classificação foi necessária, pois o padrão atmosférico da pressão reduzida a nível médio do mar da América do Sul e oceanos adjacentes desde quatro dias antes da queda de temperatura mostrou algumas características diferentes. Os casos Tipo A estão associados aos eventos de frente fria vinda desde o sul da América do Sul (81 casos) e os casos Tipo B são aqueles onde se observa a formação de um ciclone extratropical em aproximadamente 25°S dias antes da incursão de ar frio (51 casos).

Para ter certeza de que os eventos selecionados são casos de incursões de ar frio, uma análise da queda da temperatura mínima foi feita. Verificou-se que em todos os casos houve queda superior a 4°C durante as 24 horas ou 48 horas que antecedem o Dia0 (dia em que a \bar{T}' é mínima) e que os casos mais frios não estão associados apenas um dos tipos de incursão de ar frio.

3.4 Resultados

3.4.1 Casos Tipo A

3.4.1.1 Descrição Sinótica

Em baixos níveis, as principais mudanças da atmosfera dias antes da incursão de ar frio é o deslocamento para leste do anticiclone subtropical semi-permanente do Pacífico Sul e a amplificação de um cavado de latitudes médias próximo à costa oeste da América do Sul que no Dia-3 está atravessando os Andes (Figura 3.3a). Simultaneamente, sobre o continente (em aproximadamente 60°W) um escoamento de norte transporta ar quente e úmido da região tropical para a subtropical, contribuindo para a redução da

pressão atmosférica sobre o norte da Argentina e aumento do gradiente de temperatura, favorecendo a frontogêneses sobre a Argentina (Figura 3.3b).

No Dia-2, o cavado amplifica e desloca para nordeste (Figura 3.3c). As áreas com advecção de ar frio e quente intensificam e expandem para leste, chegando ar frio na fronteira do Uruguai neste dia (Figura 3.3d).

No Dia-1, um ciclone forma-se sobre o Paraguai e a frente fria desloca-se para nordeste (Figura 3.3e). Ventos de sul sobre o continente advectam ar frio desde latitudes mais ao sul até 20°S, com valores máximos de advecção de ar frio próximo a fronteira da Argentina, Uruguai e Brasil e na costa do Uruguai. Ao mesmo tempo em que o setor norte da Região Sul do Brasil é influenciado por uma forte advecção quente antes da incursão de ar frio (Figura 3.3f).

No dia da incursão de ar frio (Dia0), nota-se sobre a América do Sul a formação de um anticiclone sobre o noroeste da Argentina e Uruguai, uma frente fria sobre a Região Sudeste do Brasil, em torno de 20°S, e advecção fria com orientação noroeste-sudeste, a qual se estende desde a Bolívia até o oceano Atlântico Sul, com máxima advecção sobre a costa sul do Brasil (Figura 3.3h).

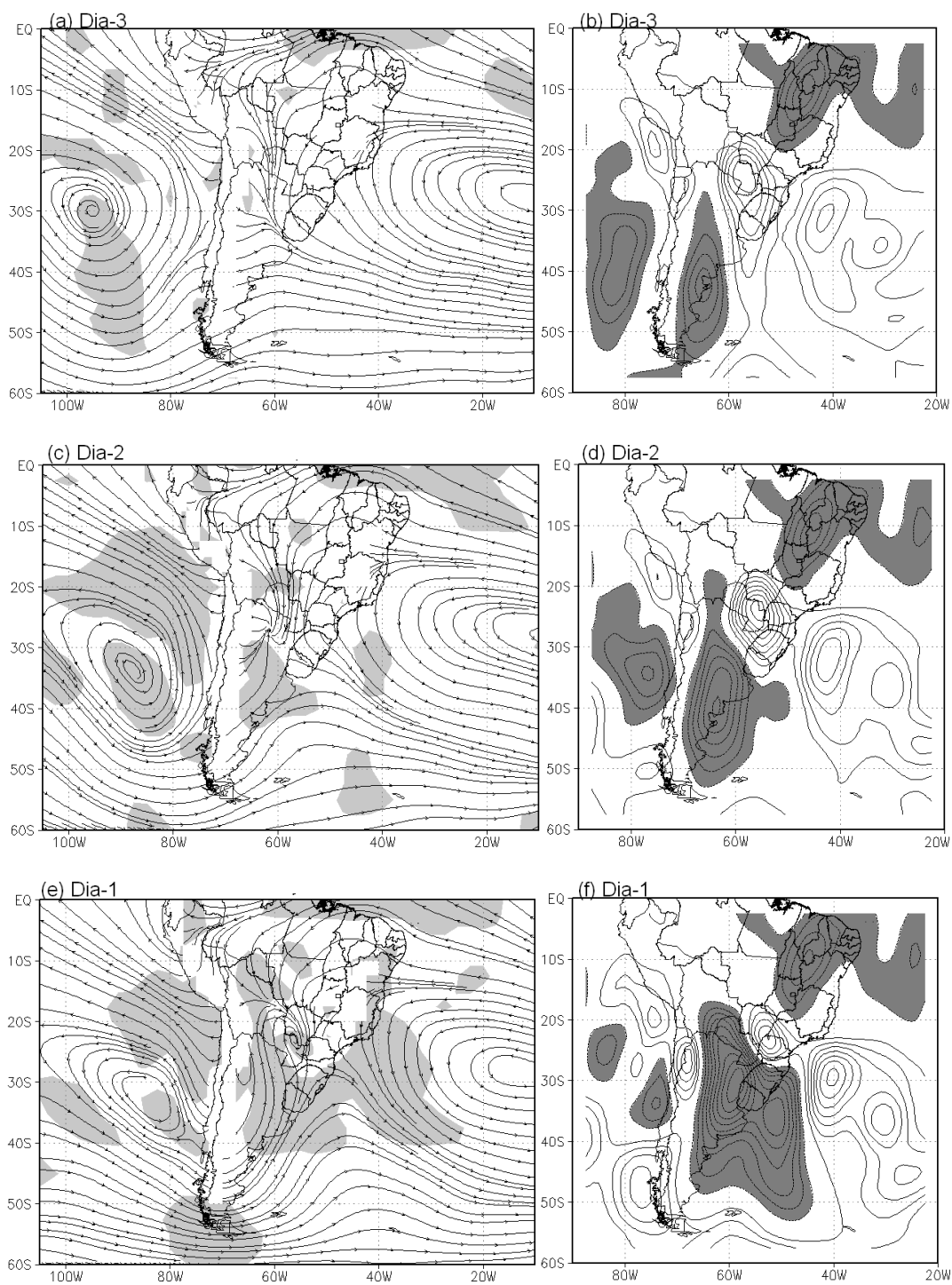


Figura 3.3 – (a)-(c)-(e)-(g) Campos compostos do vento em 925hPa (mapas da esquerda) a área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t) e (b)-(d)-(f)-(g) Campos compostos da advecção de temperatura em 925hPa (mapas da direita) a área pintada indica os valores negativos, para os casos Tipo A. (continua)

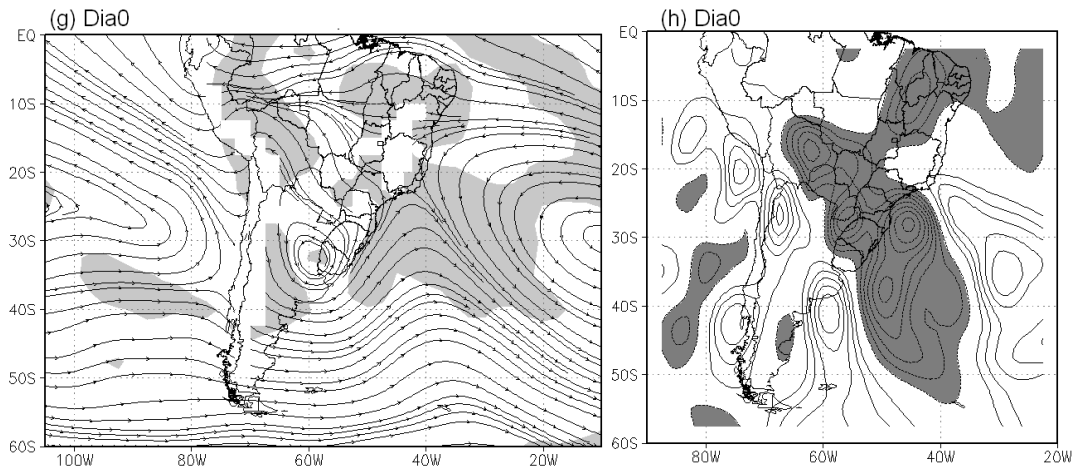


Figura 3.3 – Conclusão.

Em altos níveis (300hPa) um cavado de pequena amplitude encontra-se próximo a costa oeste da América do Sul e uma crista de grande amplitude (corrente acima) sobre o oceano Pacífico oeste no Dia-3 (Figura 3.4a). O sistema crista-cavado intensifica ao propagar para nordeste e no Dia-1 (Figura 3.4c), o eixo do cavado está localizado sobre a Argentina próximo a fronteira com o Uruguai, com uma orientação noroeste-sudeste. Esta orientação é semelhante à observada em outros estudos como os de Fortune e Kousky (1983) e Krishnamurti et al. (1999), que estudaram as incursões de ar frio nesta região para o nível de 500hPa. No Dia0 (Figura 3.4d), o cavado está sobre o sul do Brasil.

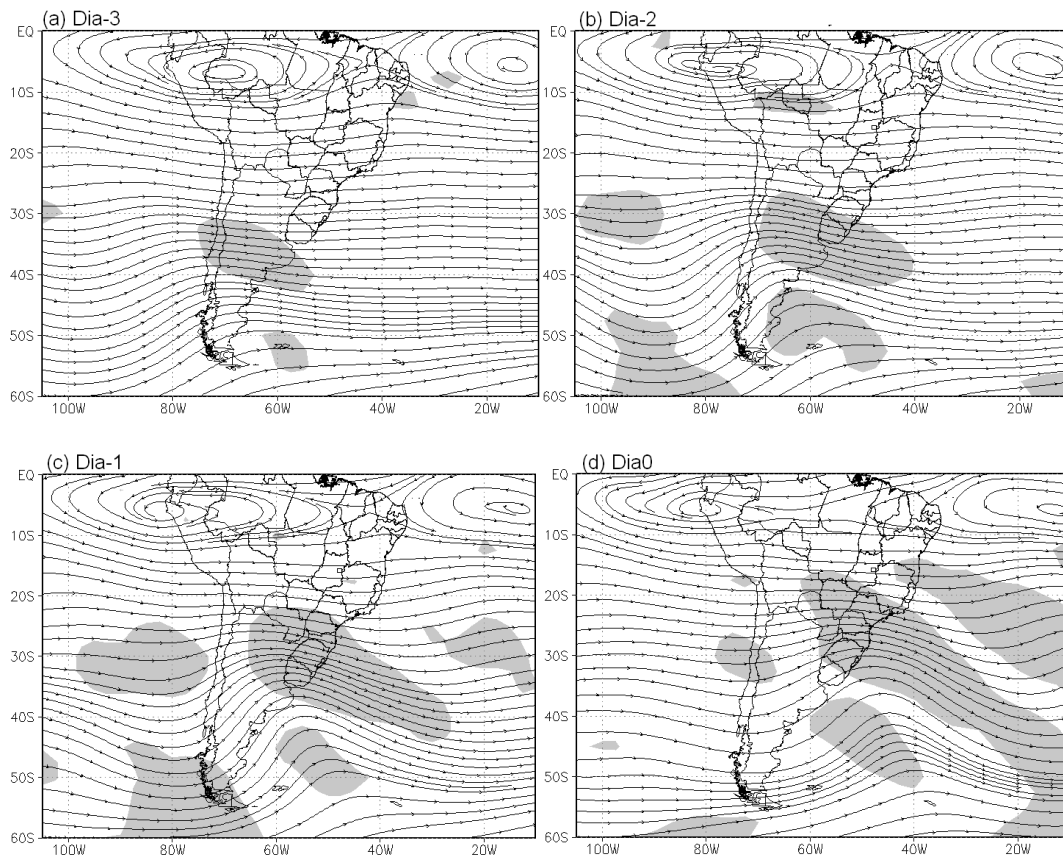


Figura 3.4 – Campos compostos do vento em 300hPa para os casos Tipo A. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t).

A Figura 3.5 mostra a variação temporal da umidade específica média na área (mesma área da seleção dos casos). É observado em toda a atmosfera um aumento gradual da umidade até o Dia-2, após este dia ocorre uma súbita diminuição até o Dia0. A camada entre 700hPa e 850hPa foi a que apresentou a maior variação de umidade, com uma redução maior que 50%, principalmente entre os Dia-1.5 e Dia0.

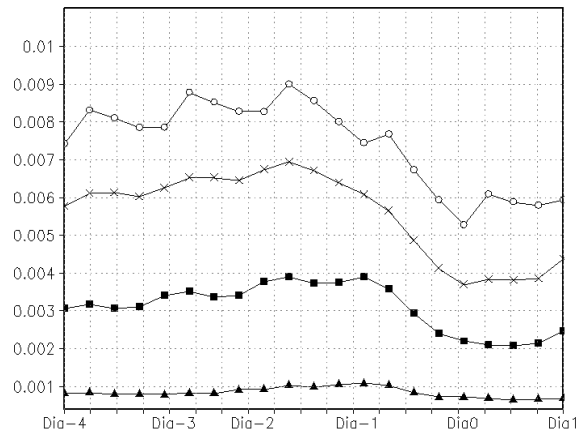


Figura 3.5 – Campos compostos da umidade específica (kg/kg) média na área onde foram selecionados os casos para os casos Tipo A. O nível de 925hPa está representado pelo marcador círculo branco, o nível de 850hPa pelo marcador X, o nível de 700hPa pelo marcador quadrado preto e o nível de 300hPa pelo marcador triangular.

3.4.1.2 Análise dos compostos de alta frequência

A evolução da onda associada às incursões de ar frio dos casos Tipo A é mostrada na Figura 3.6, através dos campos da altura geopotencial filtrada na alta frequência (hgt') em 300hPa. Esses campos mostram anomalias positivas e negativas, que corresponde a cristas e cavados, respectivamente. No Dia-5, formam-se os primeiros centros anômalos, uma anomalia positiva localizada sobre a costa leste da América do Sul em aproximadamente 40°S e uma anomalia negativa (AN1) sobre o Oceano Pacífico em aproximadamente 55°S e 110°W (Figura 3.6a). A AN1 está associada ao cavado da frente fria, sendo ela a anomalia mais intensa durante toda a evolução da onda. No dia seguinte (Figura 3.6b), os centros se deslocam para nordeste, ao mesmo tempo em que outros centros se desenvolvem corrente acima, formando um padrão de onda tipo 2 localizado desde o Oceano Pacífico Sul até o sul da América do Sul. Neste dia forma-se a anomalia positiva associada à crista que causa a incursão de ar frio sobre o Oceano Pacífico em 45°S e 120°W. A intensificação da AN1 (Dia-3, Figura 3.6c) e da anomalia positiva corrente acima (Dia-2, Figura 3.6d) ocorre quando estas se aproximam do continente e no Dia0 (Figura 3.6f) o sul da América do Sul está sobre influência destas duas anomalias.

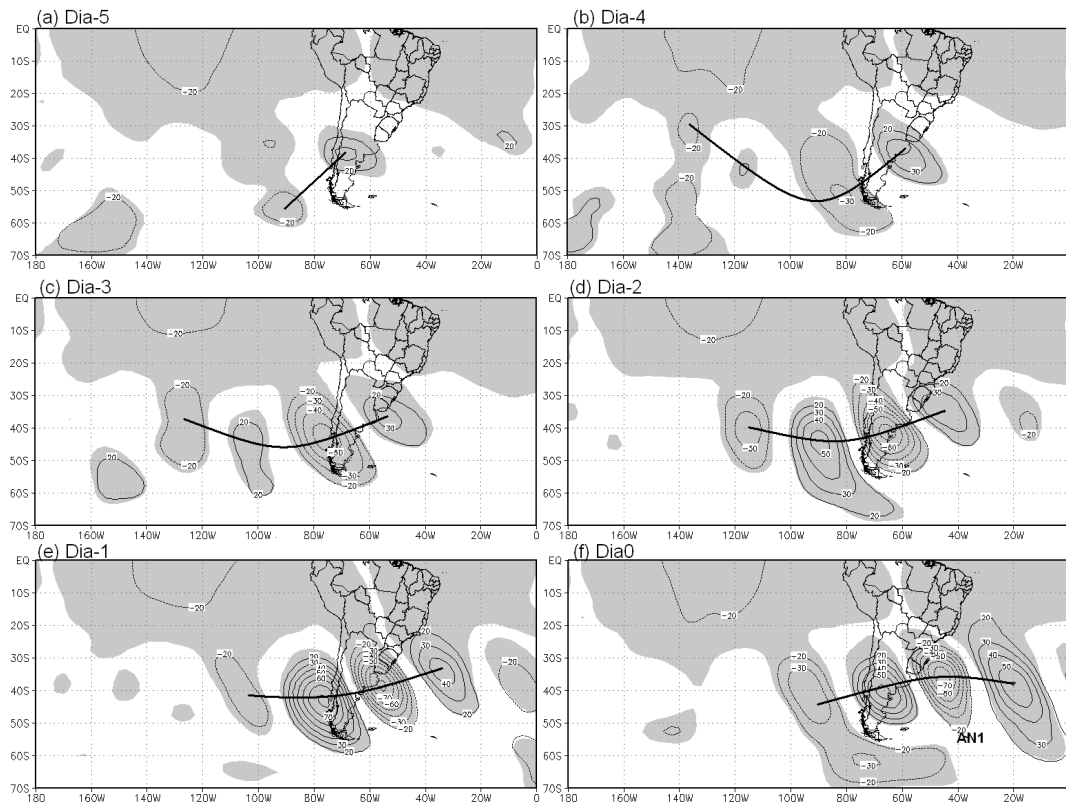


Figura 3.6 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo A para os níveis de 300hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). A linha contínua mais grossa representa o centro aproximado das anomalias.

Em 925hPa as anomalias da hgt' são menos intensos que no nível de 300hPa. A anomalia positiva corrente acima da AN1 foi o primeiro centro anômalo a propagar até baixos níveis no Dia-3 (Figura 3.7a). A AN1 se desenvolveu no Dia-2 (Figura 3.7b) sobre o continente em aproximadamente 30°S e a anomalia positiva corrente abaixo no Dia0 sobre o Oceano Atlântico (Figura 3.7d). Os centros anômalos se deslocam para nordeste e apresentam maior intensidade no Dia-1 (Figura 3.7c), com o centro da AN1 próxima a costa sul do Brasil e o centro da anomalia positiva corrente acima sobre os Andes em aproximadamente 45°S.

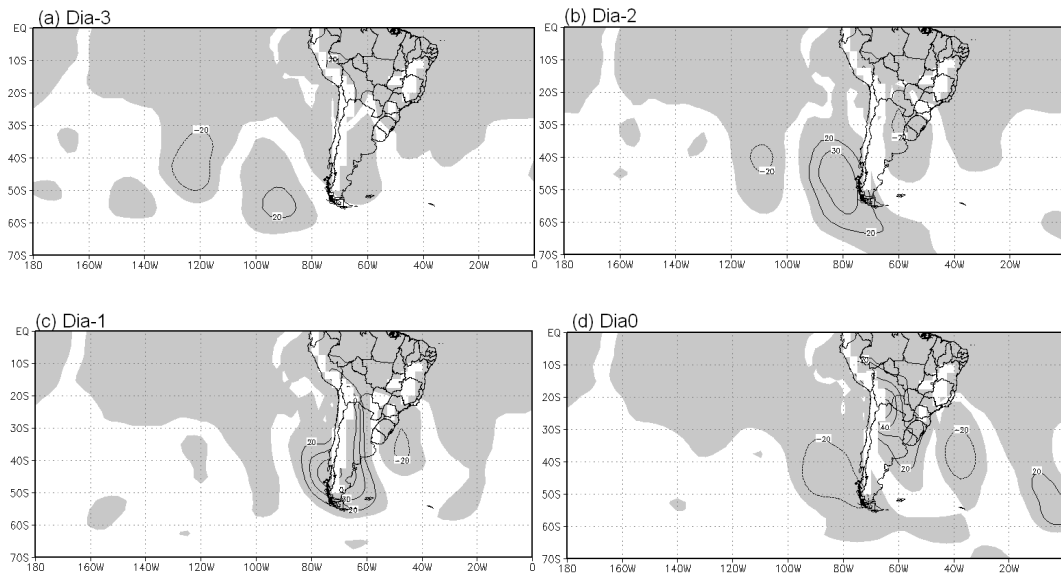


Figura 3.7 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo A para os níveis de 925hPa. A área pintada indica significância estatística maior que 95% (baseado no teste-t).

No Dia0 em baixos níveis, a região estudada está sob influência da anomalia positiva corrente acima da AN1 (que é a responsável pela queda de temperatura na região), e a AN1 encontra-se sobre o Oceano Atlântico (Figura 3.7d). Em altos níveis (Figura 3.6f), a AN1 está sobre o Uruguai e sul do Brasil, e a anomalia positiva corrente acima sobre o sul do continente.

Comparando os dois níveis estudados, no Dia-2 o trem de ondas tem uma inclinação para sudoeste com a altura, indicando uma estrutura baroclínica (mais detalhes na seção 3.3.2.3). Essa inclinação diminui com o tempo e no Dia0 quase não existe, mostrando que o sistema está na fase madura, isto é, com uma estrutura barotrópica equivalente, conforme identificado por Randel e Stanford (1985) para os sistemas baroclínicos no Hemisfério do Sul.

3.4.1.3 Estrutura Vertical

Nesta seção será analisada a estrutura vertical das anomalias da hgt' associadas às incursões de ar frio e com isso, observar a baroclinicidade do sistema (em relação à inclinação com a altura) e a interação com a montanha. A Figura 3.8 não apresenta uma latitude constante, a latitude inicial é aproximadamente sobre a máxima anomalia mais a oeste e a final sobre a

máxima anomalia a leste da onda associada à incursão de ar frio vista na Figura 3.6.

A AN1 forma-se sobre o Oceano Pacífico no Dia-5 (Figura 3.8a) na camada entre os níveis de 250hPa e 400hPa. Quando se aproxima dos Andes (Dia-3), a anomalia apresenta uma forte intensificação e propaga para níveis mais baixos, até aproximadamente 800hPa, com uma inclinação para oeste com a altura menor que 5° longitude (Figura 3.8c). Ao cruzar os Andes (Dia-2) é observada uma intensificação e uma maior inclinação para oeste com a altura de aproximadamente 8° de longitude (Figura 3.8d). Essa inclinação para oeste pode ser uma indicação do efeito da instabilidade baroclínica. No Dia-1 (Figura 3.8e), após a passagem do sistema pelos Andes, a AN1 propaga para baixos níveis atingindo a superfície e no Dia0 (Figura 3.8f), está sobre o Oceano Atlântico (entres as longitudes 40°W e 30°W).

Situação semelhante é vista com a anomalia positiva corrente abaixo da AN1, após a intensificação ocorre a propagação para níveis mais baixos ocorre com uma inclinação para oeste com a altura (Figura 3.8e). Porém, esta anomalia não propaga até a superfície.

Já a anomalia positiva associada à queda de temperatura (anomalia corrente acima da AN1) a inclinação para oeste com a altura ocorre em toda a coluna da atmosfera, sua intensificação foi entre o Dia-3 (Figura 3.8c) e Dia-2 (Figura 3.8d), quando este sistema chega à superfície.

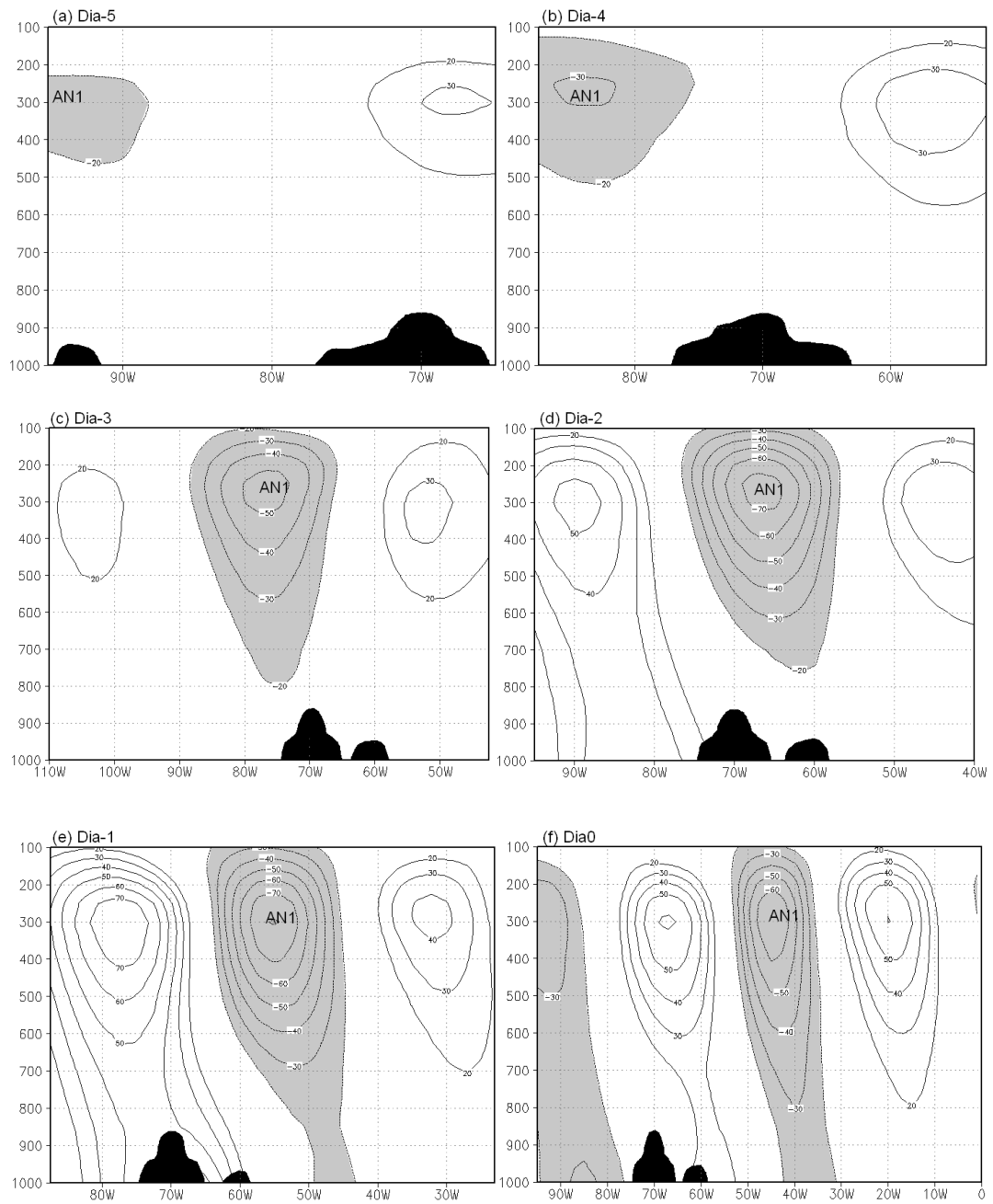


Figura 3.8 – Secção vertical (longitude versus pressão) ao longo da linha contínua mais grossa da Figura 3.6 do (a) Dia-5 ao (f) Dia0. A AN1 está indicada em cada dia e as áreas pintadas são os valores negativos de hg_t' (cinza) e a Cordilheira dos Andes (preto).

3.4.1.4 Trajetória das anomalias

As Figuras 3.9, 3.10 e 3.11 mostram a trajetória das anomalias no nível de 300hPa.

A formação da AN1 ocorre sobre Oceano Pacífico Sul em 55°S e 90°W no Dia-5 (Figura 3.9). Seu deslocamento sobre o oceano é para nordeste, com uma curvatura ciclônica até chegar à costa oeste da América do Sul (Dia-3). Após cruzar os Andes até o Dia-1, a curvatura da trajetória dessa anomalia torna-se anticiclônica. Gan e Rao (1994), também observaram trajetória com curvatura anticiclônica para os distúrbios transientes de alta frequência de baixos níveis sobre o Oceano Pacífico Sul, eles associaram essa curvatura ao efeito montanha. No Dia0, o centro da AN1 está sobre o Oceano Atlântico em 35°S e 45°W e começa a se deslocar para o sudeste. Analisando a circulação do ar em altos níveis, podemos associar a trajetória da AN1 ao cavado amplificado visto na Figura 3.4.

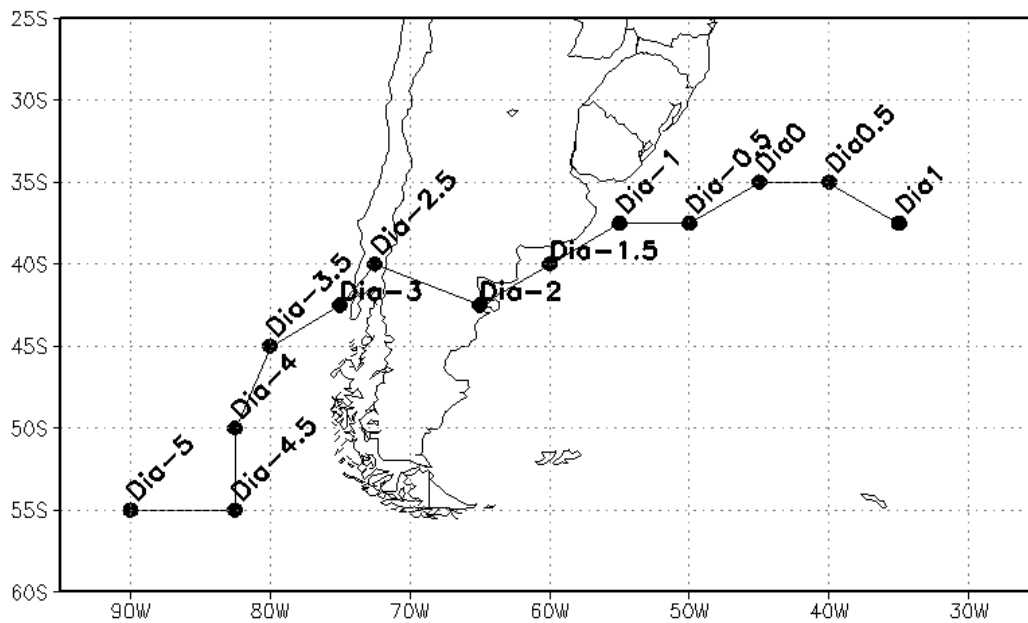


Figura 3.9 – Trajetória em 300hPa da AN1. O ponto indica a localização do mínimo de hgt'.

A anomalia positiva corrente acima da AN1 (Figura 3.10) forma-se no Dia-4 sobre o Oceano Pacífico Central em aproximadamente 42°S, um dia após a formação da AN1. Seu descolamento é aproximadamente zonal até a costa oeste da América do Sul (Dia-1) e sobre o continente sua trajetória foi para nordeste, com uma pequena variação para norte de aproximadamente 5° e no Dia0, está posicionada sobre a Argentina em 42°S. Este centro desloca mais rapidamente que a crista localizada nessa região. Sendo assim, até o Dia-2 a

anomalia está localizada corrente acima da crista e após este dia a anomalia está corrente abaixo.

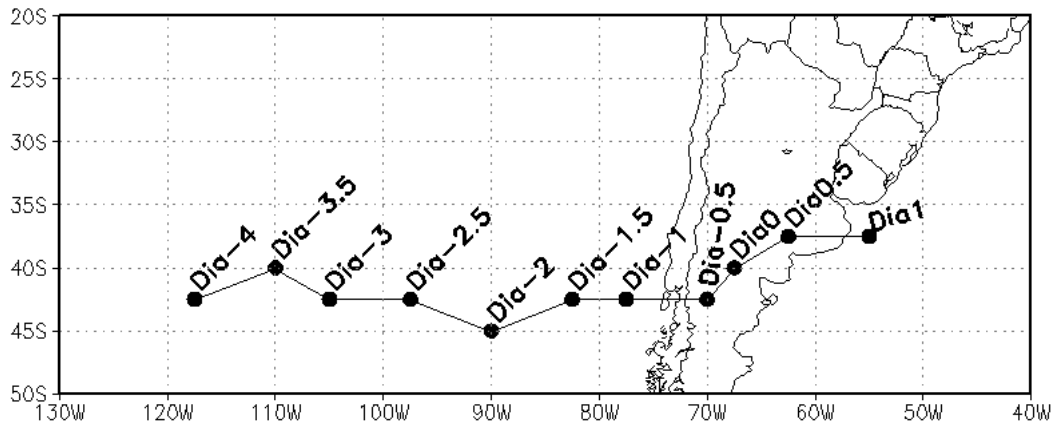


Figura 3.10 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente acima da AN1. O ponto indica a localização da máxima de hgt'.

A anomalia positiva corrente abaixo da AN1 (Figura 3.11) forma-se a sotavento dos Andes em 37°S, no mesmo dia da AN1 (Dia-5). A trajetória dessa anomalia sobre o continente e oceano próxima a costa leste é bem parecida com o deslocamento da AN1, desloca-se anticiclônicamente sobre o continente e costa leste da América do Sul e para sudeste sobre o Oceano Atlântico. Quando comparado com o campo de vento em 300hPa, esta anomalia segue a trajetória da crista corrente abaixo do cavado associado a AN1 (Figura 3.4).

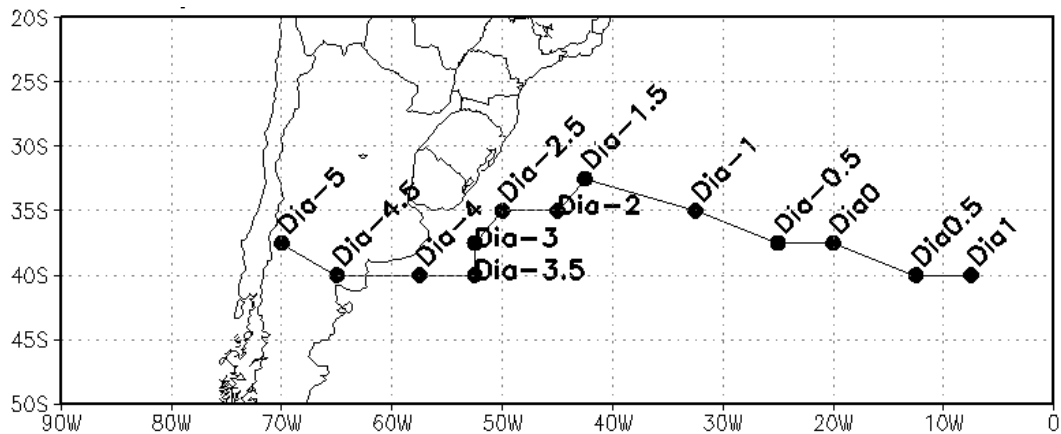


Figura 3.11 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente abaixo da AN1. O ponto indica a localização da máxima hgt'.

3.4.1.5 Intensificação

As Figuras 3.12, 3.13 e 3.14 mostram a secção cruzada altura versus tempo do eixo vertical de maior intensidade das anomalias de hgt'.

A AN1 (Figura 3.12) não apresenta mudanças na intensificação sobre o Oceano Pacífico (Dia-4.5 a Dia-3.5) apenas propaga para médios níveis. No Dia-3, quando esta anomalia começa a cruzar os Andes em altos níveis (Figura 3.9), é observada uma intensificação e a formação de um centro de máxima que começa no Dia-2 e se estende até o Dia0. A camada de máxima anomalia começa entre os níveis de 300hPa e 200hPa e propaga para baixos níveis chegando ao nível de 400hPa no Dia0. A AN1 propaga para níveis abaixo de 700hPa após o Dia-1, com intensidade bem inferior (menos da metade). A intensificação do sistema em altos níveis após a passagem dos Andes (Dia-2, Figura 3.9) mostra a interação da onda topográfica na intensificação do sistema.

Outro resultado interessante observado nesta análise é a propagação de anomalia dos altos para os baixos níveis, com diferença de aproximadamente dois dias entre a ocorrência do máximo aprofundamento em 200hPa para o valor máximo da anomalia próxima a superfície, semelhante ao observado por Gan e Rao (1996) para os distúrbios transientes que cruzam os Andes em

altos níveis. Uma explicação para estes resultados pode esta associada com a teoria de Hayes et al. (1987) para ciclogêneses a sotavento, na qual este sistema se forma devido a interação do distúrbio transiente em altos níveis com a onda topográfica.

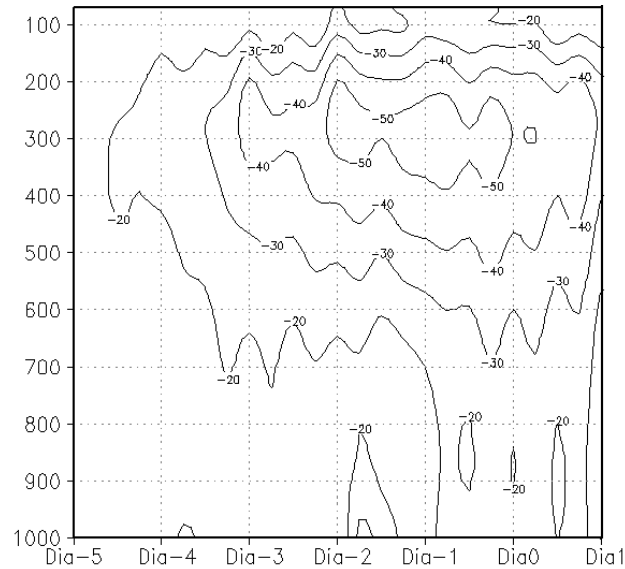


Figura 3.12 – Eixo vertical da trajetória da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de 15°X15° centrado no ponto de mínima anomalia para cada nível.

Provavelmente devido a região de formação das duas anomalias positivas, estes sistemas têm estruturas verticais e intensidades bem distintas. A anomalia positiva corrente acima da AN1 (Figura 3.13) se forma sobre o Oceano Pacífico (Figura 3.10) um dia depois das anomalias estudadas, em uma região mais ao sul que a AN1 (Figura 3.9). Esta anomalia tem o pico de máxima intensidade em 300hPa quando o centro começa se aproxima dos Andes no Dia-1, já a AN1 a intensificação ocorre quando cruza os Andes. É importante lembrar que esta anomalia é a responsável pela queda de temperatura.

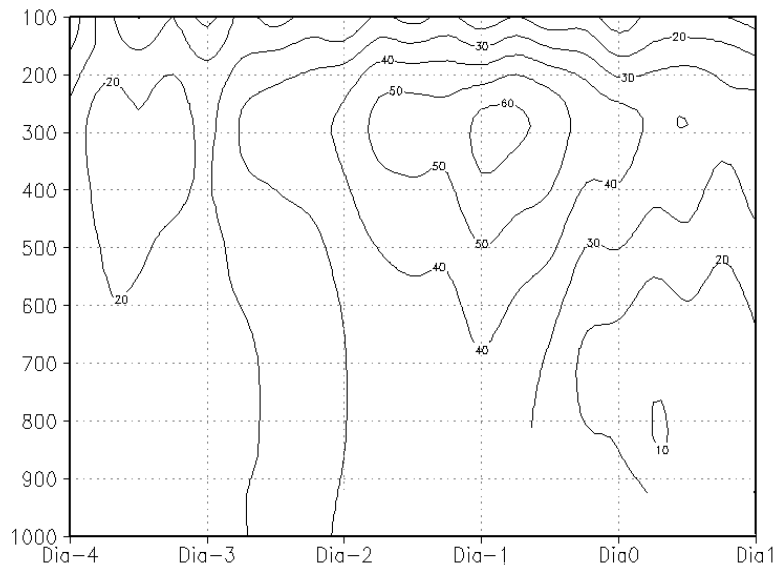


Figura 3.13 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente acima da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.

A anomalia positiva corrente abaixo (Figura 3.14) fica inicialmente confinada apenas em altos níveis (até 500hPa), e durante o período de intensificação (Dia0) esta anomalia se propaga para níveis mais baixos. Como as outras anomalias, esta também tem seu máximo próximo ao nível de 300hPa.

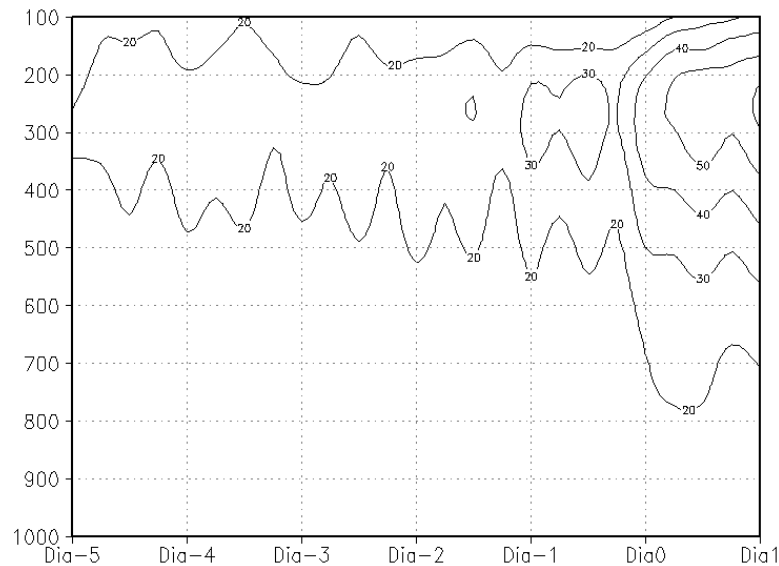


Figura 3.14 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente abaixo da AN1. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.

3.4.2 Casos Tipo B

3.4.2.1 Descrição Sinótica

Os casos de incursões de ar frio que ocorrem devido ao desenvolvimento de uma onda frontal que inicia com a formação de um ciclone extratropical sobre a América do Sul (ao sul de 25°S) ou Oceano Atlântico Sul são considerados do Tipo B. As condições preferenciais para a ocorrência de ciclogêneses nessa região são: advecção de ar quente a sotavento dos Andes e a aproximação de uma perturbação ciclônica na troposfera média que favorece a intensificação de uma zona baroclínica semi-estacionária próxima à latitude de 35°S (Seluchi, 1995).

As condições atmosféricas que favoreceram o desenvolvimento da ciclogêneses começam no Dia-4 com a intensificação de um cavado, em 925hPa, sobre o Oceano Pacífico próximo a costa sul da América do Sul (Figura 3.15a). Neste mesmo dia, a sotavento da montanha, a norte de 40°S, há um escoamento de norte vindo de regiões tropicais trazendo ar quente e úmido para regiões subtropicais. No Dia-3, o cavado se aproxima da Cordilheira dos Andes (Figura 3.15c), causando aumento na advecção de calor a sotavento da montanha (Figura 3.15d).

A formação do ciclone em superfície ocorre sobre o litoral do Uruguai e sul do Brasil no Dia-1 (Figura 3.15e). Acompanhando esta ciclogêneses, uma parte da circulação anticiclônica em baixos níveis atravessa os Andes (aproximadamente em 35°S). No Dia0 (Figura 3.15g), em baixos níveis, um cavado associado a uma zona frontal forma-se sobre o litoral sul e sudeste do Brasil (frontogêneses) e um anticiclone se organiza sobre a Argentina central. Resultados semelhantes foram encontrados por Fortune e Kousky (1983) nos casos de geada que ocorreram no sul do Brasil em 1979 e 1981. Devido ao escoamento de sul/sudeste no setor leste desse anticiclone, ocorre uma advecção de ar frio sobre o sul do Brasil. Durante este dia, o escoamento de sul está bem continental, o que contribui para que a massa de ar seja mais seca.

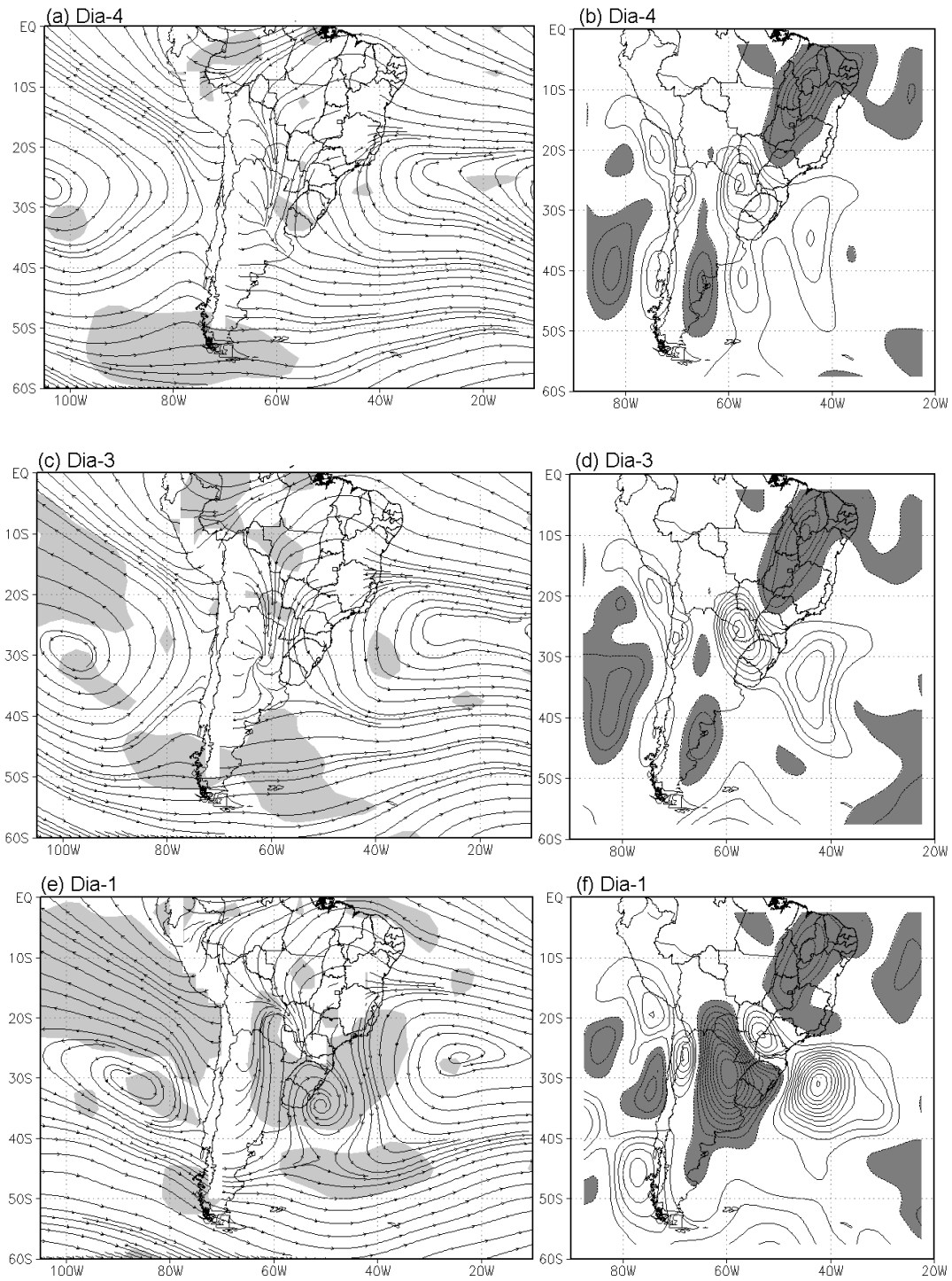


Figura 3.15 – (a)-(c)-(e)-(g) Campos compostos do vento em 925hPa (mapas da esquerda) a área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t) e (b)-(d)-(f)-(g) Campos compostos da advecção de temperatura em 925hPa (mapas da direita) a área pintada indica os valores negativos, para os casos Tipo B. (continua)

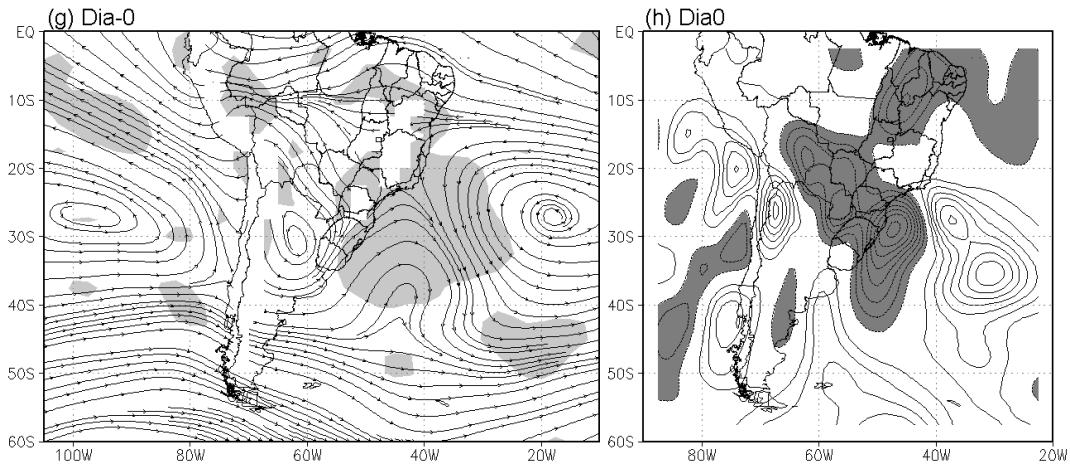


Figura 3.15 – Conclusão.

Em altos níveis, um cavado de grande amplitude, localizado desde 35°S até aproximadamente 55°S, começa a atravessar os Andes no Dia-3 (Figura 3.16a). Ao atravessar os Andes, o eixo do cavado torna-se noroeste-sudeste e seu deslocamento para nordeste. O setor norte do cavado se desloca mais rapidamente, diminuindo o eixo do cavado, tornando-se mais meridional no Dia0 (Figura 3.16d).

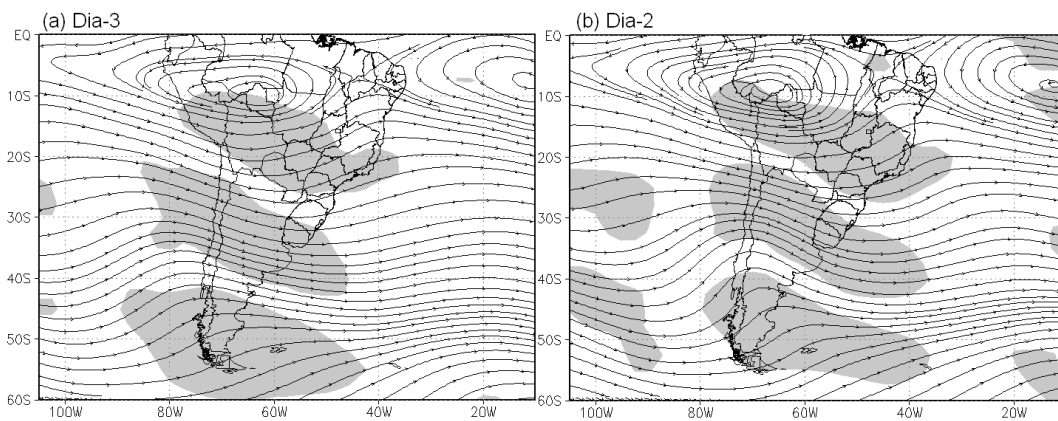


Figura 3.16 – Campos compostos de vento em 300hPa para os casos Tipo B. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). (continua)

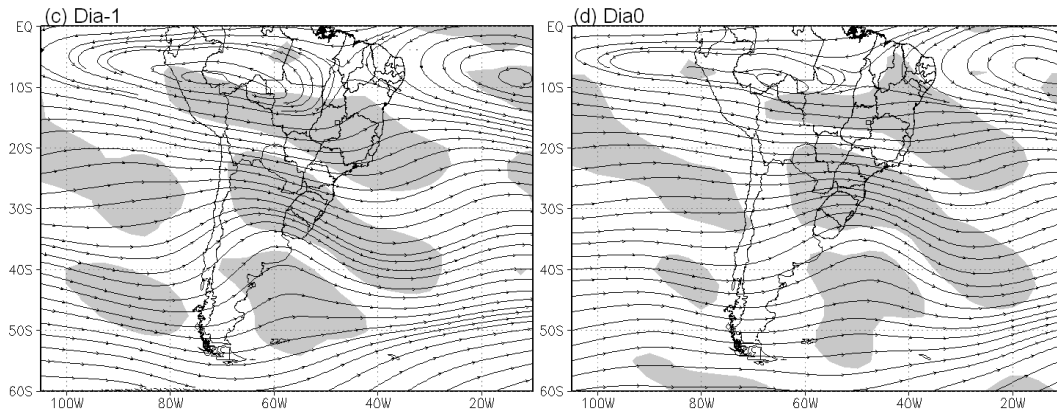


Figura 3.16 - Conclusão.

Como nos casos Tipo A, a umidade específica dos casos Tipo B teve um máximo no Dia-2 e um decaimento súbito até o Dia0 (Figura 3.17). No nível de 850hPa ocorreu a maior queda de umidade (57%).

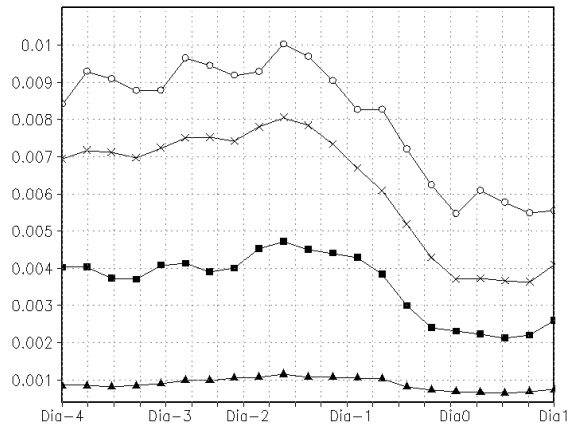


Figura 3.17 – Campos compostos da umidade específica (kg/kg) média na área onde foram selecionados os casos para os casos Tipo B. O nível de 925hPa está representado pelo marcador círculo branco, o nível de 850hPa pelo marcador X, o nível de 700hPa pelo marcador quadrado preto e o nível de 300hPa pelo marcador triangular.

Comparando os dois tipos de incursão de ar frio, os casos Tipo A são caracterizados pela passagem de um cavado de altos níveis sobre os Andes, o qual, juntamente com o escoamento de norte em baixos níveis sobre o continente próximo aos Andes contribuem para a formação de um sistema frontal que se desloca para nordeste. Atrás deste sistema, uma alta pós-frontal causa a queda de temperatura (Figuras 3.3). Nos casos Tipo B, o escoamento de norte sobre a América do Sul e um cavado que cruza os

Andes, em altos níveis, favorece a formação de um ciclone extratropical que evolui para uma frontogênese (Figuras 3.15). Em altos níveis, o cavado associado à incursão de ar frio Tipo B é mais amplificado e se desloca desde o Oceano Pacífico, enquanto que o cavado de altos níveis dos casos Tipo A se forma no sul do continente. Outra diferença entre os dois casos é a crista corrente acima do cavado, nos casos Tipo A ela possui grande amplificação durante a intensificação do sistema.

A umidade específica dos dois casos apresentou configurações semelhantes. Entre o Dia-2 e Dia0 ocorre uma diminuição acentuada da umidade (acima de 45%) em todas as camadas da atmosfera, sendo o nível de 850hPa o de maior gradiente. Nos casos Tipo A (Figura 3.5), a umidade é aproximadamente 10% maior que nos casos Tipo B (Figura 3.17) durante toda a evolução da incursão de ar frio.

3.4.2.2 Análise dos compostos de alta frequência

Como nos casos Tipo A, nos campos compostos da hgt' Tipo B observa-se que a formação das anomalias ocorre primeiramente em altos níveis. O primeiro centro que se formou foi a anomalia negativa (AN2) sobre o Oceano Pacífico Sul (45°S e 90°W) no Dia-5 (Figura 3.18a). No Dia-4 ele encontra-se ao sul do continente sul americano e um centro anômalo positivo, forma-se sobre a Argentina central (Figura 3.18b). Nos dias seguintes outros centros anômalos se desenvolvem corrente acima e um corrente abaixo desses dois centros, formando um padrão de onda 2 no Dia-3 (Figura 3.18c) e um padrão de onda 3 no Dia-1 (Figura 3.18e). No Dia0, a AN2 está sobre o sul do Brasil e oceano Atlântico com inclinação NW/SE (Figura 3.18f).

A anomalia positiva acima da AN2 (associada a onda de frio) forma-se no Dia-3 (Figura 3.18c) sobre o Oceano Pacífico Sul em 100°W, aproximadamente na mesma região da anomalia positiva associada aos casos Tipo A.

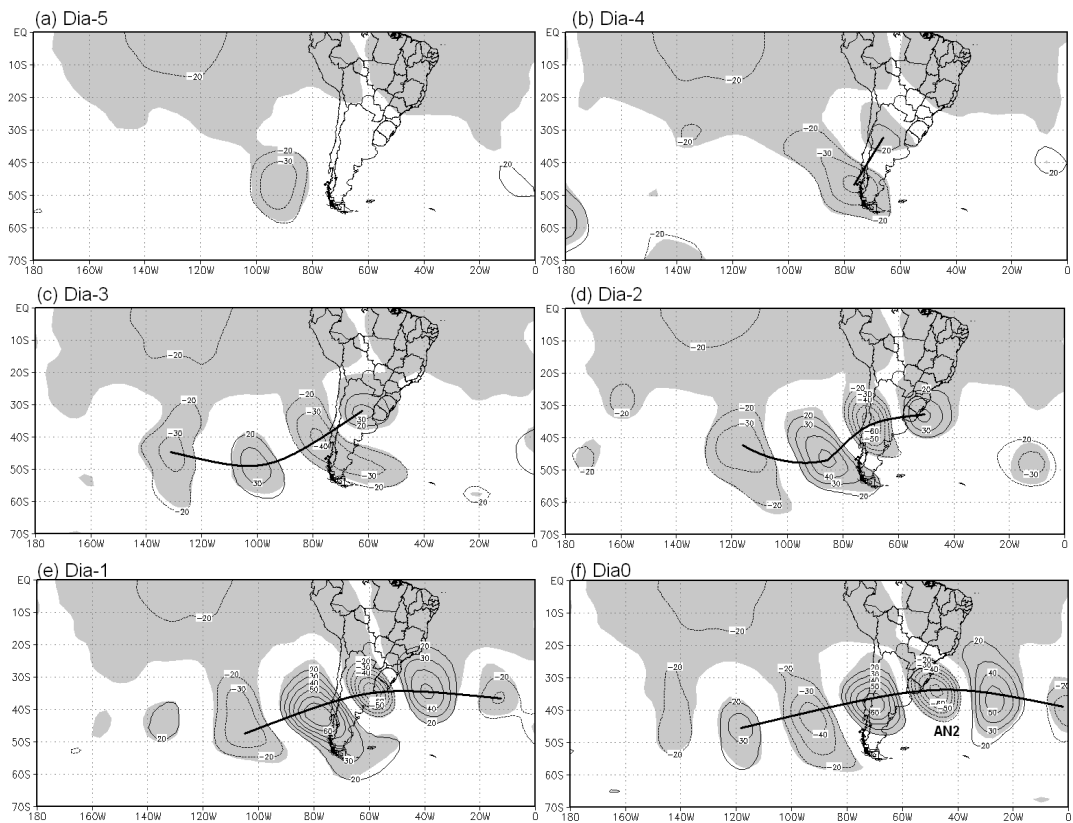


Figura 3.18– Campos compostos da hgt' dos casos Tipo B para os níveis 300hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t). A linha contínua mais grossa representa o centro aproximado das anomalias.

Em baixos níveis (925hPa), primeiro forma-se um centro anômalo positivo sobre o Oceano Pacífico Sul no Dia-3 (Figura 3.19a) que se desloca para leste e chega ao continente no Dia-1 (Figura 3.19c). No Dia-2 (Figura 3.19b) ocorre a formação da AN2, sobre nordeste da Argentina, e da anomalia positiva corrente abaixo, sobre o oceano Atlântico. No Dia0 (Figura 3.19d), a AN2 está sobre o Oceano Atlântico e a anomalia positiva corrente acima sobre o norte da Argentina.

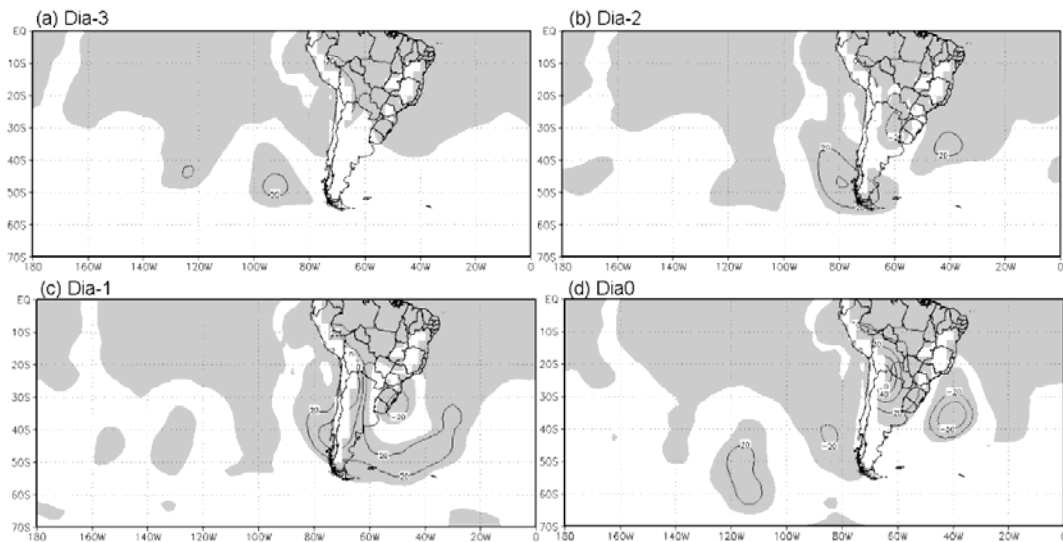


Figura 3.19 – Campos compostos da hgt' dos casos Tipo B para os níveis 925hPa. A área pintada indica significância estatística acima de 95% (baseado no teste-t).

Nos casos Tipo A e Tipo B as anomalias se formam primeiro em altos níveis e deslocam-se para mais baixos níveis, ao mesmo tempo em que intensificam e deslocam para nordeste. Na região de significância estatística (entre as longitudes de 120°W e 360°W), nos casos Tipo B (Figura 3.18) o trem de onda formado tem um padrão de onda com mais anomalias (3 pares) que o padrão de onda que corresponde aos casos Tipo A (2 pares) no nível de 300hPa (Figura 3.6).

3.4.2.3 Estrutura Vertical

No Dia-4, a AN2 e a anomalia positiva corrente abaixo se formam próxima a costa da América do Sul e sobre os Andes, respectivamente (Figura 3.20a). Estas anomalias têm seu máximo próximo ao nível de 300hPa, sendo que a AN2 é a mais intensa. No Dia-3, a anomalia positiva corrente acima da AN2 (responsável pela advecção fria) está em toda a troposfera, com uma inclinação para oeste com a altura (Figura 3.20b) levando ar frio para camadas mais altas da atmosfera. A partir deste dia, a diferença entre os campos compostos dos dois Tipos de incursão de ar frio começa a surgir. A anomalia positiva corrente acima da AN1 está em toda a troposfera desde o Dia-2 (Figura 3.8d), já nos casos Tipo B, ela intensifica em toda a troposfera e

enfraquece em baixos níveis no Dia0 (Figura 3.20d). A anomalia negativa é similar nos dois casos, estende-se até a superfície após a passagem pelos Andes (Dia-1). A anomalia positiva corrente abaixo da anomalia negativa é mais intensa nos casos Tipo B que nos casos Tipo A.

A inclinação para oeste com a altura dos centros anômalos é vista nos dois Tipos de incursão de ar frio indicando uma forte instabilidade baroclínica associado ao sistema.

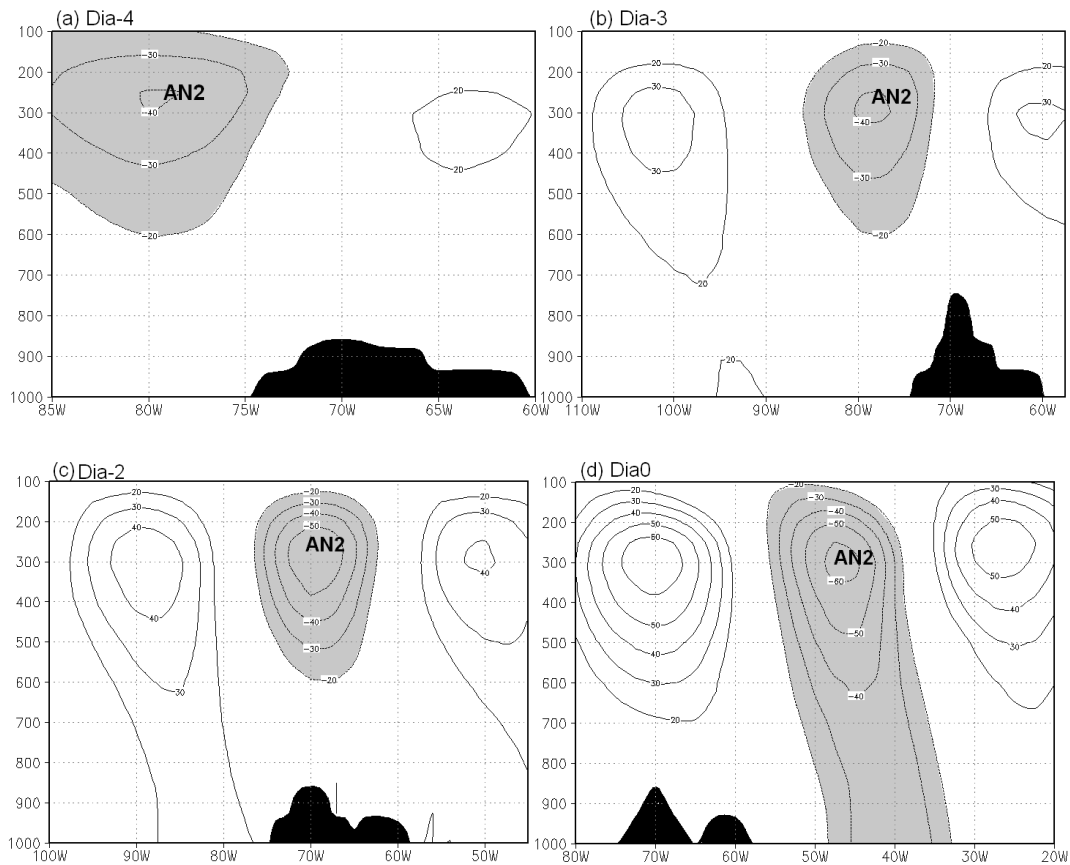


Figura 3.20 – Secção vertical (longitude versus pressão) ao longo da linha contínua mais grossa da Figura 3.18 do (a) Dia-4 ao (d) Dia0. A AN2 está indicada em cada dia e as áreas pintadas são os valores negativos de hgt' (cinza) e a Cordilheira dos Andes (preto).

3.4.2.4 Trajetória

A formação da AN2 ocorreu sobre o Oceano Pacífico em aproximadamente 45°S e 100°W no Dia-5 (Figura 3.21). Seu deslocamento foi para sudeste até o Dia-3.5, quando chegou à costa da América do Sul e começou a se deslocar para norte. No Dia-2, a AN2 cruzou os Andes, em aproximadamente 38°S, e mantém uma trajetória para leste. Comparando a trajetória das anomalias negativas dos dois casos, a AN1 (Figura 3.9) formou-se mais ao sul (aproximadamente 10°), porém a trajetória da AN2 foi mais zonal. Desta maneira, no Dia0 as duas anomalias negativas estavam na mesma posição.

Esta anomalia segue o cavado amplificado de altos níveis visto na Figura 3.16. Sobre o Oceano Pacífico o cavado é mais profundo em latitudes mais ao sul e quando chega próximo ao continente sul americano ele amplifica para o norte, justificando a trajetória para norte da AN2 do Dia-3.5 ao Dia-2.

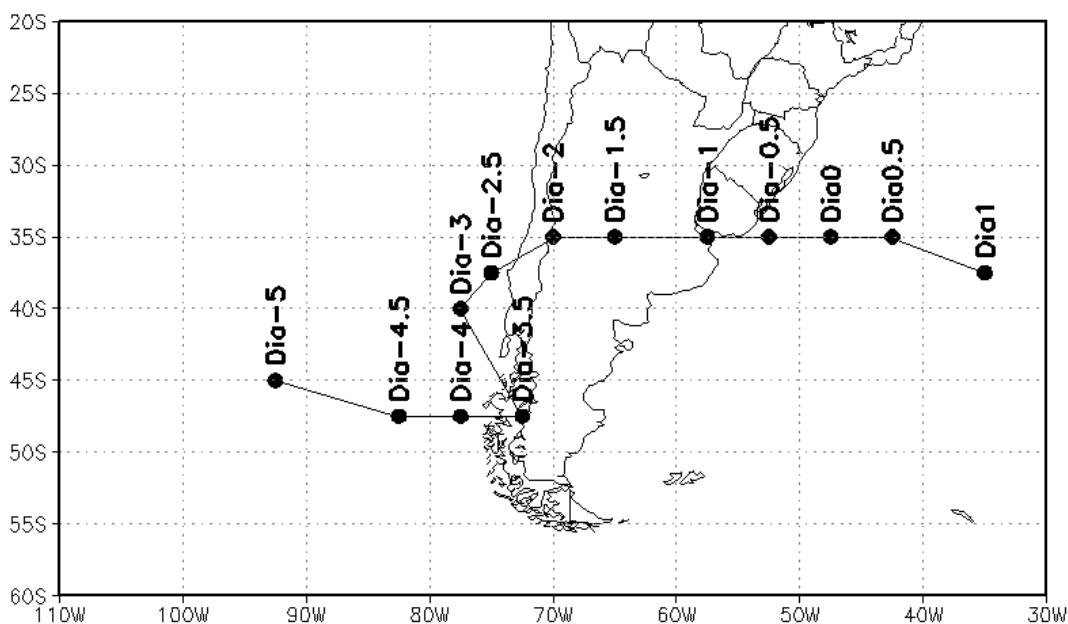


Figura 3.21 – Trajetória em 300hPa da AN2. O ponto indica a localização do mínimo de hgt'.

A anomalia positiva corrente acima da AN2 (Figura 3.22) formou-se no Dia-3 sobre o Oceano Pacífico próximo ao local da formação da AN2 (em 50°S e 100°W). Essa anomalia apresentou uma trajetória para nordeste, diferente da

anomalia positiva corrente acima dos casos Tipo A que apresentou uma trajetória mais zonal até o Dia-1 (Figura 3.10). Sua trajetória seguia a crista corrente acima do cavado amplificado de altos níveis (Figura 3.16).

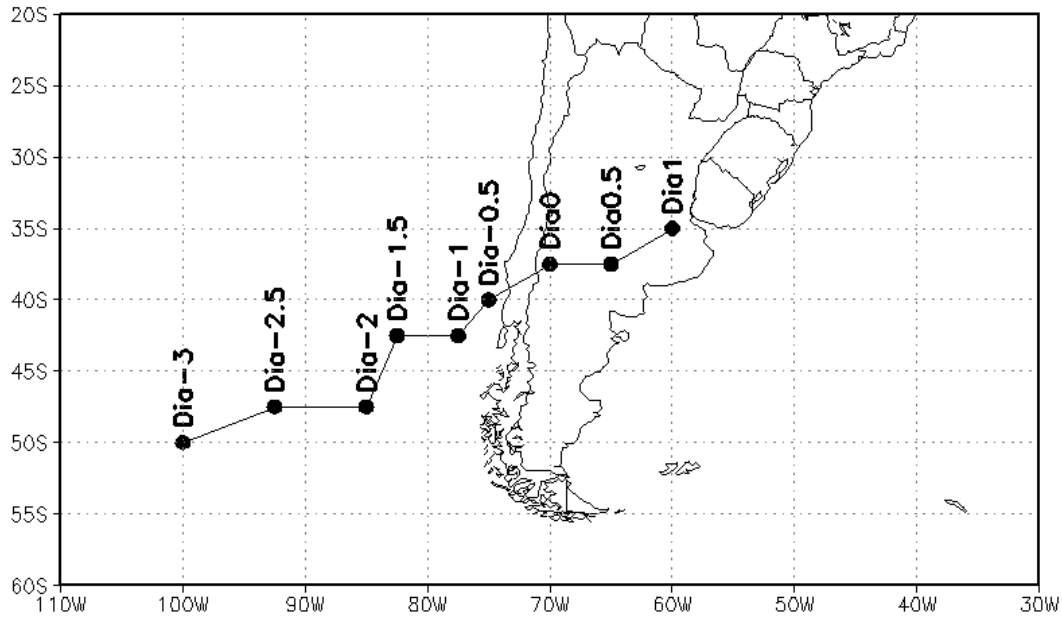


Figura 3.22 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente acima da AN2. O ponto indica a localização da máxima de hgt'.

A formação da anomalia positiva corrente abaixo da AN2 (Figura 3.23) ocorreu no Dia-3 sobre o norte da Argentina em aproximadamente 32°S. As trajetórias das anomalias positivas corrente abaixo dos dois tipos são bem diferentes, indicando diferenças da circulação atmosférica sobre o continente. A anomalia positiva corrente abaixo da AN2 apresentou uma trajetória zonal sobre o continente passando para sudeste sobre o Oceano Atlântico. A trajetória dessa anomalia está associada a crista corrente abaixo do cavado amplificado de altos níveis (Figura 3.16). Já a trajetória da anomalia positiva corrente abaixo da AN1 foi anticiclônica sobre o continente até próximo a costa leste da América do Sul (Figura 3.11).

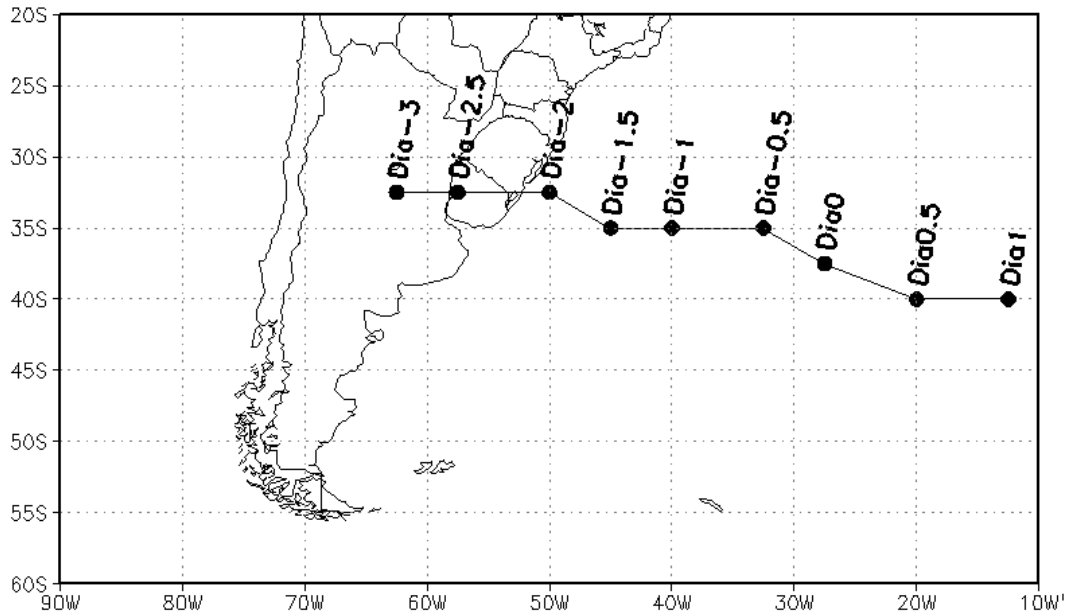


Figura 3.23 – Trajetória em 300hPa da anomalia positiva corrente abaixo da AN2. O ponto indica a localização da máxima de hgt'.

3.4.2.5 Intensificação

As Figuras 3.24, 3.25 e 3.26 mostram as secções altura versus tempo do eixo vertical da trajetória do centro da AN2 e das anomalias positiva corrente acima e corrente abaixo, respectivamente. A estrutura vertical achada nas anomalias da hgt' dos casos Tipo B é semelhante ao dos casos Tipo A.

A AN2 não apresenta mudanças na sua intensificação sobre o Oceano Pacífico, sendo observada desde o nível de 600hPa até altos níveis da atmosfera (Figura 3.24). Seu período de máxima intensificação começa no Dia-2 quando a anomalia está passando pelos Andes, e após a passagem pelos Andes (Figura 3.21), começa a propagação para níveis mais baixos. A estrutura da máxima anomalia negativa na vertical dos dois tipos de incursões de ar frio é semelhante, porém com intensidades diferentes. A AN1 (Figura 3.12) é mais intensa que a AN2 em altos níveis, porém em baixos níveis a AN2 é mais intensa.

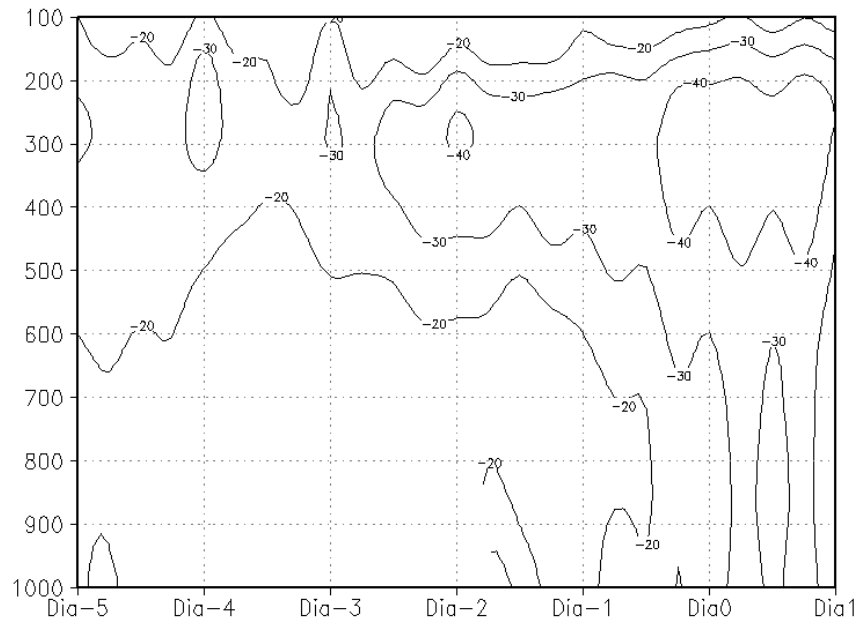


Figura 3.24 – Eixo vertical da trajetória da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de 15°X15° centrado no ponto de mínima anomalia para cada nível.

A anomalia positiva corrente acima da AN2 (Figura 3.25) estende-se até a superfície (Dia-2) antes de atravessar os Andes (Figura 3.20) e sua máxima intensificação ocorre sobre as montanhas, próximo ao nível de 300hPa, seis horas antes da anomalia positiva corrente acima da AN1 atingir o seu máximo.

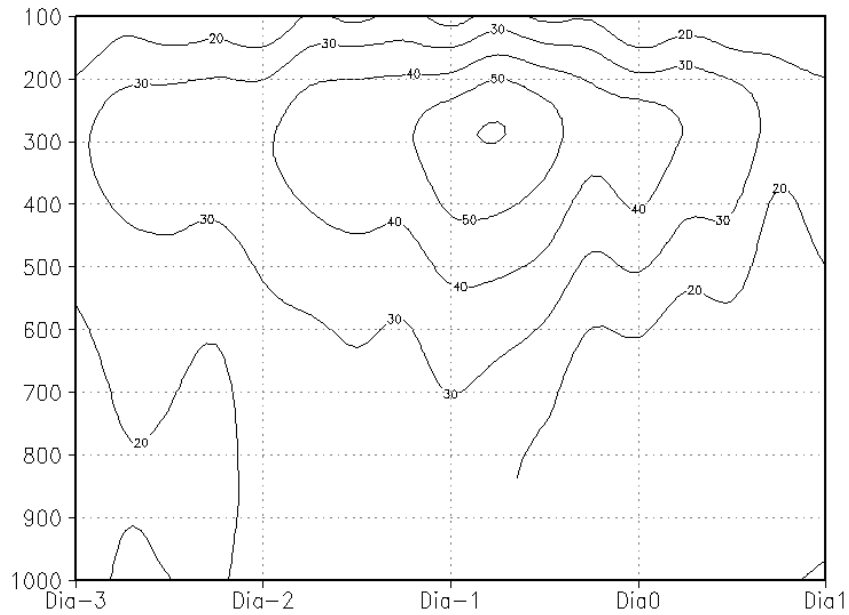


Figura 3.25 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente acima da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.

A anomalia positiva corrente abaixo da AN2 (Figura 3.26) fica confinada apenas em altos níveis (acima 600hPa) e o período de máxima anomalia ocorre após o Dia0. Configuração parecida foi observada nos casos Tipo A.

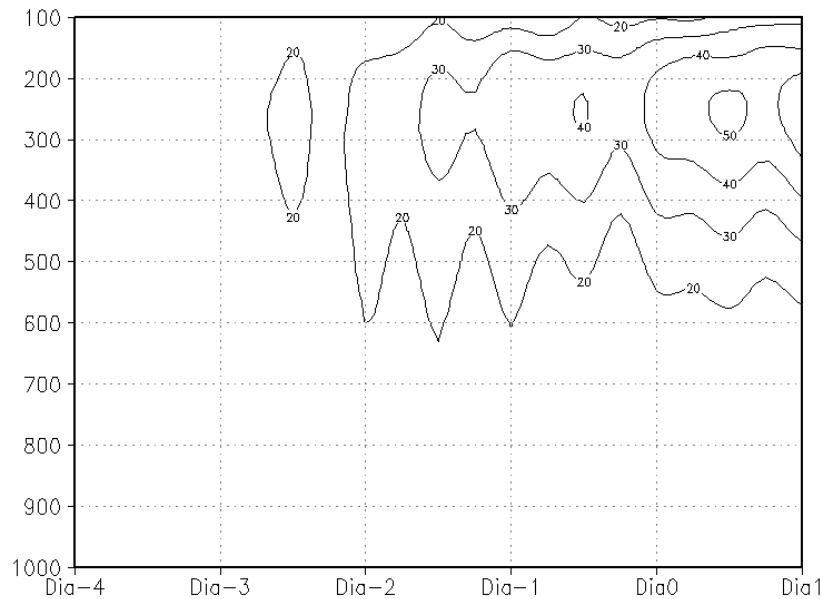


Figura 3.26 – Eixo vertical da trajetória da anomalia positiva corrente abaixo da AN2. O valor de hgt' corresponde a média na área de $15^{\circ} \times 15^{\circ}$ centrado no ponto de máxima anomalia para cada nível.

4 ENERGÉTICA DAS INCURSÕES DE AR FRIO

4.1 Introdução

Incursões de ar frio são comuns sobre o sul do Brasil, principalmente durante o inverno e os meses que antecedem e sucedem. Para ter uma melhor previsão da intensidade e área em que os eventos vão atuar, é importante entender os mecanismos responsáveis pelos eventos mais intensos. As condições atmosféricas no local de formação, a interação com a topográfica e a interação oceano-atmosfera são fatores que modificam a intensificação dos distúrbios. Outra ferramenta para essa análise é o estudo do balanço de energia do sistema.

Os sistemas que atuam nas latitudes médias são essencialmente baroclínicos, e se desenvolvem devido ao gradiente de temperatura ser maior nessa região (CHARNEY,1947; EADY,1949; KUO, 1979), porém alguns se desenvolvem em regiões de fraca baroclinia. Na década de 90, vários estudos mostraram que as ondas baroclínicas de latitudes médias são predominantemente organizadas em pacotes de ondas que desenvolvem corrente abaixo. Orlanski e Katzfey (1991) aplicaram o balanço de energia cinética local no ciclo de vida de um ciclone sobre o Oceano Pacífico no Hemisfério Sul. Eles concluíram que a propagação de energia corrente abaixo via fluxos geopotencial ageostróficos foi o principal mecanismo de queda do ciclone que desencadeou um novo distúrbio que cresceu corrente abaixo.

Orlanski e Chang (1993) consideraram que a propagação de energia associada ao escoamento ageostrófico pode ser corrente acima ou corrente abaixo. Eles sugeriram que desenvolvimento corrente abaixo é predominantemente na troposfera superior e o desenvolvimento corrente acima domina na baixa troposfera. A análise de Chang e Orlanski (1993) revelou ainda que sucessivos desenvolvimentos de perturbações corrente abaixo de uma perturbação pré-existente podem ser explicados pela propagação de energia corrente abaixo associada ao fluxo ageostrófico. A perturbação corrente abaixo, intensifica através da extração de energia do escoamento básico e desencadeia outra

perturbação corrente abaixo. Nesse momento a perturbação incidente cessa de crescer e a série de perturbações subsequentes corrente abaixo formam um pacote de ondas que propaga zonalmente. O desenvolvimento corrente abaixo devido ao escoamento ageostrófico também foi aplicado para explicar a dinâmica não linear das perturbações baroclínicas (CHANG; ORLANKI, 1993).

Nesse capítulo será estudada a energética das incursões de frio que atuam na região sudeste da América do Sul com o objetivo de analisar os principais mecanismos que envolvem a geração e intensificação dos tipos de incursões de ar frio estudado no Capítulo 3.

4.2 Dados e Metodologia

Os dados usados neste trabalho foram o mesmo do capítulo anterior, o conjunto das reanálise do National Centers of Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) para o período de 1981 a 2005.

A equação da tendência da energia cinética do distúrbio (K) usada foi escrita primeiramente por Orlandi e Katzfey (1991) e ajustada por Chang (2000).

$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{v}K + v'_a \phi') - \omega' \alpha' - \left[v' \cdot (\bar{v}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{v} - v' \cdot (\overline{v'_3 \cdot \nabla_3}) v' \right] - \frac{\partial}{\partial p} \omega K - \frac{\partial}{\partial p} \omega' \phi' + RES \quad (4.1)$$

Na equação 4.1 a sobrebarra indica a média temporal (neste trabalho a média climatologia dos meses de maio a setembro de 1981 a 2005) e o sobrescrito ' indica o desvio a partir desta média. O expoente "3" nos vetores e nos gradientes indica que as componentes são tridimensionais e as variáveis sem expoente são componentes horizontais. O subscrito "a" é a componente horizontal do vento ageostrófico. O termo RES contém os mecanismos não explicados pela equação, tais como: o atrito, os efeitos diabático e a interpolação dos dados.

O significado dos termos do lado direito da equação foi bem discutido por vários autores como: Orlanski e Katzfey (1991) e Chang (2000). Basicamente, os dois primeiros termos indicam o fluxo de energia total, sendo o primeiro a advecção do escoamento médio e o segundo a parte radiativa devido à natureza dispersiva da onda. O terceiro termo é a conversão baroclínica. O quarto e o quinto termos são o stress de Reynolds e ocorre principalmente devido ao cisalhamento do vento horizontal do vento, portanto, considerado como conversão barotrópica. Como o cálculo da média é temporal, o quinto termo é zero. O sexto termo é a advecção vertical e o sétimo termo o fluxo de energia na vertical. Estes dois últimos termos ocorrem devido à dispersão da onda.

Tradicionalmente os termos considerados “fontes” de energia cinética são os associados ao termo $-v' \cdot \nabla \phi'$ que na equação 4.1 são: $-\nabla \cdot v'_a \phi'$, $-\omega' \alpha'$ e $-\frac{\partial}{\partial p} \omega' \phi'$. Este desmembramento foi feito por Orlanski e Katzfey (1991), onde o primeiro termo (fluxo ageostrófico) está associado ao DCA, o segundo a conversão baroclínica (BRC) e o terceiro ao fluxo de energia na vertical.

O termo de advecção vertical atua principalmente para substituir centros de energia corrente abaixo e geralmente não conduz a um aumento ou diminuição do valor do máximo de K, sendo assim não será mostrado. A média na vertical será do nível 600hPa para a base e 200hPa para o topo. A base de 600hPa foi usada para retirar a influência dos Andes principalmente do movimento vertical, onde o efeito montanha é marcante.

4.3 Resultados

Neste capítulo, o primeiro ponto a ser discutido foi os termos responsáveis pela geração de K. Para isso foram analisados os termos DCA, conversão BRC e conversão barotrópica (BRT - Stress de Reynolds). Após este estudo, será observada a evolução dos principais centros de K, seguindo a sua trajetória e analisando os termos citados acima.

4.3.1 Energética dos Casos TIPO A

4.3.1.1 Evolução da hgt e K

A Figura 4.1 mostra a evolução da altura geopotencial (hgt) em 300hPa e da K média na vertical dos compostos dos casos de incursão de ar frio Tipo A. O Oceano Pacífico Subtropical Central e Oeste é caracterizado por ser uma região de K estacionária durante toda a evolução da incursão de ar frio Tipo A. No Dia-4 (Figura 4.1a), sobre o Oceano Pacífico Central na latitude de 50°S forma-se o primeiro centro de K que durante sua intensificação desloca para leste e dissipa no Dia-0.5 sobre o Oceano Pacífico Leste. No Dia-3.5 (Figura 4.1b) outro centro de K se forma próximo a costa da América do Sul, em aproximadamente 50°S. Esses dois centros de K deslocam-se para leste, localizados corrente acima e corrente abaixo da crista amplificada na longitude de 100°W. No Dia-3 o cavado sobre o continente Sul Americano aprofunda e outro centro de K se forma corrente abaixo em aproximadamente 35°S. Nos próximos dias os centros de K corrente abaixo e corrente acima do cavado intensificam, e o centro corrente acima da crista desaparece após o Dia-1 (Figura 4.1g). Nos outros dias, a onda desloca para nordeste e a crista atravessa os Andes no Dia0.

Resumidamente, o que ocorre é a formação de dois centros de K corrente acima e corrente abaixo do cavado amplificado de altos níveis. Na região do centro de K corrente abaixo do cavado de altos níveis, os baixos níveis estão sob influência da advecção de ar frio (associada a incursões de ar frio) e a região do centro de K corrente acima do cavado sob influência da advecção quente (Figura 3.3).

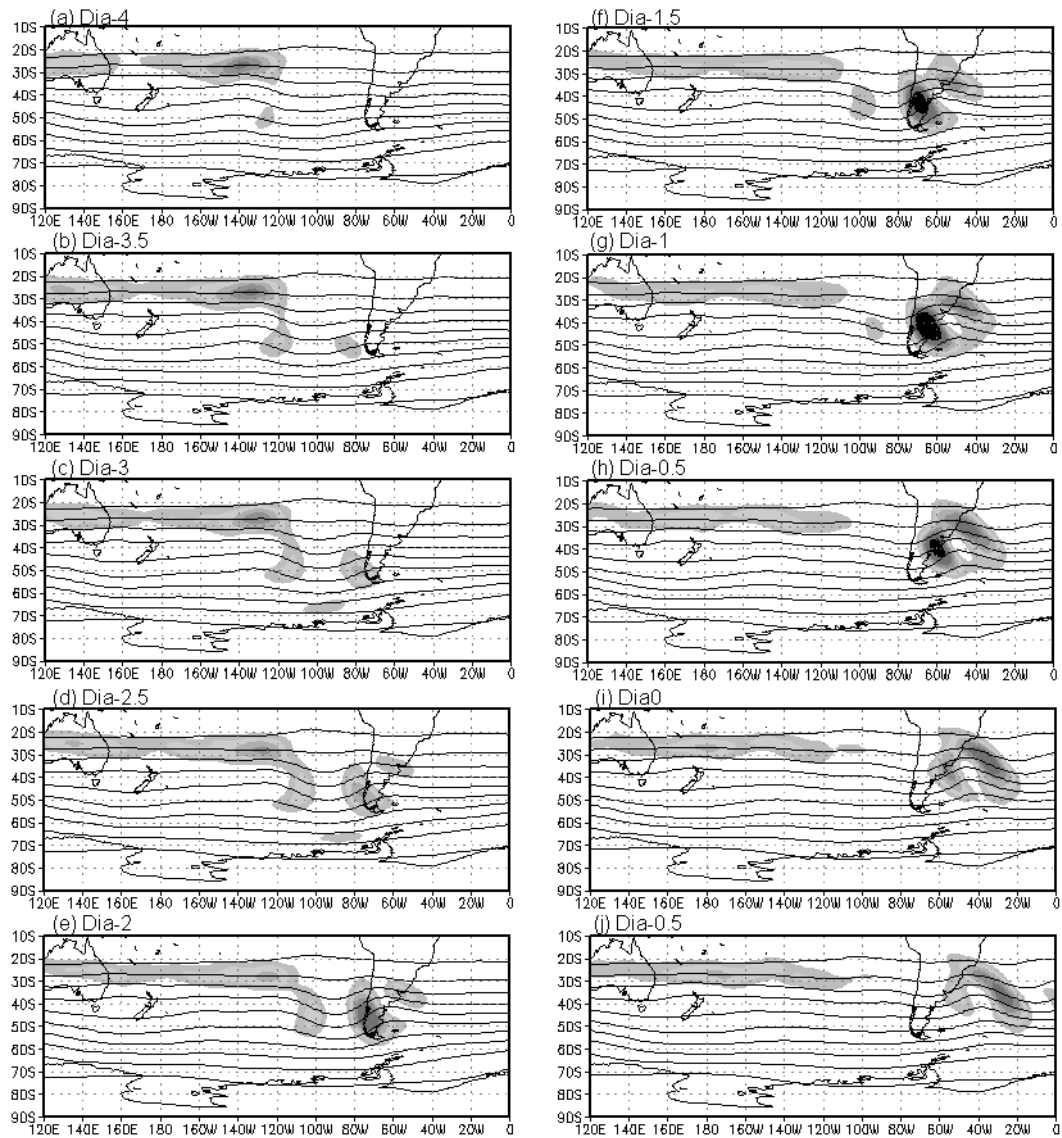


Figura 4.1 – Compostos dos casos Tipo A da hgt em 300hPa (IC=150m) e da K média na vertical (área pintada, valores acima de $20\text{m}^2/\text{s}^2$ e IC= $10\text{m}^2/\text{s}^2$) do (a)Dia-4 ao (j)Dia0.5.

4.3.1.2 Formação dos centros K

Como visto na seção anterior, o primeiro centro de K foi no Dia-4 sobre o Oceano Pacífico Central (figura 4.2a). As Figuras 4.2b, 4.2c e 4.2d mostram os valores médios na vertical da K e dos termos DCA, conversão BRC e BRT na latitude de 50°S .

O termo DCA foi o único termo fonte de energia e seu valor máximo está localizado corrente acima do valor máximo de K (Figura 4.2b). As conversões

BRC (Figura 4.2c) e BRT (Figura 4.2d) são sumidouros de energia, sendo a conversão BRC a mais intensa.

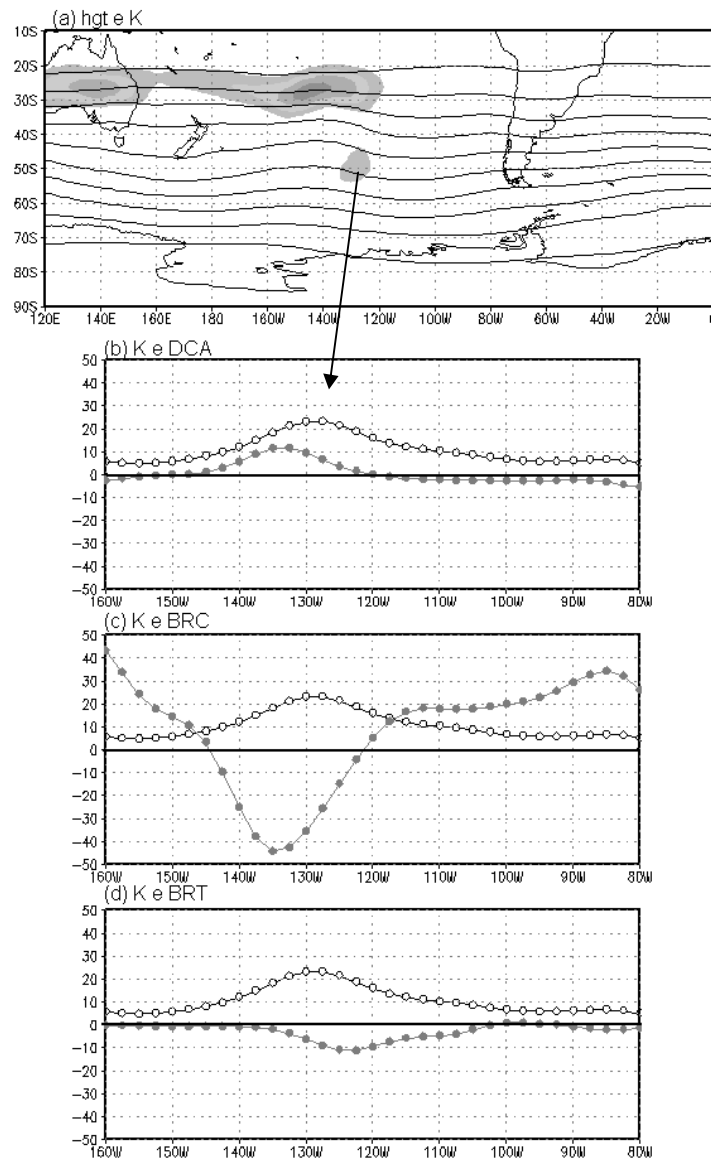


Figura 4.2 – Campos Compostos Tipo A da (a) hgt em 300hPa (IC=150m) e média na vertical da K (área pintada, valores acima de 20m²/s² e IC=10m²/s²) e (b)-(c)-(d) são corte longitudinal na latitude de 50°S com a K (m²/s² - marcador sem preenchimento) e os termos DCA, BRC e BRT (10⁴m²/s³ - marcador com preenchimento), respectivamente, média na vertical para o Dia-4.

Analisando na vertical esses termos, a camada de máxima K está entre 250hPa e 500hPa (Figura 4.3a) e o termo fonte (DCA) apresenta seu máximo acima de 300hPa (Figura 4.3b). O termo fonte e a K estão localizados na

mesma região (até 600hPa), porém o centro máximo do termo fonte localiza-se corrente acima da máxima K. O máximo valor dos termos sumidouros também está em altos níveis, com conversão BRC localizada corrente acima e em toda atmosfera e a conversão BRT, corrente abaixo de centro de máxima K até o nível de 500hPa.

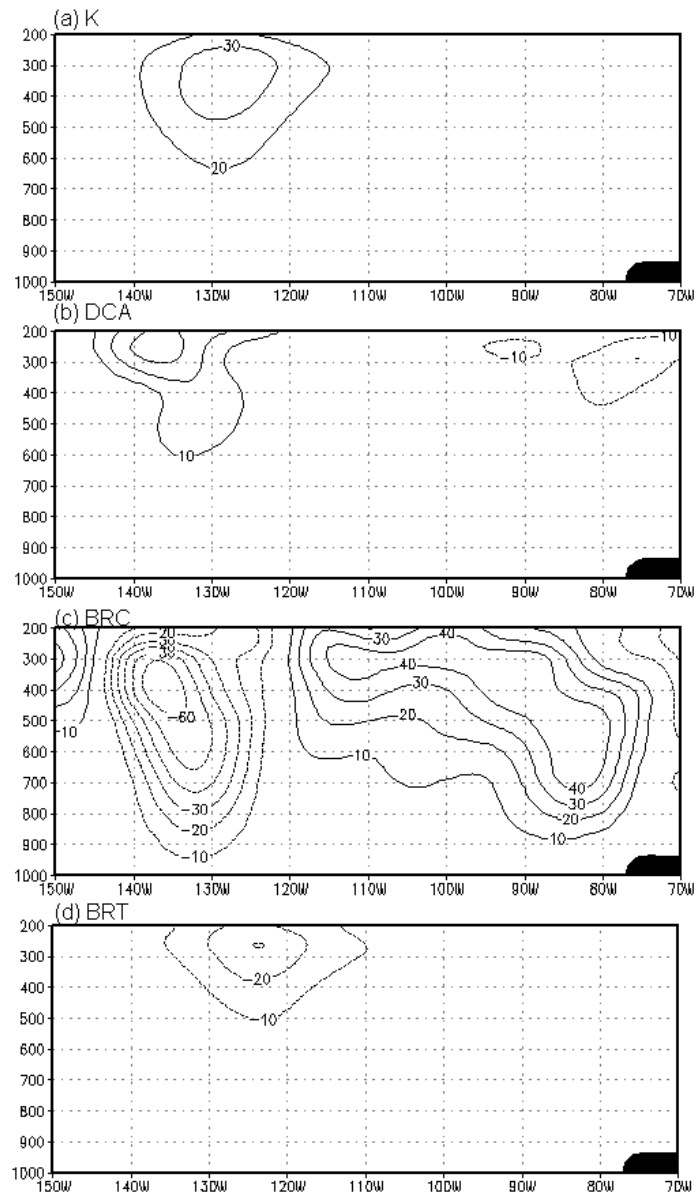


Figura 4.3- Corte longitude versus pressão na latitude de 50°S para o Dia-4. (a) K (m^2/s^2), (b) Termo DCA ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$), (c) Conversão BRC ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) Conversão BRT ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$).

O segundo centro de K também se forma na latitude de 50°S no Dia-3.5 e a análise foi feita no Dia-3.75, seis horas antes da formação desse centro (Figura 4.4). Dois picos de K são observados nesse dia, o localizado mais a oeste foi o estudado anteriormente e o pico mais a leste é o centro que está se formando. A conversão BRC é o termo responsável pela formação do centro de K próximo a América do Sul (Figura 4.4c) e sumidouro de energia no outro centro de K sobre o Oceano Pacífico Central. A conversão BRT atua como sumidouro de energia nos dois centros de K, com valores pequenos (ou próximo a zero) no centro de K próximo a América do Sul (Figura 4.4d).

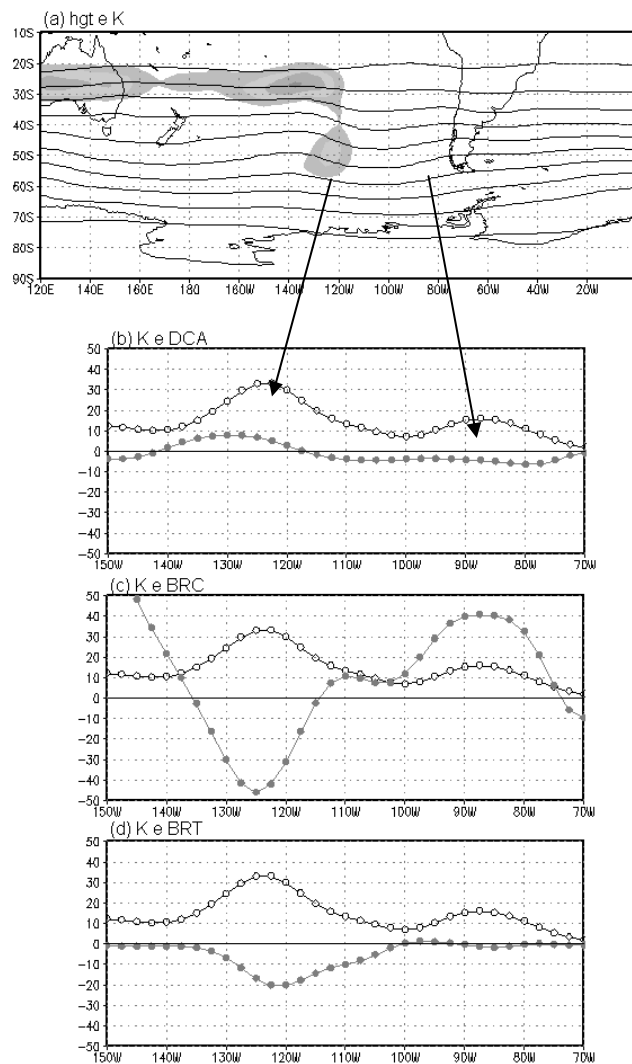


Figura 4.4 – Idem a Figura 4.2 para o Dia-3.75.

Quando analisados os termos na vertical, o centro de K sobre o Oceano Pacífico Central é o mais intenso, cerca de 2 vezes, e se estende até a superfície (Figura 4.5a). O termo DCA atua acima de 500hPa (Figura 4.5b) e o termo BRC aparece em toda a atmosfera com sua máxima conversão em 300hPa (Figura 4.5c). A região da K sobre o Oceano Pacífico Central apresenta DCA positivo e conversão BRC negativa, e o centro K mais a leste, apresenta situação inversa, com DCA negativo e conversão BRC positiva. A fonte de energia, a partir do termo DCA, para o centro mais a oeste, vem do centro de K estacionário mais ao norte (Figura não mostrada).

A conversão BRT negativa (Figura 4.5d) está localizada sobre a região de máxima K do centro sobre o Oceano Pacífico Central, ou seja, em toda a camada da atmosfera, sobretudo no nível de 300hPa e diminuindo com a altura.

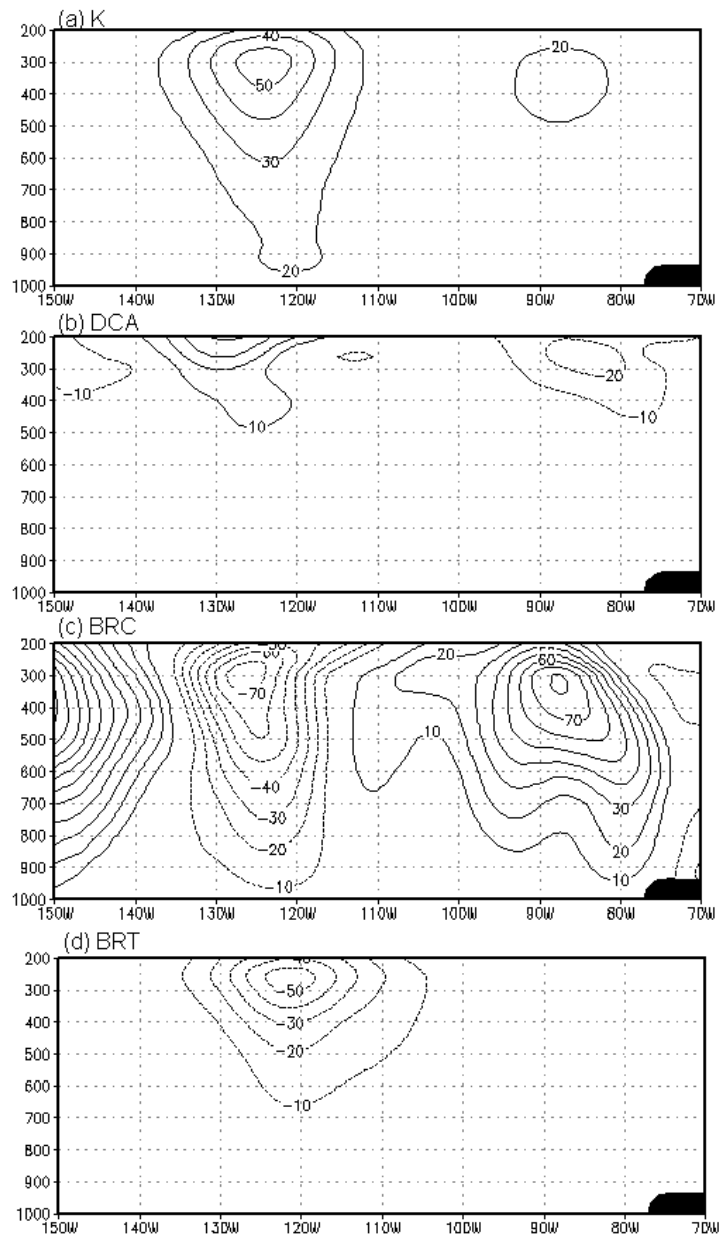


Figura 4.5 – Idem a Figura 4.3 para a latitude de 50°S no Dia-3.75.

No Dia-2.75, o terceiro centro de K se formou sobre a América do Sul próximo à costa leste em aproximadamente 35°S. O termo fonte de energia para este centro foi o termo DCA (Figura 4.6b), e a conversão BRC (Figura 4.6c) apresenta valores negativos altos (a escala de valores desse termo é diferente dos outros termos). A conversão BRT (Figura 4.6d), foi positiva corrente acima do centro e tornou-se negativa na região de máxima K.

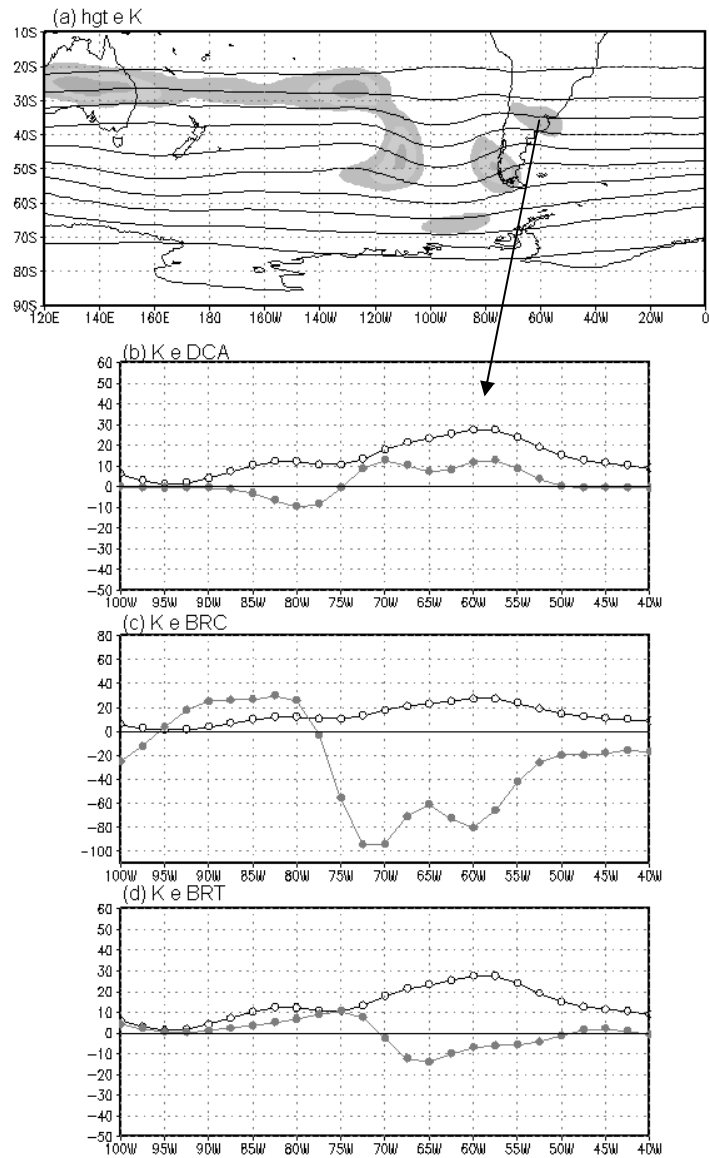


Figura 4.6 – Idem a Figura 4.2 para o Dia-2.75.

Dois centros de K se formam na latitude 35°S (Figura 4.7a), localizados corrente acima e corrente abaixo dos Andes. O centro sobre o continente é o mais intenso e o termo fonte foi o DCA (Figura 4.7b). Já o centro corrente acima dos Andes tem como termo fonte a conversão BRC (Figura 4.7c) e BRT (Figura 4.7d).

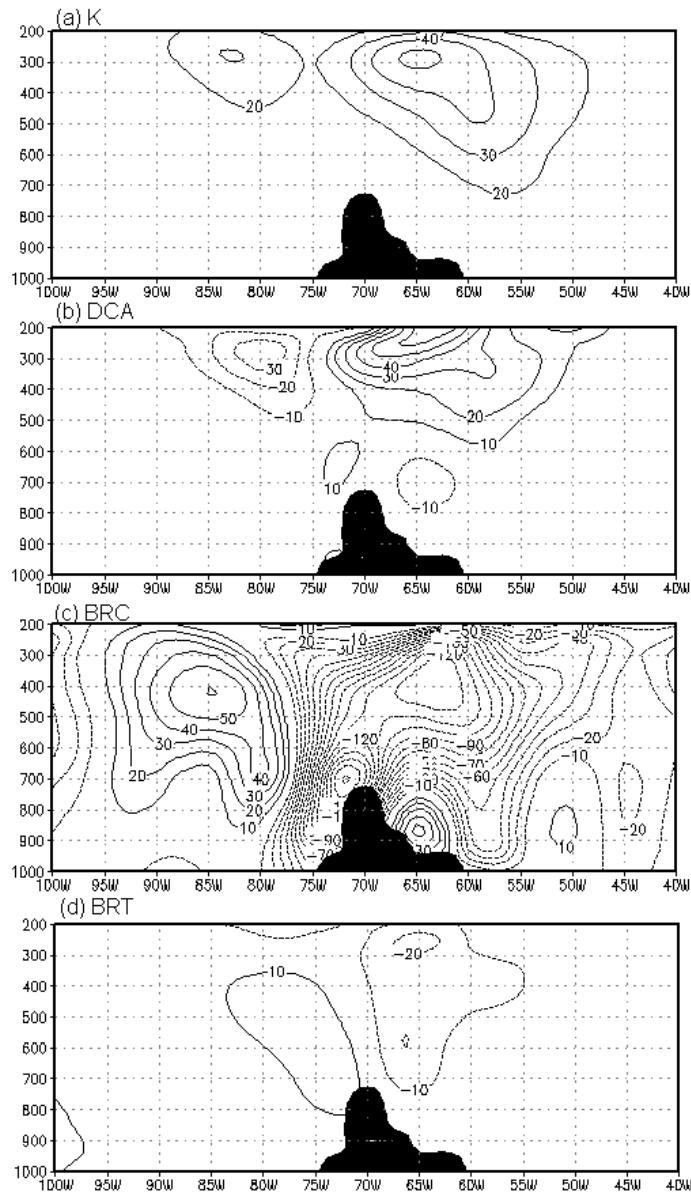


Figura 4.7 - Idem a Figura 4.3 para a latitude de 35°S no Dia-2.75.

4.3.1.3 Evolução temporal dos centros K

Nos casos Tipo A, foram três centros de K que intensificam durante a evolução da onda (Figura 4.8). Para se obter a evolução desses termos e a importância de cada centro no ciclo de vida da onda Tipo A, foi feita a média no volume desses centros de K e dos termos DCA, conversão BRC e conversão BRT. Os termos fluxos de energia na vertical não foram analisados por terem valores muito pequenos e são responsáveis principalmente pelo deslocamento do sistema e não pela intensificação.

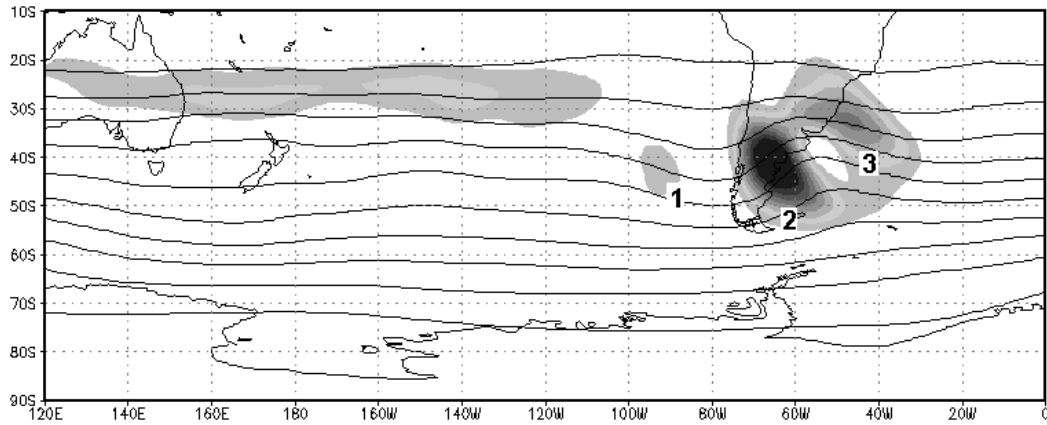


Figura 4.8 – Indicação dos três centros de K que foram estudados na evolução temporal dos casos Tipo A (Dia-1.75).

As Figuras 4.9, 4.10, 4.11 mostram a evolução temporal no volume dos centros de K e os termos DCA, conversão BRC e conversão BRT. As Figuras representam o valor médio no volume centrado no máximo de K entre os níveis de 700hPa a 200hPa. É importante salientar que neste estudo as figuras mostram os valores de K acima de $10\text{m}^2/\text{s}^2$, assim temos os termos associados a intensificação da energia cinética.

O centro de K1 forma-se sobre Oceano Pacífico e seu valor máximo foi Dia-2.5 (Figura 4.9). Durante sua evolução, o centro K1 não passou por uma região de forte baroclinia sendo o DCA a principal fonte de intensificação. A conversão BRC e a conversão BRT foram negativas (sumidouros de energia) durante todo o período, porém tornando-se menos negativo quando o centro de K perde força.

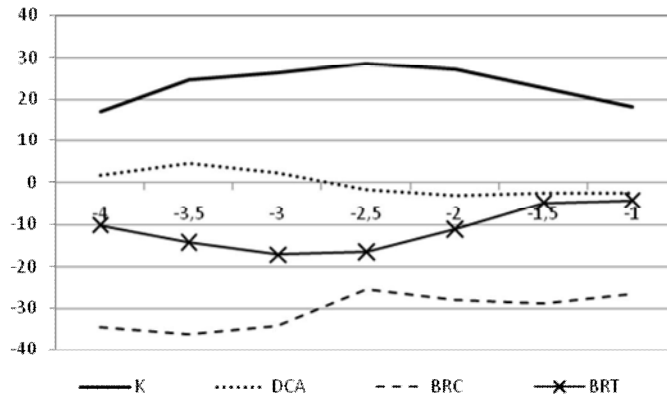


Figura 4.9 – Energética média no volume do centro K1 dos casos Tipo A. O volume é centro na máxima K média na vertical com uma área de $10^\circ\text{lat}\times 10^\circ\text{lon}$. A K (m^2/s^2) é representada pela linha contínua, o termo DCA ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha pontilhada, a conversão BRC ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha tracejada e a conversão BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha com marcador X.

O centro de K2 intensifica até o Dia-1, com valor aproximadamente 3 vezes maior que o centro de K1 (Figura 4.10). A conversão BRC foi o termo que intensificou o centro inicialmente, e após o Dia-2, a conversão BRT tornou-se positiva contribuindo na intensificação máxima. O termo DCA foi negativo durante todo o período, com valores mais intensos após o Dia-1.

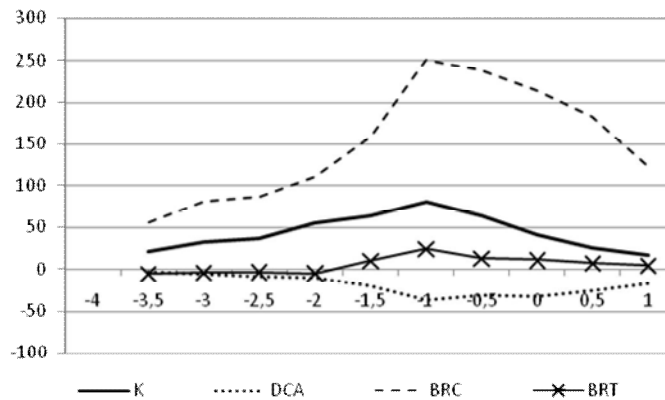


Figura 4.10 – Idem ao Figura 4.9 para o centro de K2.

O centro de K3 se forma no Dia-2.5 e o valor máximo de K ocorre no Dia0 (Figura 4.11) e a conversão BRC foi o termo responsável pela formação desse centro. No Dia-2, a conversão BRC torna-se negativa e o termo DCA positivo e no Dia-0.5, a conversão BRT tornou-se positiva. Sendo assim, a conversão

BRC foi o termo responsável pela intensificação inicial e os termos DCA e conversão BRT os responsáveis pelo desenvolvimento do centro.

As fortes variações na conversão BRC vistas no centro K3 ocorre devido ao ciclo diurno de omega, pois nessa região o ar pré-frontal é instável. O mesmo não ocorre na região do centro K2 onde o ar é mais estável.

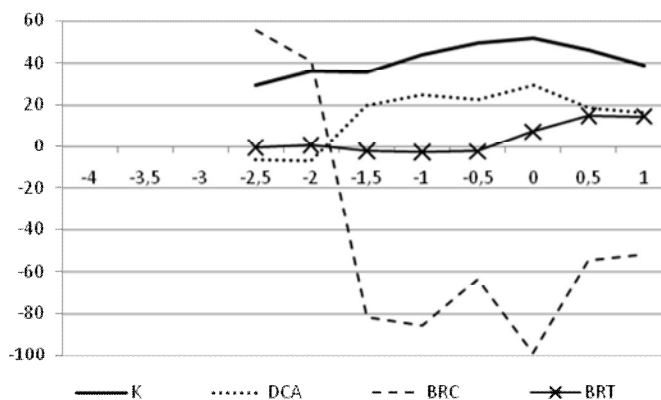


Figura 4.11 – Idem ao Figura 4.9 para o centro de K3.

4.3.2 Energética dos Casos TIPO B

4.3.2.1 Evolução da hgt e K

A Figura 4.12 mostra a evolução temporal dos campos compostos da hgt em 300hPa e a média na vertical da K para os casos Tipo B nos dias que antecedem a formação dos centros de K. Como visto nos casos Tipo A (Figura 4.1), uma região de K estacionária é observada sobre quase todo o Oceano Pacífico Tropical. Nos casos Tipo B, essa região se estende mais para leste, porém, sem um núcleo de valores mais intensos centrado em aproximadamente 140°W, como visto nos casos Tipo A. O dia que começa as principais mudanças nos campos de hgt e K também difere entre os compostos. Nos casos Tipo A foi no Dia-3.5 e no Tipo B no Dia-6.75.

Nos casos Tipo B foram dois centros de K associados às incursões de ar frio (Figura 4.12). A região de formação dos centros de K foi aproximadamente na longitude de 100°W, porém um centro na região subtropical (aproximadamente 30°S) e outro na região extratropical (aproximadamente 50°S). O centro de K

subtropical forma-se no Dia-6.75 (Figura 4.12b) e o centro de K extratropical no Dia- 6.25 (Figura 4.12d).

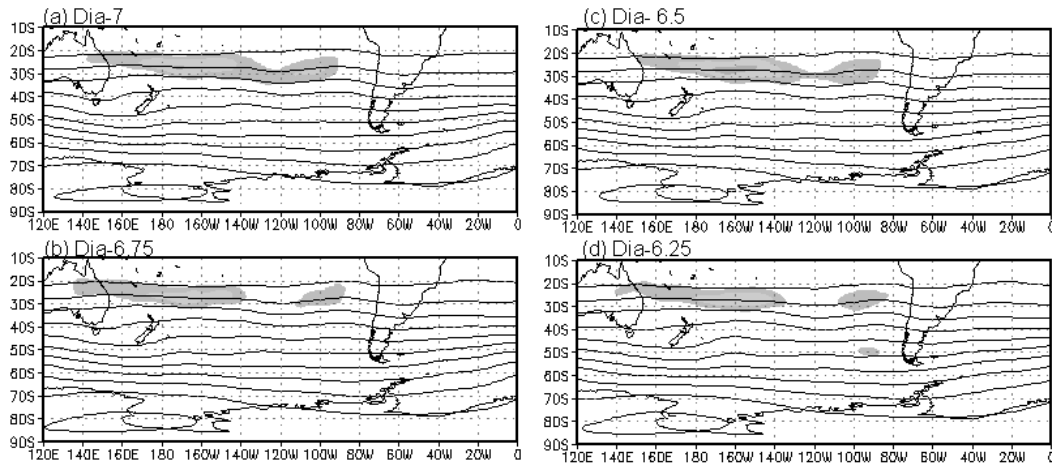


Figura 4.12 – Compostos dos casos Tipo B da hgt em 300hPa (IC=150m) e da K média na vertical (área pintada, valores acima de $20\text{m}^2/\text{s}^2$ e $10\text{m}^2/\text{s}^2$) do (a)Dia-7 ao (d)Dia-6.75.

Sobre o Oceano Pacífico, o cavado tem sua maior amplificação na região subtropical diminuído para latitudes mais ao sul e os centros de K estão localizados no eixo do cavado (figura 4.13). Corrente acima e corrente abaixo do cavado se observa cristas bem amplificadas, localizadas sobre o Oceano Pacífico Central e América do Sul. Quando o cavado se aproxima da costa leste da América do Sul no Dia-4 (Figura 4.13c), sofre uma profunda amplificação, e os centros de K se deslocam para a região corrente acima (K extratropical) e corrente abaixo (K subtropical) do cavado.

Ao cruzar os Andes (Figura 4.13d), ocorre um maior aprofundamento do cavado na região sul da América do Sul, que se desloca mais rápido que o cavado subtropical. Com isso, o cavado apresenta uma maior inclinação para oeste na horizontal.

Entre o Dia-2 e Dia-1, sobre a América do Sul, foi o período de maior intensificação dos centros de K que apresentam deslocamento diferente. O centro de K subtropical segue um deslocamento mais zonal e o centro de K

extratropical desloca para nordeste. No Dia0, o centro de K subtropical é o mais intensificado (Figura 4.13g).

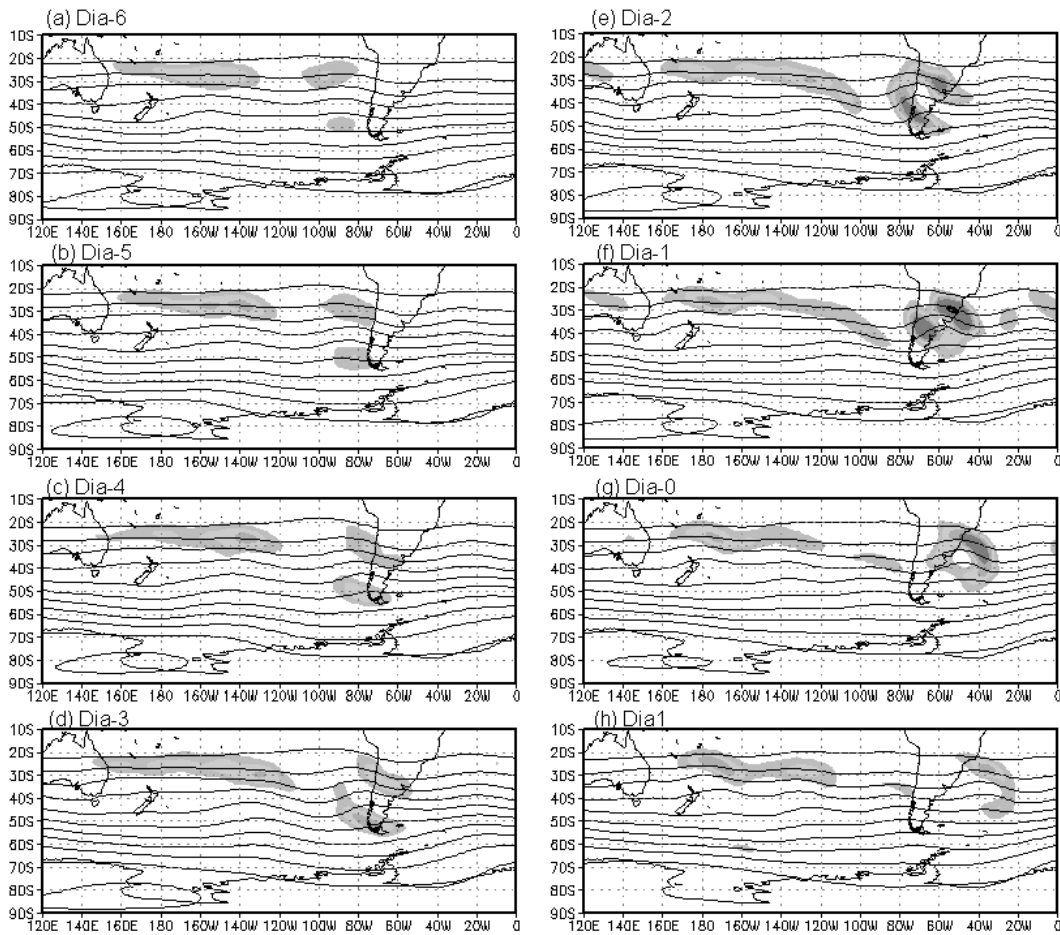


Figura 4.13 – Idem a Figura 4.12, porém para o (a)Dia-6 ao (h)Dia1.

4.3.2.2 Formação dos centros K

Para avaliar qual foi o termo responsável pelo centro de K subtropical se desprender do centro de K estacionário do Oceano Pacífico no Dia-6.75 (Figura 4.12), será analisado o Dia-7 e o Dia-6.75 e comparar as diferentes características da energética de cada dia. A Figura 4.14 mostra a média na vertical da K e dos termos DCA, conversão BRC e conversão BRT, a linha preta na vertical em 100°W é o local aproximado do centro de K subtropical. O que ocorreu para que no Dia-6.75 houvesse uma diminuição da K na região de 120°W foi a conversão BRC (Figura 4.14e) torna-se negativa nessa região. Isso possibilitou a separação dos centros de K. O termo DCA (Figura 4.14d) tornou

positivo corrente abaixo do centro de K subtropical, porém os valores da conversão BRC são menores ou negativos nessa região. Resultando numa pequena diminuição nos valores da K na região do centro subtropical. A conversão BRT (Figura 4.14c e 4.14f) foi termo fonte em toda a região, com valores mais intensos na longitude de 150°W (região do centro K estacionário) e corrente acima do centro de K subtropical.

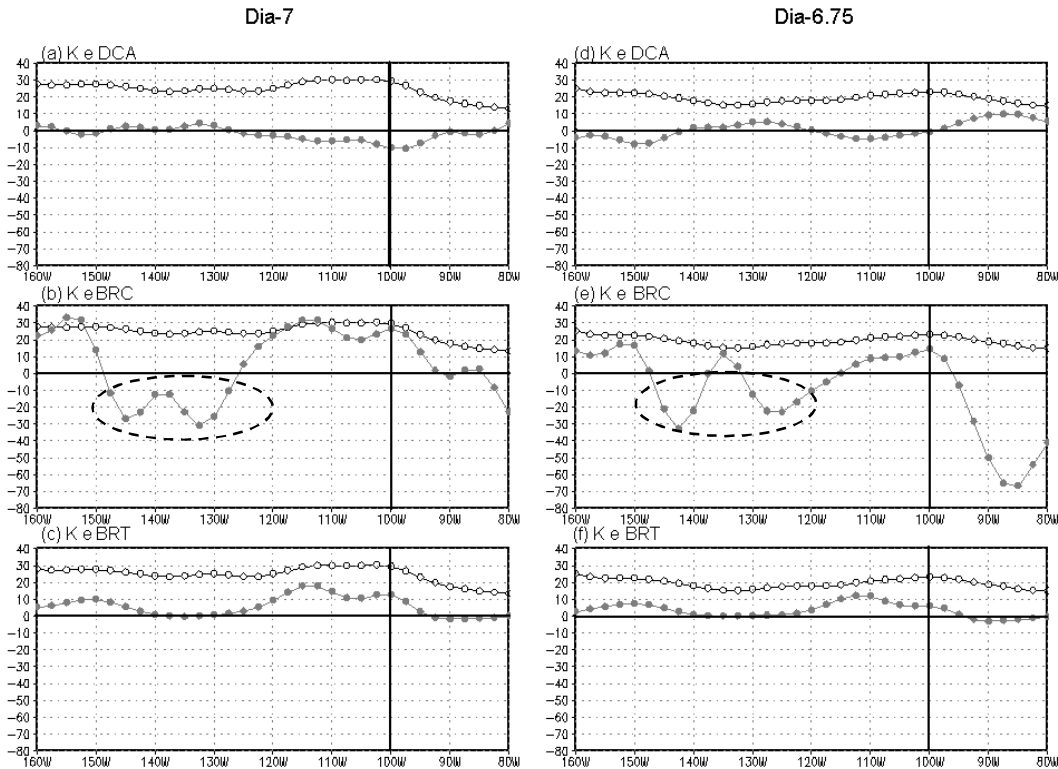


Figura 4.14 – Corte na latitude de 30°S que mostra a K (m^2/s^2 - marcador sem preenchimento) com os termos (a) – (d) DCA , (b) – (e) conversão BRC e (c) – (f) conversão BRT ($10^4 m^2/s^3$ - marcador com preenchimento). Todos eles são a média na vertical para o Dia-7 (esquerda) e Dia-6.75 (direita). A linha preta horizontal em 100°W é a região do centro de K subtropical.

Analisando os termos verticalmente tem-se uma visão melhor da estrutura da K e dos principais termos fonte e sumidouro. Na Figura 4.15 foi feito o mesmo corte em 30°S da Figura 4.12, agora mostrando os valores na vertical. Os valores significativos da K estão na camada de aproximadamente 600hPa até altos níveis, e seu valor máximo no nível de 200hPa (Figura 4.15a e 4.15e). Do Dia-7 para o Dia-6.75 ocorre uma diminuição nos valores da K, e nos campos

médio na vertical (Figura 4.12) se observa o desprendimento do centro de K mais a leste (chamado aqui de centro de K subtropical).

O termo de maior mudança nesses dias foi a conversão BRC (Figura 4.15c e 4.15g). No Dia-7, é observada uma região de conversão BRC negativa em toda a atmosfera entre 145°W e 125°W, e duas regiões positivas corrente acima e abaixo. As regiões positivas de conversão BRC praticamente desaparecem no Dia-6.75 e a região negativa perde um pouco de intensidade, resultando numa região de pouca intensidade de K e a formação de um novo centro de K.

Outro fator que ajudou na formação de dois centros de K nessa latitude foi a conversão BRT (Figura 4.15d e 4.15h). Ela foi fonte de energia nessa latitude, porém sua estrutura apresenta dois centros bem definidos que coincidem com os centros de máxima K. O termo DCA está entre os níveis de 200hPa e 300hPa, com valores abaixo das conversões BRC e BRT.

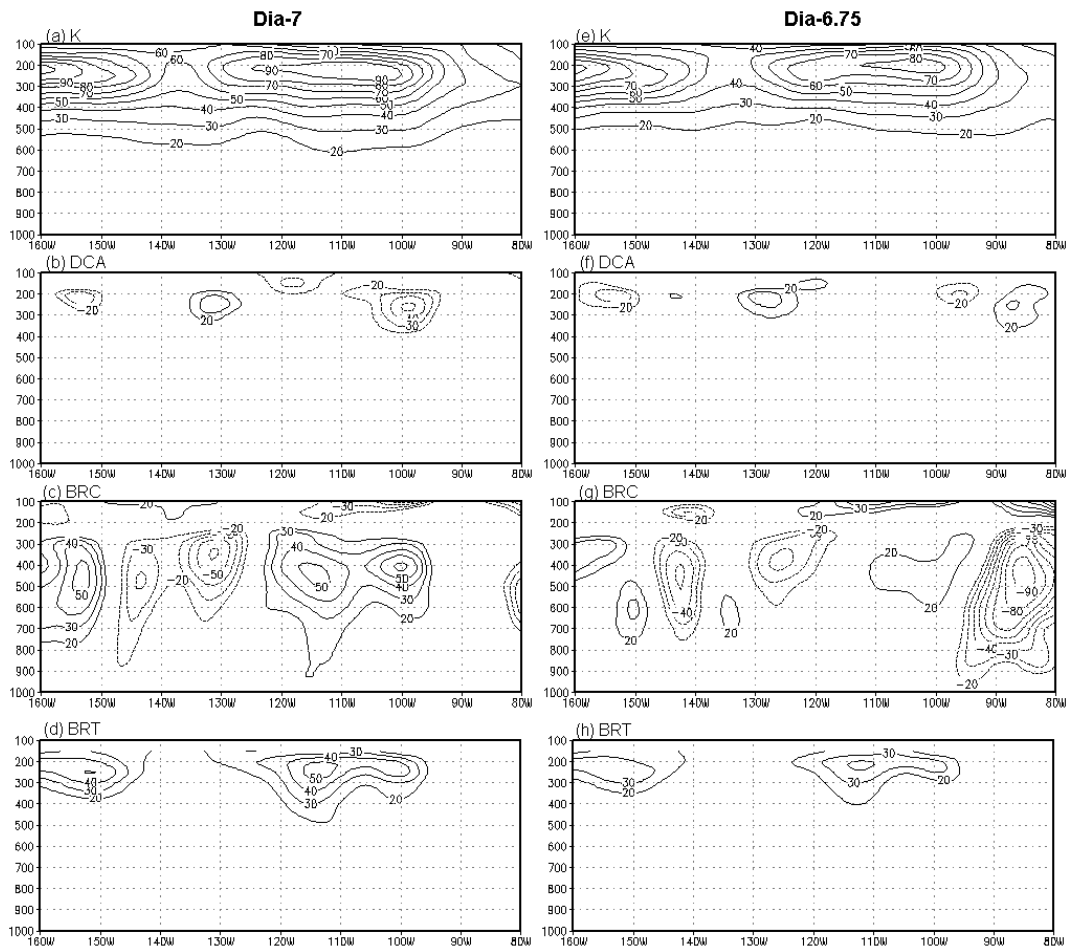


Figura 4.15 - Corte longitude versus pressão na latitude de 30°S para o Dia-7 (esquerda) e Dia-6.75 (direita). (a) – (e) K (m^2/s^2), (b) – (f) Termo DCA ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$), (c) – (g) Conversão BRC ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) – (h) Conversão BRT ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$).

No Dia-6.25 ocorre a formação do centro de K extratropical na latitude de 50°S. A Figura 4.16 mostra a K e os termos fontes/sumidouros (média na vertical) seis horas antes de sua formação. Todos os termos são fontes de energia na região de formação do centro de K extratropical, no entanto, o DCA e a conversão BRT são muito pequenos. A conversão BRC domina toda a região com valores positivos de até 10 vezes mais que os outros termos.

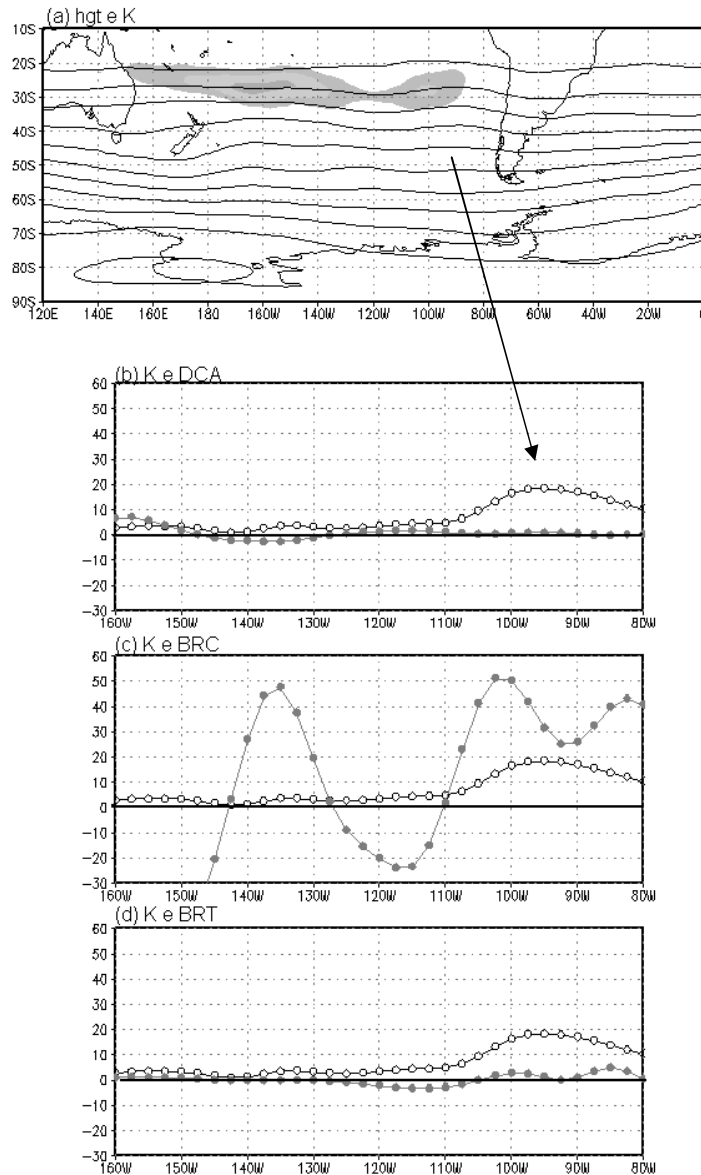


Figura 4.16 – Campos Compostos Tipo B da (a) hgt em 300hPa (IC=150m) e média na vertical da K (área pintada, valores acima de $20\text{m}^2/\text{s}^2$ e IC= $10\text{m}^2/\text{s}^2$) e (b)-(c)-(d) são corte longitudinal na latitude de 50°S com a K (m^2/s^2 - marcador sem preenchimento) e os termos DCA, BRC e BRT ($10^4\text{m}^2/\text{s}^3$ - marcador com preenchimento), respectivamente, média na vertical para o Dia-6.5.

Na vertical, a K está na camada entre 550hPa e 250hPa e o nível de 300hPa o de máxima energia (Figura 4.17a). A conversão BRC (Figura 4.17c) e a conversão BRT (Figura 4.17d) foram os termos fontes de energia e estão em toda a atmosfera. Já o termo DCA (Figura 4.17b), foi muito pequeno sobre o centro de K. A conversão BRC é mais intensa (mais que 10 vezes), sendo ela a mais importante na formação desse centro.

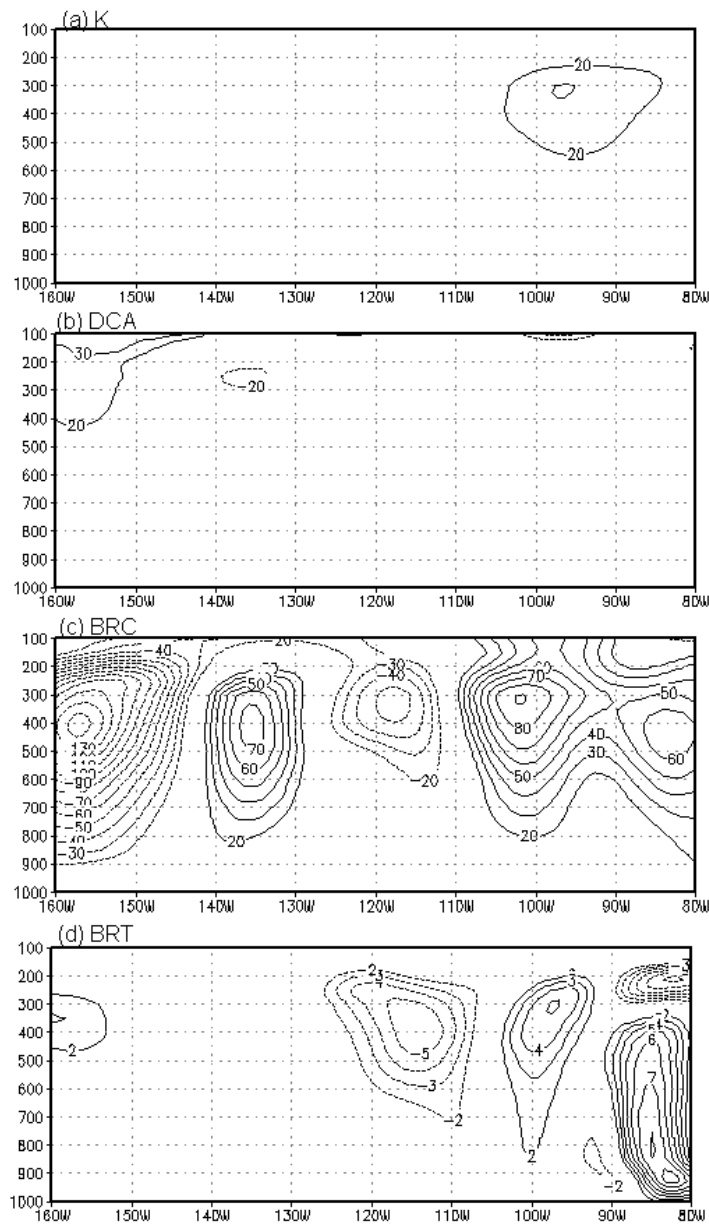


Figura 4.17 - Corte longitude versus pressão na latitude de 50°S para o Dia-6.5. (a) K (m^2/s^2), (b) Termo DCA ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$), (c) Conversão BRC ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) e (d) Conversão BRT ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$).

4.3.2.3 Evolução temporal dos centros K

Dois foram os centros de K que intensificaram durante a evolução da incursão de ar frio do Tipo B. Eles foram numerados na Figura 4.18 e a média na vertical é na camada que vai de 700hPa a 200hPa.

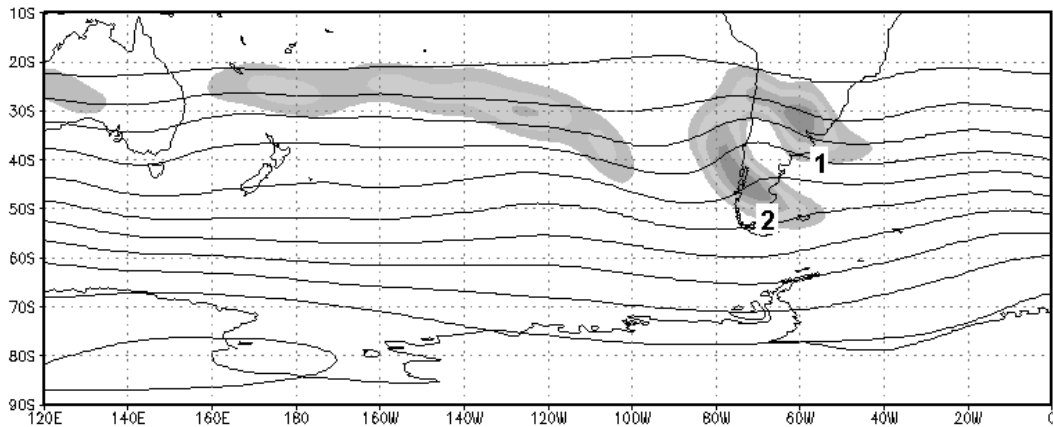


Figura 4.18 – Indicação dos 2 centros K que foram estudados na evolução temporal dos casos Tipo B (Dia-2).

O centro de K subtropical (indicado com o número 1 na Figura 4.18) se forma no Dia-6.5 e nesse estágio inicial as conversões BRC e BRT foram os termos fonte (Figura 4.19). A partir do Dia-5 o termo DCA tornou-se positivo e as conversões BRC e BRT negativas, porém não houve muita variação nos valores de K nesse período. No Dia-3 ate o Dia-1 foi o período de intensificação de K. Durante estes dias o termo DCA é máximo, sendo ele o responsável pela intensificação do centro K1. Os valores máximos da conversão BRC antes e após o Dia-2 foi devido a passagem do centro K subtropical sobre os Andes, causando grandes ruídos nos dados de omega.

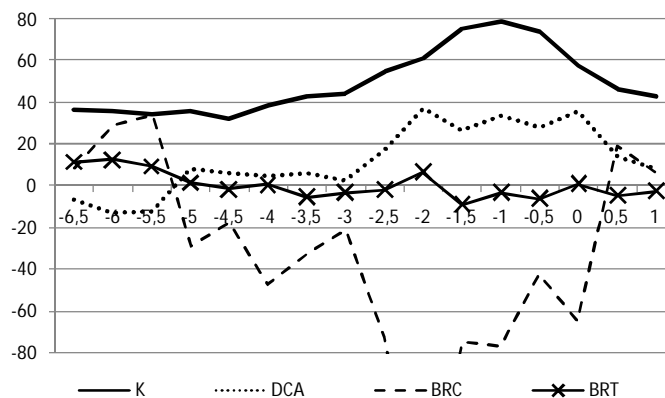


Figura 4.19 – Energética média no volume do centro K1 dos casos Tipo B. O volume é centro na máxima K média na vertical com uma área de $10^\circ \text{lat} \times 10^\circ \text{lon}$. A K (m^2/s^2) é representada pela linha contínua, o termo DCA ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha pontilhada, a conversão BRC ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha tracejada e a conversão BRT ($10^4 \text{m}^2/\text{s}^3$) pela linha com marcador X.

No centro de K extratropical (indicado com o número 2 na Figura 4.18) a conversão BRC é o termo fonte principal durante a evolução do centro, exceto no período inicial. Nesse período o termo DCA e conversão BRT são os termos fontes, e a conversão BRC sumidouro (Figura 4.20). Como visto no centro K subtropical a passagem do centro K pelos Andes mostra valores extremos da conversão BRC.

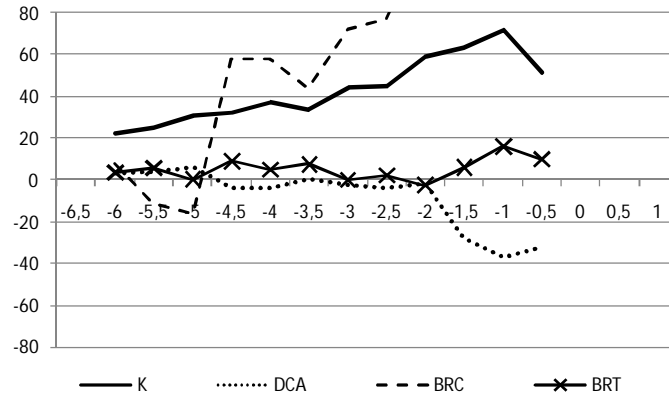


Figura 4.20 – Idem a Figura 4.19 para o centro K2.

5 ENERGÉTICA DAS ANOMALIAS DE ALTA FREQUÊNCIA ASSOCIADAS ÀS INCURSOES DE AR FRIO

5.1 Introdução

Nesse capítulo será analisada a energética das anomalias da hgt' associadas às incursões de ar frio vistas no Capítulo 3, enfocando as mudanças na estrutura tanto horizontal como vertical da evolução das anomalias. As ferramentas usadas para calcular a energética são o Ciclo de Lorenz e o desenvolvimento corrente abaixo.

No ciclo de Lorenz é estudado o ciclo de vida do sistema devido às conversões baroclínica e barotrópica. Os primeiros estudos sobre o papel da instabilidade baroclínica e barotrópica nos sistemas meteorológicos foram teóricas e mostraram que a instabilidade baroclínica ocorre principalmente em latitudes médias onde o gradiente de temperatura é maior (CHARNEY,1947 e EADY,1949) e a instabilidade barotrópica, associada ao cisalhamento horizontal do vento zonal, é o principal mecanismo de geração dos distúrbio em região tropical.

A metodologia aplicada para calcular as conversões baroclínica e barotrópica foi a mesma de Lau e Lau (1984) e Gan e Rao (1999), onde as conversões de energia são calculadas usando a componente quase-estacionária (representada pela baixa frequência) e a componente transiente (representada pela alta frequência) dos sistemas. As equações usadas foram:

$$K' = \frac{1}{2} V'^2 \quad (5.1)$$

$$PK = -\frac{R}{p} \omega' T' \quad (5.2)$$

$$CK = -\frac{1}{\sigma} \left\{ u' \left(u' \frac{\partial u^*}{\partial x} + v' \frac{\partial u^*}{\partial y} \right) + v' \left(u' \frac{\partial v^*}{\partial x} + v' \frac{\partial v^*}{\partial y} \right) \right\} \quad (5.3)$$

onde: K' é a energia cinética do distúrbio de alta freqüência, PK é a conversão de energia potencial disponível do distúrbio para K' (neste estudo chamado de Termo BRC) e CK é o termo de conversão da energia cinética do escoamento quase-estacionário para a K' (neste estudo chamado de Termo BRT). Os sinais $'$ e $*$ indicam os dados filtrados nas bandas de alta e baixa freqüência, respectivamente; σ é a estabilidade estática do escoamento quase estacionário. Os outros símbolos são usualmente usados na meteorologia. Para encontrar a componente transiente e a componente quase-estacionária usadas no ciclo de Lorenz foi usado o mesmo método do Capítulo 3, ou seja, o Filtro de Lanczos.

O termo DCA das ondas baroclínicas foi obtido a partir da equação da K (em coordenadas de pressão). O termo da divergência do fluxo geopotencial do distúrbio foi separado em três outros termos (equação 5.4):

$$-v' \cdot \nabla \phi' = -\nabla \cdot (v' \phi')_a - \omega' \alpha' - \frac{\partial (w' \phi')}{\partial p} \quad (5.4)$$

Onde o primeiro termo da direita é a convergência do fluxo ageostrófico, chamado de DCA, o segundo termo a conversão BRC e o terceiro termo é o fluxo vertical geopotencial. Mais detalhes desses termos podem ser visto em Orlanski e Sheldon (1995).

5.2 Resultados e Discussões

Nesse estudo será mostrada a evolução temporal no nível de 300hPa da K' e da hgt' dos casos Tipo A e Tipo B. Também será feita uma análise da energética do principal centro negativo da hgt' e dos centros positivo corrente acima e corrente abaixo desse centro.

5.2.1 Energética dos casos TIPO A

5.2.1.1 Evolução Temporal

A Figura 5.1 mostra a evolução temporal da K' e hgt' em 300hPa. Entre o Dia-5 (Figura 5.1a) e Dia-4 (Figura 5.1b) surgem centros de K' nos dois lados da

anomalia positiva corrente acima da AN1, porém a região de K' localizada corrente acima da anomalia positiva enfraquece nos próximos dias. No Dia-3 (Figura 5.1c) os centros de energia em volta da AN1 já estão formados e são estes os mais intensos durante toda a evolução da onda. A intensificação dos centros de K' ocorre até o Dia0 (Figura 5.1f).

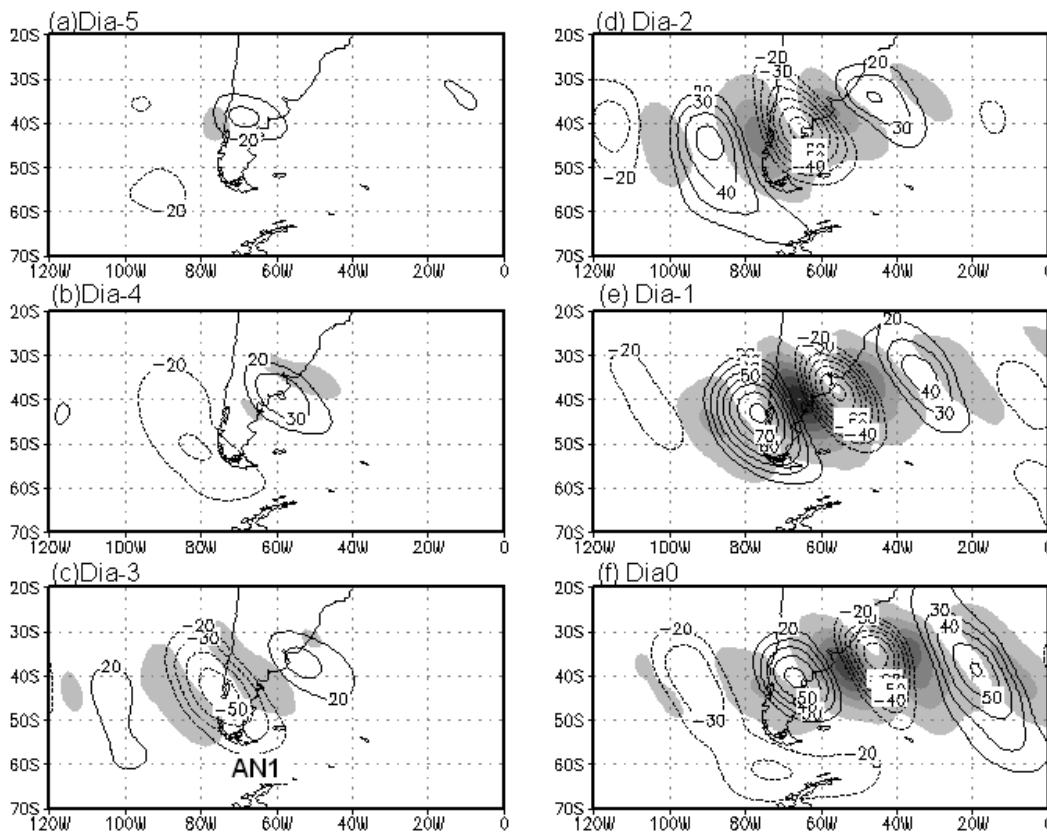


Figura 5.1 – Compostos dos casos Tipo A da K' (área pintada, valores acima de $10\text{m}^2/\text{s}^2$ e $\text{IC}=20\text{m}^2/\text{s}^2$) e hgt' em 300hPa ($\text{IC}=10$) do Dia-5 (a) ao Dia0(f). A AN1 está indicada no Composto do Dia-3.

5.2.1.2 Energética

A formação da K' (Figura 5.2a) associada a AN1 (indicada na Figura 5.1c) ocorreu no Dia-3, quando a AN1 cruza os Andes (Figura 3.8) e o valor máximo de energia ocorreu no Dia-0.5. A K' da AN1 está concentrada principalmente entre os níveis de 150hPa e 500hPa, sendo o nível de 300hPa o de máxima K', que coincide com o nível de máxima da AN1 (Figura 3.12). A conversão BRC máxima (Figura 5.2c) ocorre 12 horas antes da máxima K'. Este

resultado está coerente, pois a um tempo de resposta da atmosfera para essa conversão aparecer no campo da K' . Resultado semelhante foi obtido por Randell e Stanford (1985) para ondas baroclínicas no verão do Hemisfério Sul. Durante toda a evolução da AN1 foi observada uma conversão negativa do termo BRT (Figura 5.2d), porém a metade do valor da conversão BRC.

Quando analisado o campo horizontal do termo DCA (Figura 5.2b) são observados centros positivos e negativos sobre o centro de K' , e entre dois centros de K' , um centro de hgt' . Ou seja, nesse campo onde se calcula a média da convergência do fluxo ageostrófico sobre o centro de anomalia se obtém o fluxo dominante sobre o centro. Valores positivos (negativos) do DCA indicam que o saldo de energia que entrou (saiu) no centro devido aos fluxos ageostróficos é maior do que os fluxos que saíram (entraram). Na AN1, em geral, o termo DCA foi negativo (sumidouro de energia) exceto nos dias que antecedem a máxima K' . Esse termo apresenta valores máximos em duas regiões, próximo a superfície até o nível de 850hPa, e do nível de 400hPa à 200hPa, sendo esta última camada a que ocorre os valores positivos entre o Dia-2 e Dia0.

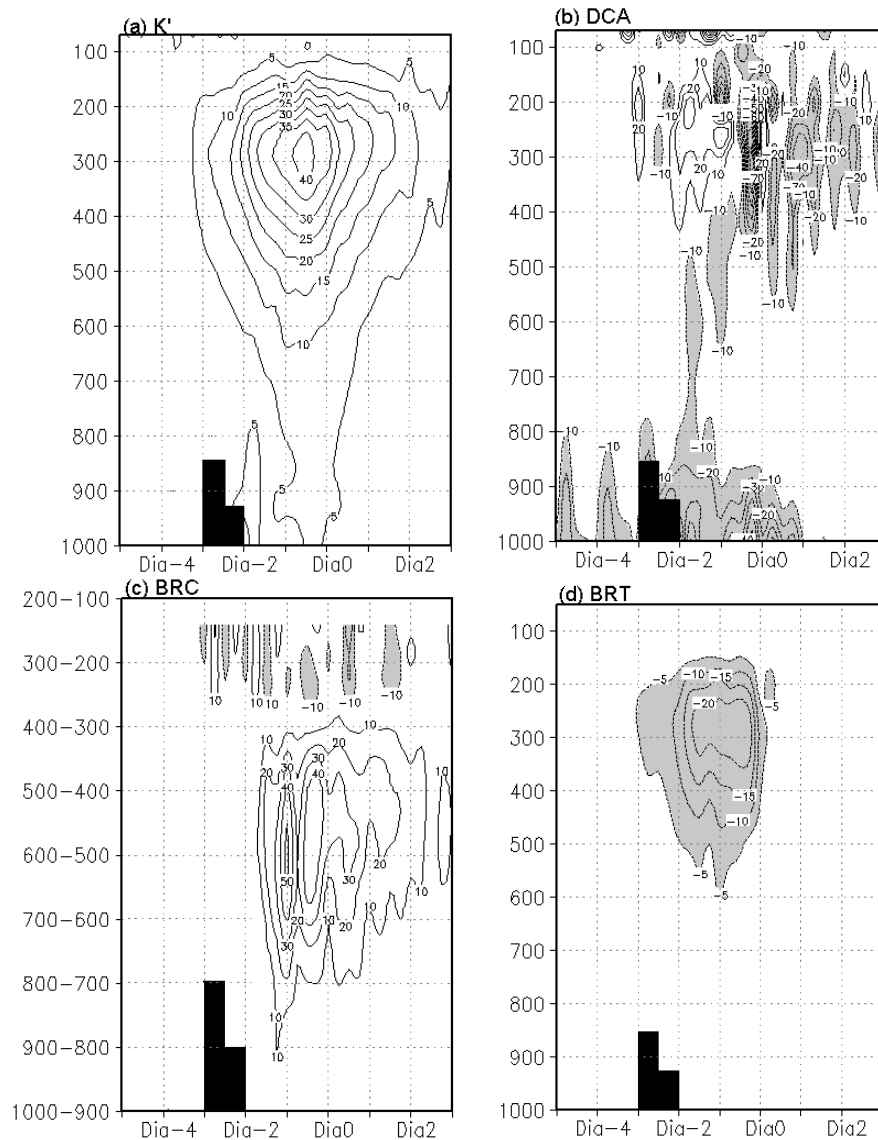


Figura 5.2 – Energética da AN1: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^\circ \times 15^\circ$ centrado no ponto de mínima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

A máxima K' associada à anomalia positiva corrente acima da AN1 (Figura 5.3a) ocorre no Dia-1, quando esta se aproxima dos Andes em altos níveis (Figura 3.6) e atinge intensidade máxima da anomalia (Figura 3.13). Esta anomalia é mais intensa que a AN1, porém, a K' associada a esta anomalia positiva foi a metade do valor da AN1, e as conversões BRC (Figura 5.3c) e BRT (Figura 5.3d) menos intensas. Isso se deve ao gradiente horizontal de temperatura nos baixos níveis na região onde a AN1 se encontra (figura não

mostrada) ser maior, causando um vento geostrófico mais intenso, portanto, maior K' . O termo DCA tem um saldo negativo em toda a evolução desse centro, intensificando dos baixos para os altos níveis.

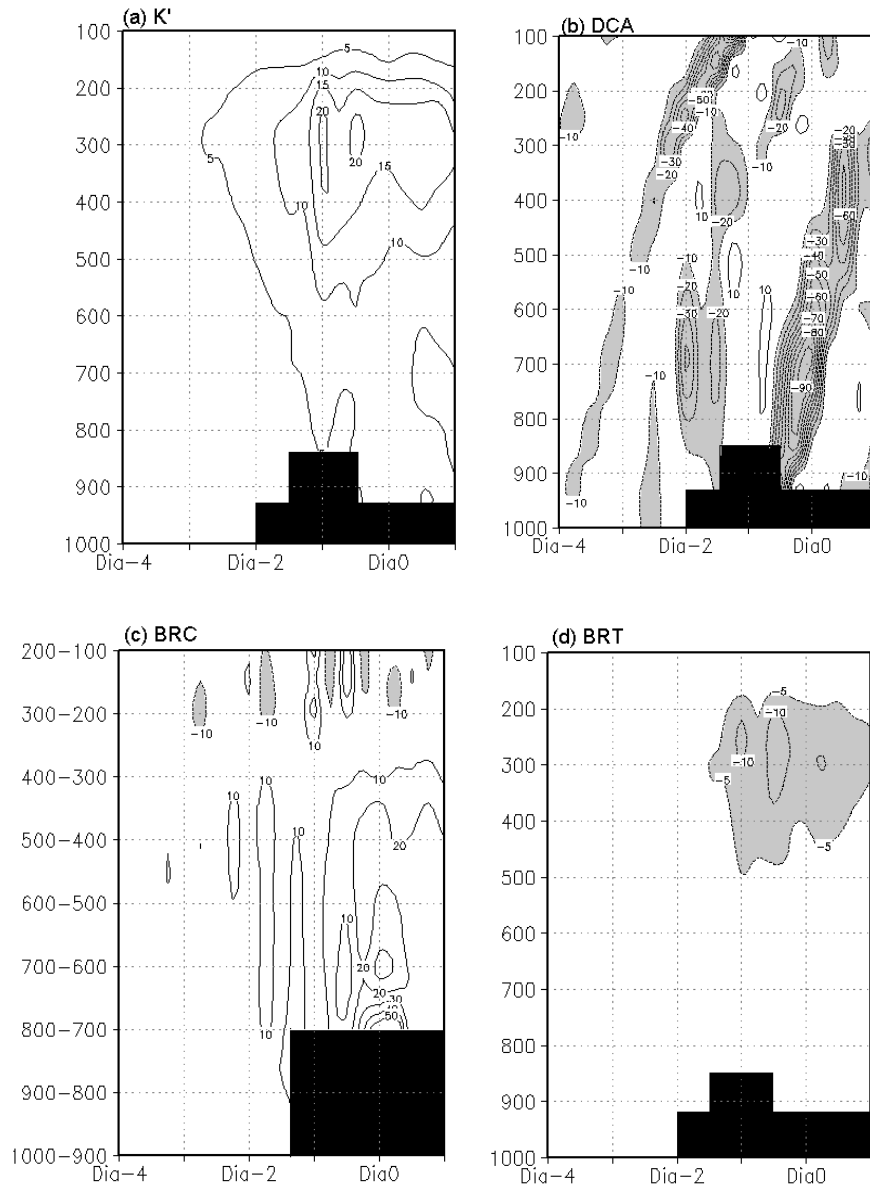


Figura 5.3 – Energética da anomalia positiva corrente acima da AN1: (a) K' (m²s⁻²), (b) DCA (10⁵m²s⁻³), (c) BRC (10⁵m²s⁻³) e (d) BRT (10⁵m²s⁻³). Os valores correspondem a média na área de 15°X15° centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

A anomalia positiva corrente abaixo da AN1 tem a máxima energia K' no Dia0.5 (Figura 5.4a) juntamente com a intensificação da anomalia positiva (Figura 3.14). Como esta anomalia se forma sobre o continente, ela não possui uma interferência direta do efeito da montanha. A principal característica desta anomalia foi a contribuição da conversão BRT (Figura 5.4d) e do termo DCA (Figura 5.4b) na intensificação dessa anomalia.

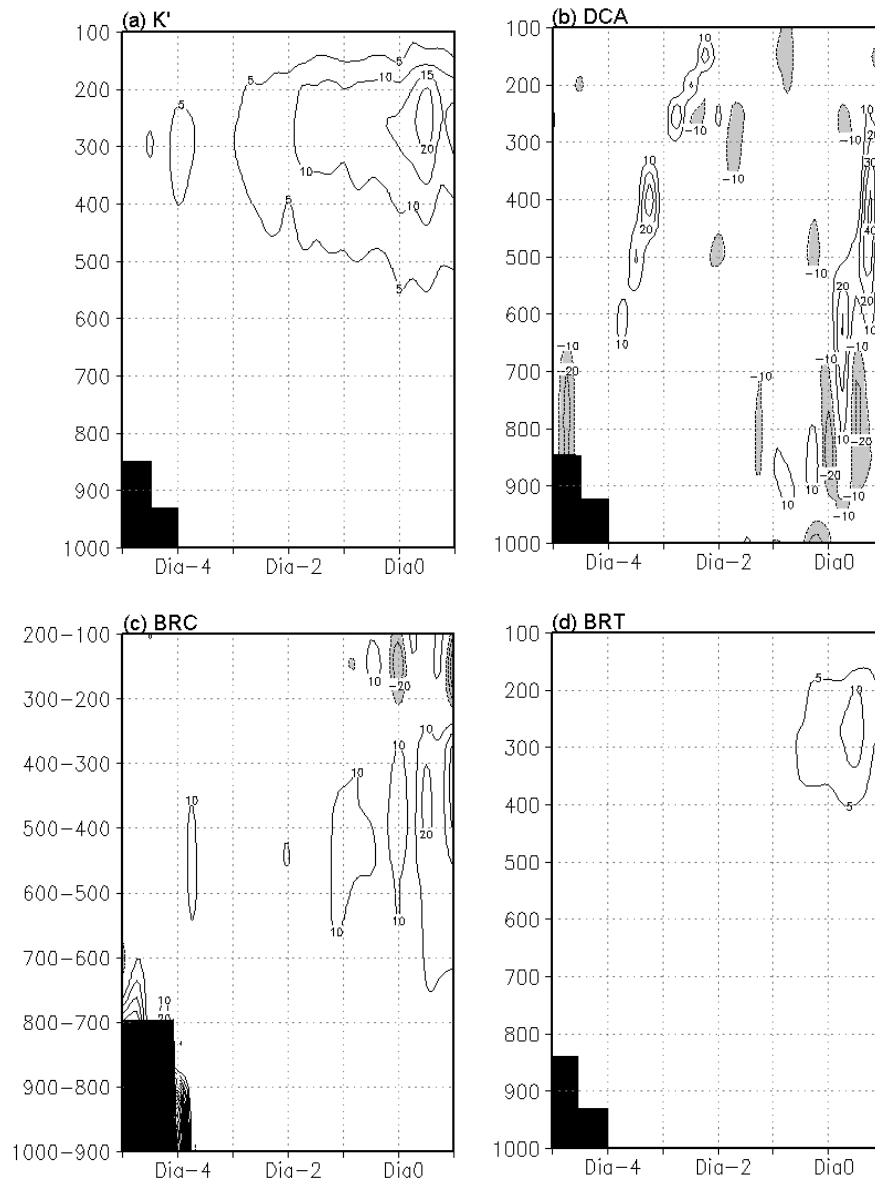


Figura 5.4 – Energética da anomalia positiva corrente abaixo da AN1: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^\circ \times 15^\circ$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

Resumidamente o que se observou foi que a K' está localizada principalmente entre os níveis de 400hPa e 200hPa. A conversão BRC foi o termo fonte para a formação das anomalias da hgt' e o termo DCA também contribuiu para a intensificação da AN1 e da anomalia positiva corrente abaixo. A conversão BRT foi o principal termo sumidouro de energia da AN1 e da anomalia positiva corrente acima e para a anomalia positiva corrente abaixo, atuou como termo fonte. A anomalia positiva corrente abaixo está em período de intensificação, visto que os termos analisados são todos positivos até o Dia1.

5.2.2 Energética dos casos TIPO B

5.2.2.1 Evolução Temporal

A Figura 5.5 mostra a evolução da K' associada às incursões de ar frio Tipo B em 300hPa. A formação dos primeiros centros de K' foi no mesmo dia que a dos casos Tipo A mudando apenas a configuração e a localização dos centros anômalos. Em geral, o que ocorre é a formação dos centros de K' entre a anomalia positiva corrente acima da AN2 no Dia-4 e nos dias seguintes a formação de outros centros de K' corrente acima.

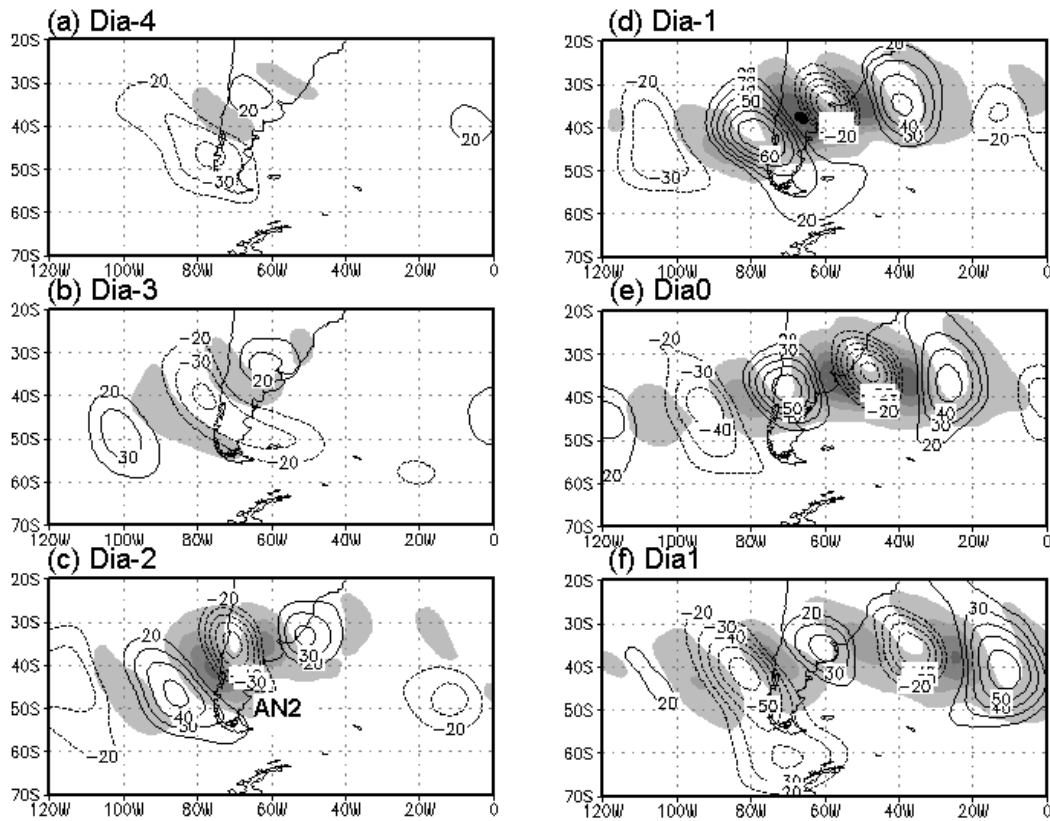


Figura 5.5 – Compostos dos casos Tipo B da K' (área pintada, valores acima de $10\text{m}^2/\text{s}^2$ e $\text{IC}=20\text{m}^2/\text{s}^2$) e hgt' em 300hPa ($\text{IC}=10$) do Dia-4 (a) ao Dia1(f). A AN2 está indicada no Composto do Dia-2.

5.2.2.2 Energética

O padrão energético da AN2 (Figura 5.6) se parece muito com o padrão energético da AN1 (Figura 5.2), com o máximo de K' em altos níveis, crescimento BRC (positivo) e decaimento BRT (negativo). Entretanto, a estrutura vertical da K' é diferente nas anomalias negativas dos dois casos, provavelmente devido ao deslocamento das anomalias e a região que onde elas cruzaram os Andes.

Para a AN2, o dia de máxima conversão BRC (Figura 5.6c) foi seis horas depois da máxima K' (Figura 5.6a) e após a passagem da anomalia pelos Andes. Já a conversão BRT (Figura 5.6d) foi negativa. O termo DCA (Figura 5.6b) é predominantemente negativo durante todo o período, menos no dia de máxima K' . Como nos casos Tipo A, esse termo apresentou duas camadas

bem distintas, uma em altos níveis e médios níveis e outra próxima a superfície.

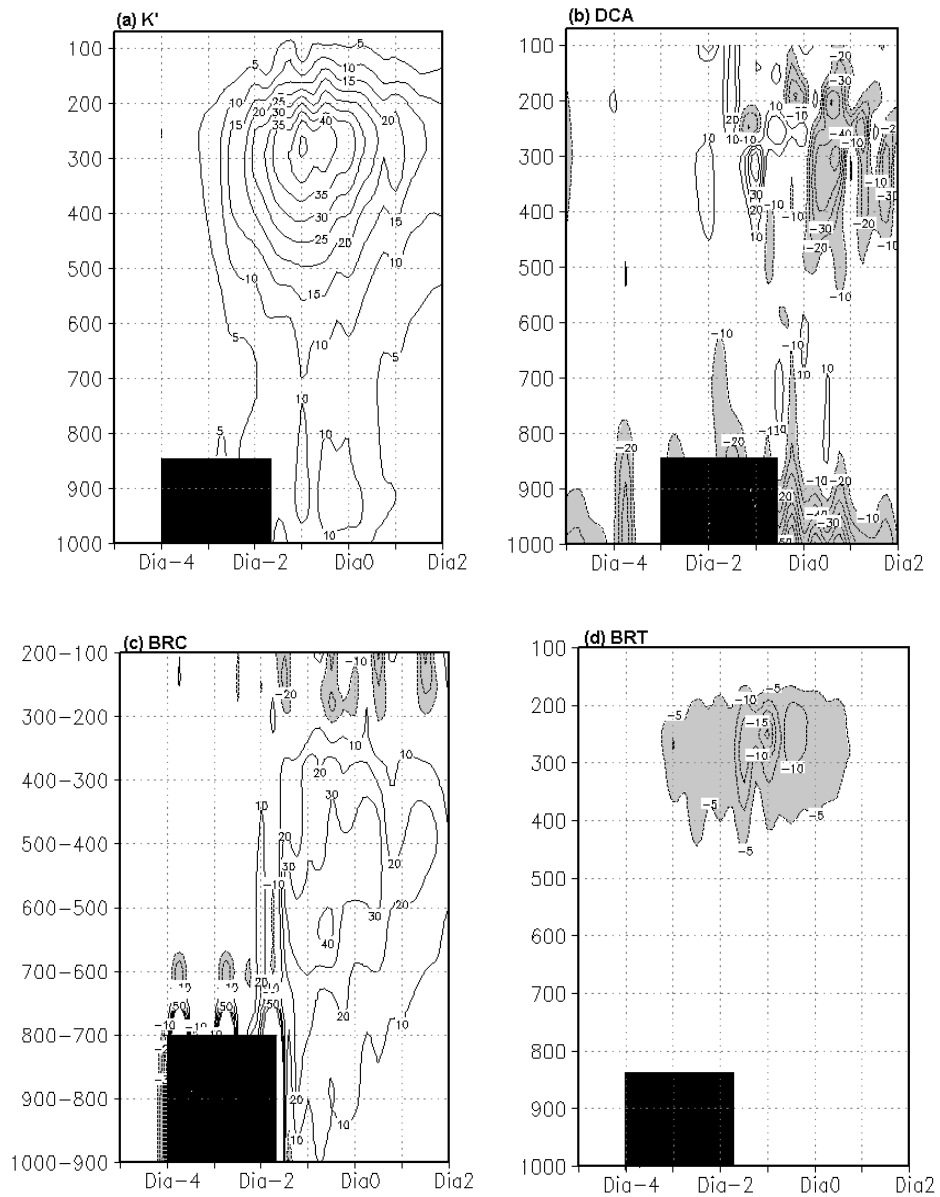


Figura 5.6 – Energética da AN2: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^\circ \times 15^\circ$ centrado no ponto de mínima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

O máximo de K' da anomalia positiva corrente acima da AN2 (Figura 5.7a) ocorre no Dia-1, mesmo dia da máxima energia K' da AN2 (Figura 5.6a). A conversão BRC foi o termo fonte de energia (Figura 5.7c) localizada abaixo da

máxima K' . A conversão BRT (Figura 5.7d) e o termo DCA (figura 5.7b) são sumidouros de energia deste centro.

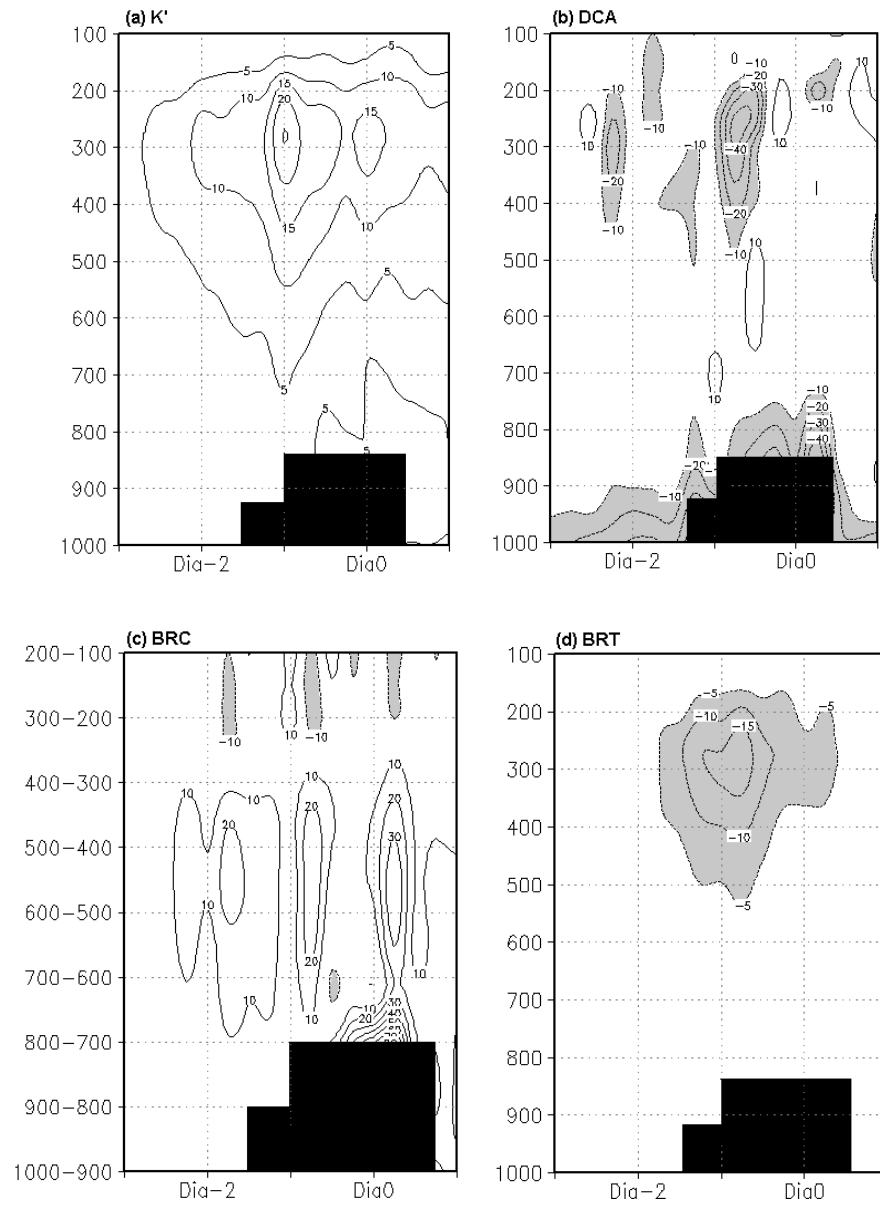


Figura 5.7 – Energética da anomalia positiva corrente acima da AN2: (a) K' (m²s⁻²), (b) DCA (10⁵m²s⁻³), (c) BRC (10⁵m²s⁻³) e (d) BRT (10⁵m²s⁻³). Os valores correspondem a média na área de 15°X15° centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

Na anomalia positiva corrente abaixo da AN2 o Dia0 foi o de máxima K' (Figura 5.8a) e a conversão BRC (figura 5.8c) o termo fonte. Os termos DCA (Figura

5.8b) e conversão BRT (Figura 5.8d) foram sumidouros de energia dessa anomalia.

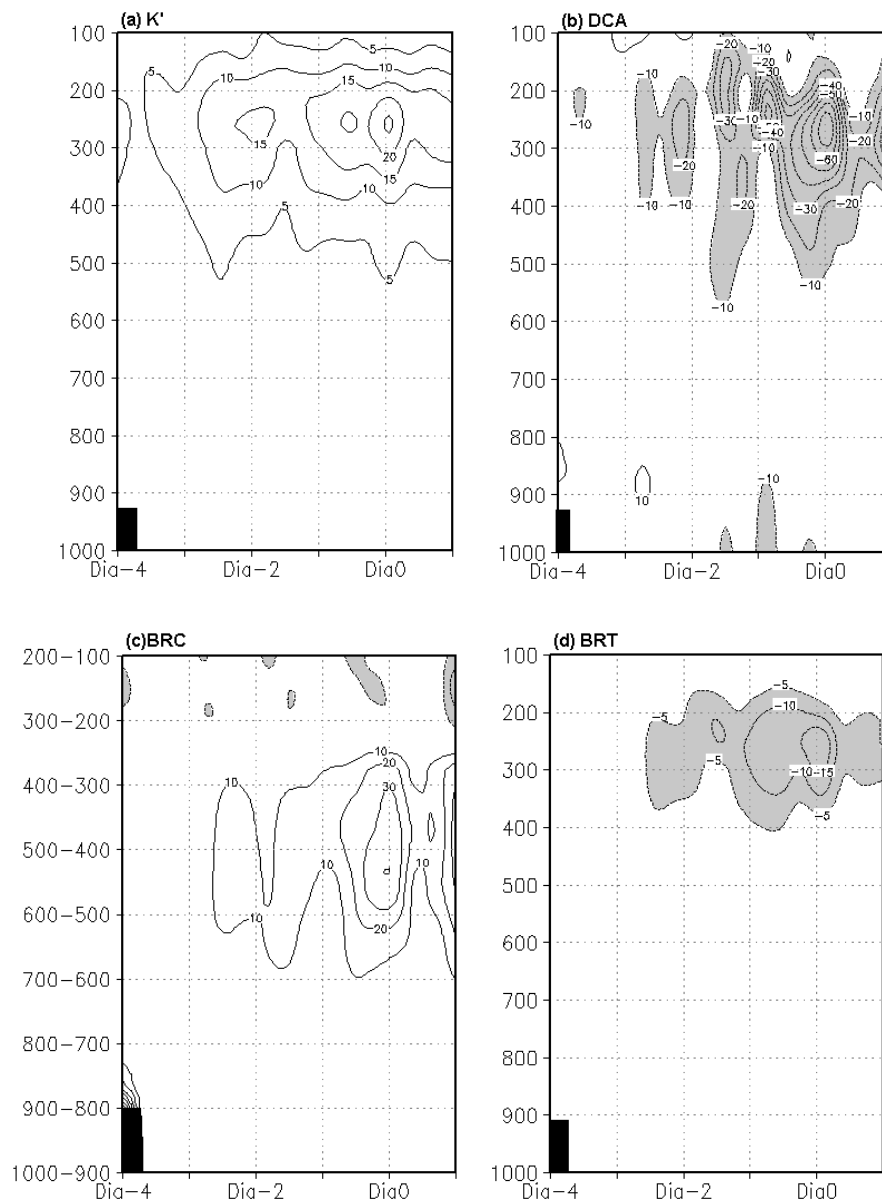


Figura 5.8 – Energética da anomalia positiva corrente abaixo da AN2: (a) K' (m^2s^{-2}), (b) DCA ($10^5m^2s^{-3}$), (c) BRC ($10^5m^2s^{-3}$) e (d) BRT ($10^5m^2s^{-3}$). Os valores correspondem a média na área de $15^\circ \times 15^\circ$ centrado no ponto de máxima hgt' em cada nível. A área pintada de preto corresponde aos Andes.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Neste trabalho foram estudadas as características dinâmicas e a energética das incursões de ar frio que ocorreram devido aos sistemas transientes mais intensos.

A análise climatológica das incursões de ar frio foi para os meses mais frios do ano (maio a setembro) de 1981 a 2005. Selecionou-se 132 casos, os quais foram divididos em dois tipos de acordo com o padrão da circulação atmosférica em baixos níveis quatro dias antes da queda de temperatura. Os casos Tipo A, são aqueles associados aos sistemas frontais vindos do sul do continente (81 casos) e os casos Tipo B, aqueles que primeiramente se observa a formação de um ciclone extratropical sobre o continente ao sul de 25°S, culminando em uma frontogênese no sudeste do Brasil (51 casos).

Em altos níveis, observou-se que nos dois tipos estudados houve amplificação de um cavado de latitudes médias próximo a costa oeste da América do Sul, três dias antes da incursão de ar frio no sul do Brasil. Sobre o continente, o deslocamento do cavado foi para nordeste, e no Dia0, encontra-se sobre o sul do Brasil e Oceano Atlântico Sul.

Em baixos níveis, a evolução da onda apresenta grandes diferenças entre os casos. Nos casos Tipo A, um cavado de grande amplitude vindo de latitudes médias, se desloca para nordeste próximo a costa leste da América do Sul e a uma alta localizada sobre o Oceano Pacífico atravessa os Andes em aproximadamente 35°S. A intensificação desses dois sistemas torna o escoamento de sul mais meridional, aumentando a advecção de ar frio, e juntamente com o cavado de altos níveis, o ar frio passa a ser em toda a camada da troposfera. No Dia0, o anticiclone localizado sobre a Argentina, próxima a fronteira do Uruguai, e o sistema frontal sobre o estado do Rio de Janeiro, fazem com que a advecção de ar frio domine todo o sul e sudeste do Brasil e Paraguai.

Nos casos Tipo B, em baixos níveis, o que se observa é a formação de um ciclone sobre o litoral Uruguaio e sul do Brasil um dia antes da incursão de ar frio. A formação do ciclone ocorre devido a interação de um cavado que atravessa os Andes no sul da América do Sul e o escoamento de norte a sotavento dos Andes que se estende até 30°S. No Dia0, o ciclone evolui para uma frontogêneses sobre o Oceano Atlântico que se estende até a região sudeste do Brasil. Apesar dos casos Tipo B não apresentarem a penetração de uma frente fria intensa, as condições atmosférica associada com a ciclogêneses e frontogêneses contribuíram para que houvesse um aumento da advecção de ar frio vindo de latitudes mais altas.

Com essas condições de escoamento de sul sobre o continente nos dois tipos de incursão de ar frio, a umidade específica na região de estudo diminui rapidamente após o Dia-2.

Nos campos compostos filtrados na alta frequência, as anomalias da hgt formam-se primeiramente em altos níveis (Dia-5) e o desenvolvimento para níveis mais baixos ocorre quando estas se aproximam da costa oeste da América do Sul, com inclinação para oeste com a altura. Este padrão mais intenso na alta troposfera ocorre devido a perturbação do escoamento ser maior nesta camada, onde o escoamento é mais zonal. A principal diferença entre os casos de incursão de ar frio está no padrão de onda, que nos casos Tipo A, forma-se um padrão de onda tipo 2 e nos casos tipo B, um padrão de onda tipo 3.

Durante a evolução da incursão de ar frio, três anomalias passam sobre a América do Sul: uma anomalia negativa e duas anomalias positivas (uma corrente abaixo e outra corrente acima da anomalia negativa). Estes centros anômalos estão associados ao cavado de grande amplitude (anomalia negativa) em altos níveis e as cristas corrente acima e corrente abaixo (anomalias positivas). Não há grandes diferenças na região de formação das anomalias negativas e das anomalias positivas entre os casos, porém durante a evolução dos centros anômalos, suas trajetórias foram diferentes, e no Dia0 os centros novamente se posicionaram na mesma região.

Entre o Dia-2 e o Dia0 ocorreu o período de máxima intensificação da anomalia negativa e da anomalia positiva corrente acima entre os níveis de 400hPa e 200hPa. Estes centros propagam para níveis mais baixos após o Dia-1, quando estão sobre o continente. A anomalia positiva corrente abaixo da anomalia negativa intensifica após o Dia-1 e seu período de máxima anomalia após o Dia0. Este centro não propaga até a superfície, ficando confinado até o nível de 600hPa.

Em relação à energética das incursões de ar frio, dois estudos foram feitos: o primeiro analisa os termos responsáveis pela geração da energia cinética do distúrbio e o segundo a energética dos centros de distúrbio de alta frequência. Durante a evolução da onda dos casos Tipo A e Tipo B, a K foi gerada de maneira diferente, embora culminando em dois centros de K, localizados corrente acima e corrente abaixo do cavado de altos níveis. Outra característica comum entre os casos é uma região de K permanente sobre o Oceano Pacífico Central e Oeste.

Nos casos Tipo A, os primeiros centros de K se formam entre o Dia-4 e Dia-3, localizados corrente acima e corrente abaixo da crista amplificada sobre o Oceano Pacífico Leste. E no Dia-2.5 ocorre a formação do terceiro centro sobre o continente, corrente abaixo do cavado. O termo responsável pela formação e manutenção destes centros de K foi diferente. O centro de K localizado corrente acima da crista amplificado foi o menos intenso e dissipou no Dia-1, o termo responsável pela sua formação e manutenção foi o Desenvolvimento Corrente Abaixo. No centro K corrente abaixo da crista, a Conversão Baroclínica foi dominante em todo período, mas durante a fase de máxima K e dissipação, a Conversão Barotrópica também foi positiva. O centro corrente abaixo do cavado tem como termo fonte inicial a Conversão Baroclínica, que se torna negativo um dia após sua formação. Durante o desenvolvimento e no estágio final, os termos Desenvolvimento Corrente Abaixo e conversão Barotrópica dominam positivamente na região desse centro.

Nos casos Tipo B, ocorre a formação de dois centros de K sobre o Oceano Pacífico, um na região subtropical (Dia-7) e outro na região extratropical (Dia-6). Nos casos Tipo A, a formação do primeiro centro de K ocorre apenas dois dias depois do primeiro centro Tipo B, porém também está associado ao centro de K estacionário sobre o Oceano Pacífico. O centro K Subtropical tem como fonte inicial de K as Conversões Baroclínica e Barotrópica e no seu desenvolvimento o termo Desenvolvimento Corrente Abaixo. No centro Extratropical, a Conversão Baroclínica foi o termo fonte dominante durante todo o período.

A análise da energética das anomalias de alta frequência mostrou que a conversão BRC foi o termo fonte para todas as anomalias e a conversão BRT o termo sumidouro. Exceto nos casos Tipo A, onde a anomalia positiva corrente abaixo da anomalia negativa a conversão BRT foi positiva. O termo DCA foi responsável pela intensificação das anomalias negativas e da anomalia positiva corrente abaixo da anomalia negativa dos casos Tipo A.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B.J.; HSU, H.H. Rossby Wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. **Journal Atmospheric Sciences**, v.52, n.21, p.3661–3672, 1995.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of South America cold fronts. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 7. Wellington, New Zealand. **Proceedings...** 2003. p.121-122. Papel. (INPE-10220-PRE/5741).

CHANG, E.K.M.; ORLANSKI, I. On the dynamics of a storm track. **Journal Atmospheric Sciences**, v.50, n.7, p.999–1015, 1993.

CHANG, E.K.M. Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: examples from the Southern Hemisphere summer season of 1984/85. **Monthly Weather Review**, v.128, n.1, p.25–50, 2000.

CHARNEY, J.G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal Atmospheric Sciences**, v.4, n.5, p.136–162, 1947.

COMPAGNUCCI, R.H.; SALLES, M.A. Surface pressure patterns during the year over South America. **International Journal of Climatology**, v.17, n.6, p.635-653, 1997.

DUCHON, C.E. Lanczos filtering in one and two dimensions. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, n.8, p.1016–1022, 1979.

EADY, E.T. Long wave and cyclone waves. **Tellus**, v.1, p.33-52, 1949.

FORTUNE, M.A.; KOUSKY, V.E. Two severe freezes in Brazil: precursors and synoptic evolution. **Monthly Weather Review**, v.111, n.1, p.181–196, 1983.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v.119, n.5, p.1293–1302, 1991.

GAN, M.A.; RAO, V.B. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v.122, n.6, p.1141-1157, 1994.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Case studies of cyclogenesis over South America. **Meteorological Applications**, v.3, n.4, p.359-368, 1996.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Energetics of the high frequency disturbances over South America. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.17, n.1, p. 21-28, 1999.

GARREAUD, R.D. Cold air incursions over Subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v.128, n.7, p.2544–2559, 2000.

GILBERT, R.O. **Statistical methods for environmental pollution monitoring**. New York: Van Nostrand Reinhold, p.320, 1983.

HAYES, J.; WILLIAMS, R.; RENNICK, M. Lee cyclogenesis. part i: analytic studies. **Journal Atmospheric Sciences**, v.44, n.2, p.432–442, 1987.

KALNAY E, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.3, p.437–471, 1996.

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 and Forecasting**, v.14, n.2, p.242–270, 1999.

KUO, H. Baroclinic instabilities of linear and jet profiles in the atmosphere. **Journal Atmospheric Sciences**, v.36, n.12, p.2360–2378, 1979.

LAU, N.C.; LAU, K.M. The structure and energetics of midlatitude disturbances accompanying cold-air outbreaks over East Asia. **Monthly Weather Review**, v.112, n.7, p.1309–1327, 1984.

LUPO, A.R.; NOCERA, J.J.; BOSART, L.F.; HOFFMAN, E.G.; KNIGHT, D.J. South American cold surges: types, composites, and case studies. **Monthly Weather Review**, v.129, n.5, p.1021–1041, 2001.

MARENGO, J.A.; CORNEJO, A.G.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. Cold surges in tropical and extratropical South America: the strong event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v.125, n.11, p.2759-2786, 1997.

MARENGO, J.A.; AMBRIZZI, T.; KILADIS, G.; LIEBMANN, B. Upper-air wave trains over the Pacific Ocean and wintertime cold surges in tropical-subtropical South America leading to Freezes in Southern and Southeastern Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v.73, n.3-4, p.223-242, 2002.

MENDES, D.; SOUZA, E.P.; TRIGO, I.F.; MIRANDA, P.M.A. On precursors of South American cyclogenesis. **Tellus A**, v.59, n.1, p.114-121, 2007.

MÜLLER, G.; AMBRIZZI, T.; NUNEZ, M.N. Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in Central Southern South America. **Theoretical and Applied Climatology**, v.82, n.1-2, p.95-112, 2005.

MÜLLER, G.V.; BERRI, G.J. Atmospheric circulation associated with persistent generalized frosts in Central-Southern South America. **Monthly Weather Review**, v.135, n.4, p.1268–1289, 2007.

MÜLLER, G.V.; AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. E. The role of the observed tropical convection in the generation of frost events in the Southern cone of South America. **Annales Geophysicae**, v.26, p.1379-1390, 2008.

- ORLANSKI, I.; KATZFEY, J. The life cycle of a cyclone wave in the Southern Hemisphere. Part I: Eddy energy budget. **Journal Atmospheric Sciences**, v.48, n.17, p.1972–1998, 1991.
- ORLANSKI, I.; CHANG, E.K.M. Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves. **Journal Atmospheric Sciences**, v.50, n.2, p.212–225, 1993.
- ORLANSKI, I.; SHELDON, J.P. Stages in the energetics of baroclinic systems. **Tellus A**, v.47, n.5, p.605 – 628, 1995.
- PEZZA, A.B.; AMBRIZZI, T. Dynamical conditions and synoptic tracks associated with different types of cold surge over tropical South America. **International Journal of Climatology**, v.25, n.2, p.215-241, 2005.
- RANDEL, W.J.; STANFORD, J.L. An observational study of medium-scale wave dynamics in the Southern Hemisphere summer. Part I: Wave structure and energetics. **Journal Atmospheric Sciences**, v.42, n.13, p.1172-1188, 1985.
- RUSTICUCCI, M.M.; KOUSKY, V.E. A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP–NCAR Reanalysis versus station data. **Journal of Climate**, v.15, n.15, p.2089–2101, 2002.
- SELUCHI, M.E. Diagnóstico e pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a desarrollos ciclónicos sobre el Este de Sudamérica. **Geofísica Internacional**, v.34, n.2, p.171-186, 1995.
- SIMMONS, A.J.; HOSKINS, B.J. The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. **Journal Atmospheric Sciences**, v.36, n.7, p.1239–1254, 1979.
- STURARO, G. A closer look at the climatological discontinuities present in the NCEP/NCAR reanalysis temperature due to the introduction of satellite data. **Climate Dynamics**, v.21, n.3-4, p.309-316, 2003.
- VERA, C.S.; VIGLIAROLO, P.K. A diagnostic study of cold-air outbreaks over South America. **Monthly Weather Review**, v.128, n.1, p.3–24, 2000.
- VERA C.S.; VIGLIAROLO, P.K.; BERBERY, E.H. Cold season synoptic-scale waves over Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v.130, n.3, p.684–699, 2002.

APÊNDICE A - TEMPERATURA MÍNIMA NO SUL DO BRASIL: TENDÊNCIA E VALIDAÇÃO DA REANÁLISE DO NCEP/NCAR.

Neste estudo foi analisada a tendência da temperatura mínima de inverno dos dados de estações de superfície dos estados do Rio Grande do Sul e do Paraná localizados no sul do Brasil. Também foi verificada a qualidade das reanálise do NCEP-NCAR desta região comparando com dados de superfície, a fim de conhecer a real confiabilidade deste conjunto de dados na seleção de casos e a tendência nos últimos invernos.

A.1 Dados

A temperatura mínima em 2m das reanálise do NCEP/NCAR foi escolhida por está em grade gaussiana. Nessa grade a variação longitudinal é constante de $1,8^\circ$ e a variação latitudinal está em escala gaussiana, sendo assim, uma resolução maior que os dados de temperatura do ar em níveis de pressão, onde a resolução é de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

Os dados de estações meteorológicas convencionais foram obtidos do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e do Instituto Tecnológico SIMEPAR. As estações utilizadas foram aquelas onde há mais de 30 anos de dados consecutivos durante os meses de inverno (junho, julho e agosto) e altitude inferior a 500m. Foram escolhidas as estações inferiores a 500m por que como visto no estudo de Rusticucci e Kousky (2002), as reanálise têm uma tendência de produzir temperaturas erronias nas estações mais altas, isso se deve provavelmente ao cálculo da estimativa da temperatura mínima do NCEP/NCAR serem pelos valores da atmosfera em 2 metros.

A localização das estações meteorológicas e o período de estudo são mostrados na Figura A.1 e Tabela A.1, respectivamente.

Tabela A.1- Estações meteorológicas e período de estudo.

	Estação	Período
1	Encruzilhada	1961-2001
2	Ijuí	1963-1994
3	Júlio de Castilhos	1961-1999
4	Santa Maria	1963-2003
5	São Borja	1973-2006
6	Taquari	1963-1994
7	Bela Vista	1973-2005
8	Cerro Azul	1972-2006
9	Fernandes Pinheiro	1970-2006
10	Morretes	1970-2003
11	Palotina	1973-2006

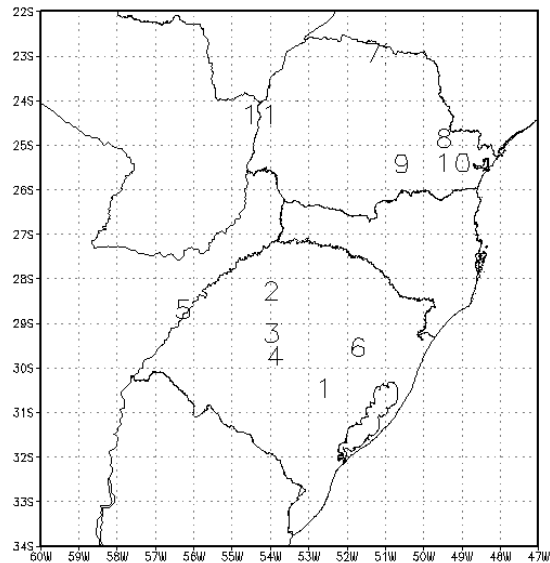


Figura A.1 - Localização das estações meteorológicas mostradas na Tabela A.1.

A.2 Metodologia

O Teste de Mann-Kendall foi usado para calcular a tendência linear das séries de temperatura mínima. Este teste não-paramétrico pode ser utilizado em séries descontinuas com distribuição desconhecida, com a vantagem de usar a

magnitude relativa dos valores da série, filtrando valores extremos. Porém, os dados precisam ser variáveis aleatórias, independentes e identicamente distribuídas (GILBERT, 1983).

Considerando hipótese nula (H_0) para uma série temporal (x_1, x_2, \dots, x_n), o teste de tendência de Mann-Kendall consiste do cálculo de S . A H_0 é rejeitado a um nível de significância (neste trabalho de 95%), ou seja, para que exista uma tendência significativa na série temporal o valor absoluto da distribuição normal padrão Z deverá ser maior que $Z_{1-\alpha/2}$ ($Z > 1,95$ para 95% de significância). Caso isto ocorra, significa que existe tendência significativa na série e o sinal de S indicará se a tendência é positiva ($S > 0$) ou negativa ($S < 0$).

Sendo uma série (x) com n termos, o teste consiste na soma dos termos precedentes ($j < i$) inferiores ao mesmo ($x_j < x_i$). Sob H_0 o teste estatístico de Mann-Kendall (S) é:

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sgn}(x_j - x_k) \quad (\text{A.1})$$

Onde: $\text{sgn}(x) = \begin{cases} +1 & x > 0 \\ 0 & x = 0 \\ -1 & x < 0 \end{cases}$

Para as séries com mais de 10 pontos, S aproxima-se da distribuição normal com a seguinte aproximação:

$$S' = S - \text{sgn}(S) \quad (\text{A.2})$$

Considerando que há repetições de valores na série, a variância de S' é dada por:

$$Var(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{j=1}^p t_j(t_j-1)(2t_j+5)}{18} \quad (A.3)$$

Onde p é o número de grupos contendo valores iguais na série de dados e t_j o número de dados com valores iguais num certo grupo j .

Calculando a estatística Z com distribuição normal padrão, usando S e $Var(S)$, temos a significância estatística da tendência:

$$Z = \frac{S-1}{[Var(S)]^{1/2}} \quad (S>0) \quad (A.4)$$

$$Z = 0 \quad (S=0) \quad (A.5)$$

$$Z = \frac{S+1}{[Var(S)]^{1/2}} \quad (S<0) \quad (A.6)$$

Para analisar o local da mudança de tendência na série é calculado o Teste Seqüencial de Mann-Kendall $[u(t)]$. Este teste baseia-se que as sucessões de valores climáticos devem ser independentes e a distribuição da probabilidade deve permanecer a mesma. Para cada elemento x_i calculam-se o número de elementos precedentes inferiores a ele, isto é:

$$t_n = \sum_{i=1}^n m_i \quad (A.7)$$

Para séries com grande número de termos, t_n apresenta uma distribuição normal com média e variância, respectivamente igual a:

$$E(t_n) = \frac{k(k-1)}{4} \quad (A.8)$$

$$Var(t_n) = \frac{k(k-1)(2k+5)}{72} \quad (A.9)$$

Assim,

$$u(t) = \frac{(t_n - E(t_n))}{\sqrt{Var(t_n)}} \quad (A.10)$$

O ponto de início da mudança é determinado aplicando o mesmo princípio na série inversa [$u^*(t)$]. A intersecção das curvas $u(t)$ e $u^*(t)$ localiza o ponto de mudança, se esta ocorre dentro do intervalo de confiabilidade (significância estatística de 95%).

A.3 Resultados

A primeira parte do estudo analisou a anomalia da temperatura mínima média do inverno (junho, julho e agosto) dos dados observados ($T'min$) para se obter o comportamento da atmosfera nas últimas décadas. O que se observou nesse estudo foi uma variabilidade aproximadamente interdecenal da $T'min$, onde três períodos podem ser definidos: até 1982, de 1983 a 1995 e após 1996. A Figura A.2 mostra a variação da $T'min$ das estações estudadas.

Do início da série até 1982 observa-se uma tendência de aquecimento gradativo dos invernos, com valores das anomalias mais negativas na década de 1960, sendo os invernos de 1962 e 1964 os mais frios, e valores maiores de anomalias positivas após a segunda metade de década de 1970, com os anos de 1972 e 1977 os mais quentes. O período de 1983 a 1995 foi de resfriamento, ou seja, tendência negativa. Nas estações mais ao sul, o resfriamento foi observado após o inverno de 1986 (Figuras A.2a a A.2f). Os valores da $T'min$ foram negativos ou próximos a zero na maioria dos invernos, caracterizando um período frio, sendo que o inverno de 1991 o único com anomalia positiva intensa. Após o inverno de 1995, as estações apresentaram comportamentos diferentes. Foi observada tendência positiva nas estações de São Borja (Figura A.2e) e Fernandes Pinheiro (Figura A.2i) e tendência negativa nas estações Bela Vista (Figura A.2g), Cerro Azul (Figura A.2h) e Palotina (Figura A.2l).

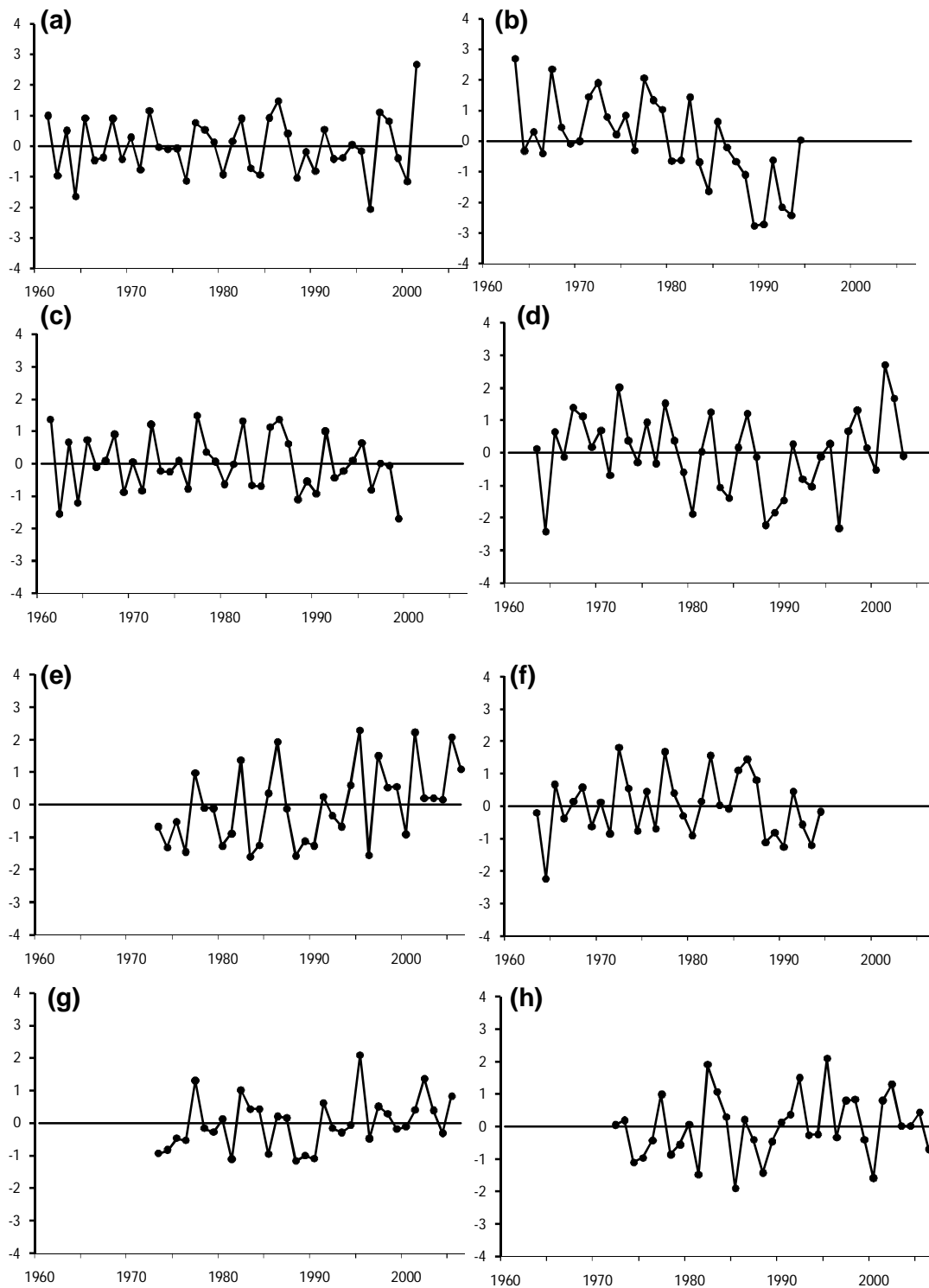


Figura A.2 – T_{min} de inverno das estações de (a) Encruzilhada, (b) Ijuí, (c) Júlio de Castilhos, (d) Santa Maria, (e) São Borja, (f) Taquari, (g) Bela Vista, (h) Cerro Azul, (i) Fernandes Pinheiro, (j) Morretes e (l) Palotina. (continua)

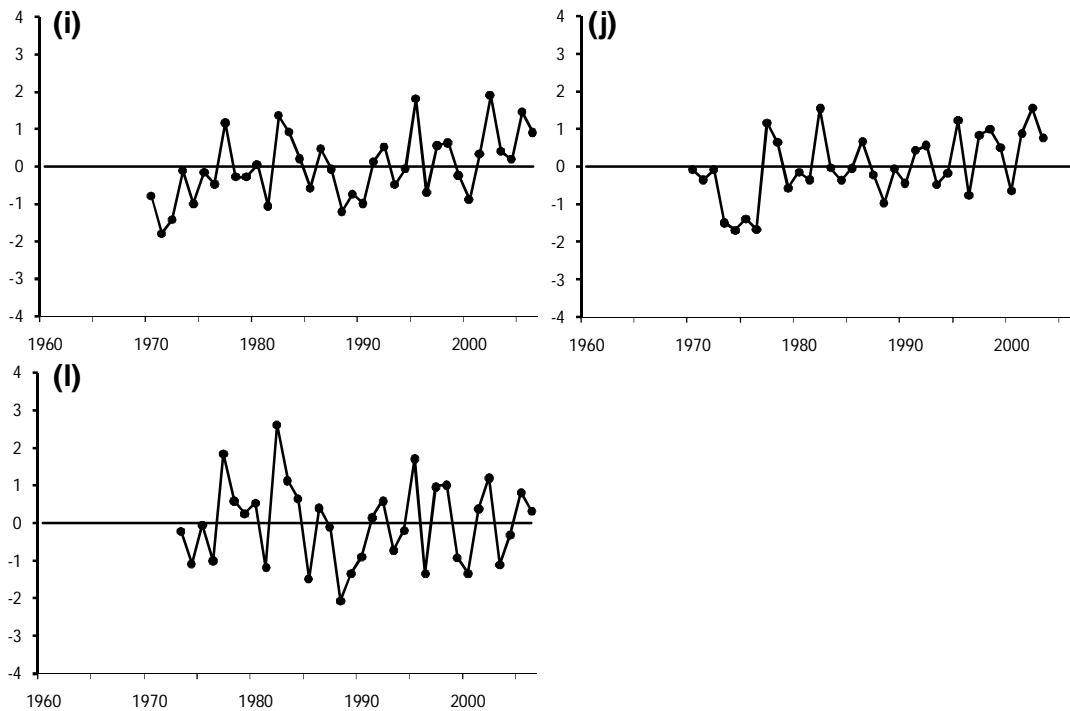


Figura A.2 - Conclusão.

Na segunda etapa do estudo foi calculada a tendência da Temperatura Mínima de inverno (T_{min}) das estações de superfície. Das onze estações estudadas (Tabela A.1) quatro apresentaram tendência durante o inverno, onde três estações as tendências foram positivas e em uma foi negativa. As diferentes das tendências ocorreram devido aos diferentes períodos estudados. A tendência negativa encontrada na estação de Ijuí foi por que a série termina em 1994, antes do período de aquecimento. Nas estações de São Borja, Fernandes Pinheiro e Morretes têm uma situação inversa, a tendência positiva ocorreu por que a série inicia em meados de 1970, após o período frio.

Tabela A.2 - Tendência da T_{min} de inverno ($^{\circ}\text{C}/\text{década}$). O símbolo * significa que não há tendência na série.

Estação	Tendência
Encruzilhada	*
Ijuí	-0,90
Júlio de Castilhos	*
Santa Maria	*
São Borja	0,45
Taquari	*
Bela Vista	*
Cerro Azul	*
Fernandes Pinheiro	0,35
Morretes	0,38
Palotina	*

Na terceira e última etapa do trabalho foi comparada as séries da T_{min} de superfície e reanálise. É comum observar estudos onde os dados de reanálise são usados para selecionar casos e analisar o estado da atmosfera. Para obter informações mais detalhadas da veracidade dos dados de temperatura mínima da reanálise foi calculado o coeficiente de correlação entre as séries dos dados observados nas estações meteorológicas e o ponto de grade mais próximo. Em geral, as séries apresentaram correlação com significância estatística acima de 95%, tanto na série total como no estudo por década (Tabela A.3). No inverno, a média dos coeficientes de correlação foi de 0,75 e variaram entre 0,60 (Cerro Azul) e 0,91 (Taquari) e na década de 1970, as estações mais ao norte (exceto a estação de Cerro Azul) não apresentaram correlação significativa (Tabela A.3).

Tabela A.3 - Coeficiente de correlação da *Tmin* entre os dados observados e o ponto de grade mais próximo da reanálise. As décadas com * são as que apresentam significância estatística abaixo de 95%. A última coluna é a diferença entre a *Tmin* da reanálise e a *Tmin* observada.

	Correlação						Reanálise- Observada
	1960	1970	1980	1990	2000	Total	
Encruzilhada	0,92	0,81	0,93	0,74	*	0,79	6,37
Ijuí	0,74	0,73	0,61	0,96		0,67	-2,05
Júlio de Castilhos	0,91	0,93	0,88	0,62		0,84	0,90
Santa Maria	0,94	0,95	0,86	0,90	*	0,83	0,22
São Borja		0,92	0,82	0,77	0,90	0,74	0,50
Taquari	0,93	0,94	0,92	0,92		0,91	1,58
Bela Vista		*	0,94	0,77	0,77	0,81	-2,45
Cerro Azul		0,73	0,61	0,79	0,74	0,60	0,62
Fernandes Pinheiro		*	0,82	0,95	0,88	0,68	3,00
Morretes		*	0,84	0,76	0,99	0,62	4,12
Palotina		*	0,93	0,86	0,87	0,78	1,13
MÉDIA						0,75	

Os resultados acima mostram que na maioria das estações os dados de *Tmin* das reanálise apresentaram uma boa correlação com os dados observados. Entretanto, é importante avaliar o grau de confiabilidade dos valores da *Tmin* nos dados de reanálise.

Quando se faz a diferença entre os dados, em média os valores da *Tmin* das reanálise são superiores aos dados observados (Tabela A.3), exceto nas estações de Ijuí e Bela Vista. Analisando as duas séries visualmente (Figura A.3), observa-se que a reanálise subestima os valores da *Tmin* de inverno.

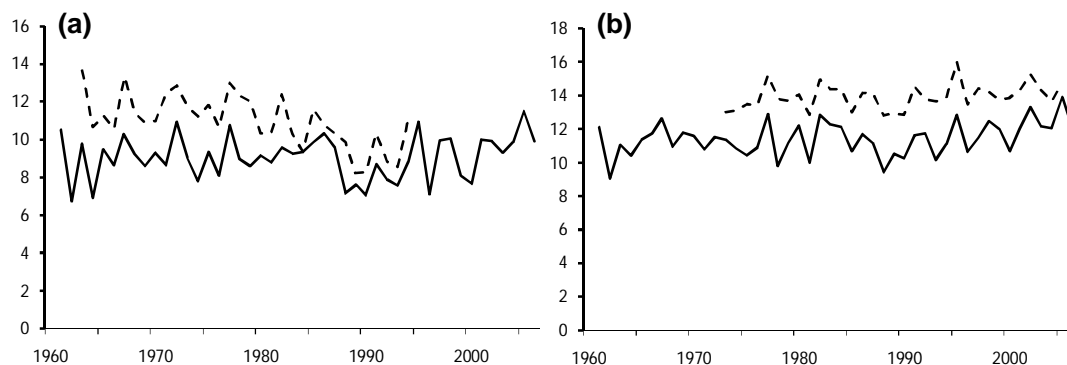


Figura A.3 - *Tmin* das estações: (a) Ijuí e (b) Bela Vista. A linha tracejada corresponde a série temporal dos dados observados e a linha cheia a série temporal do ponto de grade mais próximo da reanálise.

Estes resultados indicam que estações com boa correlação, os dados de reanálise representam relativamente bem a variabilidade interanual, no entanto, podem não representar bem casos de eventos extremos. Um exemplo é a estação de Santa Maria, onde a correlação média da *Tmin* de inverno foi de 0,83 (Tabela A.3) e os dados de reanálise não representaram tão bem os invernos mais quentes e mais frios a partir da década de 1980, diferente do que ocorreu nas décadas de 1960 e 1970 (Figura A.4).

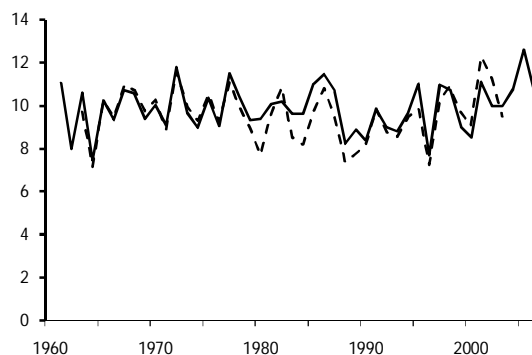


Figura A.4 - *Tmin* da estação de Santa Maria. A linha tracejada corresponde a série temporal dos dados observados e a linha cheia a série temporal do ponto de grade mais próximo da reanálise.

Sturaro (2003) mostrou que os dados de modelo representam bem a variabilidade diária da atmosfera, entretanto nos estudos de tendência climática não apresentam bons resultados. Para se obter uma conclusão das tendências de *Tmin* pela reanálise, foi calculada a tendência da *Tmin* de inverno dos

pontos de grade que apresentam mais de uma estação meteorológica relacionada. Assim dois pontos de grade foram escolhidos por apresentarem duas estações meteorológicas, os quais são: Júlio de Castilhos e Santa Maria (ponto de grade 29.52°S e 54.62°W) e Cerro Azul e Fernandes Pinheiro (ponto de grade 25.71°S e 51.37°W).

Quando comparada a tendência da *Tmin* das séries nota-se que elas possuem tendências diferentes. A estação de Júlio de Castilhos (Figura A.5a) não apresentou tendência de *Tmin* para o período de 1963 a 1997, entretanto, na estação de Santa Maria (Figura A.5b) e o ponto de grade mais próximo dessas estações (Figura A.5c), as séries apresentaram um sinal de tendência negativa a partir da década 1980. Com valores significativos a partir da segunda metade da década de 1990 em Santa Maria.

Na estação de Cerro Azul (Figura A.5d) um sinal de tendência positiva ocorre a partir de 1990, porém não se torna significativa. Não houve tendência na estação de Fernandes Pinheiro (Figura A.5e) nem no ponto de grade (Figura A.5f) por que as linhas de $u(t)$ e $u^*(t)$ não se cruzam.

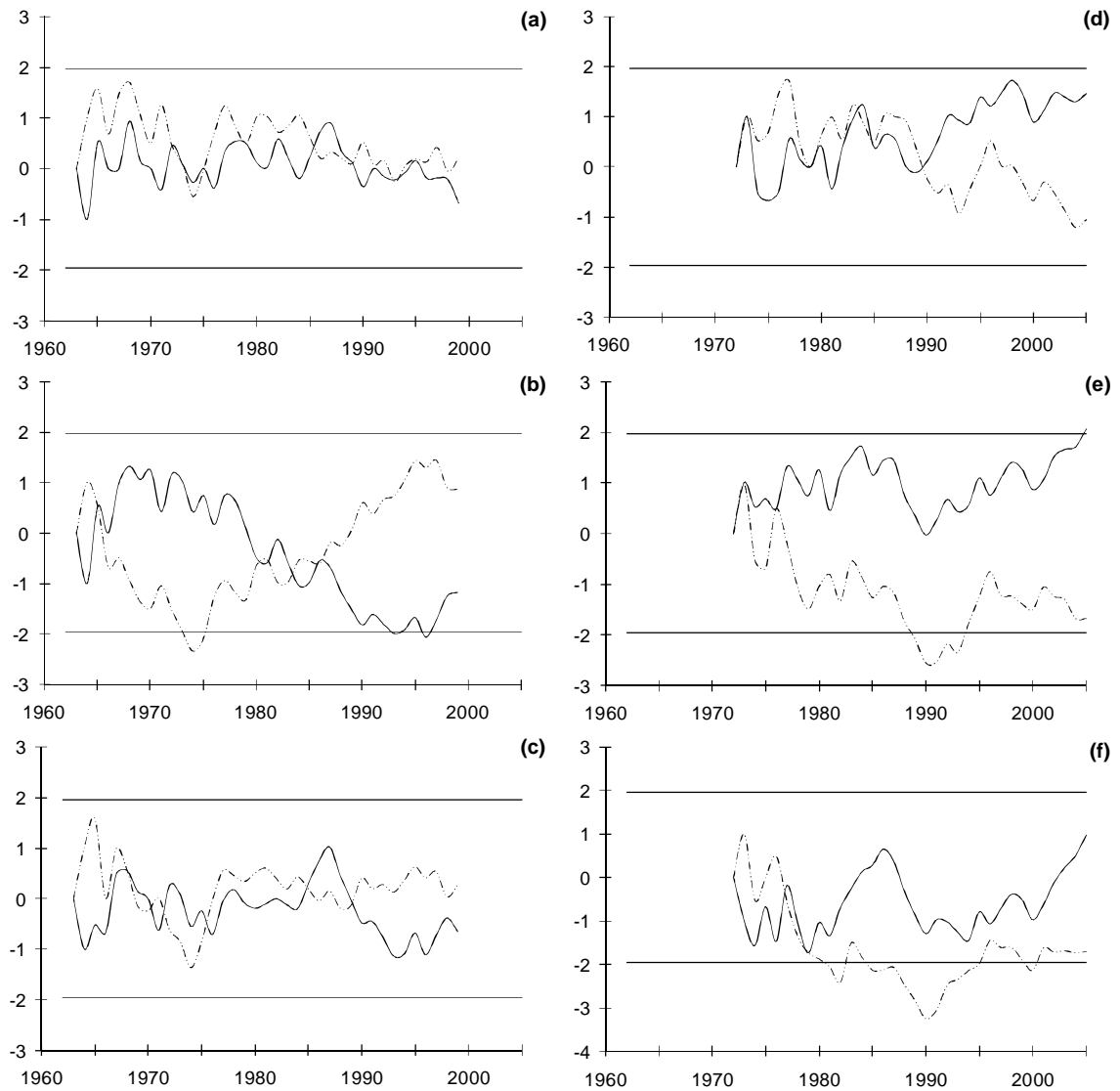


Figura A.5 - Tendência da T_{min} de inverno das estações de (a) Júlio de Castilhos, (b) Santa Maria e o (c) ponto de grade mais próximo. E das estações de (d) Cerro Azul, (e) Fernandes Pinheiro e o (f) ponto de grade mais próximo. A linha pontilhada representa o teste seqüencial de Mann-Kendall $u(t)$ e a pontilhada a série inversa $u^*(t)$.

A.4 CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisados os dados de temperatura mínima de inverno das estações meteorológicas convencionais e estimada a veracidades dos dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Uma variabilidade aproximadamente decenal foi encontrada nos dados observados de *Tmin* de inverno. No primeiro período, que se estende até 1982, observa-se uma tendência positiva, entre 1983 e 1995 uma tendência negativa e após 1996 a tendência foi novamente positiva.

No cálculo da tendência de toda a série, das onze estações estudadas, apenas quatro apresentaram variação na *Tmin* de inverno. Em três estações (São Borja, Fernandes Pinheiro e Morretes) a tendência foi de aquecimento e em uma de resfriamento (Ijuí). O período de estudo das estações foi diferente, desta maneira, observa-se valores de tendência diferente.

O coeficiente de correlação entre os dados observados e a reanálise foi acima de 0,60 no inverno. Essa correlação é considerada alta mostrando que os dados de reanálise representam bem a variabilidade dos invernos. Porém, quando calculada a diferença entre as séries, foi observado que em média os valores da *Tmin* das reanálise são superiores aos dados observados, exceto nas estações de Ijuí e Bela Vista. Estes resultados indicam que estações com boa correlação apresentam relativamente bem a variabilidade interanual, no entanto, podem não simular bem os valores extremos da *Tmin*.