



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14087-TDI/1070

**CAVADOS EM MÉDIOS NÍVEIS NO HEMISFÉRIO SUL:
CLIMATOLOGIA, ENERGÉTICA E CICLOGÊNESE EM
SUPERFÍCIE**

Everson Dal Piva

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Vadlamudi Brahmananda Rao e Manoel Alonso Gan, aprovada em 5 de abril de 2005.

INPE
São José dos Campos
2006

551.5

Dal Piva, E.

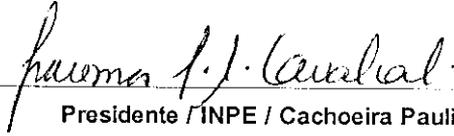
Cavados em médios níveis no Hemisfério Sul:
climatologia, energética e ciclogênese em superfície / E.
Dal Piva. – São José dos Campos: Instituto Nacional de
Pesquisas Espaciais (INPE), 2005.

237 p.; - (INPE-14087-TDI/1070)

1.Cavados em médios níveis. 2.Energética.
3.Ciclogênese em superfície. 4.Desenvolvimento corrente
abaixo. 5.Instabilidade baroclínica. 6.Hemisfério Sul.
I.Título.

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

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



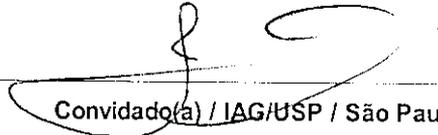
Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Marcelo Enrique Seluchi



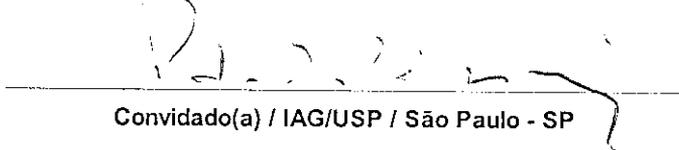
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



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

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



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

Aluno (a): Everson Dal Piva

São José dos Campos, 05 de abril de 2005

Indo ao Pampa

Vou num carro são
Sigo essa frente fria
Pampa adentro e através
Desde o que é Libres sigo livre
E me espalho sob o céu
Que estende tanta luz
No campo verde a meus pés

O que vejo lá?
Mata nativa instiga o olho
Que só visa me levar
Sobe fumaça branca
E a pupila se abre pra avisar
Se há fumaça,
Há farrapos por lá

Eu acho que é bem

Eu indo ao pampa
O pampa indo em mim

Quase ano 2.000
Mas de repente avanço
A mil e oitocentos e trinta e oito
Eu digo avanço porque é claro
Que os homens por ali
Estão pra lá dos homens
Do ano 2.000

Oigalê! Que tal!
Sou o futuro imperfeito
De um passado sem lugar
Com a missão de olhar pra tudo
E em tudo viajar
Pra não ser só um cego
Num espaço sem ar

Eu acho que é bem

Eu indo ao pampa
O pampa indo em mim
Diz um capitão:
"Seja bem vindo, hombre
Nosso tempo é todo teu
Tempo de morte, dor e fome
Mas tempo de pelear
Onde as idéias
Não são cegas sem ar

Só vou te pedir
A montaria, exausta,
Não consegue mais andar
Que a partir de agora
Seja nosso o carro em que estás
Pois só um carro são
Nos pode levar".

E lá vamos nós
Seguindo a frente fria
Pampa adentro e através
Séculos XIX e XXI
Fundidos sob o céu
Que estende tanta luz
No campo rubro a meus pés

Eu acho que é bem

Eu indo ao pampa
O pampa indo em mim

Letra de Vitor Ramil.

AGRADECIMENTOS

Aos meus orientadores, Gan e VB Rao, pela dedicada orientação e pela grande paciência que tiveram comigo.

Aos membros da Banca Examinadora, pelas críticas e sugestões.

À Capes, pela concessão da bolsa de estudos.

Aos colegas do curso de pós-graduação em Meteorologia, pela amizade e esclarecimentos.

Às servidoras da biblioteca, pela eficiência.

À secretária Lilian pela atenção, eficiência e amizade.

Aos professores da pós-graduação, pelos esclarecimentos e incentivo.

Aos pesquisadores John W. Nielsen-Gammon, Edmund K. M. Chang, Silvio Nilo Figueroa e José Paulo Bonatti, pelos esclarecimentos.

Ao INPE e à pós-graduação em Meteorologia, por acreditarem em minha capacidade como aluno.

RESUMO

Este estudo tem por objetivo identificar o comportamento dos cavados na média troposfera no HS e sua relação com a ciclogênese em superfície sobre a AS. Foi desenvolvido um método objetivo de identificação e rastreamento de cavados, o qual foi aplicado a 24 anos de dados de altura geopotencial em 500 hPa da reanálise do NCEP/NCAR. Foram encontrados, em média, 868 cavados por ano, com uma tendência temporal positiva, sendo que a estação de inverno (verão) apresentou maior (menor) número de cavados. Durante o verão, a atividade dos cavados foi mais concentrada em um cinturão de latitude entre 60°S e 40°S, enquanto no inverno se estendeu de 30°S até o continente Antártico. A formação de cavados apresentou 3 máximos de ocorrência: *i*) na região do Estreito de Drake e Oceano Atlântico Sul, *ii*) no Oceano Índico em 50°S, e *iii*) no Oceano Pacífico Sudoeste entre 150°E e 150°W. A dissipação de cavados mostrou-se menos concentrada do que a formação, apresentando também 3 máximos: *i*) a oeste dos Andes, *ii*) ao sul do continente africano, e *iii*) ao sul da Austrália. Os cavados apresentaram tempo de vida médio de 4,3 dias, sendo maior (menor) em latitudes subtropicais (altas). Os cavados tenderam a se formar em escoamento de sudoeste e a se dissipar em escoamento de noroeste, porém em ambientes de similar baroclinia. Para os invernos de 1999 a 2003, foram analisadas todas as situações em que um cavado em 500 hPa, passando sobre a América do Sul, desencadeou ciclogênese em superfície sobre o Uruguai ou áreas próximas. Do total de situações, criou-se o composto B (com 25 situações) e o C (com 13 situações). Os resultados mostraram que o cavado em médios níveis foi menos (mais) intenso no composto B do que no C antes da (durante a) ciclogênese em superfície; o mesmo ocorrendo para o nível de energia cinética. Das variáveis avaliadas na troposfera inferior, média e superior, o fluxo meridional de calor em baixos níveis foi a única que apresentou diferenças entre os dois compostos, sendo maior no composto C do que no B. A média no volume dos termos de conversão mostrou que a conversão baroclínica foi dominante nos dois compostos enquanto o termo de desenvolvimento corrente abaixo foi desfavorável para a formação do ciclone no composto C e relativamente importante para a fase inicial da ciclogênese no composto B. Dois casos de cavados que passaram sobre a América do Sul mas não desencadearam ciclogênese em superfície foram comparados a esses dois compostos. O caso 1 com características sinóticas do composto B e o caso 2 do composto C. No caso 1, a troposfera inferior, média e superior mostrou-se menos favorável a ciclogênese do que no composto B. O nível de energia cinética do caso 1 foi inferior ao observado no composto B, sendo que o termo associado ao desenvolvimento corrente abaixo, apesar de ser contrabalanceado pelo decaimento barotrópico, dominou o pequeno crescimento da energia. No caso 2, o gradiente horizontal de temperatura, taxa de crescimento de Eady e movimento vertical foram favoráveis a ciclogênese, enquanto o fluxo meridional de calor, a divergência e a advecção de vorticidade relativa foram menos favoráveis. O nível de energia cinética assim como todos os termos de conversão de energia foram maiores no caso 2 do que no composto C. O termo associado ao desenvolvimento corrente abaixo foi importante no início do período. A previsão para 5 dias do MCGA do CPTEC/COLA, para alguns casos de cavados que se desenvolveram em fevereiro de 2004, foi avaliada através do balanço de energia cinética. Os resultados mostraram que a conversão baroclínica e a convergência ageostrófica de energia foram maiores na

previsão do que na reanálise. O resíduo foi elevado no início da previsão e diminuiu rapidamente nas primeiras 12 h.

MIDTROPOSPHERIC TROUGH IN SOUTHERN HEMISPHERE: CLIMATOLOGY, ENERGETIC AND SURFACE CYCLOGENESIS

ABSTRACT

The objective of this study was to identify midtropospheric trough behavior over the Southern Hemisphere and its relationship with the Southern America surface cyclogenesis. An objective method of trough identification and tracking was developed, which was applied for 24 years of NCEP/NCAR reanalysis 500 hPa geopotential height data. We found, in mean, 868 troughs per year, with positive trend. The winter season (summer) presented greater (smaller) number. During the summer, the troughs were more active in 60°S-40°S band, while in the winter this band extended from 30°S to Antarctic continent. The trough genesis presented 3 maxima of occurrence: *i*) over the region of the Drake Passage and South Atlantic Ocean, *ii*) over the Indian Ocean along 50°S, and *iii*) over the Southwestern Pacific Ocean between 150°E and 150°W. The trough termination was more dispersed than the genesis, but presenting also 3 maxima: *i*) over the west of Andes, *ii*) to the south of the African continent, and *iii*) to the south of Australia. The troughs have presented the mean life of 4,3 days, increasing in the subtropical (high) latitudes. The genesis and termination of troughs occurred preferentially in southwestern and northwestern flow, respectively, however in environments of similar baroclinicity. For the 1999-2003 winters, all situations have been analyzed where one 500 hPa troughs, traveling over the South America, generated surface cyclogenesis over Uruguay or neighborhood. Two composites were created, named B composite (with 25 situations) and C composite (with 13 situations). The results showed that before (during) the surface cyclogenesis the midtropospheric troughs had less (more) intensity in the composite B than C; the same occurred for the kinetic energy. Of all variables evaluated in the low, middle and upper troposphere, southward heat flux in low levels only presented differences between the two composites, being more intense in composition C than B. The volume-averaged of the conversion terms showed that the baroclinic conversion was dominant in two composites while the term of downstream development was unfavorable for the cyclogenesis in composite C and relatively more important for the initial phase in the composite B cyclogenesis. Two trough cases that crossed the South America but did not generate surface cyclogenesis were compared with these two composites. The case 1 with synoptic characteristics of the composite B and case 2 with of the composite C. In case 1, the low, middle and upper troposphere conditions were less favorable for cyclogenesis than in the composite B. The kinetic energy in the case 1 was less than that observed in the composite B. The term associated with the downstream development, although was counterbalanced for the barotropic decay, justifying the small energy growth. In case 2, the horizontal temperature gradient, the Eady growth rate and the vertical motion were favorable to cyclogenesis, while the heat flux in low levels, and the divergence and the negative vorticity advection in upper levels were less favorable. The kinetic energy as well as all the terms of energy conversion were greater in case 2 than in the composite C. The term associated with the downstream development was

important in the beginning of the period. The forecast for 5 days of the General Atmospheric Circulation Model of the CPTEC/COLA, for trough cases that developed on February 2004, was evaluated through the kinetic energy budget. The results showed that the baroclinic conversion and the convergence of ageostrophic energy flux were greater in the forecasting than in the NCEP/NCAR reanalysis. The residue was elevated in the beginning of the forecasting and rapidly reduced in first 12 h.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....	25
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	29
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA.....	43
3.1 - Dados.....	43
3.2 – Metodologia.....	44
3.2.1 – Climatologia dos Cavados em Médios Níveis.....	44
3.2.1.1 – Identificação Objetiva dos Cavados.....	44
3.2.1.2 – Trajetória dos Cavados.....	48
3.2.2 – Avaliação dos Cavados que Passaram Sobre a América do Sul.....	52
CAPÍTULO 4 - CLIMATOLOGIA DOS CAVADOS NA MÉDIA TROPOSFERA.....	61
4.1 – Distribuição Espacial.....	61
4.2 – Características Relevantes.....	81
4.3 – Influência do <i>El Niño/La Niña</i>	94

CAPÍTULO 5 - DETERMINAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DOS CAVADOS QUE GERARAM OU NÃO CICLONES EM SUPERFÍCIE NA AS.....	101
5.1 – Caracterização dos Cavados que Geraram Ciclones em Superfície.....	101
5.1.1 – Energética do Composto B.....	116
5.1.2 – Energética do Composto C.....	132
5.2 – Caracterização das Situações que não Geraram Ciclone em Superfície.....	145
5.2.1 – Caso 1.....	146
5.2.2 – Caso 2.....	168
CAPÍTULO 6 - AVALIAÇÃO DO MCGA DO CPTEC/COLA ATRAVÉS DA ENERGÉTICA DOS CAVADOS.....	191
CAPÍTULO 7 - CONCLUSÕES.....	213
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	221
APÊNDICE A – CÁLCULO DO RAIOS DE CURVATURA.....	233
APÊNDICE B – CÁLCULO DA SIGNIFICÂNCIA DOS COMPOSTOS.....	235

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Representação dos 3 estágios de evolução do desenvolvimento corrente abaixo baroclínico para o HS.....	38
3.1 Correspondência entre os cavados e os mínimos de ACE.....	45
3.2 Cavados encontrados pelo método de identificação.....	46
3.3 Cavados encontrados pelo método de identificação quando se considera também o tempo de vida, a intensidade do mínimo e a latitude máxima....	47
3.4 Área ao sul da Austrália e Nova Zelândia mostrando as posições dos cavados no dia 01/01/99.....	49
3.5 Exemplo de um caso da situação 4.....	51
3.6 Áreas em que foram feitas as médias para o composto B (a) e para o composto C (b).....	54
3.7 Exemplo de como se determinaram o comprimento de onda, amplitude e inclinação do cavado.....	56
3.8 Região de origem dos cavados.....	57
4.1 Número de cavados por ano.....	61
4.2 Número de cavados por ano para: DJF e MAM (a), JJA e SON (b), com tendências dadas pelas linhas tracejadas.....	62
4.3 Presença de cavados por ano.....	65
4.4 Presença de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d)...	66
4.5 Formação de cavados por ano.....	68
4.6 Distribuição latitudinal (a) e longitudinal (b) da formação de cavados.....	68
4.7 Formação de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d).	70
4.8 Dissipação de cavados por ano.....	72
4.9 Distribuição latitudinal (a) e longitudinal (b) da dissipação de cavados.....	73
4.10 Dissipação de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d).....	74
4.11 Formação menos dissipação de cavados.....	75
4.12 Saldo de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d).....	77
4.13 Trajetória dos cavados para 4 meses de 1999.....	79

4.14	Trajétória de alguns cavados para JAN e JUL de 1999.....	81
4.15	Tempo de vida dos cavados.....	82
4.16	C_f dos cavados.....	84
4.17	Distância zonal percorrida pelos cavados (a) e voltas ao redor do globo (b).....	85
4.18	Componente zonal e meridional do vento para a formação (a) e dissipação (b) dos cavados.....	86
4.19	Exemplo de formação e dissipação de cavados em escoamentos de sudoeste e noroeste, respectivamente.....	88
4.20	Como para a Figura 4.18, mas para faixas de latitudes.....	89
4.21	Diferença de vento (dV , $m\ s^{-1}$) e de temperatura (dT , K) entre os níveis de 250 hPa e 700 hPa para a formação (a) e dissipação (b) dos cavados.....	90
4.22	Como na Figura 4.21, mas para a formação (a) e dissipação (b) em LA, formação (c) e dissipação (d) para LM, formação (e) e dissipação (f) para LS.....	92
4.23	Processos de formação (a) e dissipação (b) dos cavados encontrados em 1999.....	94
4.24	Presença de cavados por estação do ano para EN (a), LN (b), AN (c).....	96
4.25	Como na Figura 4.24, mas para DJF.....	97
4.26	Como na Figura 4.24, mas para SON.....	98
4.27	Como na Figura 4.24, mas para a formação.....	99
4.28	Como na Figura 4.24, mas para a dissipação.....	100
5.1	Altura geopotencial em 500 hPa para o composto B.....	105
5.2	Como na Figura 5.1, mas para o composto C.....	107
5.3	Como na Figura 5.1, mas para a pressão reduzida ao nível médio do mar..	110
5.4	Como na Figura 5.3, mas para o composto C.....	111
5.5	Evolução da troposfera inferior para os compostos B (—?—) e C (—?—).....	114
5.6	Evolução da troposfera superior e média para os compostos B (—?—) e C (—?—).....	115

5.7	Altura geopotencial em 500 hPa (linhas contínuas finas) e ECD média vertical (linhas contínuas espessas) para o composto B.....	117
5.8	Média vertical do termo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o composto B.....	119
5.9	Como na Figura 5.8, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA).....	121
5.10	Como na Figura 5.8, mas para o termo CFA.....	123
5.11	Como na Figura 5.8, mas para o termo BRT.....	125
5.12	Como na Figura 5.8, mas para o termo CEC.....	127
5.13	Como na Figura 5.8, mas para o termo RES.....	129
5.14	Energética média no volume para o composto B.....	131
5.15	Como na Figura 5.7, mas para o composto C.....	133
5.16	Média vertical do termo BRC (linha contínua fina) e da ECD (linha contínua espessa) para o composto C.....	134
5.17	Como na Figura 5.16, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA).....	137
5.18	Como na Figura 5.16, mas para o termo CFA.....	138
5.19	Como na Figura 5.16, mas para o termo BRT.....	140
5.20	Como na Figura 5.16, mas para o termo CEC.....	141
5.21	Como na Figura 5.16, mas para o termo RES.....	143
5.22	Como na Figura 5.14, mas para o composto C.....	145
5.23	Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 1.....	147
5.24	Como na Figura 5.23, mas para a pressão reduzida ao nível médio do mar.....	149
5.25	Evolução da troposfera inferior.....	151
5.26	Evolução da troposfera superior e média.....	153
5.27	Altura geopotencial em 500 hPa (linhas contínuas finas) e ECD média vertical (linhas contínuas espessas).....	155
5.28	Média vertical do tempo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o caso 1.....	157

5.29	Como na Figura 5.28, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA).....	159
5.30	Como na Figura 5.28, mas para a CFA.....	161
5.31	Como na Figura 5.28, mas para o termo BRT.....	162
5.32	Como na Figura 5.28, mas para o termo CEC.....	164
5.33	Como na Figura 5.28, mas para o termo RES.....	165
5.34	Energética média no volume para o caso 1.....	167
5.35	Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 2.....	169
5.36	Como na Figura 5.35, mas para a pressão ao nível médio do mar.....	171
5.37	Evolução da troposfera inferior.....	173
5.38	Evolução da troposfera superior e média.....	175
5.39	Altura geopotencial (linhas contínuas finas) em 500 hPa e ECD média vertical (linhas contínuas espessas).....	176
5.40	Média vertical do termo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o caso 2.....	178
5.41	Como na Figura 5.40, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA).....	180
5.42	Como na Figura 5.40, mas para o termo CFA.....	182
5.43	Como na Figura 5.40, mas para o termo BRT.....	183
5.44	Como na Figura 5.40, mas para o termo CEC.....	184
5.45	Como na Figura 5.40, mas para o termo RES.....	186
5.46	Energética média no volume para o caso 2.....	188
6.1	Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 1.....	193
6.2	Como na Figura 6.1, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA....	194
6.3	Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 2.....	195
6.4	Como na Figura 6.3, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA....	196
6.5	Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 3.....	197
6.6	Como na Figura 6.5, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA....	198
6.7	Evolução da ECD (m^2s^{-2}) para os casos 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 360 (d).....	200
6.8	Como na Figura 6.7, mas para a TEO ($m^2s^{-2}dia^{-1}$).....	202
6.9	Como na Figura 6.7, mas para a TEC ($m^2s^{-2}dia^{-1}$).....	203

6.10	Como na Figura 6.7, mas para a RES ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).....	204
6.11	Como na Figura 6.7, mas para a BRC ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).....	205
6.12	Como na Figura 6.7, mas para a BRT ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).....	207
6.13	Como na Figura 6.7, mas para a CFA ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).....	208
6.14	Como na Figura 6.7, mas para a CEC ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).....	210

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
4.1	Tempo de vida dos cavados por faixa de latitude e por estação do ano..... 83
4.2	C _f dos cavados por faixa de latitude e por estação do ano..... 85
5.1	Características dos cavados do composto B..... 103
5.2	Características dos cavados do composto C..... 104
6.1	Características dos cavados selecionados no período de 19 a 29 de fevereiro de 2004..... 192

LISTA DE SÍMBOLOS

A	- Amplitude do cavado, mgp
C_f	- velocidade de fase, $m s^{-1}$
C_g	- velocidade de grupo, $m s^{-1}$
dT	- diferença de temperatura entre 250 hPa e 700 hPa, K
dV	- diferença do vento entre 250 hPa e 700 hPa, $m s^{-1}$
D	- distância entre a posição estimada e a posição verdadeira, m
D_c	- deslocamento do cavado do seu nascimento até a ciclogênese em superfície, ° de longitude
$D_{máx}$	- distância máxima considerada, m
e	- pressão do vapor de água, mb
f	- parâmetro de Coriolis, s^{-1}
IA	- Índice de Associação
hPa	- hecto Pascal = 10^2 Pa
k	- número de onda
K	- energia cinética, $m^2 s^{-2}$
n	- distância normal ao escoamento, m
n_1	- tamanho da amostra 1
n_2	- tamanho da amostra 2
N	- frequência de Brunt-Väisälä, s^{-1}
p_s	- pressão a superfície, Pa
P	- pressão, hPa
r	- razão de mistura, $g kg^{-1}$
R_s	- raio de curvatura, m
S	- direção ao longo do vetor vento
s_1	- desvio padrão da amostra 1
s_2	- desvio padrão da amostra 2
t	- tempo, horas
T	- tempo de vida dos cavados, horas
T_K	- temperatura absoluta, K

T_L	- temperatura do nível de condensação por levantamento, K
u	- componente zonal do vento, $m s^{-1}$
v	- componente meridional do vento, $m s^{-1}$
v_g	- componente meridional do vento geostrófico, $m s^{-1}$
v_g^*	- componente do vento normal a linha de corrente, $m s^{-1}$
\vec{V}	- vetor velocidade do vento, $m s^{-1}$
\vec{V}_a	- vetor velocidade do vento ageostrófico, $m s^{-1}$
V_g	- vento geostrófico, $m s^{-1}$
x_1	- variável da amostra 1
x_2	- variável da amostra 2
z	- significância
α	- densidade específica, $m^3 kg^{-1}$
ζ_g	- componente vertical da vorticidade relativa geostrófica, s^{-1}
θ	- ângulo, rad
θ_e	- temperatura potencial equivalente, K
λ	- comprimento de onda, ° de longitude
σ_{BI}	- taxa de crescimento de Eady, s^{-1}
ϕ	- altura geopotencial, mgp
ω	- movimento vertical em coordenadas de pressão, $Pa s^{-1}$
$\overline{(\quad)}$	- média zonal
$(\quad)'$	- desvio da média zonal
$\langle \quad \rangle$	- integral de volume
$[\quad]$	- integral de superfície

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ABR	- Abril
AN	- Anos Normais
ANZ	- Austrália-Nova Zelândia
AS	- América do Sul
BRC	- Baroclínico (a)
BRT	- Barotrópico (a)
CEC	- Convergência de Energia Cinética
CFA	- Convergência de Fluxo Ageostrófico
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CP1	- Circumpolar 1
CP2	- Circumpolar 2
CP3	- Circumpolar 3
COLA	- Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
DCA	- Desenvolvimento Corrente Abaixo
DCAB	- Desenvolvimento Corrente Abaixo Baroclínico
DJF	- Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECD	- Energia Cinética do Distúrbio
ECMWF	- European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EN	- El Niño
HS	- Hemisfério Sul
HN	- Hemisfério Norte
IC	- Intervalo de Contorno
IH	- Inclinação Horizontal do cavado
IND	- Índico
IPv	- Identificação da Previsão
JAN	- Janeiro
JUL	- Julho
JJA	- Junho-Julho-Agosto
KEA02	- Keable et al., 2002

lat	- Latitude
LA	- Latitudes Altas
LCL	- Liberação de Calor Latente
LM	- Latitudes Medias
LN	- La Niña
LN95	- Lefevre e Nielsen-Gammon (1995)
lon	- Longitude
LS	- Latitudes Subtropicais
MAM	- Março-Abril-Maio
MCGA	- Modelo de Circulação Geral Atmosférico
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Center for Environmental Prediction
NE-SW	- Nordeste-Sudoeste
NMC	- National Meteorological Center
N-S	- Norte-Sul
NW-SE	- Noroeste-Sudeste
OUT	- Outubro
PCS	- Pacífico Centro-Sul
PSE	- Pacífico Sudeste
Pv	- Previsão
Re	- Reanálise
RES	- Resíduo
RS	- Rio Grande do Sul
SON	- Setembro-Outubro-Novembro
TA	- Todos os Anos
TEC	- Tendência de Energia Calculada
TEO	- Tendência de Energia Observada
UTC	- Universal Time Coordinate

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A análise do campo de altura geopotencial em médios e altos níveis nas latitudes médias mostra, em geral, um padrão em forma de onda, cujos comprimentos das ondas variam desde escalas planetárias (ondas longas) até mesoescala (ondas curtas). As ondas longas podem apresentar deslocamentos para leste, para oeste ou serem estacionárias, enquanto as ondas curtas propagam-se para leste com velocidade superior a velocidade das ondas longas e inferior a velocidade do vento em altos níveis (Palmém e Newton, 1969).

Alguns estudos têm mostrado que a configuração do escoamento em médios e altos níveis é determinante para a ocorrência de ciclogênese em superfície (Sanders, 1988; Rivest et al., 1992, Rivest e Farrel, 1992; Whitaker e Barcilon, 1992a,b; Nielsen-Gammon, 1995; Grotjahn, 1996). Tanto o ciclone do Tipo-A quanto o ciclone do Tipo-B de Petterssen e Smebye (1971) contam com a presença do cavado em níveis superiores para se desenvolverem. A diferença é que no Tipo-A, o cavado em níveis superiores desenvolve-se simultaneamente com o ciclone em superfície, enquanto no Tipo-B, o cavado já desenvolvido, posiciona-se sobre uma região favorável a ciclogênese. Estudando o caso de ciclogênese ocorrido entre os dias 5-9 de junho de 1981, Gan e Rao (1996) identificaram um máximo de vorticidade ciclônica que inicialmente se desenvolveu em nível superior e depois se estendeu para níveis inferiores, formando assim o ciclone em superfície. No Hemisfério Norte (HN), Nielsen-Gammon (1995) estudou um caso de ciclogênese na costa leste dos EUA, cujo desenvolvimento em superfície não foi previsto pelo modelo de curto prazo do *National Meteorological Center* (NMC, atual *National Center for Environmental Predictions - NCEP*). Este caso esteve associado a um máximo de vorticidade absoluta em 500 hPa que também não foi previsto pelo modelo. Esse máximo de vorticidade estava associado a um cavado que se formou no centro-sul dos EUA, e durante seu deslocamento para a costa leste desencadeou a ciclogênese em superfície. Seus resultados mostram que as instabilidades baroclínica e barotrópica não tiveram qualquer função no desenvolvimento desse cavado sendo o mecanismo de Desenvolvimento Corrente

Abaixo (DCA) o processo mais importante, auxiliado pelo mecanismo de superposição do cisalhamento vertical e da deformação horizontal.

A ciclogênese em superfície no Hemisfério Sul (HS) é um processo conhecido e bem documentado em vários trabalhos que mostram as regiões preferenciais de ciclogênese, ciclólise e deslocamento (Taljaard, 1967; Stretten e Troup, 1973; Carleton, 1979; Physick, 1981; Necco, 1982a, b; Sinclair, 1995 e 1997). No caso específico da América do Sul (AS), Gan e Rao (1991) mostraram que as regiões sobre o Uruguai e sobre o Golfo de São Matias (costa da Argentina) são de grande ocorrência de ciclogênese.

Apesar da importância de se conhecer a dinâmica dos cavados em médios e altos níveis que acompanham a ciclogênese em superfície, os processos e as regiões de formação, manutenção e decaimento são bem menos conhecidos e documentados. As principais teorias de geração de cavados são a Instabilidade Baroclínica, a Instabilidade Barotrópica, a Instabilidade Não-modal, o Desenvolvimento Transiente e a Propagação de energia da onda ou DCA (Nielsen-Gammon, 1995). O DCA é um dos mecanismos conhecidos de formação e intensificação de cavados em médios e altos níveis. Esse processo baseia-se na idéia de que um cavado pode crescer recebendo energia de um cavado pré-existente localizado corrente acima (a oeste) através dos fluxos ageostróficos. Os termos corrente abaixo (*downstream*) e corrente acima (*upstream*) referem-se ao sentido do escoamento predominante, ou seja, a favor ou contra o escoamento, respectivamente. Esse processo é mais evidente no HS por causa da maior simetria zonal existente na circulação atmosférica quando comparado à do HN. Essa maior simetria do HS é resultado da menor influência da topografia e do contraste térmico continente-oceano na circulação atmosférica. Para o HS, Orlanski e Katzfey (1991) identificaram que o fluxo ageostrófico da altura geopotencial foi a principal fonte (sumidouro) para o desenvolvimento (decaimento) de um cavado em altos níveis e de um ciclone em superfície sobre os oceanos Pacífico Sul e Atlântico Sul. Tais fluxos ageostróficos são o mecanismo físico de transferência de energia no DCA.

Dentro desse contexto, as questões que se colocam são: caso as regiões de ciclogênese na AS dêem origem a ciclones Tipo-B de Petterssen e Smebye (1971), onde os cavados pré-existentes se formam? Há uma região preferencial de formação e um mecanismo preferencial para o desenvolvimento desses cavados? Se vários cavados deslocam-se sobre a AS, porque somente alguns desencadeiam ciclogênese em superfície? Respostas a estas questões são as motivações para o desenvolvimento deste trabalho.

Uma vez que a ciclogênese em superfície é dependente da circulação em médios e altos níveis, e que o DCA é um mecanismo importante de desenvolvimento de cavados, preferencialmente no HS, é necessário então estudar o comportamento dos cavados em médios níveis, determinando as regiões preferenciais de formação e dissipação, assim como avaliar a importância do DCA no ciclo de vida desses cavados. Assim, os objetivos deste trabalho são:

- a) obter uma climatologia de cavados em médios níveis, determinando regiões preferenciais de formação e dissipação;
- b) determinar as características em superfície, em médios e altos níveis que caracterize os cavados que geram ou não ciclone em superfície;
- c) estudar a energética dos cavados em médios níveis que geram ou não ciclogênese em superfície, a fim de determinar o mecanismo de formação desses cavados;
- d) avaliar o modelo de circulação geral do CPTEC/COLA através da energética dos cavados.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As ondas na média e alta troposfera são configurações constantemente presentes no escoamento atmosférico. Elas desempenham importante papel no balanço de calor e *momentum*, através do fluxo meridional de calor e *momentum*, podendo desencadear a ciclogênese em superfície, que pode ser do Tipo-A ou do Tipo-B (Petterssen e Smebye, 1971) dependendo da configuração em médios e altos níveis. No Tipo-A, o desenvolvimento do ciclone ocorre inicialmente em baixos níveis, mas com o tempo, o padrão de advecção de temperatura desenvolve o cavado em altos níveis. No Tipo-B, a ciclogênese em superfície ocorre quando o cavado já desenvolvido em altos níveis, localiza-se sobre uma região favorável a ciclogênese, tal como uma região de advecção de ar quente.

Na década de 80, Radinovic (1986) propôs a existência de um outro tipo de ciclone que chamou de Tipo-C, o qual estaria associado a efeitos orográficos, também conhecidos como ciclones a sotavento de montanhas (*lee cyclones*). Foi identificado que o desenvolvimento destes ciclones apresentam diferenças estruturais consideráveis quando comparado com os Tipos-A e B. Tais diferenças seriam: 1) o bloqueio da massa de ar frio e a deformação do cavado em nível superior devido à montanha, 2) a evolução característica da baroclinia e da vorticidade, e 3) a fonte principal de sua energia. Neste tipo de ciclone, a fonte de energia para seu desenvolvimento provém da redução da baroclinia local e da redistribuição da energia cinética do escoamento zonal, enquanto para o Tipo-B a energia provém principalmente da região do jato em nível superior e para o Tipo-A origina-se da redução da baroclinia local. Mais recentemente, Plant et al (2002) propôs uma outra categoria de ciclone, cujo desenvolvimento inicial ocorre como no Tipo-B, porém seu subsequente desenvolvimento tem uma forte influência da liberação de calor latente em médios níveis. Três características do desenvolvimento deste tipo de ciclone são: 1) papel dominante do aquecimento latente em médios níveis, 2) ausência de anomalias térmicas em superfícies, e 3) interações entre as anomalias geradas pelo aquecimento diabático e pelo cavado em altos níveis enfraquecem a

anomalia em baixos níveis atribuída ao cavado em nível superior. Ressalta-se, entretanto que, com exceção do Tipo-A, todas as demais categorias de ciclones apresentam um precursor em nível superior.

Entre os dois primeiros tipos, Sanders (1986 e 1988) sugeriu que todos os ciclones deveriam ser classificados como Tipo-B, pois este é predominante e a existência do ciclone do Tipo-A, preferencialmente encontrado sobre o oceano, seria atribuída a deficiência na rede de observações de ar superior sobre os oceanos, que por falta de dados não permite a observação do cavado em altos níveis.

De uma maneira geral, a formação dos ciclones no HS tende a ocorrer entre 35°S e 55°S, os sistemas em fase madura encontram-se entre 50°S e 60°S e na fase de decaimento localizam-se entre 60°S e o continente antártico (Streten e Troup, 1973; Carleton, 1979). Para o Ano Geofísico Internacional, Taljaard (1967) destaca a região subtropical da AS e adjacências sobre o Oceano Atlântico Sul como área de intensa formação de ciclones. A região preferencial de ciclólise no HS encontra-se em torno de 60°S, conhecida como cavado circumpolar. O deslocamento dos ciclones tende a ser de oeste para ciclones que se formam em latitudes mais altas e de noroeste para ciclones que estão localizados em latitudes mais baixas, apresentando um movimento em espiral para dentro do cavado circumpolar (Streten e Troup, 1973; Physick, 1981; Sinclair, 1995).

Os estudos de ciclogênese na AS mostram que os cavados em médios e altos níveis estão presentes em todos os casos analisados por Gan e Rao (1996), Innocentini e Caetano Neto (1996), Marengo et al. (1997), Seluchi e Saulo (1998), Piva (2001) e Vera et al. (2002). As situações sinóticas associadas a ciclogênese sobre a AS foram estudadas por Seluchi (1995) através de 54 casos observados entre 1980 e 1984. Seus resultados mostram que a perturbação responsável pela ciclogênese pode ser identificada 5 dias antes através de um cavado de onda longa e de uma zona de maior baroclinia localizada em 35°S. A intensificação desta zona baroclínica ocorre devido ao escoamento de ar quente e úmido para o sul da AS sobre o norte da Argentina e

Paraguai. Seluchi (1995) utilizou técnicas estatísticas a fim de determinar preditores para ciclogênese e obteve resultados significativos utilizando-se a intensidade e localização das ondas em médios níveis, a localização (com respeito aos Andes) e as anomalias de altura em superfície, o índice de circulação zonal e o grau de baroclinia em superfície.

Sendo os cavados em médios e altos níveis determinantes para a ciclogênese em superfície, alguns estudos foram realizados a fim de identificar regiões preferenciais para formação, dissipação e deslocamento dos cavados. Uma das primeiras climatologias de cavados na média troposfera para o HN foi realizada por Sanders (1988), utilizando as análises do NMC para o período de 9 anos. Esta metodologia utiliza a isoípsa de 552-dam para determinar a presença de cavados, favorecendo uma tendência para latitudes médias, já que essa isoípsa raramente alcança latitudes muito altas ou muito baixas (Lefevre e Nielsen-Gammon, 1995; daqui por diante denotado por LN95; Dean e Bosart, 1996). Em média foram identificados de 8 a 15 cavados e de 3 a 18 cavados em processo de formação ou dissipação por semana. O tempo de vida dos cavados apresentou uma mediana de 12 dias, com moda de 5 dias, sendo o caso mais duradouro de 57 dias. Com um tempo de vida de 57 dias, é comum que o cavado execute 1 ou até 2 voltas ao redor do globo. As regiões de formação de cavados foram observadas sobre os continentes e sobre as regiões onde o escoamento de escala planetária tinha componente meridional de norte; enquanto as regiões de dissipação de cavados se estenderam sobre o oceano e em regiões com escoamento planetário com componente meridional de sul. Os dois principais centros de formação de cavados residem sobre e corrente abaixo das principais cadeias de montanhas, enquanto os 3 principais centros de término de cavados localizam-se à oeste de áreas montanhosas, sugerindo o efeito orográfico como mecanismo de formação e de dissipação dos cavados. A preferência para a dissipação de cavados ocorre no escoamento de sudoeste e a formação no escoamento de noroeste, sugerindo que um cavado móvel dissipa ao passar por uma crista de grande escala quase-estacionária, reaparecendo no lado leste dela.

Uma outra climatologia de cavados móveis na média troposfera do HN, utilizando uma técnica mais rebuscada (discutida no Capítulo 3), foi realizada por LN95 com análises do *European Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) para o período de 1969 à 1988. Seus resultados mostraram que o tempo de vida médio dos cavados foi de 5,3 dias, com uma mediana de 4 dias e depende da latitude de sua gênese, ou seja, cavados que se formam próximos ao pólo apresentaram tempo de vida de 4 dias, enquanto que os cavados que se originaram próximo a 40°N apresentaram um tempo de vida de 6 dias. As regiões de maior frequência de gênese foram observadas sobre o Leste da Ásia, o centro-norte da América do Norte e o Mar Mediterrâneo, enquanto que as regiões de maior frequência de dissipação de cavados foram sobre o Oceano Pacífico leste, o contorno oeste do maciço asiático, o nordeste da América do Norte e o Oriente Médio. Regiões com frequência de gênese superior (inferior) à de dissipação de cavados estão localizados sobre o continente (oceano) e corrente acima (corrente abaixo e no interior) das regiões de *storm tracks*. A frequência de gênese e dissipação de cavados é menor no verão, mas o padrão espacial é similar ao do inverno. A migração para o sul da atividade dos cavados acompanha a variação sazonal dos ventos mais fortes de oeste. Os resultados de LN95 também mostraram que a máxima frequência de cavados sobre o Pacífico e Atlântico posiciona-se ao sul do eixo de máxima frequência de ciclones em superfície.

A mais recente climatologia de cavados na média troposfera para o HN foi feita por Dean e Bosart (1996) utilizando a vorticidade absoluta geostrófica, para o período de 1957 à 1989 com os dados de análise do NMC (atual NCEP). Seus resultados mostraram grande concordância com os resultados de LN95 e Sanders (1988) e algumas diferenças com este último. Os resultados dos 3 estudos revelam que as principais áreas de gênese de cavados são encontradas sobre os continentes e também corrente acima das principais regiões de máximo de ciclogênese oceânica. A considerável separação entre a região de geração de cavados em 500 hPa à leste das Rochosas e a região de ciclogênese em superfície na vizinhança da parte leste da América do Norte, pode ser um indício que os processos orográficos modulam o DCA como sugerido por Namias e

Clapp (1944); Orlanski e Chang (1993); Nielsen-Gammon (1995); Orlanski e Sheldon (1995) e Dean e Bosart (1996).

Segundo LN95 o uso da vorticidade para traçar cavados, apesar de ser uma escolha natural, falha em determinadas situações, como por exemplo, em um caso simples de uma onda de Rossby barotrópica unidimensional, propagando-se ao longo de uma região com cisalhamento horizontal de vento. Nesse caso, apesar de haver um cavado de grande amplitude com forte advecção de vorticidade ciclônica corrente abaixo, não há máximos ou mínimos de vorticidade, pois a vorticidade de cisalhamento e de curvatura se compensam.

A formação de cavados é explicada pelas teorias da Instabilidade Baroclínica, Instabilidade Não-modal, do Desenvolvimento Transiente e do DCA (Nielsen-Gammon, 1995).

Na teoria da instabilidade baroclínica ou instabilidade modal, o desenvolvimento de uma onda em nível superior ocorre simultaneamente com o ciclone em superfície, da forma proposta para o ciclone Tipo-A de Petterssen e Smebye (1971). Nessa teoria, o modo cresce com maior amplitude em baixos níveis (Charney, 1947) e o padrão associado de advecção térmica em níveis inferiores favorece o desenvolvimento de cavados em níveis superiores. Porém, é observado que sob condições de fraca baroclinia na troposfera inferior, forte estabilidade estática e forte fricção, os modos podem apresentar maior amplitude próximo à tropopausa do que em níveis inferiores (Whitaker e Barcilon, 1992a,b; Snyder e Lindzen, 1988).

Farrel (1984) argumenta contra a instabilidade baroclínica, pois segundo ele, o comprimento da onda mais instável obtido teoricamente tende a ser maior do que o observado, e que um apropriado distúrbio inicial na atmosfera real é capaz de crescer mais rapidamente do que o modo mais instável previsto pela teoria, pelo menos durante um período finito de tempo. Com esses motivos e também porque pela teoria da instabilidade baroclínica, os modos mais instáveis com crescimento exponencial (modos

normais discretos) são os que explicam o crescimento do distúrbio, Farrel propôs a teoria da instabilidade não-modal, na qual o espectro completo (modos mais instáveis juntamente com os modos neutros) é que explica o crescimento do distúrbio (Farrell, 1984; Lee, 1995). Juntos, os modos modais e não-modais podem extrair energia do estado básico de uma forma mais eficiente do que os modos modais sozinhos. Além do mais, no caso do escoamento não permitir a existência de modos normais, dois ou mais modos não-modais podem extrair energia do escoamento básico, mesmo que o escoamento não seja nem barotrópico nem baroclinicamente instável. Neste caso, há situações em que a onda não cresce por instabilidade baroclínica, mas pode crescer por instabilidade não-modal. Outro resultado da teoria não-modal é que os modos neutros podem gerar um crescimento inicial mais rápido do que o gerado pela instabilidade baroclínica, sendo esta última a dominante, já que os modos neutros decaem com o tempo (Lee, 1995). A idéia da instabilidade não-modal é que mesmo na ausência dos modos instáveis, configurações apropriadas podem levar ao crescimento de ondas sinóticas. Tais configurações poderiam ser o ciclone Tipo-B, o desenvolvimento do cavado inclinado, a mistura de cavados (*Trough phasing/trough merger*) além de explicar o auto-desenvolvimento de Suttcliffe (Farrel, 1984).

O mecanismo de desenvolvimento transiente, ou de superposição, está relacionado com o aumento na circulação atmosférica devido a reconfiguração das anomalias de vorticidade potencial, e não pelo aumento na magnitude dessas anomalias. Esse mecanismo torna-se importante em escoamentos com cisalhamento variando zonalmente. Farrel (1984) apontou que um apropriado distúrbio em um escoamento com deformação pode ter crescimento de sua energia através da mudança em sua forma. A deformação é uma característica do campo de vento em altos níveis nas regiões de entrada e saída dos *storm tracks*. A difluência associada ao jato zonal causa a diminuição do comprimento de onda, ao mesmo tempo em que a extensão meridional da onda aumenta. Isso resulta na mudança da forma da onda e no aumento da Energia Cinética do Distúrbio (ECD). Um parâmetro de importância neste mecanismo é a razão de aspecto, ou seja, para distúrbios zonalmente alongados é o escoamento difluente que

gera crescimento do distúrbio, enquanto que para distúrbios meridionalmente alongados é o escoamento confluyente o forçante.

Algumas vezes, um sistema pode crescer às custas do decaimento de um sistema localizado corrente acima. A intensificação de sistemas corrente abaixo de cavados e de cristas no HS foi observada por Van Loon (1965) através de diagramas de Hovmöller de geopotencial em 500 hPa. Em um estudo sobre dispersão de energia na atmosfera, Yeh (1949) mostrou que a dispersão de energia está presente em uma série de modelos atmosféricos e conclui que a dispersão é um processo fundamental operando na atmosfera.

Hoskins et al. (1977) estudaram a dispersão de energia em uma atmosfera barotrópica e observaram que fontes de vorticidade alongadas na direção meridional tendem a produzir fortes ondas corrente abaixo, enquanto aquelas alongadas na direção zonal produzem um forte trem de ondas norte-sul. Estas fontes de vorticidade podem ser estacionárias, tais como montanhas e anomalias de temperatura da superfície do mar, ou podem ser dinâmicas tal como a instabilidade baroclínica.

Na visão da instabilidade baroclínica, as trocas de energia ocorrem entre o distúrbio e o escoamento médio através do fluxo horizontal e vertical de calor e do fluxo horizontal de momentum. Randel e Stanford (1985a,b) mostraram que a troca de energia entre a onda e o escoamento médio é um conceito válido no HS e que as ondas de escala média com número de onda (k) entre 4 e 7 apresentaram um ciclo de vida bem definido, com: crescimento baroclínico, maturidade e decaimento barotrópico. No entanto, os fluxos ageostróficos entre as regiões de um distúrbio e entre distúrbios separados, desaparecem porque os seus cálculos foram feitos integrados sobre uma faixa de latitude com 360° de lon. Entretanto, quando não se trabalha com médias zonais, observa-se a transferência de energia cinética do distúrbio para regiões corrente abaixo através do fluxo ageostrófico da perturbação da altura geopotencial ($v'_a\phi'$) ou similarmente, pela divergência do fluxo de altura geopotencial [$\nabla \cdot (v'\phi')$]. O vento ageostrófico é

principalmente zonal (meridional) em altos (baixos) níveis e apresenta uma distribuição de convergência e divergência ao longo da onda (Gyu et al., 1991).

O mecanismo associado ao DCA é a dispersão de energia da onda. No caso da onda de Rossby, a velocidade de grupo (C_g) de oeste, resulta no DCA de uma sucessão de cavados e cristas com escalas de tempo e espaço concordante com as condições observadas. Assim, pode-se dizer que o DCA está associado a pacotes de ondas, os quais deslocam-se com a C_g . As ondas desenvolvem-se como pacotes, decaindo corrente acima e crescendo corrente abaixo, sugerindo o DCA. Esse mecanismo foi identificado nos jatos subtropical e polar do HS, em particular no jato subtropical em função da baixa baroclinia existente na região (Berbery e Vera, 1996). Chang (2000) ressalta que a simetria zonal do HS, devido a menor influência da topografia e contrastes térmicos continente-oceano, facilita e incentiva o estudo do DCA no HS.

Os pacotes de onda foram identificados em uma hierarquia de modelos por Lee e Held (1993). Os modelos estudados variaram de modelos simples, tal como o quase-geostrófico de 2 camadas, a modelos mais complexos, tal como um Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA). Como os pacotes de onda, os cavados e os fluxos ageostróficos são mais intensos e evidentes em altos níveis, pode-se afirmar que um ciclone em superfície que se desenvolve devido à aproximação de um cavado gerado por DCA é do Tipo-B de Petterssen e Smebye (1971) (Orlanski e Sheldon, 1995).

No verão, a coerência (conservação da forma) dos pacotes de onda é maior do que no inverno, pois o distúrbio tem menor escala espacial no verão ($k = 5-7$) do que no inverno ($k = 4-6$), os distúrbios estacionários são mais fracos no verão do que no inverno, e o *storm tracks* nas latitudes médias é mais confinado meridionalmente durante o verão (Lee e Held, 1993). Desta forma, os distúrbios propagam-se mais zonalmente no verão e o pacote de onda apresenta maior coerência.

Estudos teóricos com modelos lineares mostraram a existência do desenvolvimento de sistemas tanto corrente acima (*upstream*) quanto corrente abaixo (*downstream*). Estes termos têm como referência o sentido do escoamento, ou seja, corrente acima indica o sentido contrário ao escoamento, enquanto corrente abaixo indica o sentido a favor do escoamento. Porém, estudos observacionais mostraram que o DCA é o mais intenso (Simmons e Hoskins, 1979). Essa assimetria (corrente acima-corrente abaixo) é resultado dos efeitos da fricção superficial e do efeito beta (Orlanski e Sheldon, 1995). Ambos contribuem para baixar o nível dirigente, fazendo com que os distúrbios propaguem com velocidade média mais característica dos ventos em baixos níveis, gerando assim a intensificação dos fluxos corrente abaixo e diminuindo os fluxos corrente acima.

Chang (2000), estudando pacotes de onda e o ciclo de vida de cavados no HS para o verão 84/85, encontrou que, exceto para a primeira onda, a maioria das ondas que se desenvolvem posteriormente estão associadas a pacotes de onda dominados pelos fluxos ageostróficos de energia e não por conversão baroclínica/barotrópica.

Uma teoria que associa o DCA à instabilidade baroclínica é o Desenvolvimento Corrente Abaixo Baroclínico (DCAB), proposta por Orlanski e Sheldon (1995). Nessa teoria, o crescimento inicial da ECD ocorre por convergência de fluxos (DCA) e é mantido por conversão baroclínica (instabilidade baroclínica). A idéia por trás dessa teoria, é que o distúrbio gerado por fluxos ageostróficos em altos níveis induz uma circulação em baixos níveis fazendo com que o distúrbio utilize a baroclinia existente localmente. A evolução de um sistema sobre DCAB é dividida em 3 estágios (Figura 2.1):

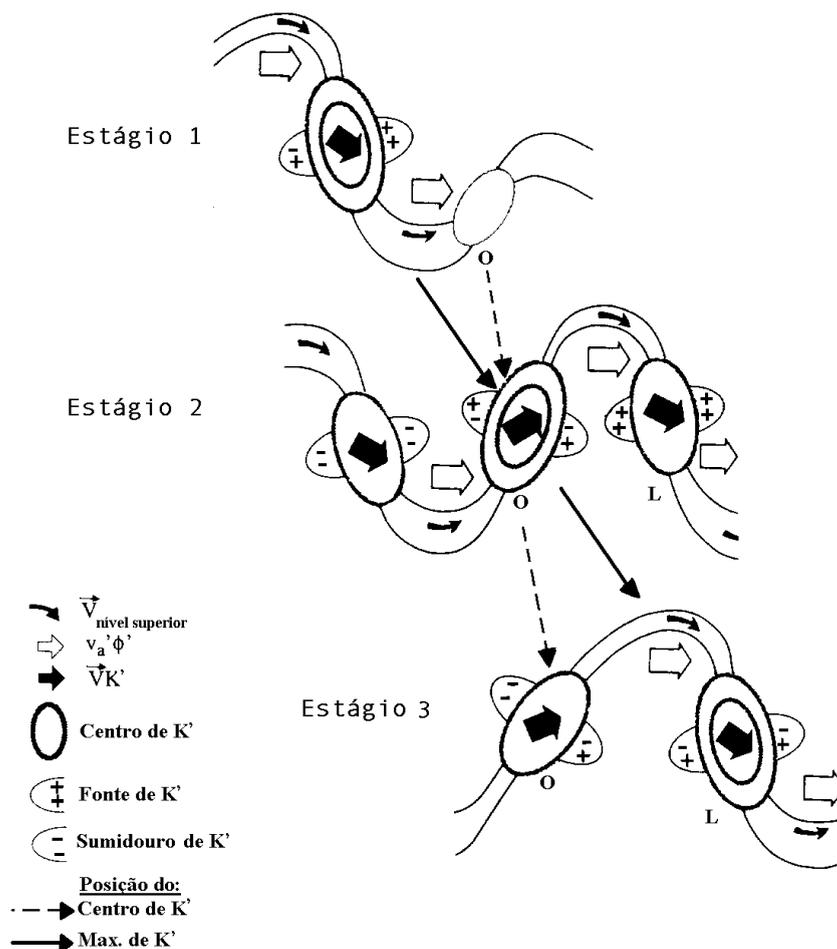


FIGURA 2.1 - Representação dos 3 estágios de evolução do desenvolvimento corrente abaixo baroclínico para o HS. As linhas contínuas representam contornos arbitrários de altura geopotencial em altos níveis e as elipses são máximos de ECD média vertical. Letras O e L indicam regiões de ECD a oeste e leste do cavado, respectivamente.

FONTE: Adaptada de Orlanski e Sheldon (1995).

Estágio 1: Sistema em estágio de decaimento corrente acima e geração de um centro de energia cinética (O) a oeste de um novo cavado. Um cavado pré-existente com um centro de ECD está localizado corrente acima de um cavado incipiente. Este centro mais velho está perdendo ECD para o novo centro de energia (O) através dos fluxos de geopotencial na crista.

A geração de ECD na vizinhança de O é quase totalmente devido a CFA $[-\nabla \cdot (\mathbf{V}_a \phi) > 0]$ em nível superior.

Estágio 2: Fluxos de energia do centro maduro O para o crescimento de um novo centro de energia (L) a leste do eixo do cavado. Durante a intensificação do centro O, ocorre subsidência de ar frio nessa região associada à convergência da circulação ageostrófica em nível superior, havendo, portanto geração adicional de ECD através do abaixamento do centro de massa ($-\omega \alpha > 0$). Divergência do fluxo de altura geopotencial (CFA < 0) na região da saída do centro O, constantemente removerá energia desse centro, transportando-a para o lado leste do cavado, contribuindo assim para o desenvolvimento do novo centro de energia L. A divergência em altos níveis do escoamento ageostrófico no lado leste do cavado, induz movimento ascendente. Como essa área é tipicamente uma zona de ar quente, este movimento ascendente implica geração baroclínica, contribuindo com energia adicional para o centro L. Essa conversão baroclínica ocorre bem depois da geração devido a CFA. Vale ressaltar que o fluxo de energia pelo escoamento médio ($\mathbf{V} K$) distribui energia no mesmo centro de energia e não entre os centros como é o caso do termo $v_a \phi$. O deslocamento do centro de energia cinética ocorre somente na direção zonal para leste, já que a componente meridional é removida via CFA $[-\nabla \cdot (\mathbf{V}_a \phi) > 0]$ para o sistema corrente abaixo. Esse processo explica porque o centro de energia parece “pular” de um lado para o outro entre o cavado e a crista. Este processo ocorre quando a C_g é maior do que a velocidade de fase (C_f), sendo estas velocidades representadas pelas setas que se encontram entre os estágios (1, 2 e 3) e ligam os centros de máximos de ECD (seta contínua) e o centro O (seta tracejada), respectivamente. A diferença de magnitude entre C_g e C_f pode ser interpretada da seguinte forma: os cavados movem-se com a velocidade média correspondente ao vento na média troposfera, enquanto a energia nos níveis superiores é transportada pelos ventos do mesmo

nível (que são maiores do que os ventos da média troposfera) (Simmons e Hoskins, 1979; Orlanski e Chang, 1993).

Estágio 3: Dissipação do centro de energia O e amadurecimento do centro de energia L. Uma vez que o fornecimento de energia via fluxos de geopotencial a partir do sistema corrente acima acaba, o centro O começa a decair, principalmente por divergência de fluxos de altura geopotencial que estão transferindo energia corrente abaixo para o centro L. A conversão baroclínica ocorrendo em O pode continuar por algum tempo, fornecendo uma fonte indireta de energia para L através dos fluxos em O. Finalmente, O decai ao ponto em que não mais fornece energia para L via fluxos e a conversão baroclínica torna-se a única fonte de energia para L.

Deve-se levar em conta que a dispersão e espalhamento de energia em um sistema instável em crescimento é característico de ondas baroclínicas de alta frequência, mas a dispersão de energia também está presente em pacotes de ondas barotrópicas neutras. A diferença reside no fato de que a primeira pode se amplificar, enquanto a segunda somente irradia energia corrente abaixo.

Regiões de baroclinia são localizadas em áreas tais como a costa leste dos continentes, onde iniciam os *storm tracks*. Porém, os distúrbios se desenvolvem também em regiões de fraca baroclinia corrente abaixo da costa leste dos continentes, no interior do *storm tracks*. Distúrbios que iniciam seu desenvolvimento sobre a região inicial do *storm tracks*, quando atingem o interior do *storm tracks*, já estão em seu estágio de decaimento, reduzindo o gradiente meridional de temperatura e tornando o jato mais barotrópico. É nesse ambiente, menos propício ao crescimento baroclínico, que o DCA torna-se dominante. A transferência de energia em altos níveis pode gerar um distúrbio que crescerá em um ambiente de baixa baroclinia. Dessa forma, o DCA de ondas baroclínicas é responsabilizado por estender o *storm tracks* na direção zonal (Chang e Orlanski, 1993; Orlanski e Gross, 2000).

Um mecanismo interessante que ocorre quando se leva em consideração o DCA é o fato que enquanto a conversão baroclínica ($\omega'\alpha'$) está gerando energia para um ciclone, ao mesmo tempo, os fluxos ageostróficos podem estar transportando essa energia para leste, alimentando um outro ciclone corrente abaixo. Ou seja, enquanto a instabilidade baroclínica exige um mínimo de baroclinia para o desenvolvimento de um ciclone, o DCA pode desenvolver um ciclone em um ambiente de fraca baroclinia (Orlanski e Sheldon, 1995).

Krishnamurti et al. (1999) estudaram o papel da amplificação corrente abaixo no desenvolvimento do cavado de grande amplitude associado a geadas no sul do Brasil. Os autores identificaram que o cavado com grande amplitude foi resultado da superposição de ondas longas ($k = 1-3$) quase-estacionárias e ondas curtas ($k = 4-10$) com deslocamento para leste. Foi observado também que a energética é dominada por trocas baroclínicas em escala sinótica, sendo as trocas barotrópicas entre ondas de diferentes escalas, de importância secundária.

Outro mecanismo importante e que está associado tanto aos fluxos ageostróficos quanto à intensificação de cavados e ciclones é a Liberação de Calor Latente (LCL). O aquecimento diabático verificado em áreas de precipitação ativa é dos principais responsáveis pelo desvio do vento real a partir do vento geostrófico. Além disso, estudos têm mostrado que a inclusão da umidade aumenta a taxa de crescimento da onda e reduz o comprimento de onda mais instável (Gall, 1976b; Bonatti e Rao, 1987). Fisicamente, a LCL age no sentido de aumentar localmente a energia potencial disponível, pois aumenta a temperatura na região de aquecimento enquanto as regiões próximas permanecem com a mesma temperatura (Carlson, 1991).

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados utilizados foram as reanálises do NCEP / *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) para o período entre 1979 a 2004. Este conjunto de dados tem resolução horizontal de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de lat x lon e 17 níveis de pressão na vertical entre 1000 hPa e 10 hPa. As variáveis utilizadas foram a temperatura (T_K , em K), componente zonal (u , ms^{-1}) e meridional do vento (v , ms^{-1}), movimento vertical (ω , $Pa s^{-1}$), altura geopotencial (Φ , mgp) e pressão em superfície (p_s , Pa) para quatros horários diários (00, 06, 12, 18 UTC). Maiores detalhes sobre os dados são encontrados em Kalnay et al. (1996).

Também foram utilizados os dados de previsão do modelo global T126L28 do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), para o período de 19 a 29 de fevereiro de 2004. Este período foi escolhido pelo fato de que as previsões estavam disponíveis na área pública do CPTEC. O prazo de previsão foi de até 5 dias começando as 12 UTC e as variáveis foram as mesmas citadas no parágrafo anterior. Os dados do modelo apresentam 3 diferenças significativas com relação aos dados de reanálise. As diferenças se referem à resolução horizontal, vertical e com relação à saída das variáveis. A resolução horizontal do modelo é de aproximadamente $0,935^\circ \times 0,9375^\circ$ de lat x lon, ou seja, pouco mais de um terço da resolução da reanálise. Entre os níveis de 1000 hPa e 100 hPa os dados do modelo apresentam 11 níveis, portanto, 1 nível a menos do que os dados de reanálise. Com relação as variáveis deve-se levar em conta que as saídas do modelo não são instantâneas e sim uma média das últimas 6 h. Mais informações sobre o modelo podem ser obtidas em Bitencourt (1996) e Mendonça (1999, 2000).

3.2 Metodologia

3.2.1 Climatologia dos Cavados em Médios Níveis

O nível de 500 hPa foi escolhido para realizar a climatologia de cavados a fim de facilitar a comparação com resultados obtidos por estudos anteriores. Além do mais, como o interesse é a relação cavado - ciclogênese, o nível de 500 hPa tem se mostrado ideal para identificar cavados móveis que afetam a troposfera inferior (LN95).

3.2.1.1 Identificação Objetiva dos Cavados

A variável utilizada para identificar os cavados em 500 hPa proposta por LN95 foi a Aceleração Centrípeta Euleriana (ACE). Sabe-se que em coordenadas naturais, a vorticidade relativa geostrófica (ζ_g) é dividida em vorticidade de cisalhamento e de curvatura:

$$\mathbf{z}_g = -\frac{\partial V_g}{\partial n} + \frac{V_g}{R_s} \quad (3.1)$$

na qual: V_g é a magnitude do vento geostrófico, n é uma distância medida na direção normal ao escoamento e R_s é o raio de curvatura do escoamento geostrófico (detalhes sobre seu cálculo estão no Apêndice A). Utilizando-se a vorticidade de curvatura, pode-se identificar cavados em seus máximos no HN e em seus mínimos no HS, porém, estes máximos de curvatura podem representar centros de circulação fechada ou identificam o lado polar do núcleo do jato, que não são cavados. Para evitar essas dificuldades, a vorticidade de curvatura é multiplicada por V_g , resultando na variável ACE:

$$ACE \equiv \frac{V_g^2}{R_s} \quad (3.2)$$

Fisicamente, ACE representa a aceleração centrípeta sentida por uma parcela de ar seguindo uma linha de corrente geostrófica. A vantagem do cálculo da variável ACE

reside no fato de que as regiões de máximos valores de ACE correspondem de maneira unívoca às características que os sinóticos identificam como cavados móveis (LN95).

Na Figura 3.1 observa-se a correspondência entre valores negativos de ACE e cavados no campo de altura geopotencial. Verifica-se um padrão de onda 5 nas latitudes médias, com algumas ondas de menor escala. Os valores menores de ACE ($< -7 \text{ ms}^{-2}$) estão associados a ondas de maior escala e valores maiores (mas negativos) estão associados a ondas de menor escala.

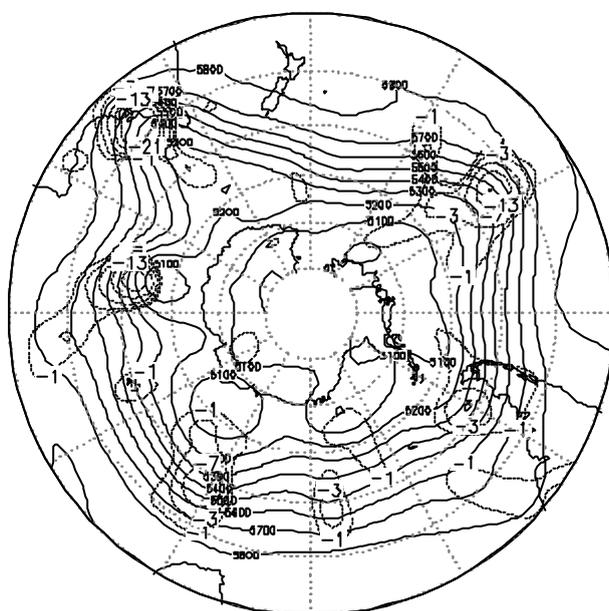


FIGURA 3.1 - Correspondência entre os cavados e os mínimos de ACE. Altura geopotencial (mgp, linhas contínuas) e valores negativos de ACE ($\times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$, linha tracejada) para o nível de 500 hPa às 1200 UTC do dia 17/02/99. O Intervalo de Contorno (IC) para a altura geopotencial é de 100 mgp e os valores plotados de ACE são -1 -3 -7 -13 -21.

Em cada passo de tempo, o campo é pesquisado para encontrar os mínimos de ACE, definidos como um ponto de grade (central) cujo valor de ACE é menor do que qualquer um dos oito pontos de grade vizinhos (critério rotulado como mínimo no local). Todo ponto que preenche esse requisito passa por uma segunda fase de avaliação, na qual compara-se a magnitude do ACE do ponto de grade central, com a

magnitude do ACE em um círculo, cujo raio é igual a duas vezes o espaçamento de grade. O círculo é gerado com braços radiais a partir do ponto central, com intervalos de 5° , totalizando 72 pontos. A magnitude do ACE ao longo do círculo, é determinada usando interpolação bilinear. Seguindo os critérios utilizados por LN95, para que o ponto central seja considerado um cavado, o mínimo central de ACE deve ser $1,0 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ menor do que o valor de ACE em no mínimo 65% (47 pontos) dos pontos que formam o círculo (critério rotulado como mínimo no círculo).

A Figura 3.2 mostra o campo de altura geopotencial em 500 hPa com os cavados (indicados com a marca ?) identificados pelo método objetivo. O método é muito sensível à mudança de curvatura do escoamento como pode ser observado na identificação dos cavados sobre o Oceano Atlântico Sul em aproximadamente $350^\circ\text{E}/45^\circ\text{S}$, e no Pacífico sudeste em aproximadamente $250^\circ\text{E}/55^\circ\text{S}$.

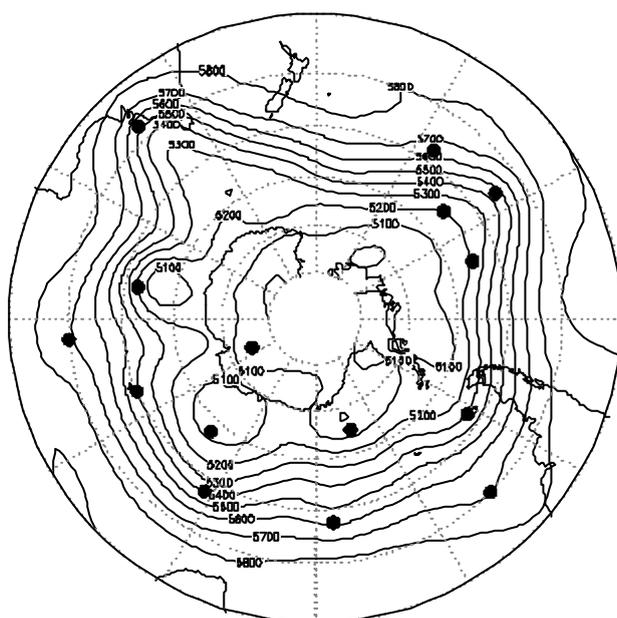


FIGURA 3.2 - Cavados encontrados pelo método de identificação. Altura geopotencial (m), linha contínua) e os cavados (?). IC = 100 m.

Outros pré-requisitos utilizados pelo método objetivo referem-se ao tempo de vida, à intensidade do mínimo e ao limite latitudinal do cavado. No caso do tempo de vida, o

cavado deve ser identificado no mínimo durante 2 dias, ou seja, 8 intervalos de tempo ininterruptos (critério rotulado de tempo de vida mínimo). No caso de intensidade, o valor de ACE do cavado deve atingir valor igual ou inferior a $-4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$ no mínimo em uma análise (critério rotulado de intensidade mínima) como sugerido por LN95. O último critério (rotulado de latitude máxima) tem por objetivo impedir que se considere vórtices localizados em latitudes tropicais e subtropicais como cavados móveis, sendo assim, o cavado que permanecer por mais de 24 h em latitudes para o equador de 30°S é desconsiderado.

A Figura 3.3 mostra o campo de altura geopotencial em 500 hPa e os cavados que apresentaram um tempo de vida igual ou superior a 2 dias e que tiveram intensidade igual ou inferior a $-4 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$. Comparando as Figura 3.2 e 3.3, observa-se que vários mínimos encontrados na Figura 3.2 não apresentaram tempos de vida e intensidade mínimos exigidos pelo método objetivo, e portanto, foram descartados.

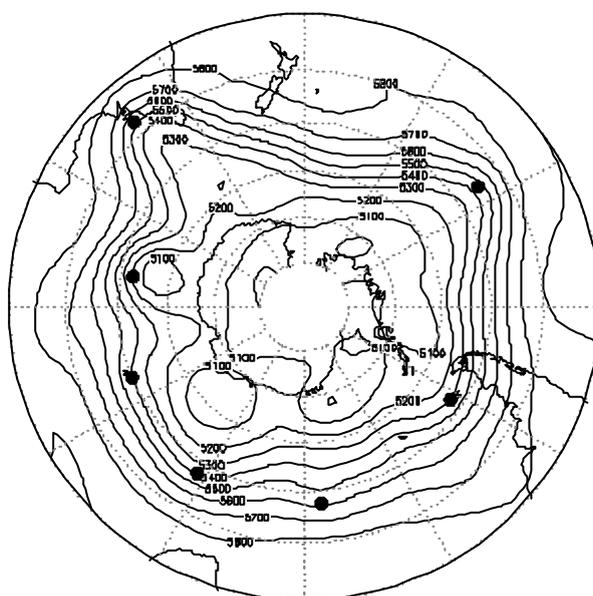


FIGURA 3.3 - Cavados encontrados pelo método de identificação quando se considera também o tempo de vida, a intensidade do mínimo e a latitude máxima. Altura geopotencial (mgp, linha contínua) e os cavados (?). IC = 100 mgp.

Sintetizando, um mínimo no campo de ACE, para ser considerado cavado, deve cumprir 5 critérios:

- 1) mínimo no local;
- 2) mínimo no círculo;
- 3) tempo de vida mínimo (48 h);
- 4) intensidade mínima ($-4,0 \times 10^{-4} \text{ m s}^{-2}$);
- 5) latitude máxima (30°S).

3.2.1.2 Trajetória dos Cavados

A trajetória de cada cavado encontrado no tempo t é determinada a partir de uma estimativa da posição para o tempo $t + 6 \text{ h}$. Para isto, considera-se que o cavado desloca-se com a velocidade do escoamento no nível de 500 hPa. No entanto, a literatura mostra que, utilizando-se somente a velocidade do escoamento, a **posição estimada** do cavado deve ser uma extrapolação da **posição verdadeira**, ou seja, o cavado deve estar localizado a oeste da posição estimada (Palmén e Newton, 1969). Desta forma, supõe-se que uma pesquisa nos pontos entre a posição estimada para o tempo $t + 6 \text{ h}$ e a **posição real** do cavado no tempo t , seja suficiente para associar a posição do mesmo cavado em dois tempos sucessivos e, assim, seguir sua trajetória.

A velocidade utilizada para se encontrar a posição estimada do cavado no tempo $t + 6 \text{ h}$ foi uma média entre a velocidade do escoamento na região onde se encontra o cavado no tempo t e a velocidade média dos cavados registrados na literatura, a saber, aproximadamente 14 m s^{-1} (Sanders, 1988; Keable et al., 2002; daqui por diante denotado por KEA02). Tal procedimento foi adotado, pois houve casos em que a velocidade do escoamento apresentava-se muito elevada, localizando a posição estimada a uma distância muito grande da posição real.

Um exemplo encontra-se na Figura 3.4 onde está representada as posições reais (?) dos cavados encontrados sobre o oceano ao sul da Austrália e Nova Zelândia as 0000 UTC, e as posições estimadas (?) e verdadeiras (!) às 0600 UTC do dia 1/01/99. As posições estimadas, em geral, localizam-se corrente abaixo (a leste) da posição verdadeira, com

exceção da situação em 47,5°S/120°E, onde a posição estimada (não visível) coincidiu com a posição verdadeira.

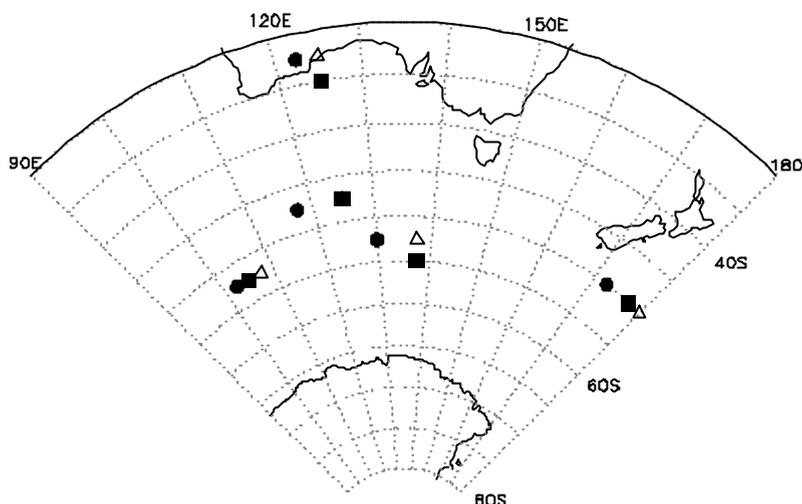


FIGURA 3.4 - Área ao sul da Austrália e Nova Zelândia mostrando as posições dos cavados no dia 01/01/99. Posições reais (?) às 0000 UTC, posições estimadas (?) e verdadeiras (!) para as 0600 UTC.

A correspondência entre as posições ocupadas pelo mesmo cavado em duas análises sucessivas, em geral, é fácil e direta, entretanto, há situações em que isto não se verifica. Na realidade há no mínimo 6 situações possíveis de se encontrar, são elas:

- 1) Um cavado no tempo t encontra somente uma correspondência no tempo $t + 6$ h;
- 2) Um cavado no tempo t não encontra correspondência no tempo $t + 6$ h, indicando que houve dissipação no tempo t ;
- 3) Um cavado no tempo $t + 6$ h não encontra correspondência no tempo anterior t , indicando que houve formação em $t + 6$ h;
- 4) Um cavado no tempo t encontra duas correspondências no tempo $t + 6$ h e estes dois apresentam a mesma correspondência no tempo t , neste caso escolhe-se um cavado e descarta-se o outro;
- 5) Dois cavados no tempo t encontram a mesma correspondência no tempo $t + 6$ h, neste caso escolhe-se um cavado e descarta-se o outro; e
- 6) Dois cavados no tempo t encontram as mesmas duas correspondências no tempo $t + 6$ h, neste caso escolhe-se duas correspondências.

Nas situações 4, 5 e 6 foi preciso introduzir um processo de escolha para se encontrar a melhor correspondência entre várias opções de associações entre cavados. Neste caso, para cada opção possível, foi associado um número chamado de Índice de Associação (IA), obtido da seguinte forma:

$$IA = 1 - \frac{D}{D_{\max}} \quad (3.3)$$

na qual: D é a distância entre a posição estimada do cavado no tempo t + 6 h e a posição verdadeira e D_{\max} é a distância máxima considerada (786 km). Há a necessidade de se colocar um limite na distância entre a posição estimada e a posição verdadeira. Murray e Simmonds (1991) utilizaram 12,5° de lat para intervalo de tempo de 24 h, enquanto Sinclair (1994) utilizou 9° de lat para intervalo 12 h. Por isso foi considerada a distância máxima de 786 km para 6 h que corresponde ao ponto mais extremo de um quadrado de 5°x5° de lat x lon.

Na prática, este índice apenas dá uma informação sobre a distância entre a posição estimada e a posição verdadeira do cavado no tempo t + 6 h. Assim, em situações onde se encontram várias possibilidades, as associações mais corretas são aquelas que resultarem no maior somatório dos IA. Por exemplo, na Figura 3.5 é apresentada uma situação onde existem dois cavados as 1200 UTC, sendo que um deles apresenta mais do que uma possibilidade de deslocamento as 1800 UTC. As possibilidades de associação estão representadas pelas linhas que ligam os cavados as 1200 UTC (?) e as 1800 UTC (†) e os números indicam os IA. O cavado localizado em 85°W/60°S as 1200 UTC apresenta duas possibilidades com IA de 0.8 e 0.3, enquanto o cavado em 85°W/52,5°S as 1200 UTC apresenta somente uma possibilidade com IA de 0.6. Caso a associação com IA igual a 0.3 fosse considerada correta, as associações com IA igual a 0.6 e 0.8 seriam descartadas e a soma das associações seria de 0.3. De outra forma, caso a associação 0.6 fosse considerada correta, automaticamente as associações com valor 0.3 seria considerada errada e de valor 0.8 seria considerada correta, resultando em uma soma de associações de 1.4 (0.8 + 0.6).

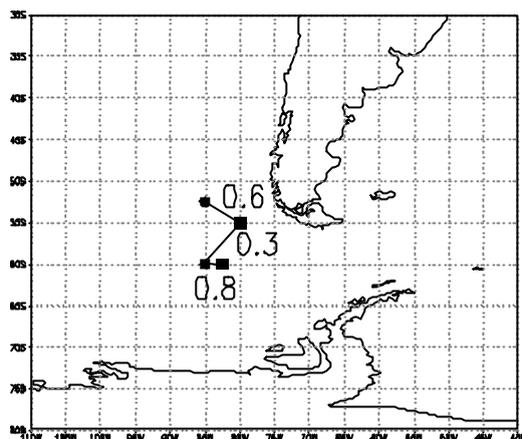


FIGURA 3.5 - Exemplo de um caso da situação 4. Cavados encontrados às 1200 UTC (?) e as 1800 UTC (¿) do dia 24/02/99. As linhas ligando os cavados nos dois horários representam as possíveis associações. Números representam o Índice de Associação para as 3 possibilidades.

Os métodos acima descritos foram aplicados para tornar a climatologia de cavados a mais verdadeira possível, é claro que há situações mais complexas em que o método acima descrito não funciona perfeitamente, mas acredita-se que a maioria dos cavados possa ser identificada corretamente.

Para verificar se há alguma influência dos fenômenos *El Niño* (EN) e *La Niña* (LN) no comportamento dos cavados, foram feitos compostos com anos de EN e de LN. Os três meses de cada estação do ano deveriam apresentar o índice de Oscilação Sul superior a 0.5 ou inferior a -0.5 para ser considerado EN ou LN, respectivamente. Desta maneira, foram agrupadas 7 estações de primavera (SON) e 7 estações de verão (DJF) sob influência do EN e LN. Para os anos de EN foram: 1982-83, 1986-87, 1987-88, 1991-92, 1994-95, 1997-98, 2002-03; e os anos de LN foram: 1983-84, 1984-85, 1988-89, 1995-96, 1998-99, 1999-2000 e 2000-01. As estações do outono e inverno não foram consideradas pois apresentaram reduzido número de anos com EN ou LN. Os anos restantes foram considerados Anos Normais (AN), totalizando 10 anos. Todos os Anos (TA) significa que foram considerados AN, EN e LN juntos.

3.2.2 Avaliação dos Cavados que Passaram sobre a América do Sul

Como o objetivo é determinar as características que diferem cavados que geraram ciclones em superfície dos cavados que não geraram ciclone em superfície, foram analisados os campos meteorológicos citados abaixo:

A) em baixos níveis (850 hPa):

- 1) fluxo meridional de calor e umidade avaliado através da temperatura potencial equivalente;
- 2) gradiente horizontal de temperatura;
- 3) taxa de crescimento de Eady.

B) em médios níveis (500 hPa):

- 1) movimento vertical;
- 2) amplitude e inclinação horizontal do cavado;
- 3) comprimento de onda.

C) em altos níveis (300 hPa):

- 1) advecção de vorticidade relativa;
- 2) divergência;
- 3) velocidade do vento.

Os casos que geraram ciclone em superfície foram divididos em 2 compostos, daqui para frente referidos por composto B (25 casos) e composto C (13 casos), cujo cálculo da significância está descrito no Apêndice B. Esta divisão foi necessária para não misturar ciclogêneses do Tipo-B (composto B) com ciclogêneses do Tipo-C (composto C). O critério de classificação foi a presença de 3 características do ciclone Tipo-C, são elas: 1) um ciclone em superfície sobre o Pacífico Sudeste, 2) o represamento do ar frio pelos Andes e, 3) a invasão para o sul de ar quente sobre o sul da AS. A presença destas características agrupam os casos no composto C, sendo os demais casos agrupados no composto B. O ciclone é considerado formar-se quando há o fechamento de uma isóbara no campo de pressão reduzida ao nível médio do mar com IC de 2 hPa, critério este

utilizado por Gan e Rao (1991). Centros fechados de pressão estacionários na região do Paraguai e noroeste argentino não são considerados ciclones de interesse para este estudo, pois o objetivo é estudar ciclones transientes. Como uma aplicação natural deste trabalho é a previsão do tempo, os campos listados acima foram analisados para o período de 72 h que compreende as 48 h que antecedem a formação do ciclone e as 24 h posteriores a formação.

Com exceção do fluxo meridional de calor, todos os demais campos meteorológicos foram mediados em uma área de $10^\circ \times 10^\circ$ centrada no local onde o ciclone em superfície é identificado pela primeira vez. Esta área foi levemente diferente de um composto para outro e foi centrada em $55^\circ\text{W}/32,5^\circ\text{S}$ para o composto B (Figura 3.6(a)) e em $55^\circ\text{W}/30^\circ\text{S}$ para o composto C (Figura 3.6(b)). No caso do fluxo meridional de calor, a área escolhida independe do local de formação do ciclone e foi centrada em $57.5^\circ\text{W}/22,5^\circ\text{S}$ (Figura 3.6(c)). Esta última área foi colocada em uma posição fixa para se avaliar o fluxo de calor e umidade proveniente da região Amazônica para o sul do Brasil.

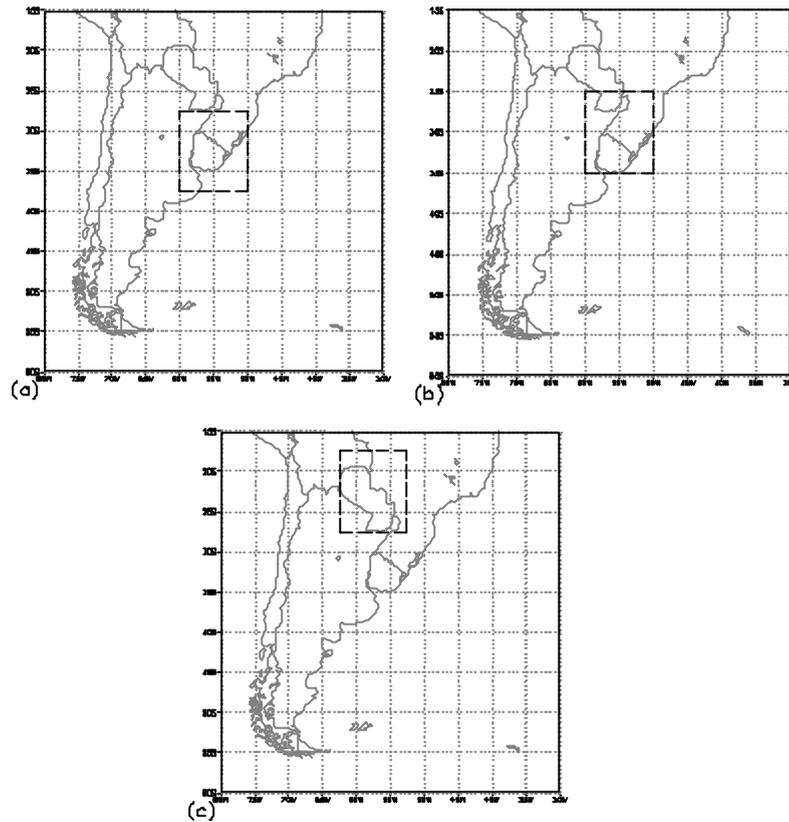


FIGURA 3.6 - Áreas em que foram feitas as médias para o composto B (a) e para o composto C (b). Área para a média do fluxo meridional de calor (c).

A temperatura potencial equivalente foi calculada pela equação (Bolton, 1980):

$$q_e = T_K \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,2845(1-0,28 \times 10^{-3} r)} \exp \left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254r(1 + 0,81 \times 10^{-3} r) \right) \quad (3.4)$$

na qual: T_K é a temperatura absoluta (em Kelvin), r é a razão de mistura (g kg^{-1}) e T_L é a temperatura do nível de condensação por levantamento (em Kelvin), calculada pela expressão:

$$T_L = \frac{2840}{3,5 \ln T_K - \ln e - 4,805} + 55 \quad (3.5)$$

na qual: e é a pressão do vapor em mb. A taxa de crescimento de Eady foi calculada pela equação (Hoskins e Valdes, 1990):

$$s_{BI} = 0,31f \left| \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} \right| N^{-1} \quad (3.6)$$

na qual: f é o parâmetro de Coriolis, \vec{V} é a vetor velocidade do vento e N é a frequência de Brunt-Väisälä.

O comprimento de onda e a amplitude do cavado foram obtidos com o auxílio do diagrama de Hovmöller da média na área da perturbação da altura geopotencial, exemplificado na Figura 3.7. A perturbação foi calculada subtraindo-se a média zonal e a média na área para uma faixa de latitude entre 30°S e 40°S (linhas traço e ponto) na Figura 3.7(a). No exemplo apresentado, o campo de altura geopotencial (linha contínua mais escura) e sua perturbação em 500 hPa (linha contínua e tracejada) mostra, no momento de formação do ciclone em superfície, um cavado sobre a AS e duas cristas sobre os oceanos adjacentes (Figura 3.7(a)). O diagrama de Hovmöller para esta situação compreende o período de 48 h antes (-48 h) e 24 h (+24 h) depois da formação do ciclone em superfície (Figura 3.7(b)). Sendo assim, o horário mostrado na Figura 3.7(a) corresponde as 00 h na Figura 3.7(b). O comprimento de onda do cavado corresponde a distância em graus de lon entre duas isolinhas de perturbação nula (linha contínua mais escura na Figura 3.7(b)), uma a oeste do cavado e outra a leste da crista, ambas marcadas por um sinal “X” as 00 h. O pequeno quadrado as 00 h no meio do cavado representa o ponto onde a perturbação da altura geopotencial foi considerada corresponder a amplitude do cavado (Figura 3.7(b)). A inclinação horizontal do cavado foi determinada a partir da inclinação da isolinha da componente meridional do vento igual a zero, tracejado na Figura 3.7(c).

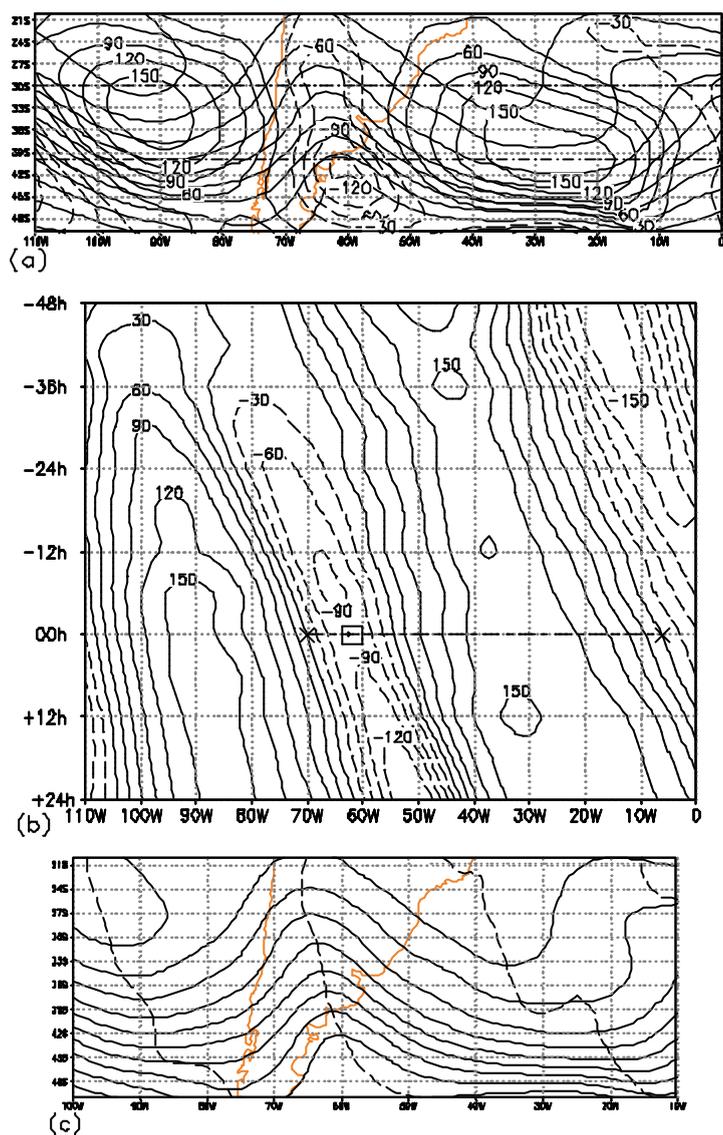


FIGURA 3.7 - Exemplo de como se determinaram o comprimento de onda, amplitude e inclinação do cavado. Altura geopotencial em 500 hPa (linha contínua escura) e perturbação da altura geopotencial em 500 hPa (a). Diagrama de Hovmöller da média na área da perturbação da altura geopotencial (b). Altura geopotencial em 500 hPa e isolinha de v igual a zero (tracejada). As marcas "X" na figura do meio indicam as isolinhas de perturbação igual a zero entre a crista e o cavado no horário de formação do ciclone em superfície (00 h). O quadrado as 00 h indica a amplitude do cavado.

As regiões de origem dos cavados foram definidas com base na divisão geográfica mostrada na Figura 3.8. Parte do Hemisfério Sul foi dividido em 7 setores abreviados por IND (Índico), ANZ (Austrália-Nova Zelândia), PCS (Pacífico Centro-Sul), PSE (Pacífico Sudeste), CP1 (Circumpolar 1), CP2 (Circumpolar 2) e CP3 (Circumpolar 3).

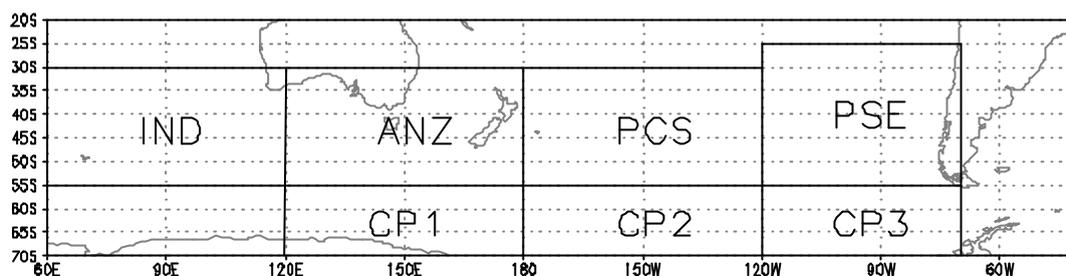


FIGURA 3.8 - Região de origem dos cavados. IND- Índico, ANZ- Austrália-Nova Zelândia, PCS- Pacífico Centro-Sul, PSE- Pacífico Sudeste, CP1- Circumpolar 1, CP2- Circumpolar 2 e CP3- Circumpolar 3.

Além das variáveis já citadas também foi calculada a energética dos cavados através da equação da energia cinética do distúrbio (Orlanski e Katzfey, 1991):

$$\frac{\partial K'}{\partial t} = -\nabla \cdot \bar{V} K' - \nabla \cdot \bar{V}'_a f' - \bar{w}' a' - \bar{V}' \cdot (\bar{V}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{V}' + \bar{V}' \cdot (\bar{V}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{V}' - \frac{\partial}{\partial p} \bar{w} K' - \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}' f' + RES \quad (3.7)$$

na qual: K' é a ECD, \bar{V} o vento horizontal e α a densidade específica. Nesta equação, a sobrebarra significa média zonal e a linha indica desvio a partir dessa média. O subscrito “3” nos vetores e nos operadores indica tratar-se de 3 dimensões, enquanto o subscrito “a” representa a componente ageostrófica do vento.

Na Equação 3.7, o termo do lado esquerdo é a tendência da ECD cujo valor é obtido de duas formas denominadas de Tendência da Energia Cinética Observada (TEO) e a Tendência de Energia Cinética Calculada (TEC). A primeira obtém-se através da diferença entre dois campos de ECD em intervalos de 12 h e a segunda, obtém-se

através da soma de todos os termos do lado direito da Equação 3.7 com exceção termo residual (RES). O termo RES contém, entre outras coisas, mecanismos não explicados pela equação, tais como: fricção, efeitos diabáticos (liberação de calor latente, fluxos de calor em superfície), efeitos de montanha, fluxos de sub-grade (fluxos turbulentos associados a ondas curtas não resolvidas pela análise); além de erros introduzidos por métodos numéricos como interpolação e derivadas. Os primeiros dois termos do lado direito formam a convergência total de energia. O primeiro termo representa a Convergência de Energia Cinética (CEC), a qual tem a função de deslocar o máximo de energia, enquanto o segundo termo representa a Convergência do Fluxo Ageostrófico (CFA) e está associado à natureza dispersiva das ondas. Este último termo também é referido como convergência do fluxo radiativo a fim de enfatizar a natureza não-advectiva do fluxo. O terceiro termo é o de conversão baroclínica (BRC), estando associado ao movimento vertical de ar quente e frio. O quarto e o quinto termos são as tensões de Reynolds e por serem associados ao cisalhamento horizontal do vento são considerados como termos de conversão barotrópica (BRT). O sexto e o sétimo termos são a convergência do fluxo vertical de energia.

A vantagem da Equação 3.7 é que ela relaciona os processos mais importantes para a formação/dissipação de cavados, tais como, instabilidade baroclínica (BRC), a instabilidade barotrópica (BRT) e o desenvolvimento corrente abaixo (CFA). Esta Equação pode ser mediada no volume, obtendo-se a seguinte equação:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \langle K' \rangle}{\partial t} = & -\langle \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}} K' \rangle - \langle \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}_a \phi' \rangle - \langle \omega' \alpha' \rangle - \langle \bar{\mathbf{v}}' \cdot (\bar{\mathbf{v}}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{v}}' \rangle + \langle \bar{\mathbf{v}}' \cdot (\bar{\mathbf{v}}'_3 \cdot \nabla_3) \bar{\mathbf{v}}' \rangle \\
& - [\omega K']|_B + [\omega K']|_T - [\omega' \phi']|_B + [\omega' \phi']|_T + \langle \text{RES} \rangle \\
& + \langle \nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}_v K' \rangle + \left[\left(\frac{\partial p_s}{\partial t} + \bar{\mathbf{v}}_v \cdot \nabla p_s \right) K' \right] \Big|_B
\end{aligned} \tag{3.8}$$

na qual: os símbolos $\langle \rangle$ e $[]$ representam a integral no volume e a integral de superfície (T – topo e B - base) e o subscrito “v” indica a velocidade de deslocamento do volume.

Os termos da Equação 3.8 têm a mesma interpretação dos termos da Equação 3.7, com exceção dos dois termos de convergência do fluxo vertical de energia que nesta última equação transformam-se em integrais de superfície, sendo interpretados como fluxo vertical de energia através do limite inferior (B - Base) e do superior (T - Topo) da atmosfera (sexto ao nono termos). O décimo termo representa o fluxo de energia devido ao movimento do volume de integração, enquanto o último termo é a mudança de energia devido à variação da massa contida no volume. Caso o volume seja mantido fixo no espaço os termos da Equação 3.7 que envolvem o deslocamento do volume tornam-se nulos. Este é caso do décimo e parte do último termo.

Na aplicação da Equação 3.8, é preciso fornecer as dimensões do cubo onde será realizada a integração. Na direção norte-sul os limites foram as latitudes de 20°S e 70°S enquanto na direção zonal, a extensão do cubo variou entre 50° e 60° de lon, pois o cubo deve conter em seu interior os dois centros de energia à esquerda e à direita do eixo do cavado (Chang, 2000). Na vertical foram usados os níveis da superfície até 100 hPa, porém em regiões de topografia elevada, o nível inferior mais baixo a partir do qual foi realizada a integração variou de acordo com a topografia utilizada pelos modelos (reanálise ou MCGA do CPTEC/COLA).

Uma observação importante sobre o uso desta equação diz respeito ao posicionamento do cubo com relação ao cavado. O volume deve ser colocado de tal forma que na direção zonal o cavado fique no meio do domínio. No entanto, algum deslocamento adicional é realizado para ajustar (minimizar) o termo CEC, sendo assim, o cubo é deslocado zonalmente 1 a 2 pontos (2,5° a 5° no caso dos dados de reanálise) para a direita ou para a esquerda procurando reduzir o termo CEC. Ressalta-se que, como a magnitude do deslocamento é pequeno perante o tamanho do cubo como um todo, o cavado ainda se encontra totalmente dentro do domínio de integração (Chang, 2000 e

2003). Tal procedimento é necessário, pois de todos os termos do lado direito desta equação, os 4 primeiros apresentam ordem de magnitude maior do que os demais, porém, o termo CEC é o único que não altera o crescimento/decaimento da energia, mas contribui somente para o deslocamento do cavado.

No Capítulo 6, em que se estuda a energética do MCGA do CPTEC/COLA, o cubo de integração foi colocado de tal forma que o cavado fique no centro do cubo, ou seja, não foi feito deslocamento algum para redução do termo CEC. Tal procedimento foi adotado pois o objetivo era comparar a energética dos dados do MCGA com a reanálise, e não propriamente os termos de conversão. Desta forma para os dois conjuntos de dados (MCGA do CPTEC/COLA e reanálises) a posição do cubo foi determinada a fim de manter o cavado no meio do cubo.

CAPÍTULO 4

CLIMATOLOGIA DOS CAVADOS NA MÉDIA TROPOSFERA

Nesta parte do trabalho são apresentados os resultados referentes à climatologia dos cavados na média troposfera. A discussão abordará primeiramente a distribuição espacial da presença, formação e dissipação dos cavados e logo após suas características relevantes.

4.1 Distribuição Espacial

O número total de cavados detectados para os 24 anos de estudo foi de 20821, com média de 868 cavados por ano (Figura 4.1). Separando-se por estações do ano, pode-se observar que a época do ano com maior número de cavados é JJA, seguido de MAM, SON e DJF (Figura 4.2(a-b)). No inverno, observa-se em média 240 cavados, enquanto no verão encontra-se 186 cavados em média. Tal comportamento era esperado uma vez que em superfície, as estações do ano com maior número de ciclones segue esta mesma ordem (Sinclair, 1997; Simmonds e Keay, 2000).

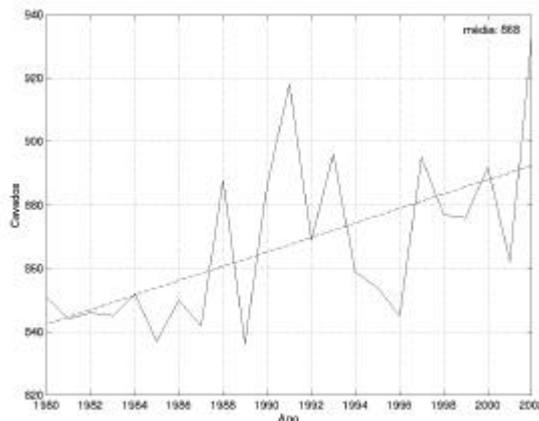


FIGURA 4.1 - Número de cavados por ano. Linha tracejada mostra a tendência encontrada no período.

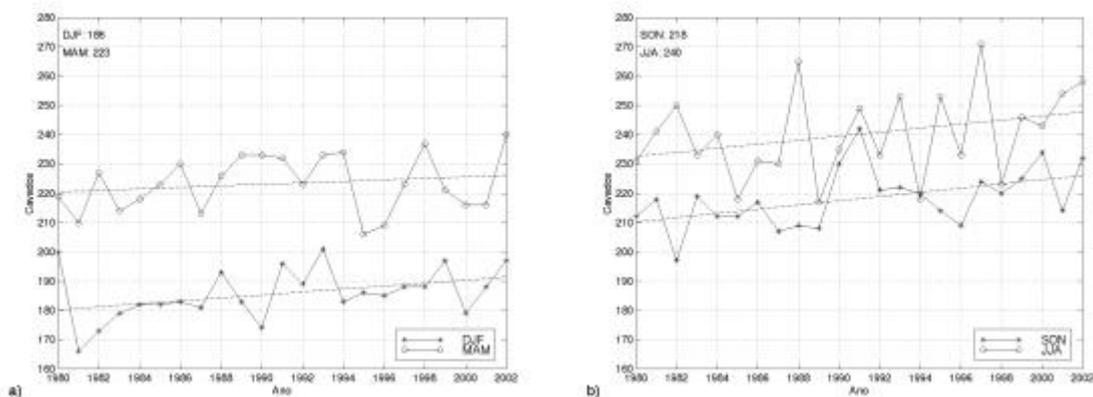


FIGURA 4.2 - Número de cavados por ano para: DJF e MAM (a), JJA e SON (b), com tendências dadas pelas linhas tracejadas.

O número médio de cavados por ano de 868 representa um número reduzido quando comparado com outros estudos. Para o HS, KEA02 não comentam explicitamente o número de cavados por ano, mas pode-se inferir o valor em torno de 1729. Este cálculo aproximado é feito da seguinte forma. KEA02 informa que foram observados em torno de 19 ciclones por análise. Considerando que estes ciclones tenham um ciclo de vida médio de 4 dias e que sejam contados somente uma vez durante sua existência, divide-se o total de dias em um ano por 4, e obtêm-se 91 conjuntos. Multiplicando-se este número por 19 ciclones, chega-se ao número de ciclones por ano. Um dos motivos para a discrepância no número obtido nos dois estudos pode estar associado ao fato que KEA02 considera ciclones como sendo circulação ciclônica fechada (vórtice) e aberta (cavado) ao mesmo tempo. Neste caso é possível que sua metodologia conte mais de uma vez o mesmo sistema em duas latitudes diferentes. Este fato também foi usado para explicar a discrepância nos dados de presença de cavado. Do ponto de vista da metodologia, ressalta-se que no atual estudo só foram considerados cavados com tempo de vida igual ou superior a 48 h, enquanto KEA02 considerou o tempo limite de 24 h. Este limite inferior de 24 h de diferença pode ter deixado muitos cavados de fora da presente estatística. Para o HN, LN95, usando a mesma metodologia, encontraram uma média de 1373 cavados por ano, ou seja, 58 % a mais do que verificado no presente estudo. É conhecido que o escoamento no HS é mais zonal do que no HN, ou seja, o k (ou o número de cavados) normalmente presente no escoamento do HS é menor do que

no HN. Estudos de seleção de escala da instabilidade baroclínica mostram números de onda preferenciais entre 4 e 6 no HS, enquanto no HN encontram-se entre 6 e 7 (Randel e Stanford, 1985b). Além disso, no HS há o fenômeno de vacilação onde é possível encontrar por determinado período de tempo, um escoamento zonalmente simétrico onde os cavados apresentam-se ausentes ou com fraca amplitude (Randel e Stanford, 1985a). Estes argumentos ajudam a explicar porque o número de cavados por ano no HS é menor do que no HN.

A análise da tendência dos 20821 cavados formados nos 24 anos estudados mostram um aumento do número de cavados com o passar dos anos (Figura 4.1). Em termos de tendência por estações do ano (Figura 4.2), todas se mostraram positivas como verificado no número de cavados por ano. As maiores tendências foram verificadas em SON e JJA, e a menor tendência ocorreu em DJF. Key e Chan (1999) também observaram tendências diferentes no número de ciclones formados entre as estações do ano para as latitudes médias no HS. Mas seus resultados mostram que as tendências mais elevadas ocorrem em SON e que em DJF há tendência para diminuição no número de ciclones (Figura 4.2). Analisando-se a variação de cavados ano a ano, não foi verificada relação entre o número de cavados por ano e a ocorrência de EN ou LN. Também não foi verificada relação entre o número de cavados na década de 80 e 90 com a oscilação decadal do Pacífico.

Os estudos sobre ciclones em superfície têm mostrado uma redução desse sistema com os anos, enquanto o número de ciclones intensos aumenta (Simmonds e Keay, 2000; Pezza e Ambrizzi, 2003). Se o número de ciclones intensos aumenta, é de se supor que o mecanismo forçante das ciclogêneses em superfície também se torne mais intenso com os anos. Nos estudos sobre ciclogêneses mais intensas, tem-se como característica comum, a redução do comprimento de onda em altos níveis associado a ciclogênese em superfície, isto garante que os processos de desenvolvimento do ciclone em superfície (advecção de vorticidade relativa por exemplo) sejam mais fortes e, por conseqüência, gerem um ciclone mais intenso (Uccellini, 1990). Desta forma, pode-se associar o aumento do número de ciclone intensos com o aumento do número de ondas em altos

níveis, ou seja, com o aumento de cavados e de cristas. Isto de fato é observado na Figura 4.1, onde o número de cavados por ano aumenta de 850 na década de 80 para 890 na segunda metade do período considerado. Resultado semelhante foi encontrado por Key e Chan (1999) ao analisar a frequência de ciclones em superfície e em 500 hPa para todo o globo entre os anos de 1958 e 1997. Seus resultados mostraram que em latitudes médias, tanto no HN quanto no HS, há tendências inversas no número de ciclones nos dois níveis considerados, ou seja, há tendência de diminuição do número de ciclones em superfície e aumento do número de ciclones em 500 hPa. Vale ressaltar que o crescimento do número de cavados pode explicar o aumento do número de ciclones intensos em superfície, mas não a diminuição do número de ciclones.

A distribuição espacial dos cavados mostra que eles estão normalmente presentes entre a borda do continente Antártico (70°S) e a latitude de 30°S, apresentando 4 máximos localizados em: um na longitude de 160°E sobre o continente Antártico e outros 3 sobre a latitude de 50°S, estendendo-se sobre o Oceano Índico (50°E-100°E), Oceano Atlântico (0° e 330°E/30°W) e em 0-5°E (Figura 4.3). Os máximos de presença de cavados em 50°S estão fortemente relacionados com os máximos de vento zonal médio anual (Trenberth, 1991). Próximo à Nova Zelândia, entre 30°S e 40°S, é observada uma região de presença de cavados inferior a 8 cavados/ano. Este mínimo, também está associado ao mínimo no campo de vento zonal médio anual e a máxima frequência de bloqueios (Marques, 1996). A extensão latitudinal da área abrangendo 8 cavados/ano é maior sobre o Atlântico Sul, devido a propagação para o norte dos cavados após cruzarem os Andes observada em outros estudos (Figuerola, 1999; Rao et. al., 2002). Outra característica marcante é o deslocamento para o pólo da quantidade de cavados sobre os Andes e pode ser associado com onda topográfica.

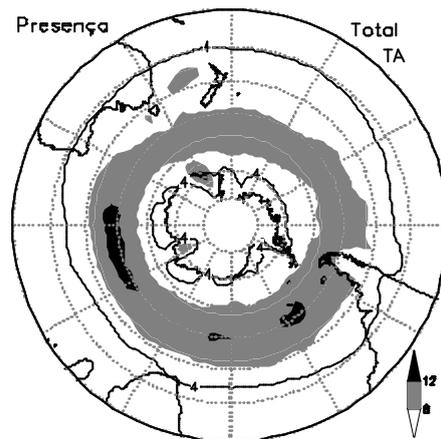


FIGURA 4.3 - Presença de cavados por ano. IC = 4 cavado/ano. Valores do contorno são 8 e 12 cavados/ano.

A presença de cavados por ano para cada estação está representada na Figura 4.4. Observa-se que a extensão latitudinal da região com valores superiores a 1 cavado/ano diminui durante DJF, mantendo-se entre 60°S e 35°S, em comparação com as demais estações quando se estende desde a borda do continente Antártico até a latitude 30°S. Apesar da reduzida extensão latitudinal da presença de cavados durante o verão, a região com presença de cavados/ano superior a 3 é maior do que nas demais estações, estendendo-se desde o Oceano Pacífico Sudeste até o Oceano Índico Sul, passando pelo Oceano Atlântico em 50°S. As regiões do Oceano Índico e Atlântico Sul, ambos em 50°S, possuem máximos em todas as estações, sendo a primeira a região mais intensa. A presença de um mínimo de cavados sobre a Nova Zelândia em DJF, evidenciando uma bifurcação e a presença de dois ramos da presença de cavados nas demais estações, é consistente com o campo médio de vento, o qual mostra um mínimo nesta região. Durante os meses de MAM, a presença de cavados estende-se por uma ampla região e a área máxima é mais extensa do que em JJA, sendo no outono a de maior atividade de cavados. Esta constatação concorda com os resultados de Rao et. al. (2002) onde foi notado que a estação de MAM apresenta o *storm tracks* mais intenso do que nas outras estações do ano. Durante o período DJF-MAM, a presença de cavados tende a ser restrita na região do jato subpolar, em aproximadamente 50°S, enquanto no período de JJA-SON o jato subtropical, em aproximadamente 30°S, tende a dispersar a presença de cavados em direção ao equador, espalhando os cavados meridionalmente entre os dois

jetos. Esta natureza dispersiva do jato subtropical foi mostrada por Nakamura e Shimpo (2004). Outra característica interessante é que a presença de cavados aumenta sobre a Antártica, nas longitudes de 160°E e 60°E, durante o período de MAM e JJA.

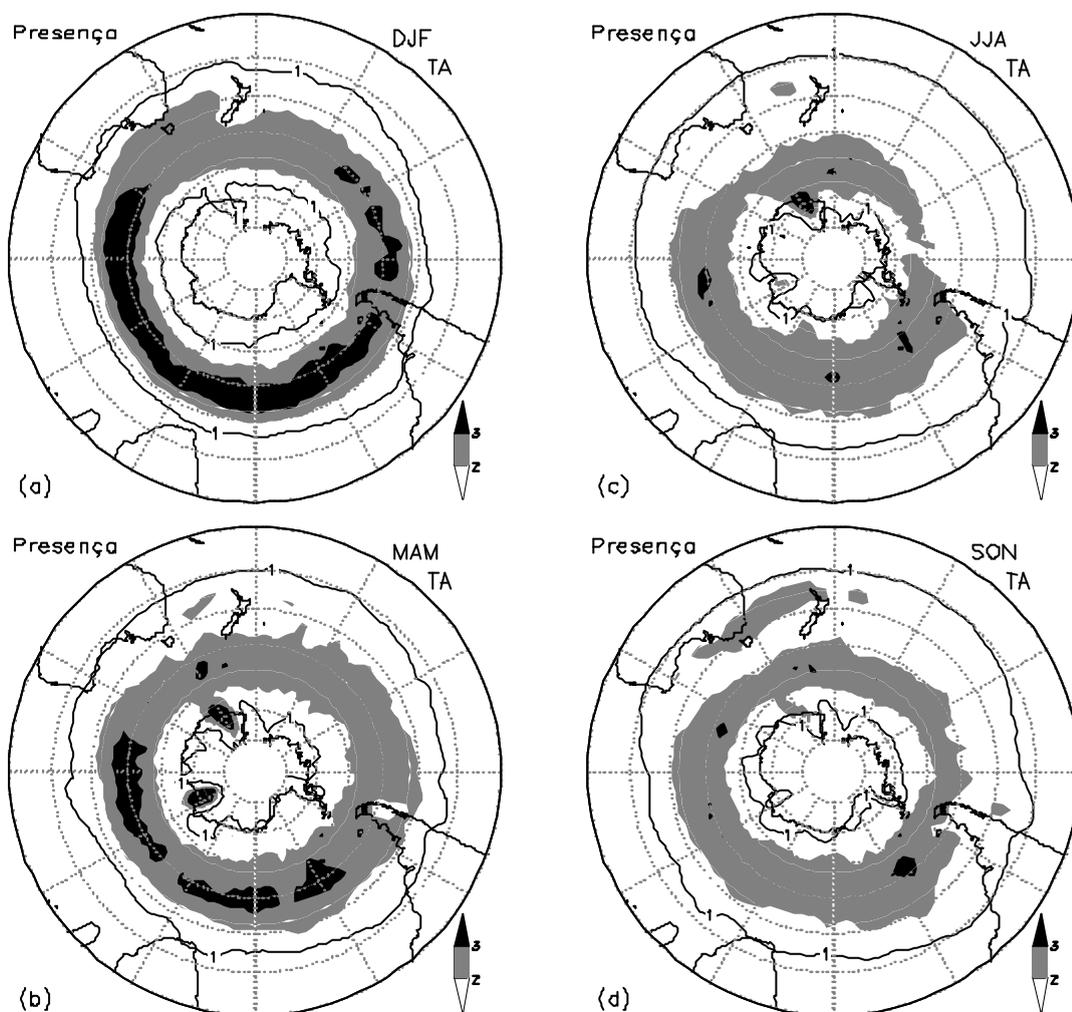


FIGURA 4.4 - Presença de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d).

IC = 1 cavado/ano. Valores do contorno são 2 e 3 cavados/ano.

A presença de cavados em 500 hPa apresenta um máximo em 50°S, deslocado 10° para o equador do máximo de ciclones em superfície, localizado em 60°S por Sinclair (1997) e Simmonds e Keay (2000). Resultado semelhante também foi observado por LN95 para o HN. Este resultado é esperado uma vez que o ciclone em superfície se forma entre o cavado e a crista.

O padrão de formação de cavados/ano mostra que as regiões preferenciais para a formação de cavados cobrem toda a extensão das latitudes médias e regiões específicas do continente Antártico (Figura 4.5). Valores superiores a 0,65 cavados/ano são encontrados sobre o Estreito de Drake e Oceano Atlântico Sul, sobre o Oceano Índico em 50°S e sobre o Oceano Pacífico Sudoeste entre 150°E e 210°E/150°W. Sobre a Antártica, os máximos encontram-se em 150°E e 70°E. LN95 notaram que no HN as regiões de formação de cavados estão localizadas a leste de cadeias montanhosas. No HS, devido às cadeias de montanha serem mais baixas nas LM do que no HN, não é esperado que a formação dos cavados seja fortemente influenciada pela orografia com exceção dos Andes e da Antártica. Forte relação cavado-orografia é provável sobre o continente Antártico em 150°E e 70°E, uma vez que há um íngreme declive topográfico em ambas as longitudes (Van Loon, 1965) e, com base no conceito de conservação da vorticidade potencial, é possível explicar o aumento da vorticidade relativa ciclônica devido o aumento da espessura do escoamento. Sobre o Oceano Atlântico Sul, relação menos provável pode haver devido a baixa altitude dos Andes ao sul de 30°S. Segundo Sanders (1988) e LN95, a formação de cavados é mais freqüente a leste da crista de uma onda longa estacionária. Esta conclusão também pode ser tirada através da Figura 4.5 e levando-se em conta a posição das cristas da onda 3 encontrada por Van Loon e Jenne (1972) e Yasunari (1977) no HS, localizadas em 45°E, 170°E e 290°E/70°W.

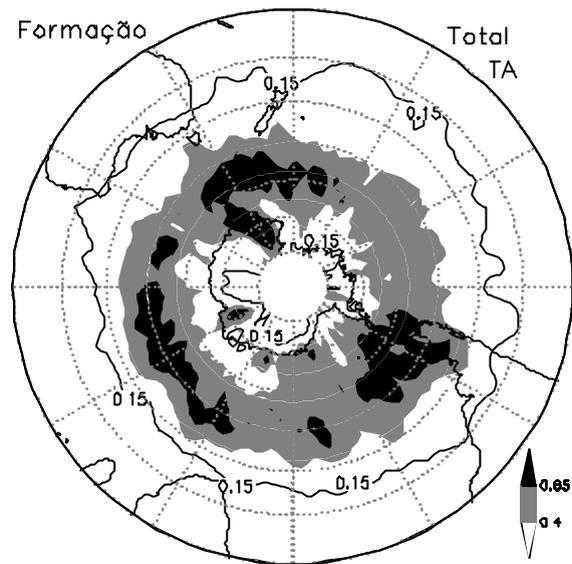


FIGURA 4.5 - Formação de cavados por ano. IC = 0,15 cavados/ano e contornos de 0,4 e 0,65 cavados/ano.

Em termos de distribuição latitudinal e longitudinal, a formação dos cavados está mostrada na Figura 4.6. A latitude de maior número de formação de cavados ocorre em 52,5°S, com diminuição mais íngreme para o equador do que para o pólo, observando-se também um máximo secundário em 70°S. Em termos de longitude, nota-se 3 regiões preferenciais localizadas em 60°E, 150°E e 300°E/60°W, mostrando uma possível relação com a onda 3.

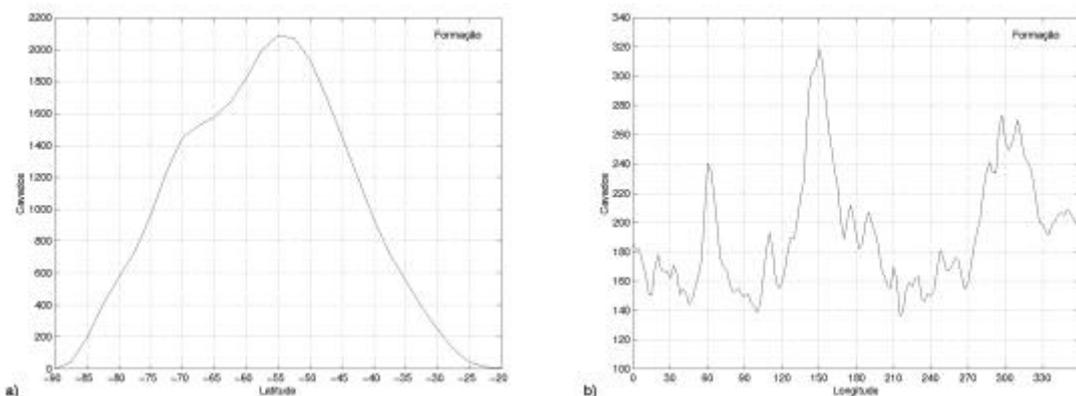


FIGURA 4.6 - Distribuição latitudinal (a) e longitudinal (b) da formação de cavados.

A mudança sazonal da formação de cavados/ano (Figura 4.7) mostra que a região Antártica é mais ativa em formar cavados de MAM a SON, sendo pouco ativa em DJF. No Pacífico Sul, entre 210°E/150°W e 280°E/80°W, ocorre o contrário, ou seja, a época mais ativa é DJF. Comparando-se o padrão de formação de cavados de cada estação com o padrão anual, percebe-se que as maiores diferenças são encontradas em DJF, período no qual é possível observar uma faixa zonal quase contínua de formação de cavados superior a 0,16 cavados/estação. Isso significa que a formação de cavados em DJF é mais concentrada na direção meridional e menos concentrada na direção zonal. Tal constatação corrobora com Chang (2000) ao afirmar que o DCA é mais provável durante o verão, uma vez que a baroclinia torna-se concentrada em uma faixa de latitude menor do que em outras épocas do ano, garantindo não existir longitudes preferenciais para a formação de cavados.

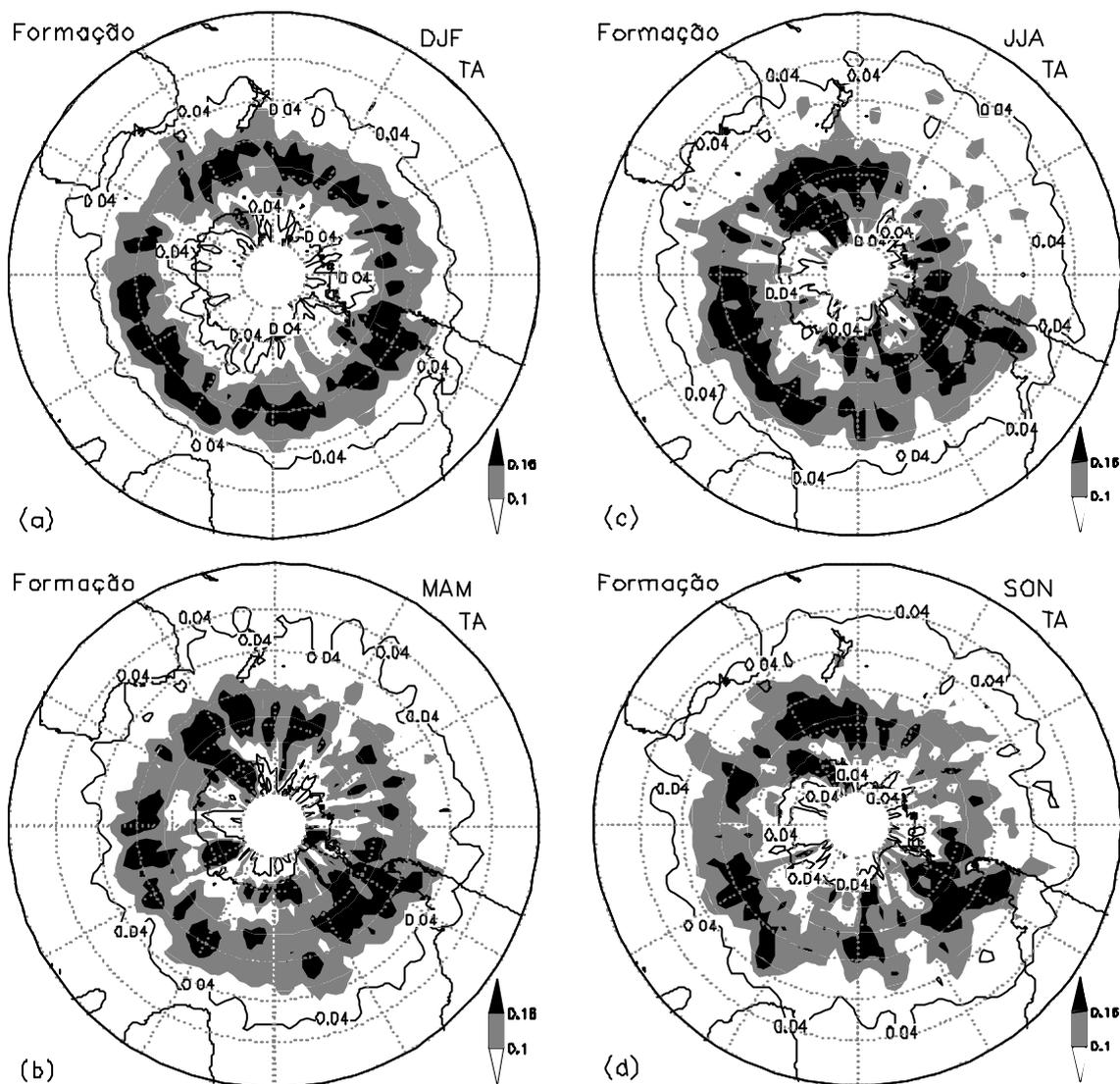


FIGURA 4.7 - Formação de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). IC = 0,04 cavado/ano e contorno de 0,10 e 0,16 cavados/ano.

Comparando-se os resultados de formação de cavados nas estações de verão e de inverno com os resultados apresentados por KEA02, observa-se alguns resultados divergentes e outros convergentes. Os divergentes são que os resultados de KEA02 apresenta um máximo de formação de cavados sobre o continente Antártico nas duas estações, enquanto neste estudo (Figura 4.7(a, c)) somente é observado no inverno. Durante o verão, uma região de máxima formação encontra-se em torno de 65°S estende-se de 0°E a 90°E nos resultados de KEA02, enquanto este estudo mostra que esta região encontra-se mais para o equador em torno da latitude de 50°S. Tais

diferenças podem ser explicadas, em parte, pela metodologia ser diferente e em parte pelo fato de que KEA02 considera ciclones fechados (vórtices) e abertos (cavados), enquanto que no presente estudo consideram-se somente os cavados. É comum observar, na base de um cavado no campo de altura geopotencial, isoípsas fechadas, ou seja, há um ciclone em altas latitudes associado ao cavado em latitudes médias. Isto explicaria, em parte, a tendência de máxima frequência de cavados estar localizada mais para o pólo nos resultados de KEA02 do que nos resultados aqui apresentados. O mesmo argumento é usado para explicar os deslocamentos latitudinais nos demais campos abaixo apresentados. Uma concordância ocorre sobre o Oceano Pacífico em torno de 40°S, onde se observa um maior número de formação de cavados durante o inverno em ambos os estudos. Talvez, o resultado mais convergente ocorra sobre a AS e sobre o Estreito de *Drake* durante o inverno, onde o máximo de formação de cavados estende-se para o equador sobre a AS.

A dissipação de cavados/ano mostra que esta fase do cavado é menos concentrada em determinadas regiões do que a formação, e se estende desde a borda do continente Antártico até a latitude de 30°S (Figura 4.8). Isto sugere que, com relação a forçantes estacionárias, a dissipação de cavados é menos afetada do que a formação, ou seja, a dissipação é mais dinâmica, sugerindo uma maior importância do DCA, estabilidade barotrópica e cascata de energia na dissipação do que na formação dos cavados. Colaborando com esta idéia, ressalta-se que os resultados de Sanders (1988) e LN95 mostram que a dissipação de cavados ocorre preferencialmente a oeste de cristas estacionárias e, lembrando que no HS é observada onda 3 (Van Loon e Jenne, 1972; Yasunari, 1977), seria de se esperar a presença de 3 máximos de dissipação em latitudes médias, o que de fato ocorre embora menos definido do que na formação. Os três máximos são observados a oeste dos Andes (podendo estar associado à topografia), ao sul do continente africano e ao sul da Austrália; sendo todos os máximos com valores de 0,65 cavados/ano.

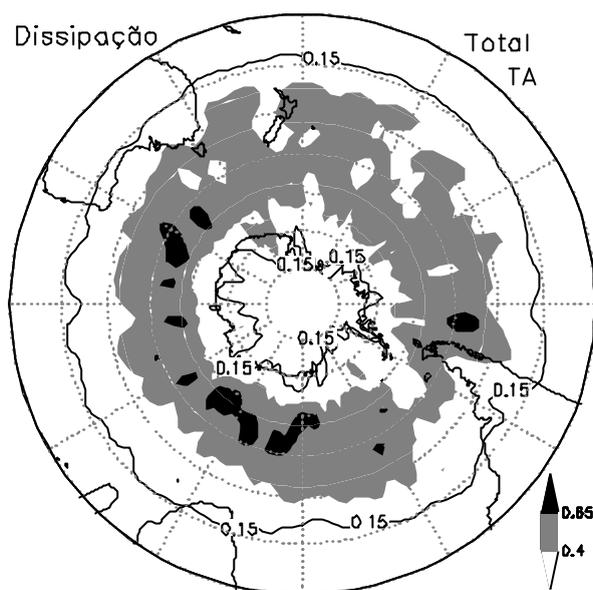


FIGURA 4.8 - Dissipação de cavados por ano. IC = 0,15 cavados/ano e contornos de 0,4 e 0,65 cavados/ano.

A distribuição latitudinal e longitudinal da dissipação dos cavados está representada na Figura 4.9(a) e 4.9(b), respectivamente. A faixa latitudinal entre 67,5°S e 40°S apresenta a maior parte da dissipação de cavados, com dois máximos em 57,5°S e 52,5°S. A dissipação diminui tanto para o equador quanto para o pólo, porém em direção ao pólo a redução é mais acentuada. Comparando-se a curva da Figura 4.9(a) com a da Figura 4.6(a), nota-se que a curva da dissipação está levemente inclinada para o equador, confirmando a preferência para a dissipação ocorrer mais freqüentemente em latitudes próximo ao equador quando comparado a formação. Diferentemente da formação, a dissipação mostra inclinação mais íngreme para o pólo (Figura 4.9(a)). Em termos longitudinais, há uma quase homogeneidade na distribuição da dissipação de cavados, com exceção do máximo relativo próximo a 160°E e de duas regiões de mínimo em 50°E e 290°E/70°W (Figura 4.9(b)), que podem estar associadas a ondas longas estacionárias.

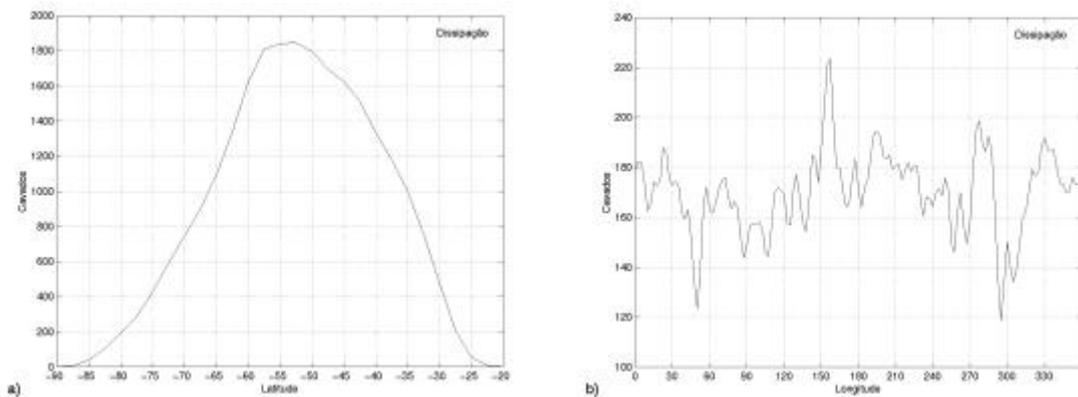


FIGURA 4.9 - Distribuição latitudinal (a) e longitudinal (b) da dissipação de cavados.

Comparando-se os resultados das estações de verão e inverno com os resultados apresentados por KEA02, observa-se resultados muito divergentes. Seus resultados mostram que ao sul de 60°S, inclusive o continente Antártico, são regiões de maior dissipação de cavados no HS, ao passo que os resultados aqui apresentados mostram que há pouca dissipação nesta região. Sobre a Antártica, uma leve concordância é observada na longitude de 160°E. Outras regiões com alguma concordância de resultados são observadas sobre o Oceano Pacífico Sudoeste e Centro ao norte de 40°S, onde KEA02 também encontrou dissipação de cavados. A melhor concordância nos dois conjuntos de resultados encontra-se a oeste dos Andes, onde foi verificado ser um máximo, porém neste estudo é principal enquanto em KEA02 é secundário.

A variação sazonal da dissipação de cavados/ano está mostrada na Figura 4.10(a-d). Observa-se que no continente Antártico a dissipação é maior no período de MAM e JJA, apresentando picos de 0,16 cavados/estação (Figura 4.10(b-c)). Sobre o Oceano Pacífico ao norte de 40°S, o maior número de dissipação de cavados ocorre em JJA, seguido de SON. O Atlântico Sul próximo a AS representa um mínimo de dissipação de MAM a SON (Figura 4.10(b-d)). LN95 observaram que a dissipação de cavados era maior a oeste de cadeias montanhosas e, dentro e na porção final do *storm tracks*. A oeste da AS sobre o Pacífico Sudeste é possível observar um máximo de dissipação durante todas as estações do ano, sugerindo a influência topográfica da Cordilheira dos Andes. Por outro lado, não é possível localizar a dissipação em uma região específica

dos *storm tracks*, ou seja, a dissipação pode ocorrer em qualquer região dentro da faixa de latitude de 30°S e 70°S. Isto sugere a importância do DCA para a dissipação do cavado, já que o DCA é mais dinâmico e não está associado a forçantes estacionários.

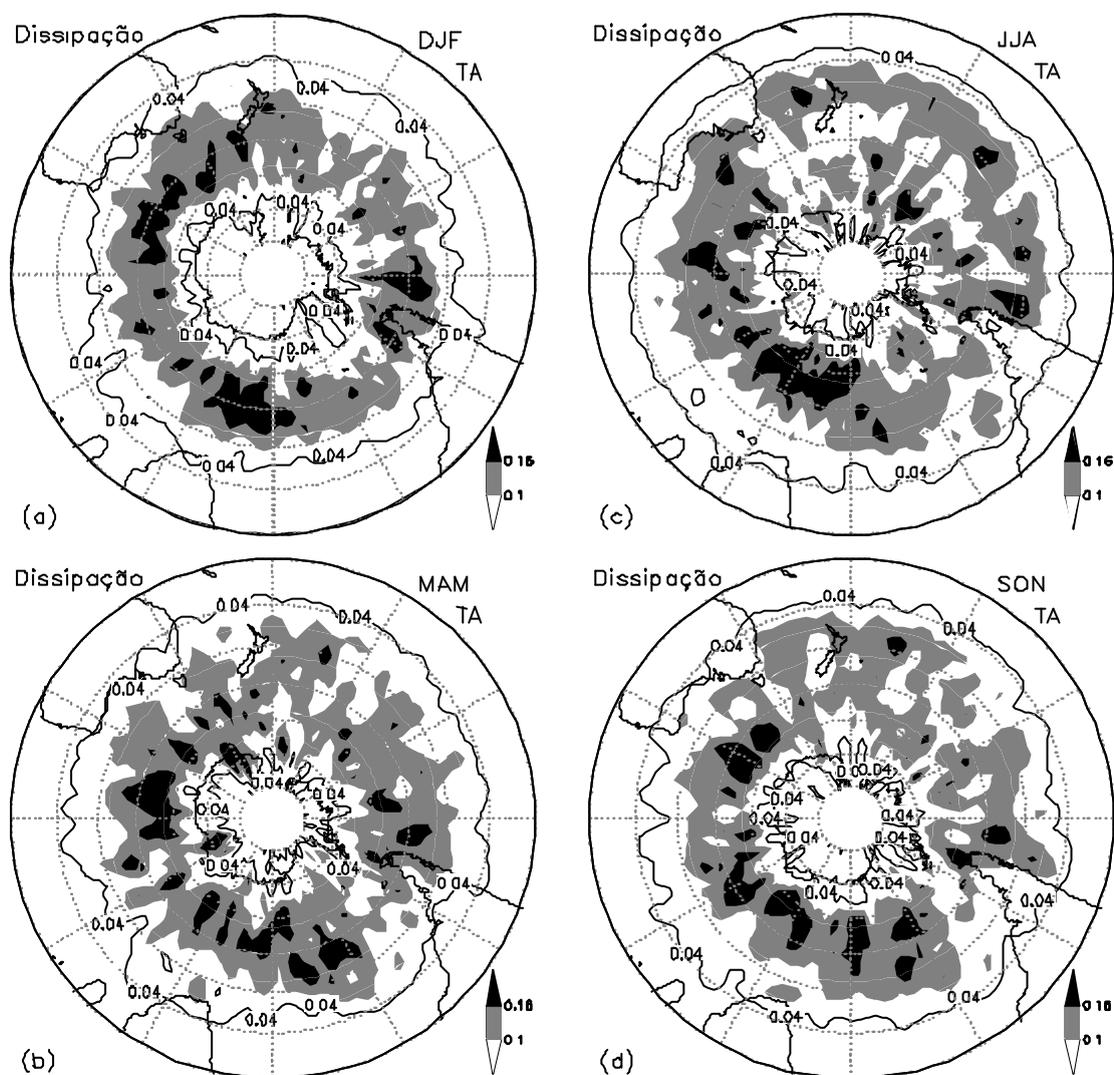


FIGURA 4.10 - Dissipação de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d). IC = 0,04 cavado/ano e contornos de 0,10 e 0,16 cavados/ano.

A distribuição do saldo, ou seja, de formação menos dissipação de cavados, mostra que as áreas positivas (formação superior à dissipação) são mais concentradas do que as áreas negativas (formação inferior à dissipação), as quais espalham-se por grande área principalmente sobre latitudes médias e subtropicais (Figura 4.11(a-b)). As regiões com

valores positivos se encontram sobre o Continente Antártico, com máximo em 160°E acima de 0,64 cavados/ano, e sobre o Estreito de *Drake*. Duas regiões secundárias de formação superior à dissipação de cavados encontra-se sobre a AS e sobre o Oceano Índico Sul em 50°S (Figura 4.11(a)). Na faixa de latitude entre 50°S e 60°S, pode-se observar 3 áreas positivas que se encontram a leste das cristas da onda 3 observada por Van Loon e Jenne (1972) e Yasunari (1977). Argumento similar para áreas negativas não pode ser usado, uma vez que são mais espalhadas geograficamente (Figura 4.11(b)). Áreas negativas localizam-se no Oceano Atlântico, ao sul da Austrália e no Oceano Pacífico, estendendo-se da Austrália à América do Sul em torno de 40°S. Nesta última área, assim como no Oceano Atlântico, há sugestão de um padrão espiral para latitudes maiores do oeste para o leste da área negativa (Figura 4.11(b)).

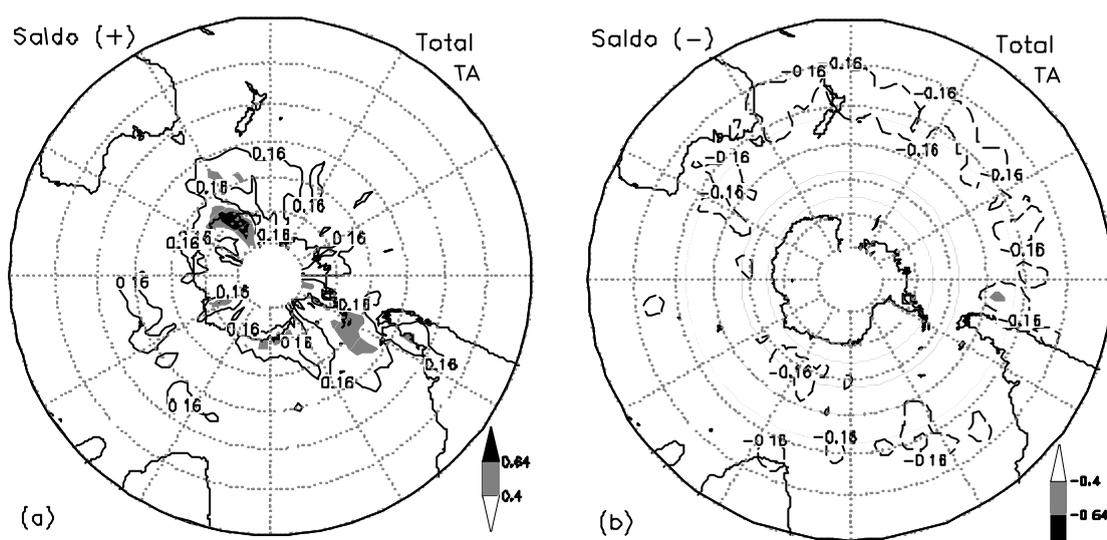


FIGURA 4.11 - Formação menos dissipação de cavados. Valores positivo (a) com IC = 0,16 cavados/ano e contornos de 0,4 e 0,64 cavados/ano, e negativos (b) com IC = -0,16 cavados/ano e contornos de -0,4 e -0,64 cavados/ano.

A variação sazonal do saldo de formação menos dissipação de cavados mostra que, como foi visto anteriormente, o verão apresenta um padrão diferente das demais estações do ano (Figura 4.12(a-d)). Durante DJF, a formação/dissipação pode ocorrer em qualquer longitude entre a faixa de 70°S e 30°S, ao contrário das demais estações

que mostram regiões preferenciais. A região Antártica aparece como fonte de cavados durante o período de outono (MAM) até a primavera (SON), principalmente em JJA. O continente Antártico mostra-se ativo principalmente nas longitudes de 60°E, 160°E e 300°E/60°W. Os resultados de KEA02 também mostram que a Antártica é uma região fonte de cavados, principalmente em 160°E e em 300°E/60°W, durante o período de JJA, concordando com os resultados deste estudo. A região abrangendo o Estreito de *Drake* e o Atlântico Sul mostra-se positiva durante todo o ano, principalmente de JJA a SON. Esta última região localiza-se no início dos *storm tracks*, concordando com o resultado de LN95, onde a formação ocorre preferencialmente no início dos *storm tracks* (LN95).

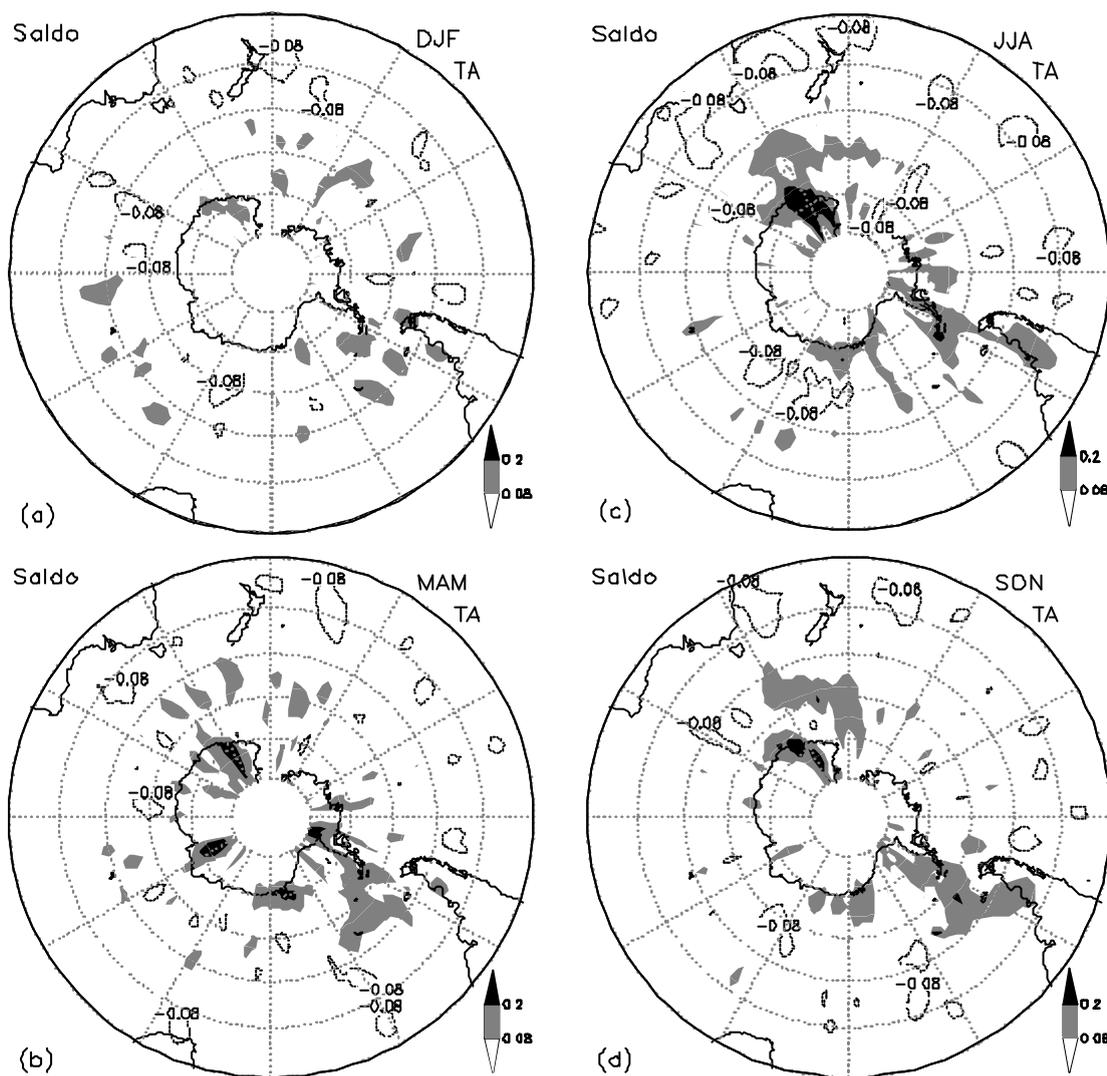


FIGURA 4.12 - Saldo de cavados por ano para DJF (a), MAM (b), JJA (c) e SON (d).
 IC = 0,08 cavado/ano e contornos de 0,08 e 0,2 cavado/ano.

Os estudos de Sinclair (1997) e de Simmonds e Keay (2000) têm mostrado que os ciclones em superfície que se formam entre 30°S e 50°S, deslocam-se para o pólo e sofrem ciclólise. No caso dos cavados, os resultados aqui apresentados mostram que aqueles que se formam em latitudes altas, dissipam-se em latitudes médias e subtropicais, ou seja, em sentido meridional inverso aos ciclones em superfície. Tal característica foi encontrada por Grotjahn (1996), onde observou uma inclinação do cavado para noroeste com a altura durante o estágio de desenvolvimento e de maturidade. Segundo esse autor, é comum observar ciclones em superfície deslocar-se

para o pólo enquanto que em altos níveis o cavado desloca-se para o equador. O mesmo parece ocorrer no HS, já que o máximo de ciclones em superfície encontra-se 10° deslocado para o pólo do máximo de cavados em 500 hPa. Diferentemente dos ciclones, os anticiclones em superfície têm deslocamento meridional para o equador como mostra Sinclair (1996). Este autor argumenta que os anticiclones (ciclones) movem-se para o equador (pólo) por estarem sob influência de escoamentos de sul (norte) nos lados oeste (leste) dos cavados em níveis superiores. Sinclair (1996) cita Kuo (1951) dizendo que o movimento meridional de ciclones e anticiclones em superfície expressa uma tendência para estes distúrbios em “procurar” latitudes onde a vorticidade absoluta média é igual a sua própria.

As trajetórias dos cavados encontrados em janeiro (JAN), abril (ABR), julho (JUL) e outubro (OUT) de 1999 estão mostradas na Figura 4.13(a-d) (o ano foi escolhido aleatoriamente). Nos meses de ABR, JUL e OUT os cavados apresentam trajetórias desde a Antártica até a latitude de 30°S, enquanto em JAN as trajetórias sobre ou próximo a Antártica inexistem. Neste último mês, é possível notar que as trajetórias ficam mais restritas às latitudes de 40°S e 60°S, enquanto no restante dos meses as trajetórias apresentam um segundo ramo entre 30°S e 40°S. Para o mês de JAN, as trajetórias tendem a se desviar para o equador (pólo) em 3 regiões, localizadas entre as longitudes de: 30°E-90°E, 180°E-240°E/120°W e 300°E/60°W-340°E/20°W (100°E-150°E, 240°E/120°W-270°E/90°W e 340°E/20°W-30°E) (Figura 4.13(a)). Estes desvios sugerem que a trajetória dos cavados é guiada por uma onda estacionária com k igual a 3. Tal número de onda foi encontrado por Van Loon e Jenne (1972) para o mês de JAN em 500 hPa, sendo os eixos das cristas representadas por linhas retas quase meridionalmente dispostas nas longitudes: 50°E, 150°E e 280°E/80°W (Figura 4.13(a)). Em JUL e OUT é possível observar uma bifurcação das trajetórias em 50°S em torno de 120°E (Figura 4.13(c,d)), em ABR em 180 (Figura 4.13(b)) e OUT outra bifurcação em 210°E/150°W (Figura 4.13(d)).

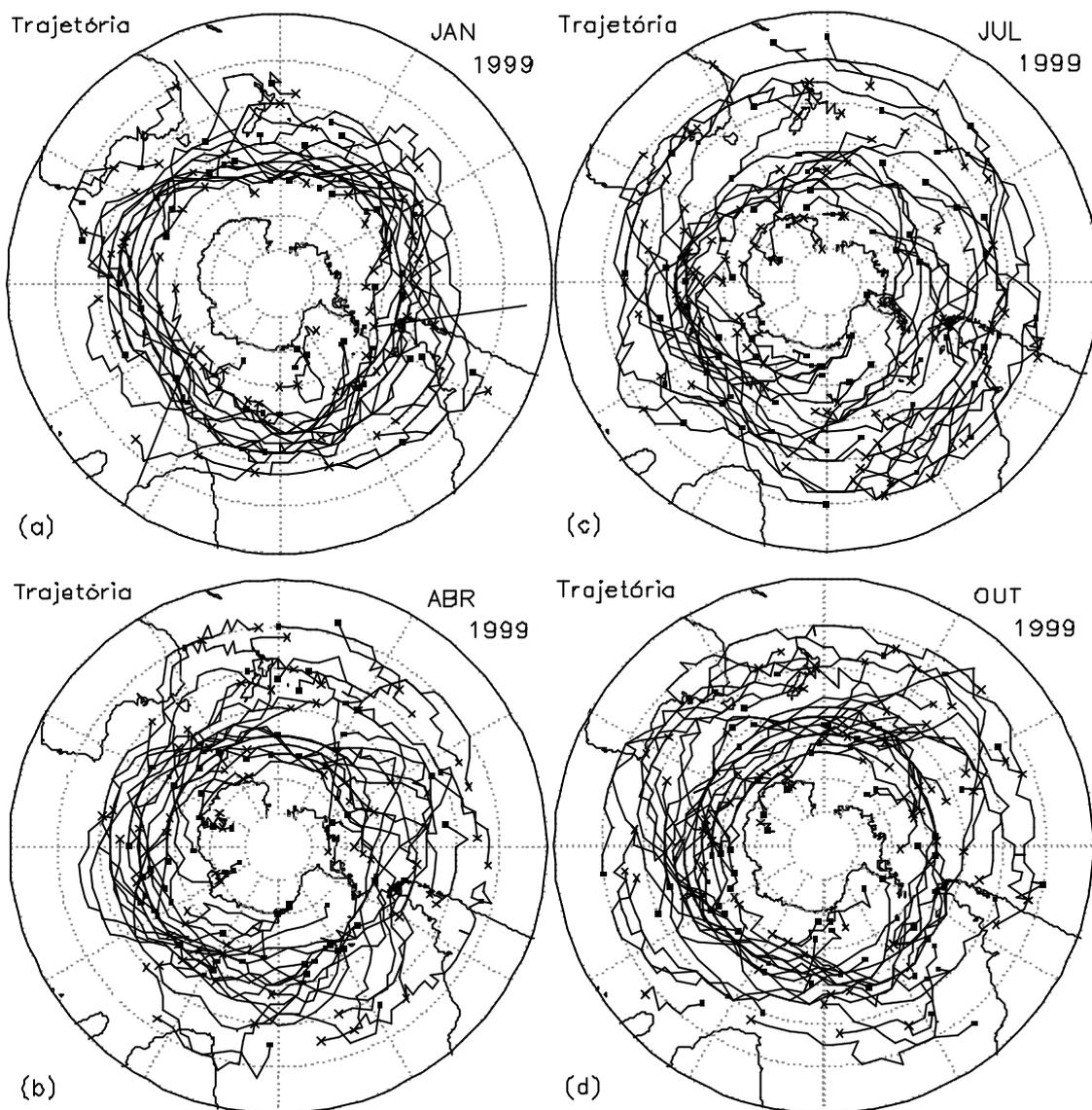


FIGURA 4.13 - Trajetória dos cavados para 4 meses de 1999. JAN (a), ABR (b), JUL (c) e OUT (d). Os quadrados pretos e as marcas "x" indicam local de formação e dissipação do cavado. Linhas retas quase meridionalmente dispostas nas longitudes de 50°E, 150°E e 280°E representam os eixos das cristas identificadas por Van Loon e Jenne(1972).

Para se analisar trajetórias individuais e não sobrecarregar a figura, foram plotadas somente algumas trajetórias de cavados que apresentaram deslocamentos menores do que 67,5° de lon (Figura 4.14(a)), e entre 70° e 137,5° de lon (Figura 4.14(b)). Plotou-se também deslocamentos maiores do que 140° de lon para o mês de JAN (Figura 4.14(c))

e de JUL (Figura 4.14(d)). No primeiro caso, as trajetórias espalham-se por quase todo o hemisfério (Figura 4.14(a)). No caso das trajetórias superiores a 70° de lon, verifica-se a preferência para latitudes médias (Figura 4.14(b)). Se atendo somente a trajetórias superiores a 140° de lon para JAN e JUL (Figura 4.14(c-d)). Pode-se observar que em JAN a formação e dissipação dos cavados ocorrem em latitudes muito próximas, enquanto para o mês de JUL, os cavados tendem a se formar em latitudes altas e a se dissipar em latitudes médias e subtropicais.

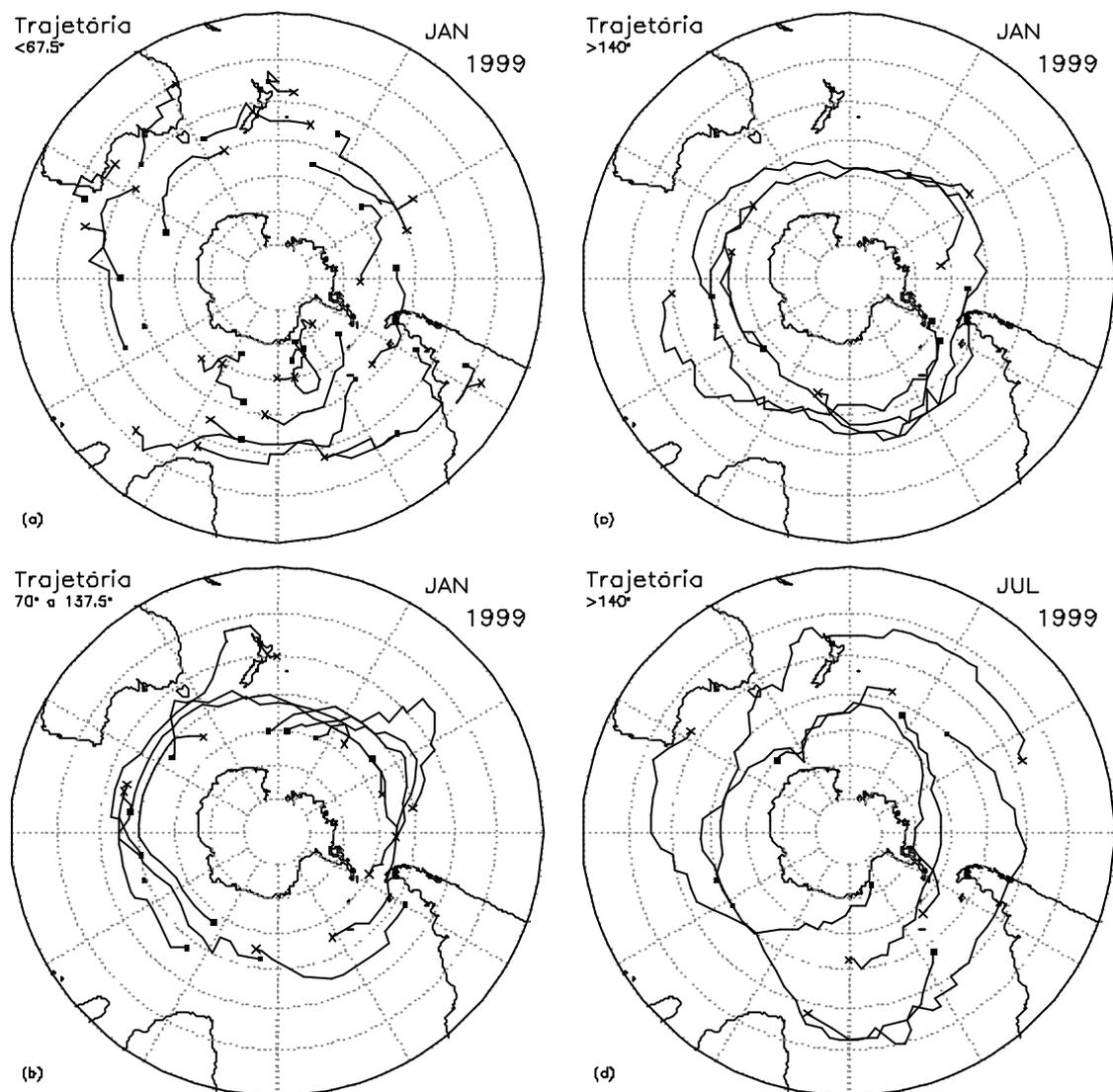


FIGURA 4.14 - Trajetória de alguns cavados para JAN e JUL de 1999. Deslocamentos menores do que $67,5^\circ$ de lon (a) e entre 70° e $137,5^\circ$ de lon (b). Deslocamentos maiores do que 140° de lon para JAN (c) e para JUL (d). Os quadrados pretos e as marcas “x” indicam local de formação e dissipação do cavado.

4.2 Características Relevantes

O tempo de vida dos cavados pode ser observado na Figura 4.15. A maioria dos cavados apresenta duração inferior a 5 dias, com média e mediana de 4,3 e 3,5 dias,

respectivamente. Interessante ressaltar que houve cavados que apresentaram tempos de vida superiores a duas semanas. No HN, LN95 obtiveram um tempo de vida médio de 5,3 dias e uma mediana de 4 dias. Tal diferença inter-hemisférica pode estar associada a 2 fatores. Primeiro: a baroclinia sendo menor no HS do que no HN sugere que a geração de ECD por conversão BRC é menos determinante para o ciclo de vida dos cavados no HS do que no HN. Segundo: há sugestão de que o DCA através da CFA é mais importante no HS do que no HN, ou seja, a energia é transportada corrente abaixo com uma velocidade superior ao deslocamento do cavado. Portanto, levando-se em consideração a menor importância do termo BRC e que há um maior transporte de energia corrente abaixo, é esperado que o cavado no HS apresente um ciclo de vida menor.

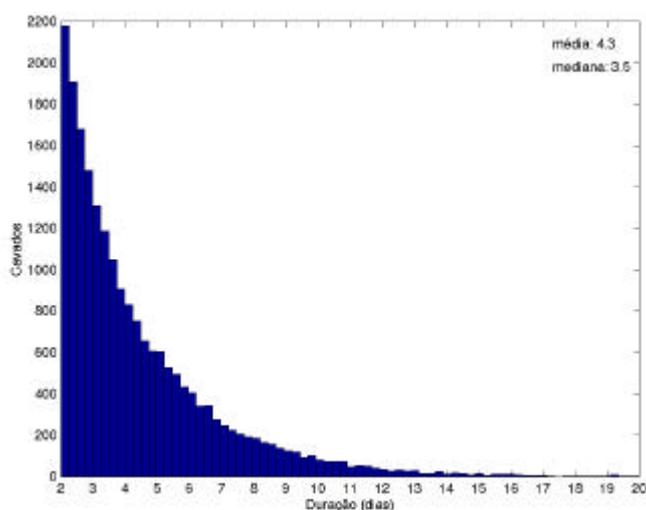


FIGURA 4.15 - Tempo de vida dos cavados.

O tempo de vida dos cavados varia segundo a faixa de latitude e da época do ano considerada (Tabela 4.1). Neste estudo as latitudes foram separadas em 3 faixas: Latitudes Altas (LA, 80°-62,5°S), Latitudes Médias (LM, 60°-42,5°S) e Latitudes Subtropicais (LS, 40°-20°S). A faixa de latitude de menor tempo de vida para os cavados é a LA, enquanto o maior tempo de vida ocorre em LS. Com relação as estações do ano, o menor tempo de vida ocorre durante o inverno, aumentando nas estações de transição e atingindo o máximo durante o verão, porém percebe-se que não

há muita diferença entre a estação de menor tempo de vida com a de maior dentro da mesma faixa de latitude. Como as latitudes e as épocas do ano mais frias (quentes) apresentam cavados com tempo de vida menor (maior), o efeito diabático deve ter um papel importante. Isto pode ser analisado verificando-se que quanto maior a temperatura do ar, maior a quantidade de vapor de água presente, o que possibilitaria uma maior geração de ECD através da liberação de calor latente e, por consequência, um distúrbio (cavado) mais intenso e mais duradouro. Embora não se possa afirmar que cavados mais intensos apresentem maior tempo de vida.

TABELA 4.1 - Tempo de vida dos cavados por faixa de latitude e por estação do ano.

Tempo de vida dos cavados			
(dias)			
Estação do ano	LA	LM	LS
DJF	3,6	4,8	5,0
MAM	3,5	4,6	4,9
JJA	3,3	4,0	4,3
SON	3,6	4,3	4,6

LA – Latitudes Altas, LM - Latitudes Médias e LS - Latitudes Subtropicais.

Em relação a época do ano, LN95 mostraram que os cavados apresentam maior tempo de vida no outono, enquanto o menor tempo de vida é encontrado no verão e inverno, porém estas diferenças (entre 0,1 e 0,2 dias) foram consideradas insignificantes. Uma característica interessante na variação sazonal do estado básico no HS é a presença de dois jatos no período de JJA a SON (Carmo, 2004). Sob tal condição é esperado que as ondas tenham um comportamento diferente do comportamento observado quando há somente um jato. Por outro lado, é conhecido que a diferença intersazonal no HS é menor do que no HN devido o efeito termoregulador do oceano. Em relação a faixa latitudinal, LN95 também encontraram que os cavados próximos ao pólo apresentam tempo de vida menores do que os que formam-se em latitudes médias, e questionam que tal dependência seja devido a grade utilizada. Seus dados estavam em projeção estereográfica polar, a qual apresenta espaçamento horizontal menor no equador do que

no pólo, diferentemente da projeção *Lambert Canonical* utilizada no atual estudo o qual apresenta menor espaçamento no pólo. Com isto, pode-se afirmar que a dependência latitudinal do tempo de vida dos cavados não está relacionada a projeção utilizada, pois o mesmo resultado foi obtido em dois estudos com dados em projeções diferentes.

A C_f dos cavados variou de -7 m s^{-1} a 28 m s^{-1} , com média de $13,6 \text{ m s}^{-1}$ (Figura 4.16). Esta velocidade média concorda com a literatura, como por exemplo, 12 m s^{-1} (Sanders, 1988) e 14 m s^{-1} (KEA02). A C_f é mais elevada em latitudes médias e subtropicais do que em altas latitudes e a época do ano com maior C_f é de JJA a SON (Tabela 4.2), condizente com a variação sazonal da velocidade do escoamento.

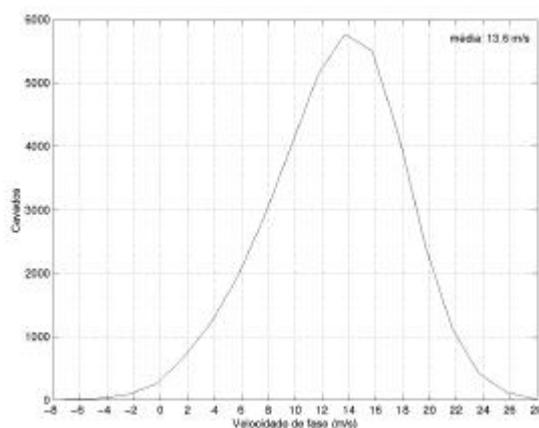


FIGURA 4.16 - C_f dos cavados.

A C_f média obtida por KEA02 foi de 14 m s^{-1} , com variação sazonal e latitudinal condizente com a variação aqui apresentada, ou seja, com valores de velocidade maiores sobre latitudes médias durante o inverno.

TABELA 4.2 - C_f dos cavados por faixa de latitude e por estação do ano.

Estação do ano	C_f ($m s^{-1}$)		
	LA	LM	LS
DJF	7,8	15,0	11,6
MAM	7,4	15,2	12,3
JJA	8,3	15,0	14,0
SON	9,5	15,6	13,6

C_f - Velocidade de fase, LA – Latitudes Altas, LM – Latitudes Médias, LS – Latitudes Subtropicais.

A distância zonal percorrida pelo cavado foi em média de 5246 km (Figura 4.17(a)), o que representa 21% (0,21) do globo percorrido pelo cavado, ou seja, 70° de lon (Figura 4.17(b)). Existe também um número considerável de cavados deslocando-se mais do que 10^4 km (Figura 4.17(a)), porém alguns poucos cavados tiveram um tempo de vida suficiente para realizar uma volta completa ao redor do globo. Considerando que esta média seja aplicável aos cavados que passam sobre a AS, tem-se então que a região do Oceano Pacífico Sul (em torno de $230^\circ E$) representa uma região de importância para a ciclogênese na AS.

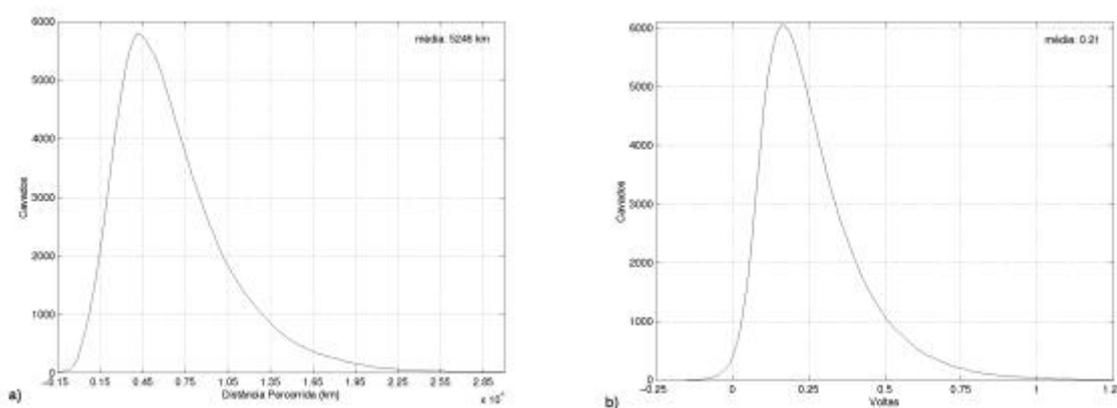


FIGURA 4.17 - Distância zonal percorrida pelos cavados (a) e voltas ao redor do globo (b).

Os estudos de Sanders (1988) e LN95 mostraram que a formação e a dissipação dos cavados ocorrem preferencialmente em escoamentos de noroeste e sudoeste, respectivamente. Para verificar se este também é o caso para o HS, é apresentado na Figura 4.18 um gráfico u versus v . Nota-se nesta figura que a formação ocorre em vento meridional de sul (média de 6 m s^{-1}) e a dissipação em vento meridional de norte (média de -1 m s^{-1}), mas no caso do vento zonal, tanto a formação quanto a dissipação ocorrem preferencialmente em ventos de oeste, com média de 23 m s^{-1} . Ou seja, o escoamento preferencial para a formação e dissipação do cavado é de sudoeste e noroeste, respectivamente. Pode-se observar também que o espalhamento dos pontos é maior para a formação do que para a dissipação, principalmente para a componente meridional, o que sugere um maior conjunto de configurações para a formação do que para a dissipação. Porém, o que é surpreendente na Figura 4.18(a-b) é a janela observada entre a área com a grande maioria de pontos no centro dos gráficos e a área na parte inferior esquerda com alguns pontos. Esta janela pode representar a área próxima ao eixo do cavado, mostrando que a maioria dos cavados se formam corrente acima deste e uma menor quantidade corrente abaixo.

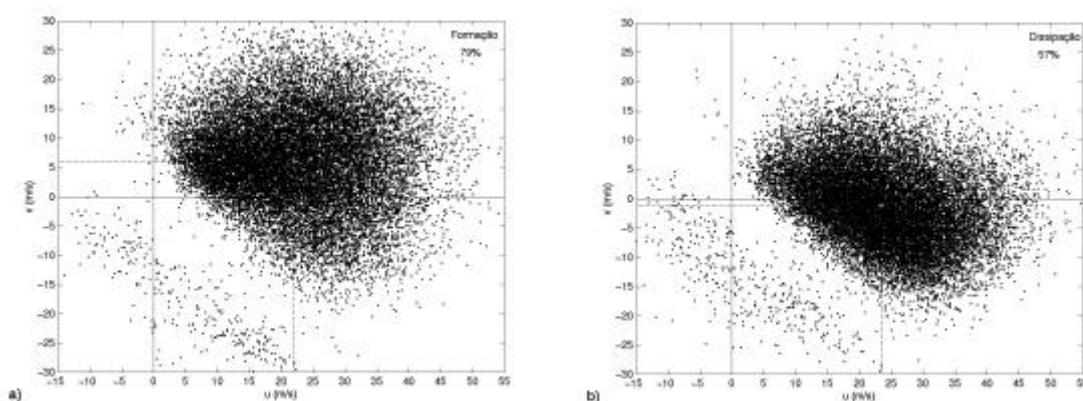


FIGURA 4.18 - Componente zonal e meridional do vento para a formação (a) e dissipação (b) dos cavados. Linhas tracejadas indicam os valores médios.

A preferência para a formação de cavados em escoamento de sudoeste parece estar associada à teoria da retrogressão descontínua (Palmén e Newton, 1969). Esta teoria explica que, quando o comprimento de onda torna-se grande suficiente para deixar a onda estacionária ou até retrogressiva, há a tendência de formação de um cavado entre a crista e o cavado estacionários, ou seja, no escoamento de sudoeste no HS. Desta forma, a onda fica com um comprimento de onda menor, começa a apresentar um deslocamento zonal para leste e o cavado mais velho a sua direita inicia o decaimento. Este processo pode ocorrer em qualquer parte do globo, tipicamente com k igual a 4 ou 5 (Bluestein, 1993), justamente o k normalmente presente no HS (Salby, 1982; Hamilton, 1983). Esta teoria pode ser uma visão sinótica do DCA, uma vez que pode ocorrer em qualquer parte do globo.

Um exemplo deste desenvolvimento é mostrado na Figura 4.19. É observada uma onda de grande escala, com uma crista em aproximadamente 174°W e outra em aproximadamente 75°W , resultando em um comprimento de onda de 100° de lon ou $k = 3$ a 4. No escoamento de sudoeste entre a crista e o cavado há o início da formação de um novo cavado como indica a curvatura ciclônica das isoípsas entre 160 - 150°W (Figura 4.19(a)). A curvatura aumenta, desloca-se para nordeste (Figura 4.19(b-d)) mostrando um cavado bem desenvolvido em 120°W após 48 h (Figura 4.19(e)). Ao mesmo tempo em que este novo cavado se desenvolve, o cavado que inicialmente encontra-se em 130°W (Figura 4.19(a)), desloca-se para o sudeste e começa a se enfraquecer no escoamento de noroeste entre o cavado e a crista (Figura 4.19(b-f)).

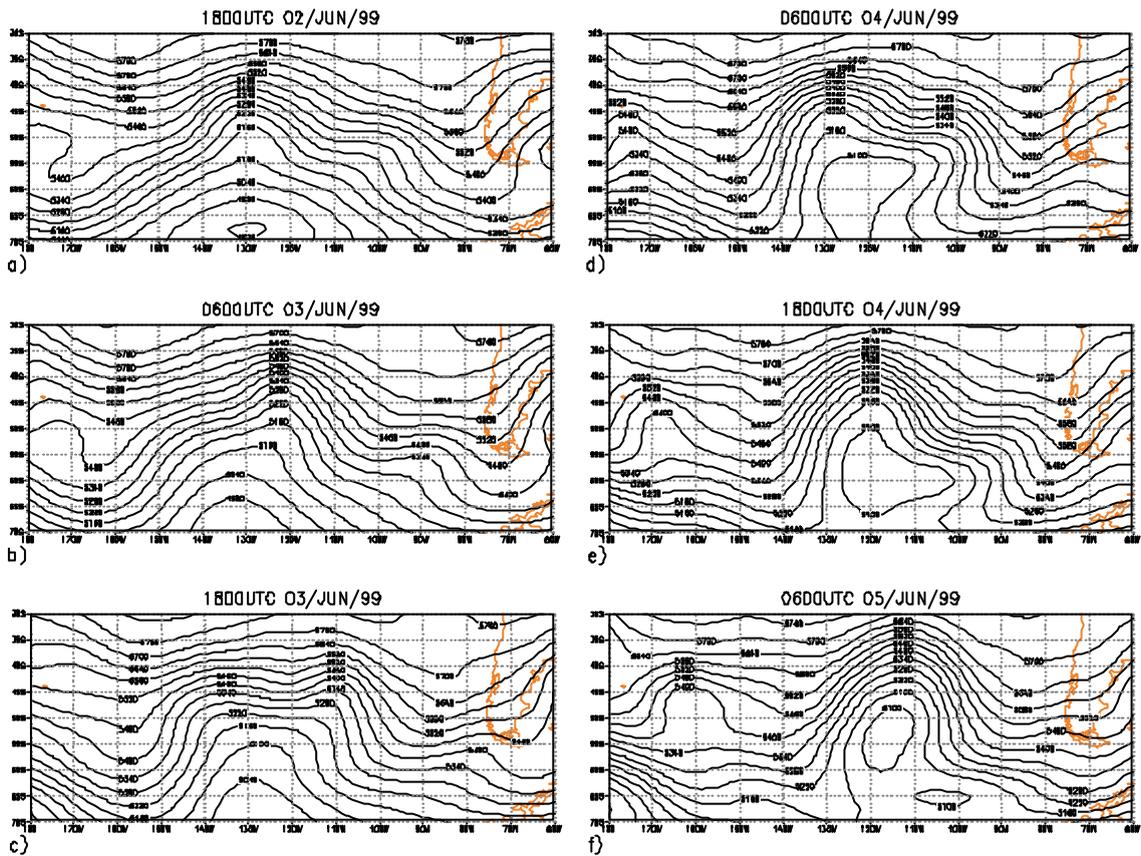


FIGURA 4.19 - Exemplo de formação e dissipação de cavados em escoamentos de sudoeste e noroeste, respectivamente. IC = 60 mgp.

Separando-se por faixas de latitude no momento da formação dos cavados, pode-se observar que a variação latitudinal é maior na componente zonal do que na meridional (Figura 4.20(a-c)). A componente zonal apresenta um valor médio próximo a 25 m s^{-1} em LM, 23 m s^{-1} em LS e 15 m s^{-1} em LA. Os valores da componente meridional variam de $5-6 \text{ m s}^{-1}$, aumentando o valor das LS para as LA. Em LS a componente meridional varia menos do que em LM e LA. É interessante notar que a janela ainda persiste, embora menos definida nas latitudes tropicais.

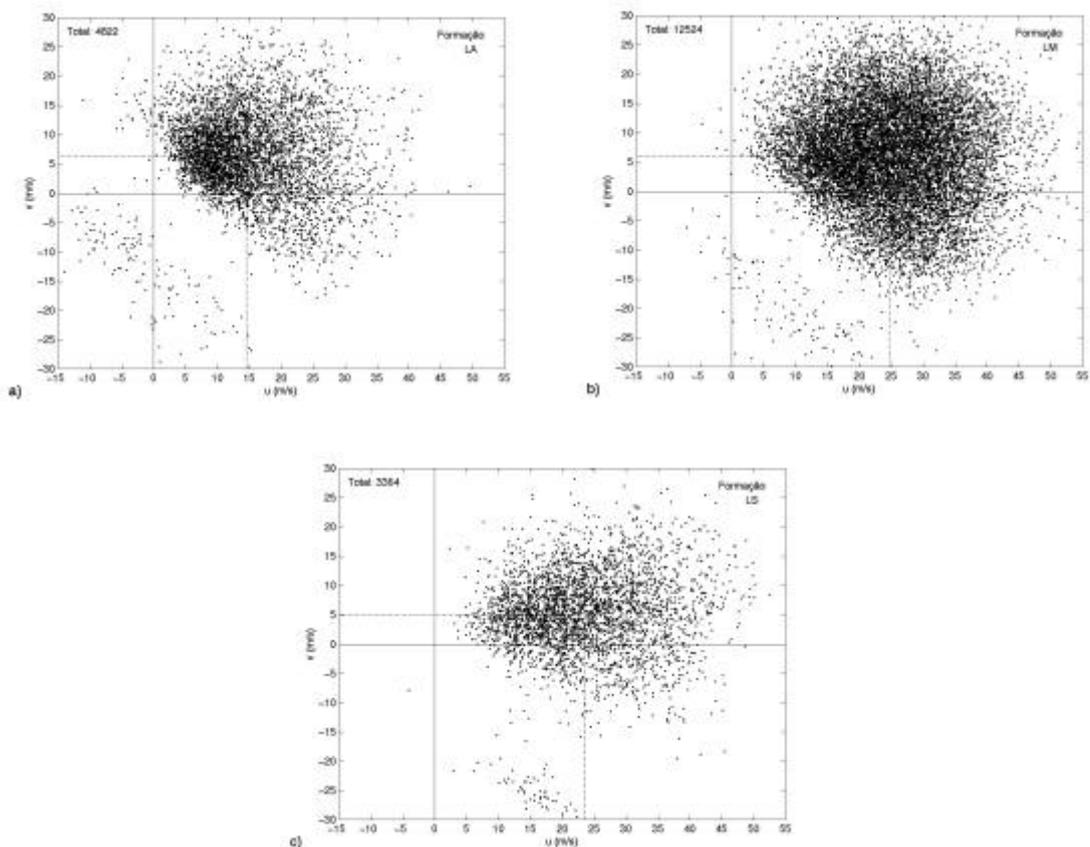


FIGURA 4.20 - Como para a Figura 4.18, mas para faixas de latitude. Faixa de LA (a), LM (b) e LS (c).

Com o objetivo de analisar as condições de estabilidade estática e baroclínica, é apresentada a diferença do vento horizontal (dV) e de temperatura (dT) entre os níveis de 250 hPa e 700 hPa (Figura 4.21(a-b)). Estas diferenças dão uma idéia da estabilidade estática (dT) e do cisalhamento vertical (dV , ou similarmente do gradiente meridional de temperatura) na região onde os cavados se formaram e se dissiparam. As variáveis foram obtidas para uma área de $7,5^\circ$ lat por $7,5^\circ$ de lon, centrada no ponto de formação/dissipação do cavado. O surpreendente na Figura 4.21 é que as condições para formação e dissipação, do ponto de vista da estabilidade estática e baroclínica, são praticamente idênticas. Isto significa dizer que “baroclinicamente” o ambiente de formação e dissipação dos cavados no HS não difere. Ou seja, não é unicamente a forte ou fraca baroclinia que explica a formação dos cavados no HS. Porém, deve-se lembrar que estudos recentemente publicados sobre energética de cavados no HS e os resultados

apresentados no capítulo 5 têm mostrado que na fase de dissipação do cavado a ECD diminui mesmo com o termo BRC sendo positivo e com magnitude considerável (Orlanski e Katzfey, 1991; Orlanski e Chang, 1993; Chang, 2000). Ou seja, do ponto de vista baroclínico, o cavado ainda poderia continuar se desenvolvendo caso a CFA não tivesse transportando sua energia corrente abaixo.

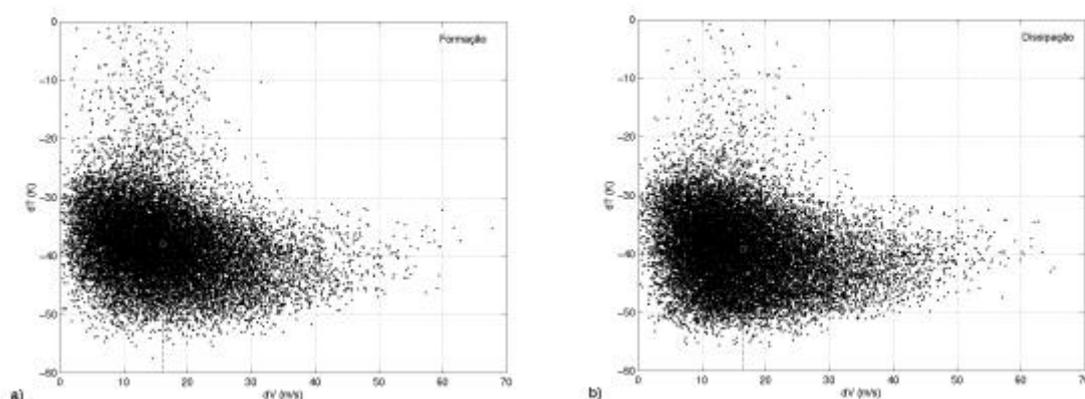


FIGURA 4.21 - Diferença de vento (dV , ms^{-1}) e de temperatura (dT , K) entre os níveis de 250 hPa e 700 hPa para a formação (a) e dissipação (b) dos cavados. Linhas tracejadas indicam os valores médios.

Separando-se por faixas de latitudes, pode-se observar valores característicos de dV e dT para as 3 faixas de latitudes, mas ainda é inexistente a diferença entre estes parâmetros para a formação e dissipação (Figura 4.22(a-f)). Em LA, o dV fica abaixo de 13 m s^{-1} e o dT estende-se por valores entre 0 e -50 K (Figura 4.22(a-b)). Pode-se perceber também que a região onde os valores de dT são maiores e de dV são menores, verificada na Figura 4.21(a-b), deve-se a esta faixa de latitude. Na faixa das LM, verifica-se que os valores de dT concentram-se entre -25 K e -50 K , e com valores de dV variando em sua maioria entre 0 e 40 m s^{-1} (Figura 4.22(c-d)).

Os elevados valores de dV que formam a região que se estende para a direita na Figura 4.21, deve-se a faixa de LS como pode-se ver na Figura 4.22(e-f). Em LS os valores de dT permanecem entre -30 K e -50 K , e os valores de dV se espalham por valores que alcançam 60 m s^{-1} (Figura 4.22(e-f)). Verifica-se que com o aumento da latitude, o

cisalhamento também aumenta enquanto a estabilidade estática diminui (dT cada vez mais negativo implica em diferença de temperatura potencial cada vez menor). Estas variações com a latitude concordam com estudos sobre instabilidade baroclínica que mostram que em latitudes altas ocorre formação de distúrbios em ambiente com baixos valores de cisalhamento e altos valores de estabilidade estática, enquanto à medida que se aproxima do equador, os distúrbios podem se formar em ambientes com altos valores de cisalhamento e baixos valores de estabilidade estática (Holton, 1992). Este comportamento está associado ao papel da liberação de calor latente que tende a aumentar a medida que se aproxima do equador devido a maior quantidade de umidade na atmosfera.

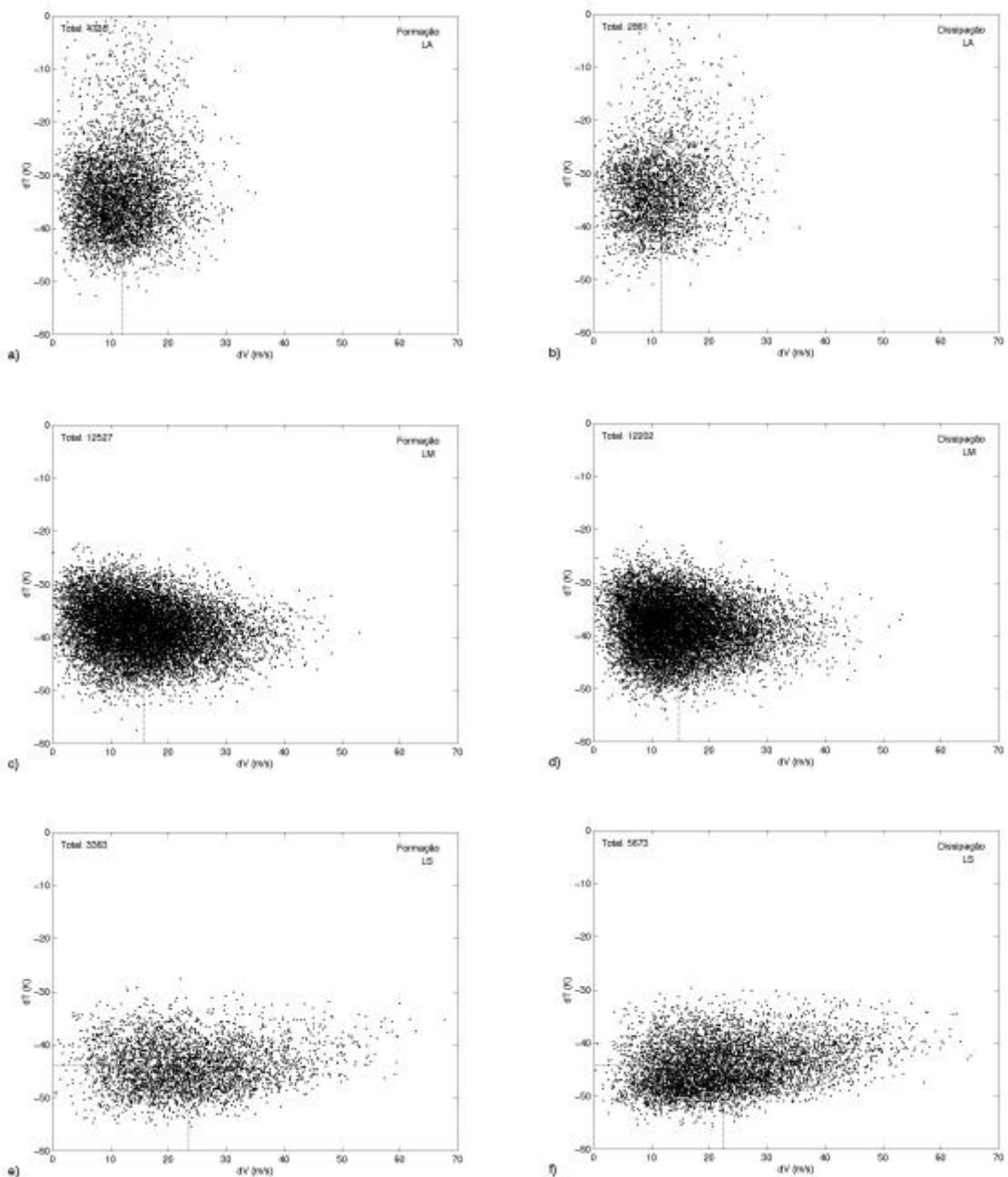


FIGURA 4.22 - Como na Figura 4.21, mas para formação (a) e dissipação (b) em LA, formação (c) e dissipação (d) para LM, formação (e) e dissipação (f) para LS.

A fim de determinar qual o mecanismo dominante para formação e dissipação dos cavados, a equação da ECD na sua forma mediada no volume ($22,5^\circ$ de lon por $22,5^\circ$ de

lat), foi aplicada para o horário de formação e dissipação de todos os cavados encontrados no ano de 1999 (Figura 4.23(a-b)). Em uma primeira análise foram levados em conta na formação dos cavados a conversão BRC e CFA, enquanto para dissipação foram a conversão BRT e CFA. Na formação dos cavados, 75% dos casos ocorrem por processos BRC e CFA como indicam os pontos/casos acima da diagonal na Figura 4.23(a). Os 25% restantes não são explicados por esses dois termos. Em 37% dos casos, os dois termos (BRC e CFA) juntos contribuíram para o desenvolvimento do cavado (quadrante I), enquanto que em 8% e em 29% dos casos, somente um dos dois processos contribuíram para o crescimento, à saber, a CFA e o BRC, respectivamente. Em 19% (parte inferior do quadrante IV) dos casos o termo BRC mostra-se positivo, indicando crescimento do cavado. Porém, o termo CFA apresenta-se negativo, ou seja, este termo está tirando energia da região considerada, transportando-a corrente abaixo, provavelmente para um outro sistema. No caso da dissipação, os resultados não foram tão animadores (Figura 4.23(b)). Nos resultados encontrados, verifica-se a deficiência desses termos em explicar o decaimento do cavado, e por este motivo é que somente 53% dos casos os processos BRT e CFA explicam o decaimento, ou seja, todos os casos localizados abaixo da diagonal na Figura 4.23(b). De todos os casos, 25% decaem devido a ambos os processos (quadrante III), enquanto 10% e 18% decaem unicamente devido a CFA e BRT, respectivamente. Do total, 17% dos casos poderiam crescer devido a CFA, mas decaem por BRT, e 18% cresceriam por BRT, mas decaem por CFA.

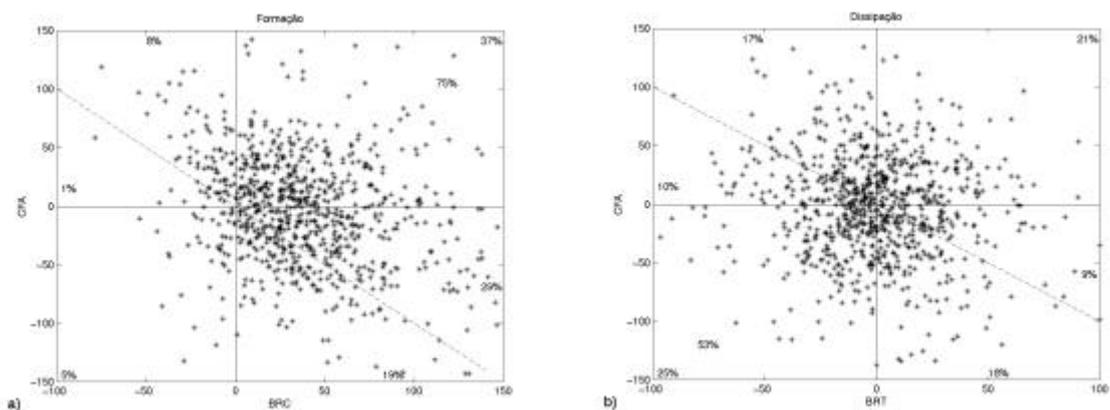


FIGURA 4.23 - Processos de formação (a) e dissipação (b) dos cavados encontrados em 1999. Diagonal tracejada separa regiões de desenvolvimento (acima) e decaimento (abaixo) dos cavados. Unidades em $m^2 s^{-2} dia^{-1}$.

O volume utilizado para o cálculo acima foi de $22,5^\circ$ de lon, $22,5^\circ$ de lat e de 1000 hPa a 100 hPa na vertical. Ressalta-se que com a redução da largura e comprimento do volume, há mudança nas porcentagens. Por exemplo, há queda no total de casos explicados pelos termos BRC e CFA na formação dos cavados (casos acima da diagonal) e há aumento dos casos quando o CFA mostra-se positivo e o BRC mostra-se negativo. Após vários testes com volumes diferentes, acredita-se que o tamanho do volume escolhido seja o mais apropriado para mostrar a formação/dissipação dos cavados.

4.3 Influência do *El Niño/La Niña*

Para se avaliar a influência dos eventos EN e LN no comportamento dos cavados, são apresentadas figuras considerando-se separadamente os anos com EN, LN e AN. São apresentados compostos com todas as estações do ano sob influência do EN/LN/AN (Figura 4.24, 4.27 e 4.28), e separadamente para os períodos de DJF e SON, os quais apresentaram 7 anos de EN/LN e 10 anos de AN (Figura 4.25 e 4.26). As outras estações do ano não são mostradas por apresentarem reduzidos anos com os fenômenos EN/LN.

Na Figura 4.24 estão apresentados os compostos para a presença de cavados para todas as estações do ano com EN (a), LN (b) e anos normais (c). A região do oceano Atlântico Sul apresenta-se mais ativa nos anos de LN do que em anos de EN/AN, o mesmo acontecendo para a região ao sul da Nova Zelândia. A região do Pacífico mostra-se ativa em ambos os anos de LN/AN, especialmente no Oceano Pacífico Sudeste. O que pode acontecer é que os cavados ficam mais confinados meridionalmente, em torno de 50°S, nos anos de LN/AN do que em anos de EN, formando uma faixa continua de valores iguais ou superiores a 2 cavados/estação. Este confinamento pode ser uma resposta a maior intensidade do jato subpolar e uma menor intensidade do jato subtropical que ocorre em anos de LN (Karoly, 1989), pois em anos de EN, o jato subtropical tende a dispersar as ondas para o equador a partir do jato subpolar, gerando um espalhamento da atividade das ondas entre os dois jatos (Nakamura e Shimpo, 2004). O mínimo sobre a AS persiste em todas os compostos. No Oceano Índico os anos de EN/LN mostram-se mais ativos do que em AN.

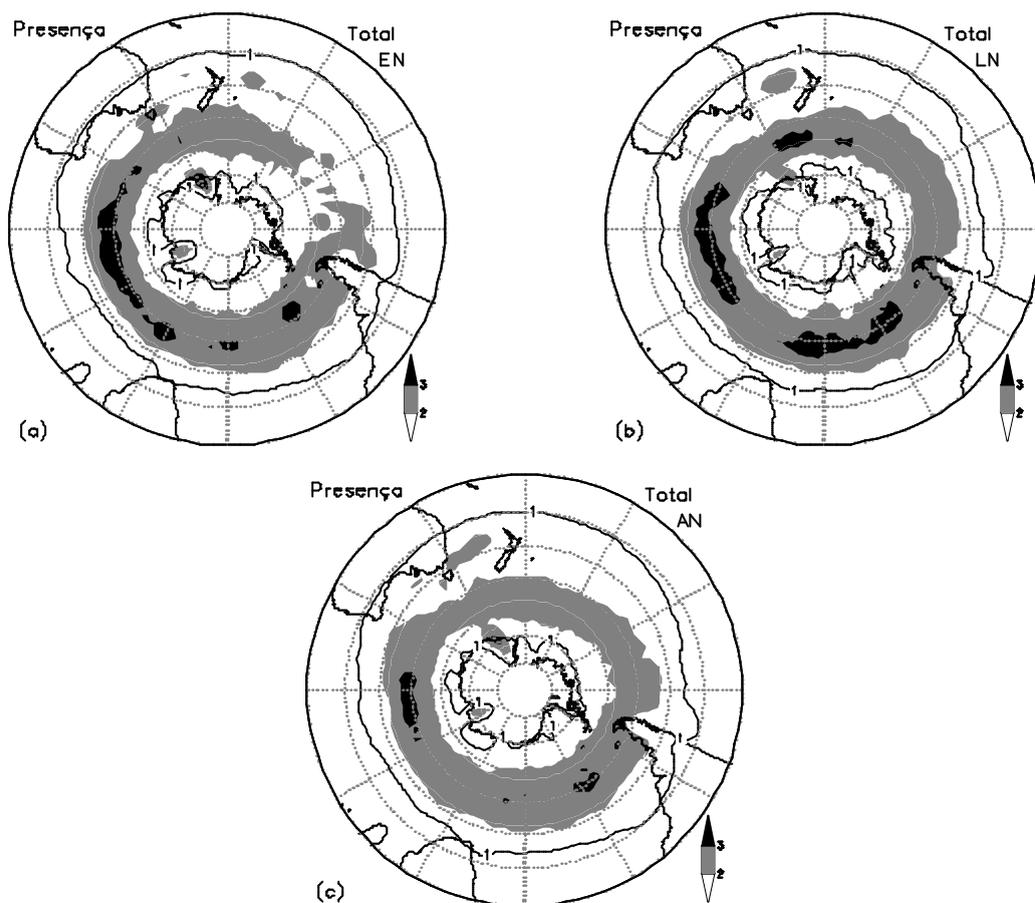


FIGURA 4.24 - Presença de cavados por estação do ano para EN (a), LN (b) e AN (c).
 IC = 1 cavado/estação. Valores do contorno são 2 e 3 cavados/estação.

Considerando-se somente o período de DJF, observa-se que a faixa latitudinal entre 40°S-60°S que se estende do Atlântico Sul (300°E/60°W) ao sul da Austrália (120°E) mostra-se ativa nos 3 compostos (Figura 4.25(a-c)). As diferenças mais marcantes são observadas na região da Nova Zelândia e do Pacífico Sudeste. Na região da Nova Zelândia observa-se um mínimo de presença de cavados durante os anos de LN e AN. Sobre o Pacífico Sudeste, em torno de 240°E/120°W, os anos de LN mostram-se mais ativos do que em anos de EN, mas em torno de 270°E/90°W ocorre o contrário (Figura 4.25(a-b)).

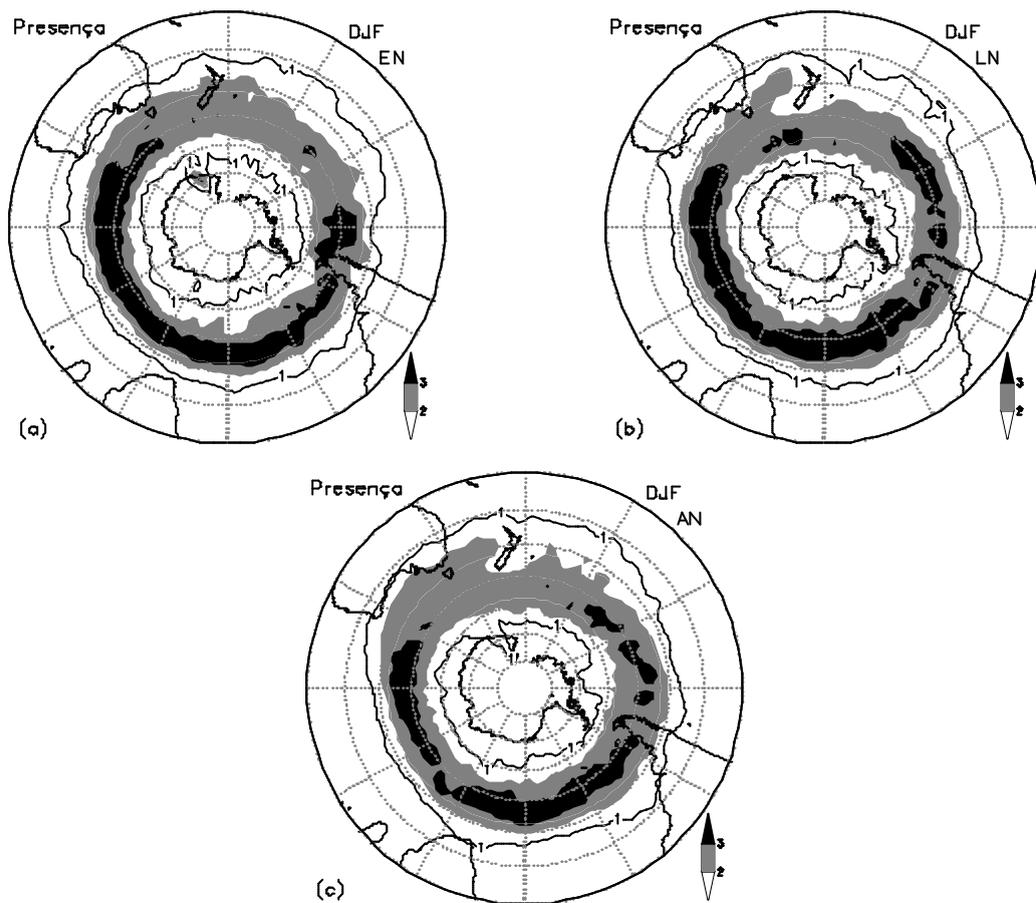


FIGURA 4.25 - Como na Figura 4.24, mas para DJF.

Para o período de SON, a diferença marcante entre os compostos reside na melhor configuração de um segundo ramo de presença de cavados ao longo da latitude de 40-35°S que se estende do sul da Austrália a oeste da AS durante os anos de EN (Figura 4.26(a-c)). Outra diferença reside na presença de máximos de 3 cavados/estação na região do Atlântico e Índico, observados em anos de EN e não bem definidos em anos de LN e AN.

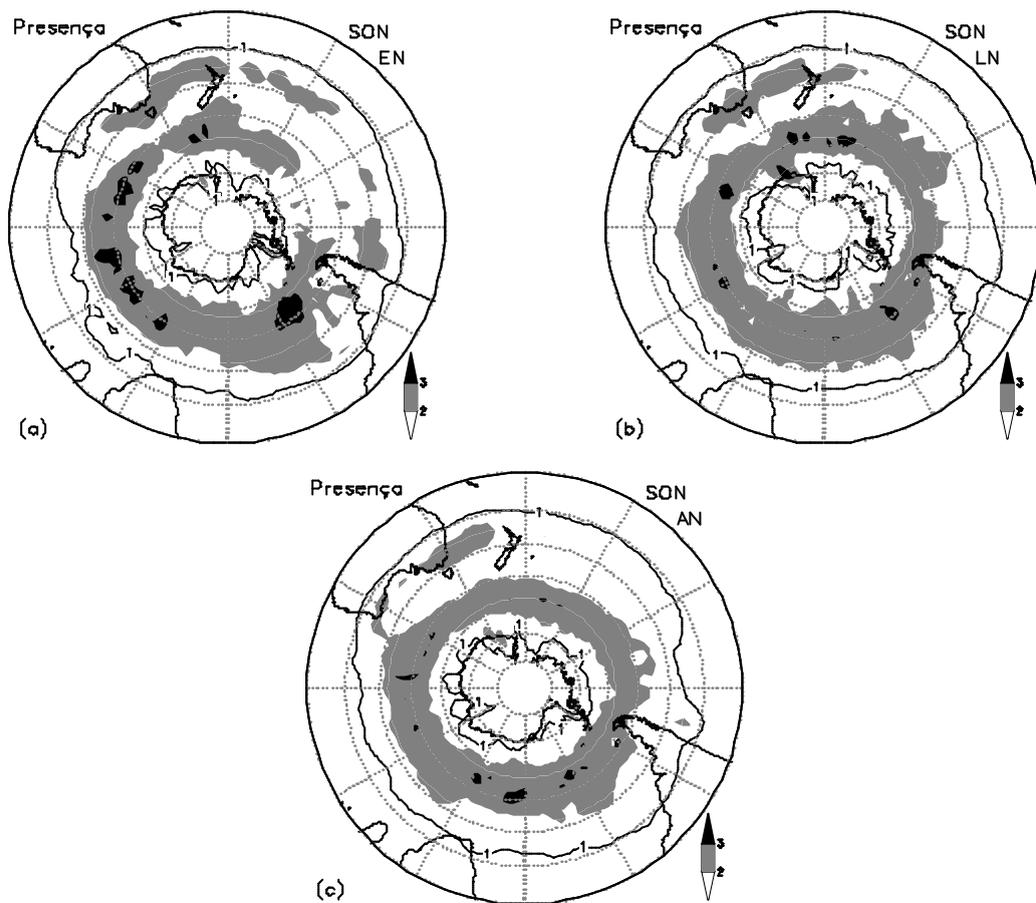


FIGURA 4.26 - Como na Figura 4.24, mas para SON.

Em se tratando da formação de cavados, verifica-se que é mais bem distribuída no caso dos anos AN, seguido dos anos de EN e LN (Figura 4.27(a-c)). A região sobre o Oceano Atlântico mostra-se mais ativa em anos de LN do que EN e AN.

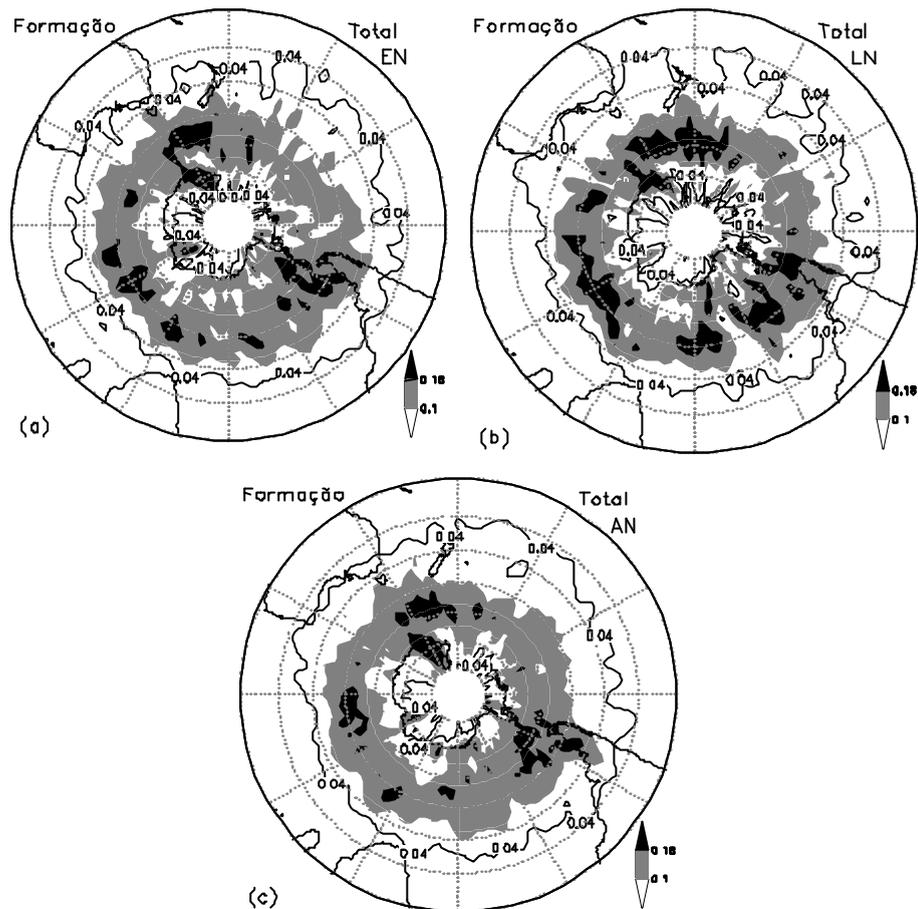


FIGURA 4.27 - Como na Figura 4.24, mas para a formação. IC = 0,04 cavados/estação.
Valores do contorno são 0,10 e 0,18 cavados/estação.

A dissipação também se apresenta mais bem distribuída em AN, seguido dos anos de EN e de LN (Figura 4.28(a-c)). A oeste da AS, durante anos de EN, verifica-se uma região de dissipação de cavados igual/superior a 16 cavados/estação (Figura 4.28(a)), enquanto em anos de LN, regiões com dissipação desta ordem, são observadas mais ao sul e, diferentemente dos anos de LN, também sobre e a leste da AS (Figura 4.28(b)).

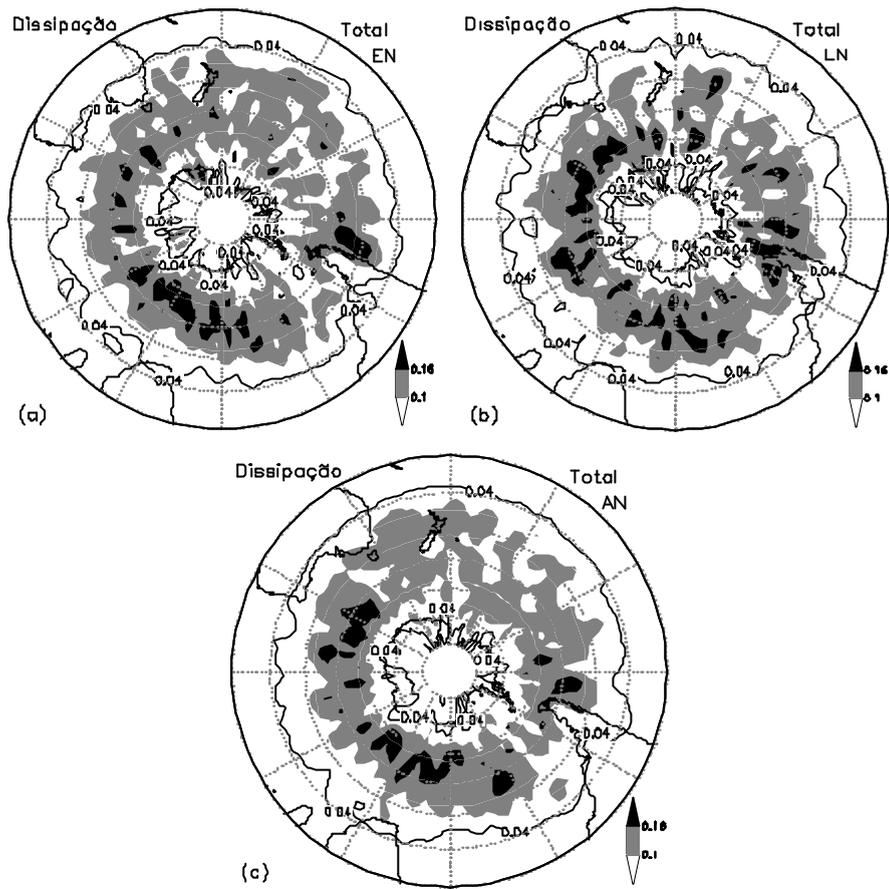


FIGURA 4.28 - Como na Figura 4.24, mas para a dissipação.

CAPÍTULO 5

DETERMINAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS DOS CAVADOS QUE GERARAM OU NÃO CICLONES EM SUPERFÍCIE NA AS

Neste Capítulo são apresentados os resultados obtidos no estudo das características da troposfera em situações onde o cavado na média troposfera gerou ou não ciclone em superfície sobre a AS. Na primeira parte do capítulo são caracterizadas as situações onde os cavados geraram ciclone em superfície e na segunda são apresentadas situações onde era esperada a formação do ciclone em superfície, mas que não ocorreu.

5.1 Caracterização dos Cavados que Geraram Ciclone em Superfície

Foram selecionados 38 casos de cavados que geraram ciclones em superfície, sobre o Uruguai e proximidades, durante cinco invernos nos anos de 1999 a 2003. Estes casos foram divididos em dois compostos indicados por B (25 casos) e C (13 casos). A escolha das letras B e C foi porque as características sinóticas dos casos que compõem os compostos B e C são semelhantes ao desenvolvimento dos ciclones Tipo-B de Petterssen e Smebye (1971) e Tipo-C de Radinovic (1986), respectivamente.

As Tabelas 5.1 e 5.2 relacionam algumas características dos cavados dos compostos B e C, respectivamente. A amplitude do cavado variou entre -206 mgp e -8 mgp no composto B e entre -217 mgp e -29 mgp no composto C. A amplitude média foi de -88 mgp para o composto B e de -118 mgp para o C, sugerindo que os cavados no segundo composto são mais intensos do que no primeiro, como será mostrado mais adiante. O comprimento de onda médio foi de 64° de lon ($k=5-6$) e 76° de lon ($k=4-5$) para o composto B e C, respectivamente. A inclinação horizontal do cavado foi de Noroeste-Sudeste (NW-SE) para a maioria dos cavados no composto B e de Nordeste-Sudoeste (NE-SW), seguido de NW-SE para o composto C. O tempo médio de vida (128 h para o composto B e 160 h para o C) e a distância percorrida (69° lon para o composto B e 81° lon para o C) pelos cavados foram maiores para o composto C do que para o B. Muitos dos cavados do composto C formam-se em regiões mais afastadas da AS, como mostram as regiões mais comuns para a formação dos cavados do composto

B (CP2 e PSE) e C (PCS e CP1) (Figura 3.8). Estas duas TABELAS mostram haver uma ampla variedade de configurações de cavados que geram ciclones na AS e mostram também que os cavados do composto C são mais intensos, de maior comprimento de onda e formam-se mais distante da AS.

TABELA 5.1- Características dos cavados do composto B.

Caso	A (mgp)	λ (°lon)	IH	T (h)	D _c (°lon)	Região de Origem
B_01	-71	40	NW-SE	174	96	CP2
B_02	-105	66	NE-SW	156	55	CP2
B_03	-22	40	NW-SE	72	43	PSE
B_04	-90	64	NW-SE	42	28	PSE
B_05	-13	40	N-S	216	68	PCS
¹ B_06	-18	60	NW-SE	150	67	PCS
B_07	-132	87	N-S	150	68	CP2
B_08	-114	125	NW-SE	204	68	CP2
B_09	-131	57	N-S	60	32	PSE
B_10	-148	56	N-S	42	28	PSE
⁴ B_11	-98	77	NW-SE	186	62	PCS
B_12	-8	48	NW-SE	222	114	PCS
B_13	-53	33	NW-SE	48	29	PSE
B_14	-71	60	NW-SE	60	22	PSE
B_15	-98	70	NW-SE	42	19	PSE
B_16	-108	43	NW-SE	60	15	PSE
B_17	-39	83	NW-SE	120	63	CP2
B_18	-126	69	NW-SE	96	36	CP2
B_19	-105	35	NE-SW	258	227	IND
B_20	-22	37	N-S	96	86	CP2
* B_21	-101	99	NW-SE	198	105	ANZ
* B_22	-206	78	NE-SW	174	118	CP2
B_23	-130	41	N-S	162	104	CP2
B_24	-90	123	NW-SE	102	77	PCS
B_25	-95	59	NW-SE	114	99	CP2
Média	-88	64		128	69	

A- Amplitude, λ - comprimento de onda e IH- Inclinação Horizontal do cavado no momento de formação do ciclone em superfície. T- tempo de vida e D_c- deslocamento do cavado do seu nascimento até a formação do ciclone em superfície. *- indica que o cavado está imerso em uma onda de grande escala. Sobrescrito 1 e 4 indicam faixas latitudinais 25°-35°S e 32,5°-42,5°S, respectivamente. As regiões de origem estão indicadas na Figura 3.8.

TABELA 5.2- como na Tabela 5.1, mas para o composto C.

Caso	A (mgp)	λ (°lon)	IH	T (h)	D _c (°lon)	Região de Origem
² C_01	-124	41	NW-SE	288	152	ANZ
¹ C_02	-114	73	NE-SW	234	145	CP1
C_03	-29	65	NW-SE	108	99	PCS
C_04	-217	64	NE-SW	132	74	PCS
C_05	-172	51	NE-SW	192	115	CP1
C_06	-94	89	NW-SE	168	57	PCS
C_07	-62	66	NW-SE	318	74	PCS
C_08	-36	50	NE_SW	114	53	PCS
* C_09	-123	132	NE-SW	96	38	PSE
* C_10	-89	128	NW-SE	72	51	PSE
C_11	-192	87	NW-SE	120	29	CP3
* C_12	-194	87	NE-SW	132	97	PCS
C_13	-88	55	NE-SW	114	72	CP2
Média	-118	76		160	81	

A- Amplitude, λ - comprimento de onda e IH- Inclinação Horizontal do cavado no momento de formação do ciclone em superfície. T- tempo de vida e D_c- deslocamento do cavado do seu nascimento até a formação do ciclone em superfície. * indica que o cavado está imerso em uma onda de grande escala. Sobrescrito 1 e 2 indicam faixas latitudinais 25°-35°S e 27,5°-37,5°S, respectivamente. As regiões de origem estão indicadas na Figura 3.8.

As Figuras 5.1 e 5.2 mostram a altura geopotencial em 500 hPa para os compostos B e C, respectivamente. O tempo indicado no título das figuras (-48 h, -36 h, etc.) são relativos ao momento de formação do ciclone em superfície, ou seja, -48 h (Figura 5.1(a)) refere-se a 48 h antes da formação do ciclone, o qual ocorreu em 00 h (Figura 5.1(e)). Inicialmente observa-se que há um cavado com pequena amplitude e com inclinação horizontal N-S em 80°W (Figura 5.1(a)). A parte sul do cavado, ao sul de 30°S, desloca-se para leste, ao mesmo tempo em que sua amplitude aumenta e sua inclinação muda para NW-SE (Figura 5.1(b-e)). As 00 h ocorre a formação do ciclone em superfície (Figura 5.1(e)), cujo centro está identificado na figura com um círculo. A parte sul do cavado continuou o seu deslocamento mais rápido para leste (Figura 5.1(f)

g)) do que a sua parte norte, resultando em um desprendimento as +24 h (Figura 5.1(g)). Neste horário, há indicação de ter ocorrido fratura do cavado, uma vez que há indicação de dois cavados, um com grande inclinação NW-SE e outro com inclinação NE-SW em aproximadamente 47°W/32,5°S (Figura 5.1(g)). A Figura 5.1(h) mostra a evolução da altura geopotencial em 500 hPa média na área representada pelo quadrado na Figura 5.1(e). Esta área foi centrada na região de formação do ciclone em superfície e tem por objetivo mostrar a evolução das variáveis durante a ciclogênese. De -42 h até -12 h há um leve aumento de altura geopotencial que pode estar associado com a redução da distância entre o eixo do cavado e da crista sobre o Oceano Atlântico Sul (Figura 5.1(h)). De -12 h a +18 h, a altura geopotencial diminui mostrando a passagem do cavado sobre a região (Figura 5.1(h)).

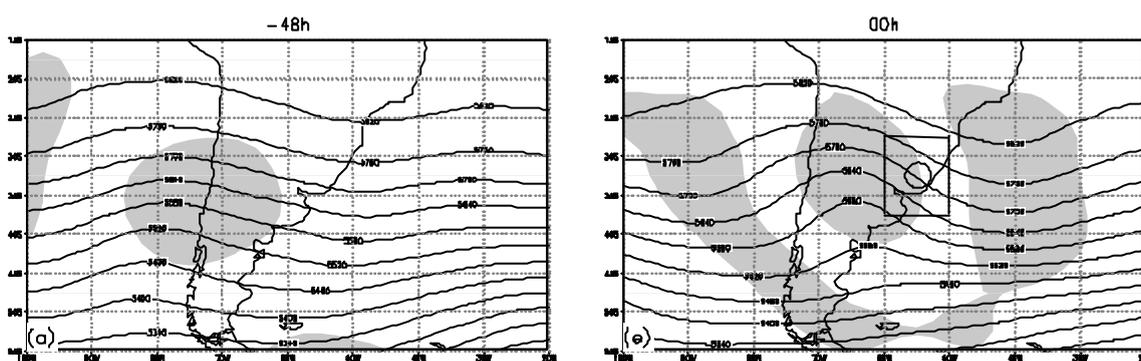


FIGURA 5.1 - Altura geopotencial em 500 hPa para o composto B. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). O círculo indica o centro do ciclone em superfície e o quadrado (as 00 h) indica a região onde foi feita a média na área (mostrada em h). Sombreado indica regiões com significância de 95 %. IC = 60 mgp.

(continua)

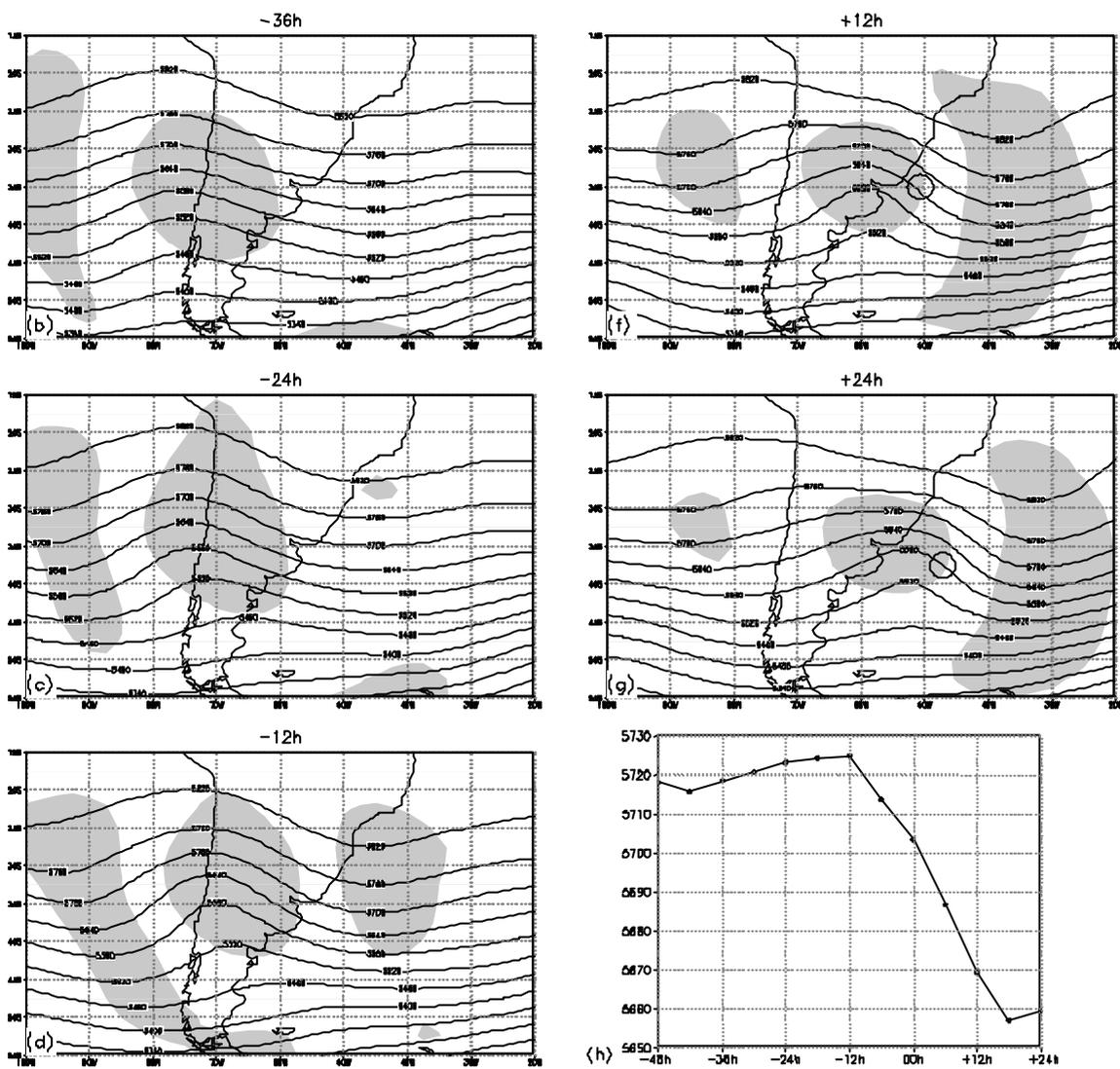


FIGURA 5.1 – Conclusão.

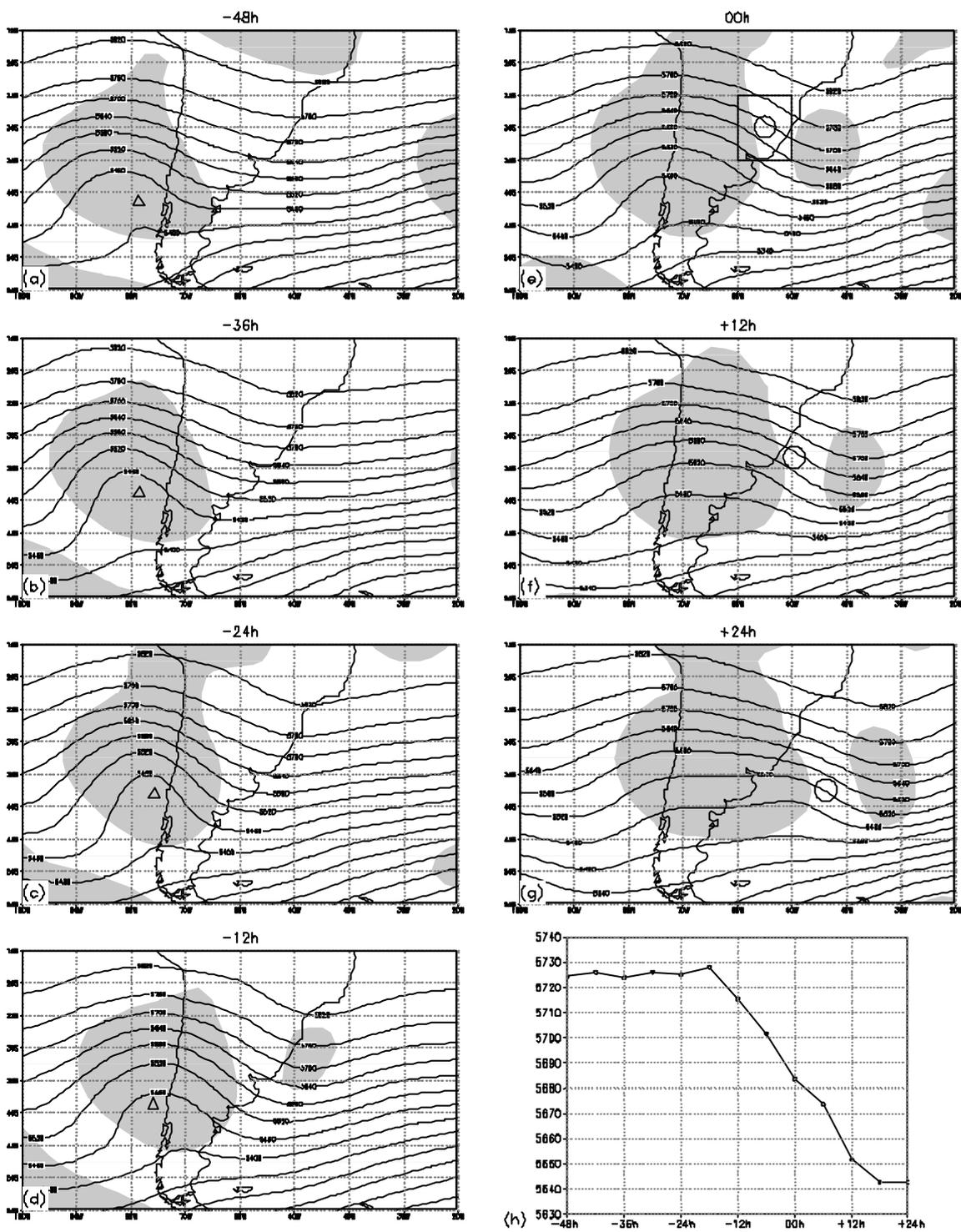


FIGURA 5.2 - Como na Figura 5.1, mas para o composto C. O triângulo no Oceano Pacífico representa o centro de um ciclone em superfície.

A evolução para o composto C mostra que o cavado encontra-se com maior amplitude do que o do composto B (Figura 5.2). Resultado esperado, uma vez que nos casos escolhidos para o composto C havia um ciclone em superfície pré-existente sobre o Oceano Pacífico (das -48 h a -12 h), cujo centro está indicado por um pequeno triângulo na Figura 5.2(a-d). Em médios níveis o cavado desloca-se para a AS e torna-se menos definido do que no composto B. Entre +12 h e +24 h há indicação de dois cavados, sendo um sobre os Andes e outro de onda curta sobre o sudeste do Brasil e Oceano Atlântico (Figura 5.2(f-g)). O que pode estar acontecendo é uma mistura de dois processos. Um deles seria a fratura do cavado como também ocorreu no composto B e o outro processo pode estar associado ao fato de que alguns ciclones no Pacífico Sudeste mantiveram sua estrutura por mais tempo, mantendo baixa a altura geopotencial e indicando a presença de um cavado na região. A evolução da altura geopotencial média na área mostra que a altura geopotencial mantém-se praticamente constante entre -48 h e -18 h, diminuindo rapidamente até o fim do período, mostrando a passagem do cavado sobre a área considerada (Figura 5.2(h)).

Os compostos B e C para a pressão reduzida ao nível médio do mar, estão mostrados na Figura 5.3 e 5.4. No composto B observa-se dois anticiclones subtropicais, um sobre o Oceano Pacífico e outro sobre o Atlântico, além de uma região de baixa pressão sobre a AS (Figura 5.3(a)). Em -24 h uma estrutura em forma de cavado invertido sobre o Paraguai, norte da Argentina e sul do Brasil (Figura 5.3(c)) começa a se configurar. Este cavado em superfície se estende para sudeste nas 24 h seguintes (Figura 5.3(d-e)), quando ocorre a formação do ciclone em superfície sobre o Uruguai com pressão central de 1012 hPa (Figura 5.3(e)). O ciclone intensifica-se e desloca-se para sudeste com pressão central de 1008 hPa após 24 h da formação (Figura 5.3(f-g)). Observa-se, também, a intensificação dos anticiclones subtropicais sobre os oceanos e a penetração do anticiclone transiente sobre o continente sul-americano, embora este último não esteja definido. A pressão média na área representada na Figura 5.3(e), mostra a pressão aproximadamente constante nas primeiras 24 h (entre -48 h e -24 h), após um rápido decréscimo até as +06 h, seguido de rápido aumento da pressão devido a penetração da borda do anticiclone na região sul do Brasil (Figura 5.3(h)). A frente fria em superfície

apresenta comportamento diferente dos compostos. No composto B, a frente apresenta um rápido deslocamento para sudeste (Figura 5.3(e, f)) sobre o sul do Brasil e estende-se meridionalmente em torno de 48°W as +24 h (Figura 5.3(g)). No composto C, a frente apresenta um deslocamento lento (Figura 5.4(e, f)) e estende-se para noroeste desde o Oceano Atlântico Sul (45°W/35°S) até o Paraguai e Mato Grosso do Sul (Figura 5.4(g)). Outra diferença entre os compostos refere-se ao vento em superfície na parte quente do ciclone entre -12 h e 00 h (Figura 5.3(d, e) e Figura 5.4(d, e)). No composto B, o vento (deduzido a partir das isóbaras) é de norte com componente zonal pequena (Figura 5.3(d, e)), enquanto no composto C o vento é de noroeste (Figura 5.4(d, e)). Esta diferença em relação ao vento em superfície associada com o fato de que no composto C o ciclone em superfície forma-se mais para o norte do que no composto B, está diretamente relacionada ao transporte de calor e umidade da região amazônica para a ciclogênese como será visto mais a frente.

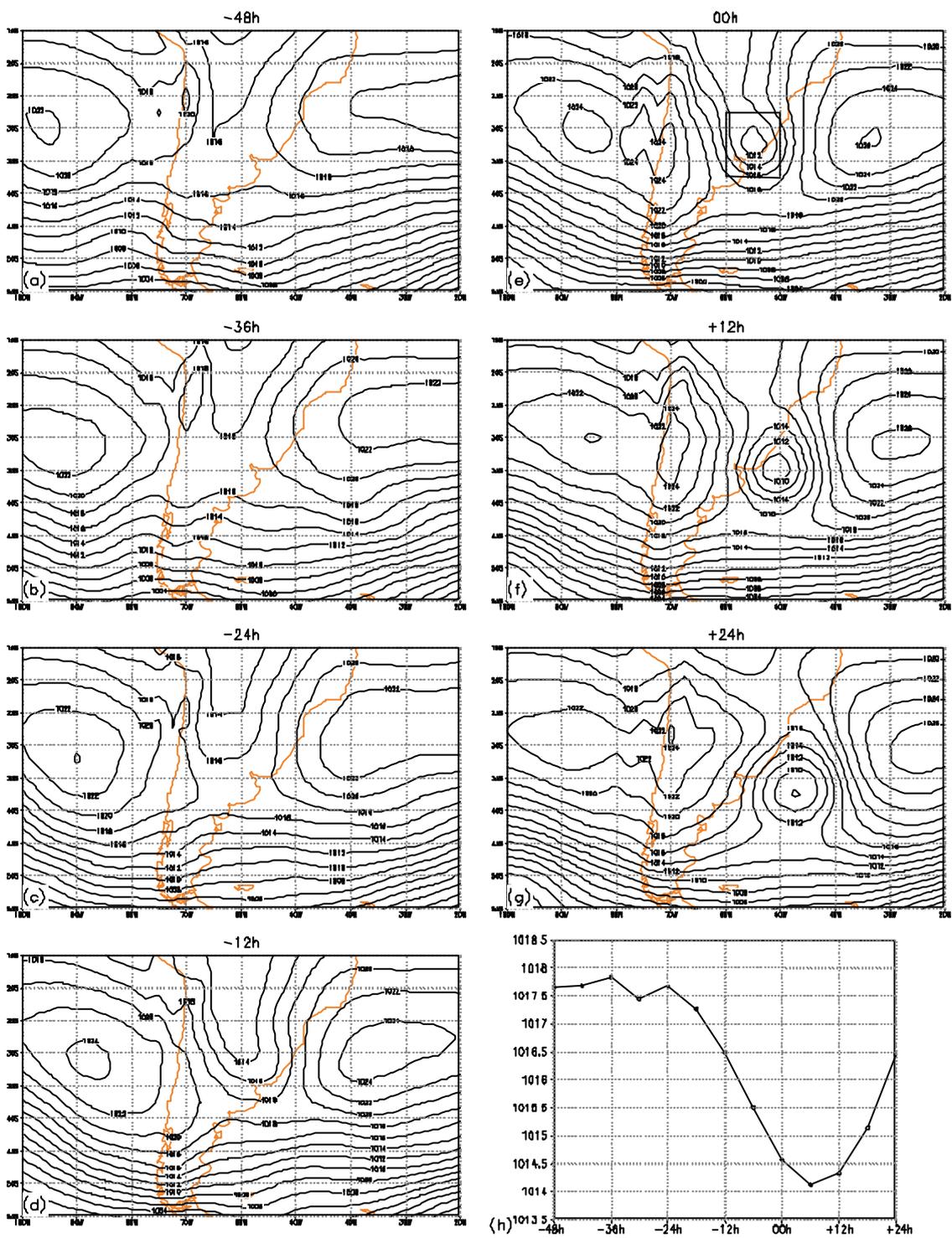


FIGURA 5.3 - Como na Figura 5.1, mas para a pressão reduzida ao nível médio do mar.
IC = 2 hPa.

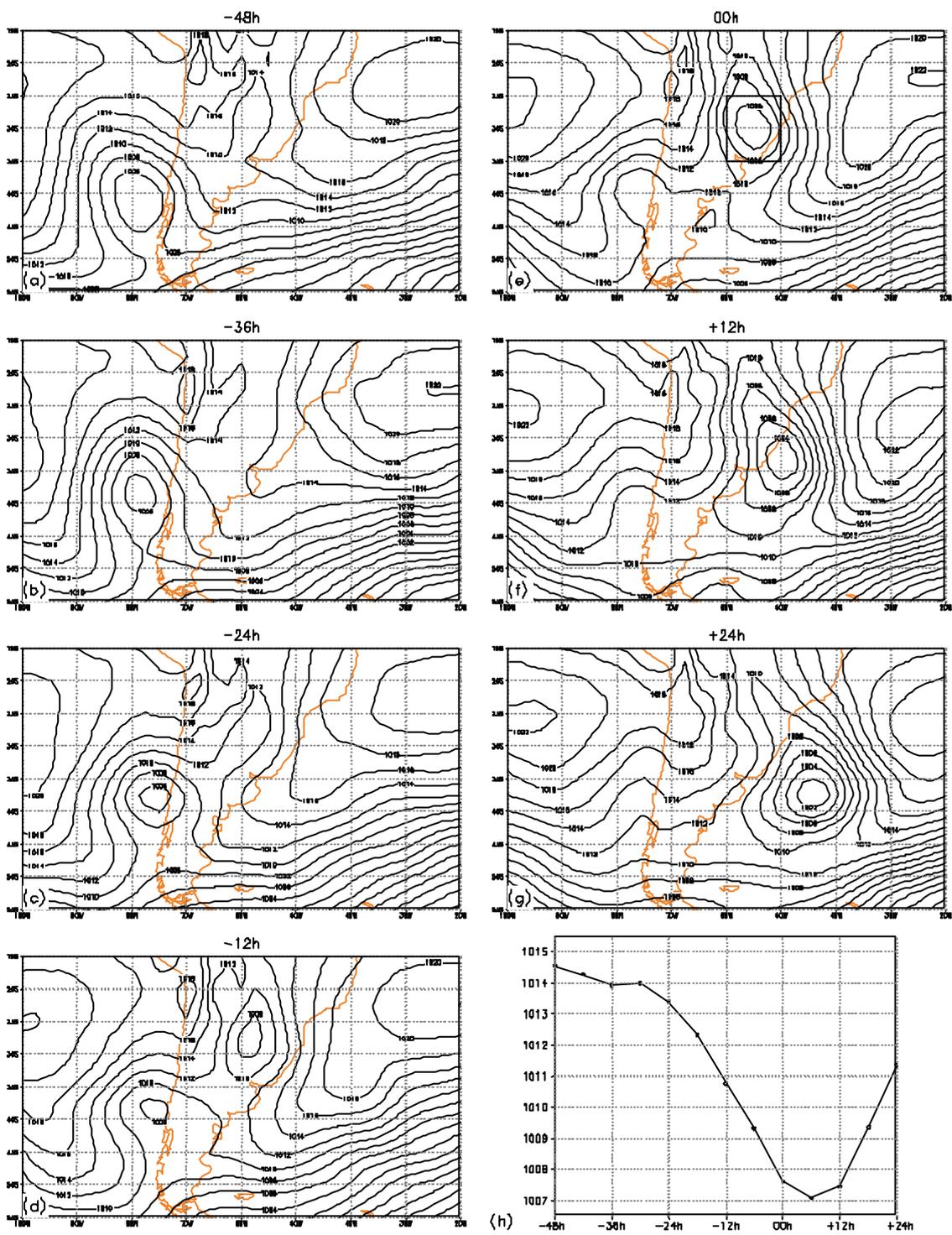


FIGURA 5.4 - Como na Figura 5.3, mas para o composto C.

O composto C (Figura 5.4) mostra que em -48 h havia um ciclone no sudeste do Oceano Pacífico, um anticiclone sobre o Oceano Atlântico e uma região de baixa

pressão sobre a AS (Figura 5.4(a)). O ciclone sobre o Pacífico desloca-se para o norte, reduzindo sua envergadura horizontal, e enfraquece até desaparecer as 00 h (Figura 5.4(a-e)). A pressão sobre o centro da AS se reduz a ponto de fechar algumas isóbaras em -12 h, porém este ciclone não se trata de um sistema móvel e sim reflete apenas a região de baixa pressão próxima ao Paraguai (Figura 5.4(d)). A análise dos casos que compõem o composto C mostra que esta região de baixa pressão (Baixa do Chaco) é uma característica normalmente presente no campo de pressão ao nível médio do mar e não está associada a sistemas móveis. O ciclone transiente forma-se as 00 h sobre o RS e Uruguai com pressão central de 1006 hPa (Figura 5.4(e)). A dissipação do ciclone em superfície no Pacífico Sudeste e a formação de um novo ciclone à nordeste do primeiro sobre a AS é uma característica típica de ciclogênese orográfica (Buzzi e Tibaldi, 1978; McGinley, 1982; Gan, 1992). O ciclone que se forma sobre o Uruguai/RS desloca-se para sudeste e intensifica-se, alcançando a pressão central de 1002 hPa depois de 24 h de vida (Figura 5.4(f-g)). A pressão média na área mostra 3 comportamentos distintos, são eles: uma fase de lenta redução de pressão nas primeiras 12 h (entre -48 h e -36 h), uma fase de rápida redução de 36 h (entre -30 h e +06 h) e uma fase de aumento de pressão nas 18 h restantes (Figura 5.4(h)).

Ressalta-se que a evolução do campo de altura geopotencial e da pressão reduzida ao nível médio do mar para os compostos B (Figura 5.1 e 5.3) e C (Figura 5.2 e 5.4) mostram um padrão típico de ocorrência de ciclone Tipo-B e Tipo-C, respectivamente, normalmente observada sobre o Uruguai e região.

A evolução do gradiente de temperatura, taxa de crescimento de Eady e fluxo meridional de calor e umidade na troposfera inferior para os compostos B e C está mostrada na Figura 5.5. O gradiente horizontal de temperatura mostra o mesmo comportamento para os dois compostos, embora para o C o gradiente seja um pouco maior (Figura 5.5(a)). O gradiente aumenta de $4,5^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ em -48 h para $5,6^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$, no composto B, e para $5,75^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ no C, as 00 h horário da formação do ciclone. Diferença maior entre os compostos é encontrada no final do período (das +06 h as +24 h), onde no composto B o gradiente diminui rapidamente,

enquanto no C, o gradiente mantém-se constante. Tal diferença também aparece na taxa de crescimento de Eady, ou seja, até a formação do ciclone (00 h) a taxa apresenta praticamente o mesmo comportamento nos dois compostos, com crescimento até as 00 h, mas depois deste horário a taxa no composto B diminui, enquanto no C continua a aumentar (Figura 5.5(b)). Este comportamento pode estar associado a frente fria em superfície, pois no composto C (Figura 5.4(e-g)) a frente se desloca mais lentamente para nordeste do que no composto B (Figura 5.3(e-g)). Diferentemente do gradiente, a taxa de crescimento de Eady no composto B foi um pouco superior ao composto C durante o período de -30 h até +03 h, o que parece ser um resultado contraditório haja vista a relação muito próxima entre o gradiente horizontal de temperatura e o cisalhamento vertical do vento. A explicação para tal contradição pode estar no fato de que o cálculo da taxa de crescimento de Eady envolve a estabilidade térmica através da frequência de Brunt-Väisälä, diferentemente do vento térmico. Entretanto, a estabilidade térmica não parece explicar esta contradição, pois, como mostra a Figura 5.5(c), o fluxo meridional de calor e umidade proveniente da região amazônica é maior no composto C do que no B, sugerindo que a estabilidade térmica seja menor do que no composto B. A invasão de ar quente e úmido em direção ao sul do continente atinge o máximo às -12 h, ou seja, 12 h antes da ciclogênese em superfície, o que sugere que esta variável tem papel importante no sentido de pré-condicionamento a ciclogênese. Interpretando esta variável como advecção de ar quente, verifica-se que este resultado concorda com o mecanismo de formação do ciclone Tipo-B e Tipo-C, ou seja, um cavado em altos níveis localizando-se sobre uma região de advecção quente (Petterssen e Smebye, 1971; Radinovic, 1986).

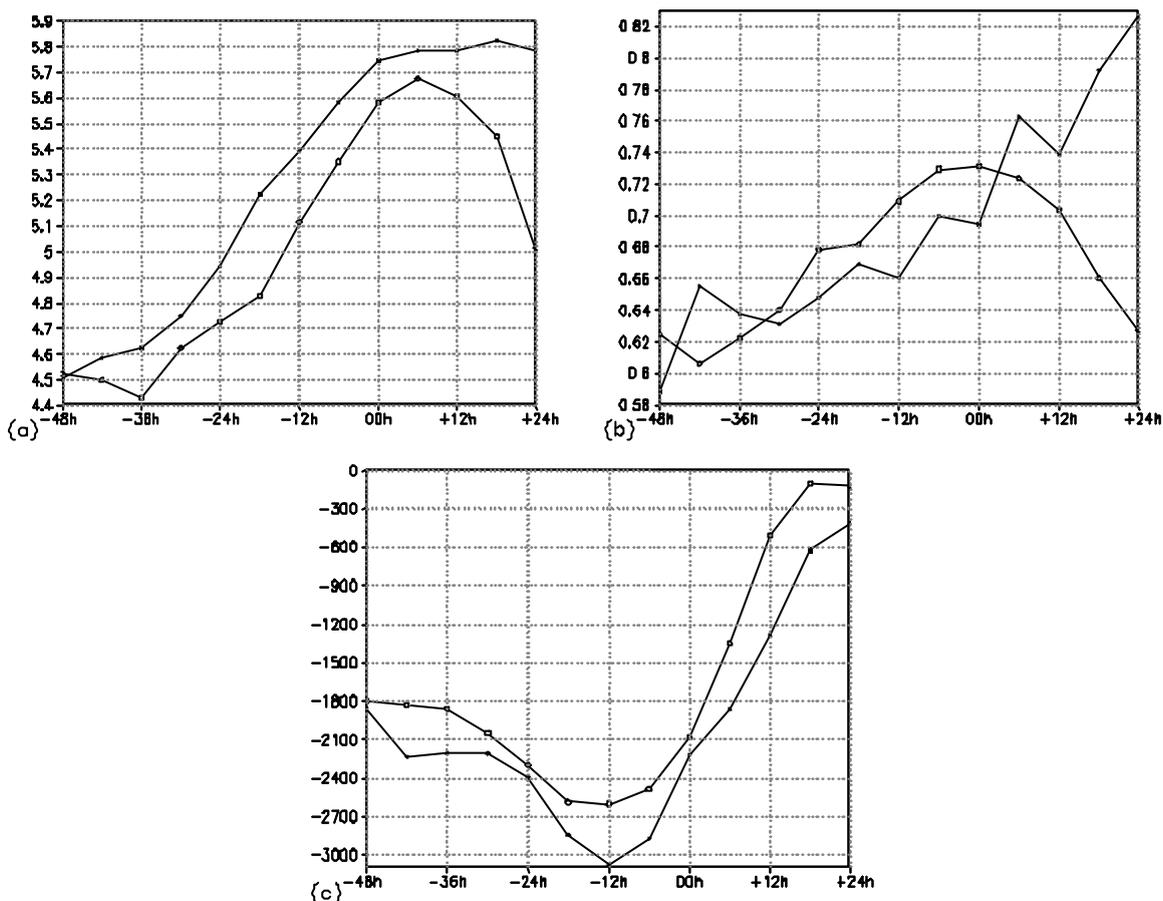


FIGURA 5.5 - Evolução da troposfera inferior para os compostos B (—●—) e C (—□—). Gradiente horizontal de temperatura em $^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ (a), taxa de crescimento de Eady em dia^{-1} (b) e fluxo meridional de calor e umidade em K m s^{-1} (c).

A evolução da advecção de vorticidade relativa, divergência e velocidade do vento em 300 hPa e movimento vertical em 500 hPa para os compostos B e C estão mostrados na Figura 5.6. A advecção de vorticidade relativa apresenta valores negativos por um período de aproximadamente 24 h antes da ciclogênese em superfície, isto é, entre -24 h e 00 h, sugerindo a importância do cavado em altos níveis para a formação do ciclone, como estabelecido para os ciclones Tipo-B e Tipo-C (Figura 5.6(a)). Tal importância pode ser comprovada no campo de divergência (Figura 5.6(b)) e omega (Figura 5.6(d)), os quais mostram que a divergência em altos níveis e o movimento ascendente aumentam até o início da ciclogênese no composto B (as 00 h) ou até 6 h antes da

ciclogênese no composto C (as -6 h). No caso da magnitude do vento, pode-se observar que ele apresenta praticamente o mesmo comportamento para os dois compostos até +6 h, quando, a partir deste horário o vento permanece constante no composto B, em torno de 37 m s^{-1} , e continua a aumentar no composto C atingindo 40 m s^{-1} . A análise do campo de vento em altos níveis é importante pois ele é fonte de energia cinética para o desenvolvimento do ciclone Tipo-B e Tipo-C como foi apontado por Radinovic (1986). Nos ciclones Tipo-B, a fonte de energia provem de fora do domínio e principalmente da região do jato, enquanto no Tipo-C, a energia desenvolve-se a partir da redução da baroclinia local e também da redistribuição da energia cinética do escoamento zonal (Radinovic, 1986).

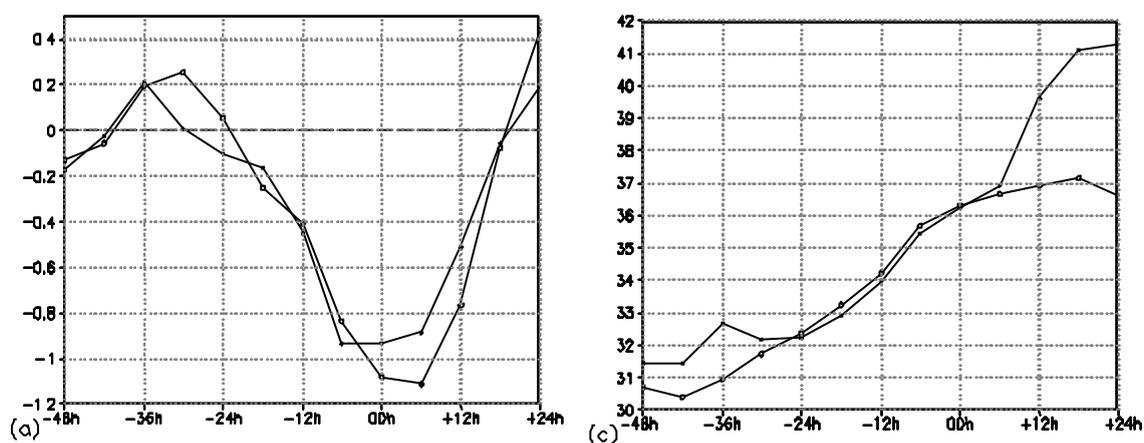


FIGURA 5.6 - Evolução da troposfera superior e média para os compostos B (---○---) e C (—■—). Advecção de vorticidade relativa em $\times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (a), divergência em $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (b) e jato em ms^{-1} (c), em 300 hPa e omega em $\times 10 \text{ Pa s}^{-1}$ no nível de 500 hPa (d).

(continua)

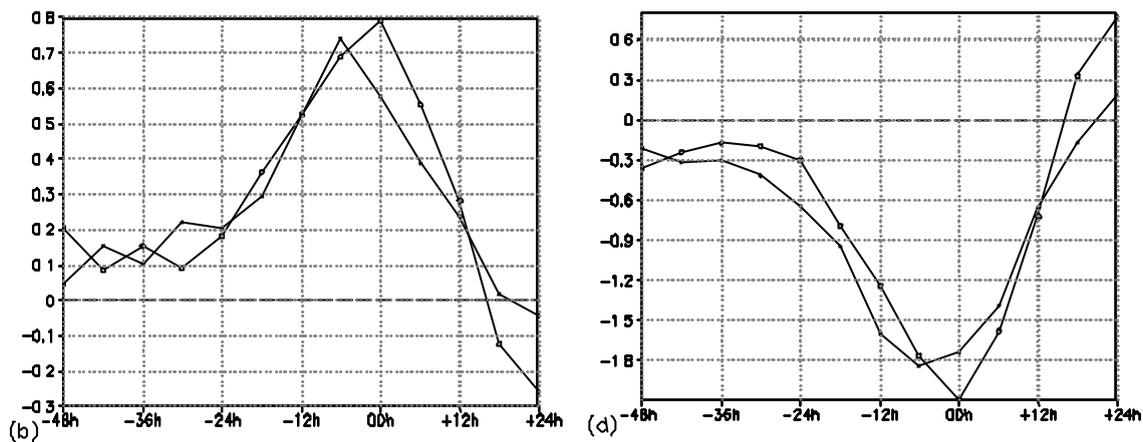


FIGURA 5.6 – Conclusão.

Nas próximas páginas serão apresentados os resultados da energética dos compostos B e C. Primeiramente será apresentada a equação em sua forma média vertical, pois assim pode-se analisar a distribuição espacial dos termos de conversão e após, serão analisados os termos médios no volume, podendo assim determinar o efeito líquido de cada termo.

5.1.1 Energética do Composto B

A evolução da altura geopotencial em 500 hPa e a ECD média vertical estão mostradas na Figura 5.7. A ECD na região do cavado sobre o Pacífico Sudeste, próximo a costa do Chile e sobre o continente, foi inferior a $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ as -48 h (Figura 5.7(a)). Na parte oeste do cavado, a energia começou a aumentar a partir das -36 h (Figura 5.7(b)) atingindo o máximo de $180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ sobre os Andes as 00 h (Figura 5.7(e)). Na parte leste do cavado, a ECD alcançou $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ somente as -12 h sobre a AS e aumentou até as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.7(d-g)), quando um máximo de $240 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ se desenvolveu sobre o Oceano Atlântico Sul (Figura 5.7(g)). Como o interesse aqui é mostrar qual é o mecanismo que explica o crescimento e decaimento dos centros de energia na parte oeste e leste do cavado, serão discutidos a seguir os termos da equação da ECD (Equação 3.7).

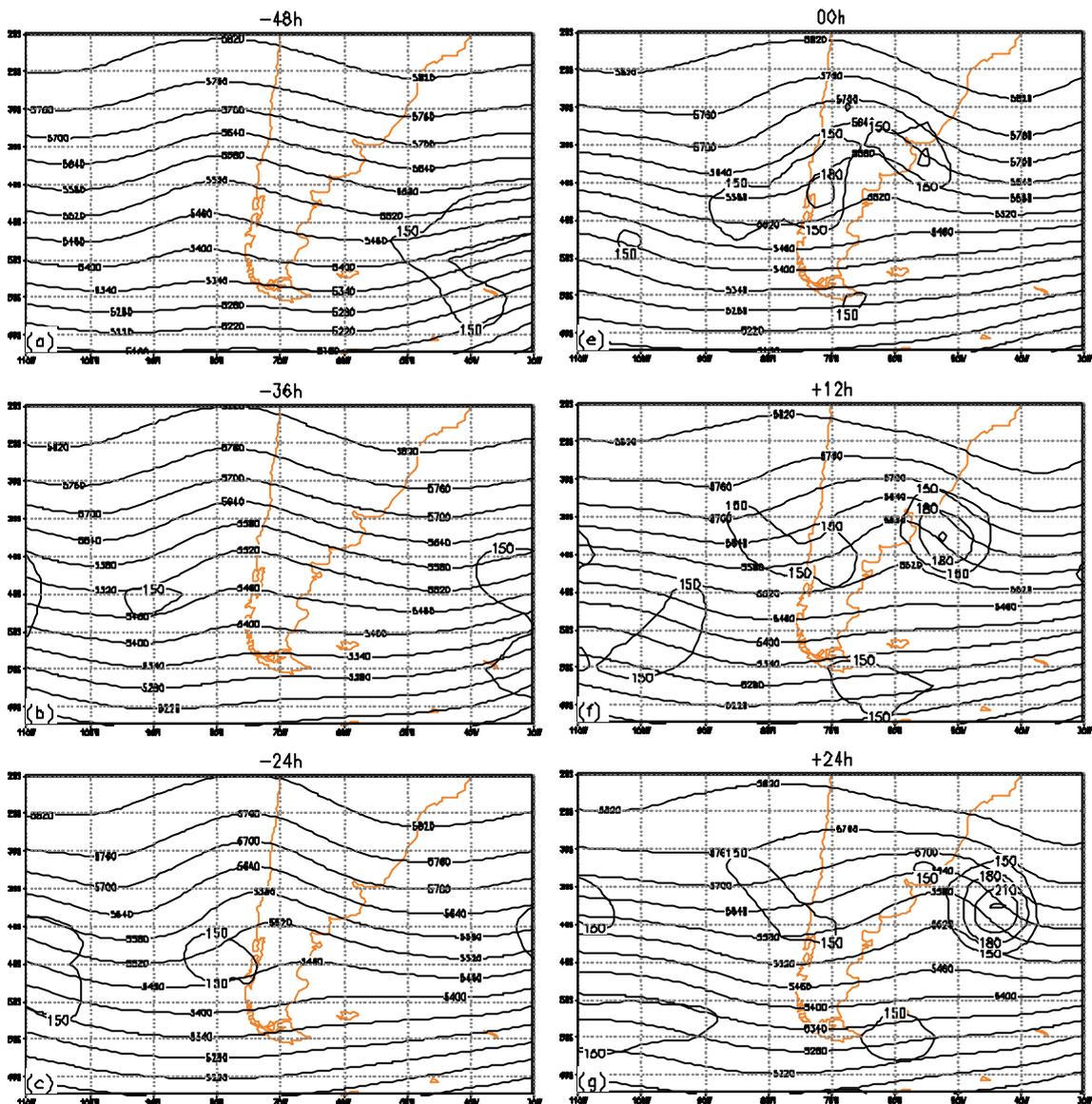


FIGURA 5.7 - Altura geopotencial em 500 hPa (linhas contínuas finas) e ECD média vertical (linhas contínuas espessas) para o composto B. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = 60 mgp para a altura geopotencial e de $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, começando em $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, para a ECD.

(continua)

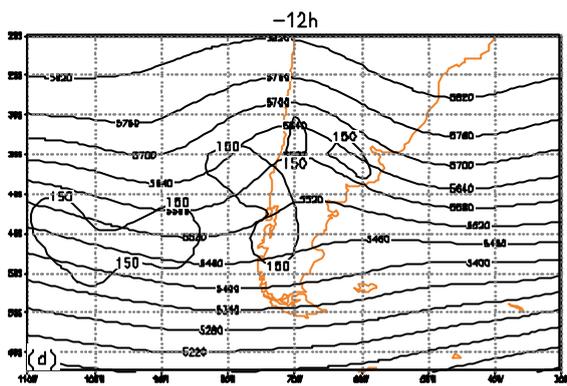


FIGURA 5.7 – Conclusão.

O termo BRC (Figura 5.8) apresentou-se positivo em quase todo o domínio, sendo os máximos encontrados na região de ciclogênese em superfície (RS, Uruguai e Atlântico Sul). O centro máximo de energia, a oeste do cavado, se intensificou por conversão BRC, como se pode observar nas Figura 5.8(d-e) a oeste dos Andes, onde há máximos relativos de BRC no valor de $120 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. A partir das -12 h o termo BRC começou a aumentar sobre a região da ciclogênese, passando de $120 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.8(d)) para $240 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ no início da ciclogênese (Figura 5.8(e)), atingindo o máximo de $420 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as $+12 \text{ h}$ (Figura 5.8(f)) contribuindo para a formação e intensificação do ciclone. O máximo de BRC ocorre na zona quente do ciclone em superfície, sendo o mais importante para a formação do centro leste de ECD (como será visto mais à frente).

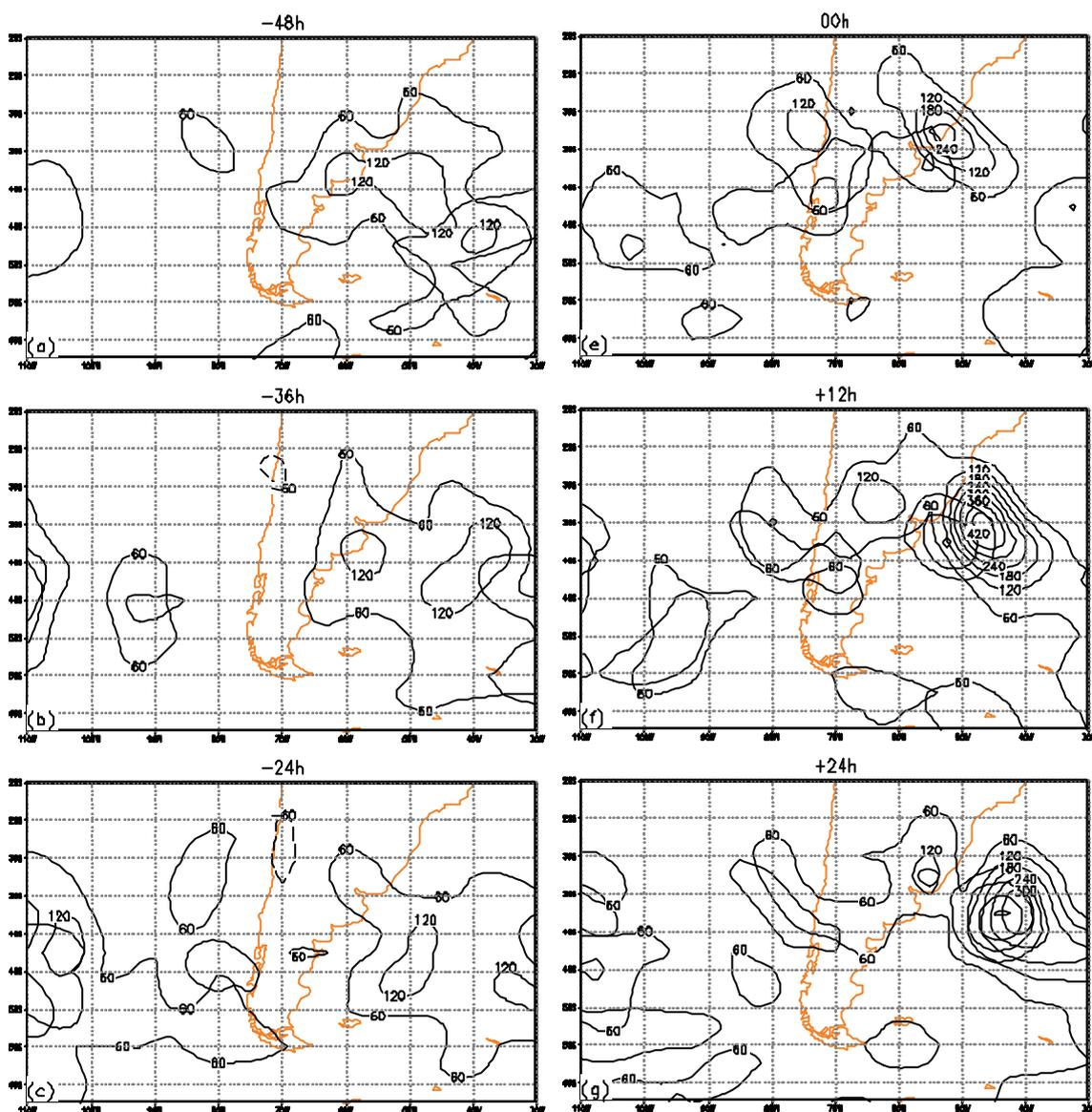


FIGURA 5.8 - Média vertical do termo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o composto B. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para a o termo BRC. Os contornos da ECD são os mesmos da Figura 5.7, mas os valores foram omitidos.

(continua)

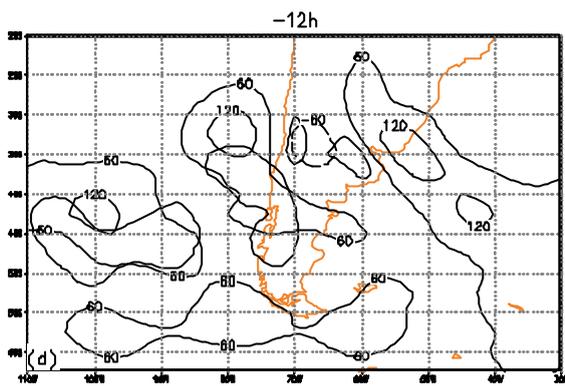


FIGURA 5.8 - Conclusão.

O fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA) permite verificar se está havendo transferência de energia de uma região para a outra (Figura 5.9). Vale ressaltar que são estes fluxos os responsáveis pelo desenvolvimento corrente abaixo, como foi visto no Capítulo 2 e Capítulo 3. Na Figura 5.9 nota-se que há duas regiões principais onde os fluxos podem estar transferindo energia de uma região para outra. Tais regiões são: 1) entre 90° - 60° W e 40° - 25° S, e 2) no Atlântico Sul entre 50° - 30° W e 45° - 30° S. Na primeira região, os fluxos transferem energia do Oceano Pacífico para a região dos Andes nas 36 h iniciais, isto é, até as -12 h (Figura 5.9(a-d)), após esse período até as $+12$ h, os fluxos passam a transferir energia do Pacífico/Andes para a região próxima a ciclogênese em superfície. Este fluxo ocorre no eixo do cavado e o acompanha no deslocamento para leste, perdendo sua intensidade após as $+12$ h quando o cavado fica menos definido do que nos tempos anteriores (Figura 5.9(g)). O eixo do cavado é uma região preferencial para transferência de energia corrente abaixo como verificado por outros autores, dentre eles: Orlanski e Katzfey (1991) e Orlanski Sheldon (1995). Como foi visto na Figura 5.8, principalmente entre -24 h e 00 h, houve conversão BRC a oeste dos Andes, na faixa de latitude de 45° - 25° S. A ECD gerada por conversão BRC está sendo transportada corrente abaixo, como observado pelos vetores da CFA. Na segunda região, os fluxos transferem energia para sudeste a partir da região de formação do ciclone em superfície. Esta transferência aumentou continuamente das -12 h até as $+24$ h (Figura 5.9(d-g)). Nesta região como na primeira, a função destes fluxos foi transportar corrente abaixo a energia gerada por conversão BRC no ciclone. A energia transportada pode ter sido utilizada por outro sistema posicionado mais a leste do

domínio, contribuindo para que o desenvolvimento do sistema cavado-ciclone não seja muito intenso. Comparando-se as orientações dos fluxos na região *i* e *ii*, verifica-se que na primeira a transferência é mais zonal, enquanto na segunda há uma maior componente meridional. Isto ocorre porque na região *i*, a transferência de energia é realizada preferencialmente em altos níveis (até porque nesta região há os Andes em baixos níveis), onde o vento ageostrófico tem uma maior componente zonal, enquanto na região *ii* a transferência de energia em baixos níveis tem mais importância devido a circulação do ciclone, e porque o vento ageostrófico tem uma maior componente meridional como mostrado por Lim et al. (1991) e Kwon e Lim (1999).

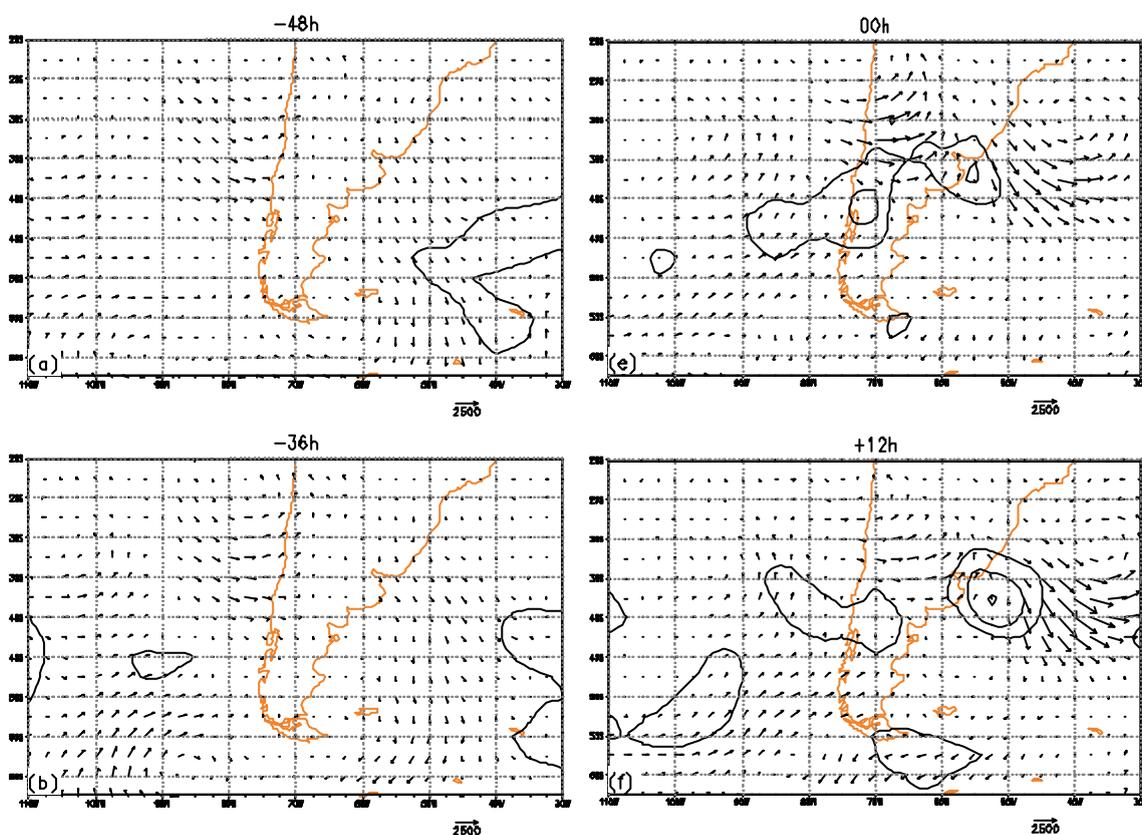


FIGURA 5.9 - Como na Figura 5.8, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA). Vetores em unidades $m^2 s^{-3}$.

(continua)

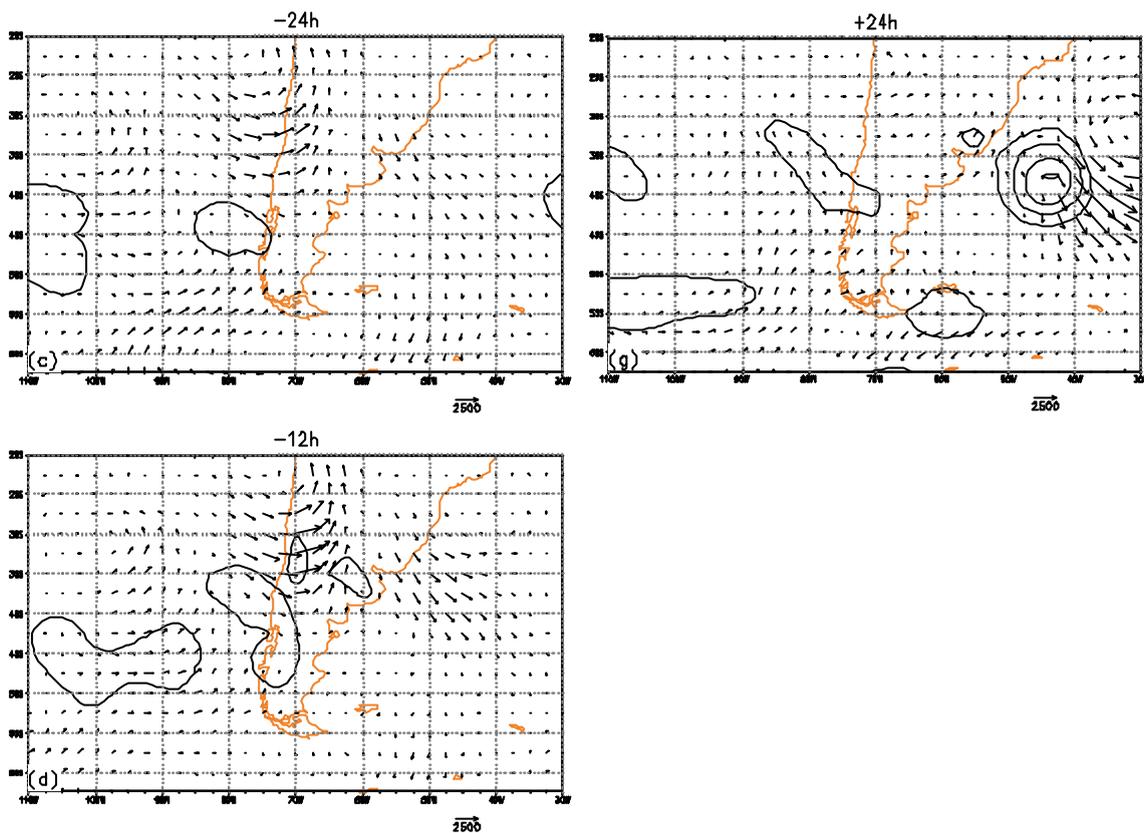


FIGURA 5.9 - Conclusão.

Como visto no Capítulo 3, a CFA mostra as regiões onde a energia está sendo exportada (valores negativos) ou importada (valores positivos). Na Figura 5.10 é possível observar então que ocorre uma convergência de energia sobre os Andes, entre -48 h e -24 h (Figura 5.10(a-c)), e a oeste da região de ciclogênese entre -12 h e $+12$ h (Figura 5.10(d-f)). Este resultado confirma que a energia gerada por conversão BRC (Figura 5.8) a oeste dos Andes, está sendo transportada corrente abaixo para a região próxima a ciclogênese, como observado nos campos dos fluxos ageostróficos na Figura 5.9. Ao mesmo tempo em que a região a oeste da ciclogênese está recebendo energia por convergência, na região a leste da ciclogênese começa a exportar energia através de uma área de divergência, que começa a se desenvolver mais claramente a partir das -12 h (Figura 5.10(d)). Como observado na Figura 5.9, a divergência está transportando energia corrente abaixo gerada por conversão BRC na ciclogênese.

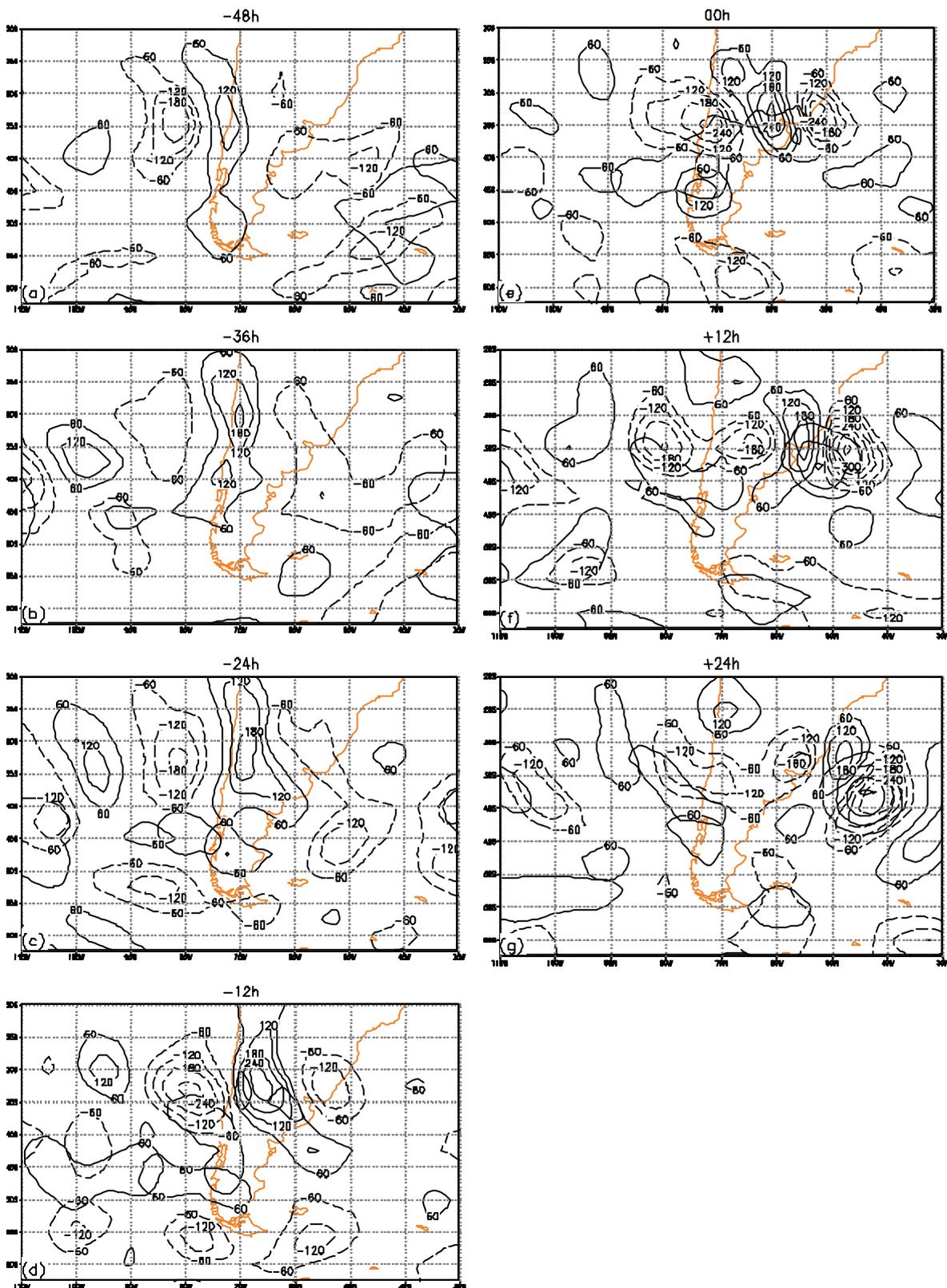


FIGURA 5.10 - Como na Figura 5.8, mas para o termo CFA.

Dois comentários adicionais sobre a CFA e fluxos ageostróficos são pertinentes. O primeiro comentário refere-se a uma sucessão de CFA positivos e negativos entre as -48 h e as -12 h (Figura 5.10(a-d)). Esta seqüência, em -36 h (Figura 5.10(b)), inicia com uma divergência em 110°W/40°S e finaliza também em divergência em 60°W/30°S. Esta seqüência sugere que ocorre um transporte de energia do Pacífico (em 110°W/40°S) para a região da ciclogênese em superfície. O segundo comentário refere-se ao DCAB proposto por Orlanski e Sheldon (1995) e discutido na revisão bibliográfica. No DCAB, o centro de ECD a leste do cavado cresce inicialmente por CFA e logo em seguida por instabilidade baroclínica, decaindo posteriormente por CFA. Nas Figuras 5.8-10 há indicações para a existência do DCAB. Por exemplo, em -12 h e 00 h, a Figura 5.10(d-e) mostra que o centro de ECD em 60°W/35°S cresce por CFA e não por conversão BRC (Figura 5.8(d-e)). Em +12 h, o centro de ECD é dominado por conversão BRC (Figura 5.8(f)). Desta forma há indícios de DCAB no composto B, lembrando que Orlanski e Sheldon (1995) ressaltaram que o DCAB apresenta uma “seqüência de eventos característicos da ciclogênese Tipo-B”.

O próximo termo a ser analisado é o BRT, o qual normalmente está associado ao decaimento de sistemas baroclínicos (Figura 5.11). Em geral este termo foi menos intenso do que os outros termos vistos anteriormente. Para o centro de ECD a oeste do cavado, pode-se observar que o termo BRT manteve-se negativo durante todo o período, variando de $-30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ a $-60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Para o centro de energia a leste do cavado, próximo a ciclogênese, o termo BRT foi positivo, com o máximo variando de $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as -12 h até $90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as +12 h (Figura 5.11(f)). Desta forma nota-se que o centro de ECD a oeste do cavado decai por estabilidade barotrópica e o centro de energia a leste do cavado cresce também por instabilidade barotrópica.

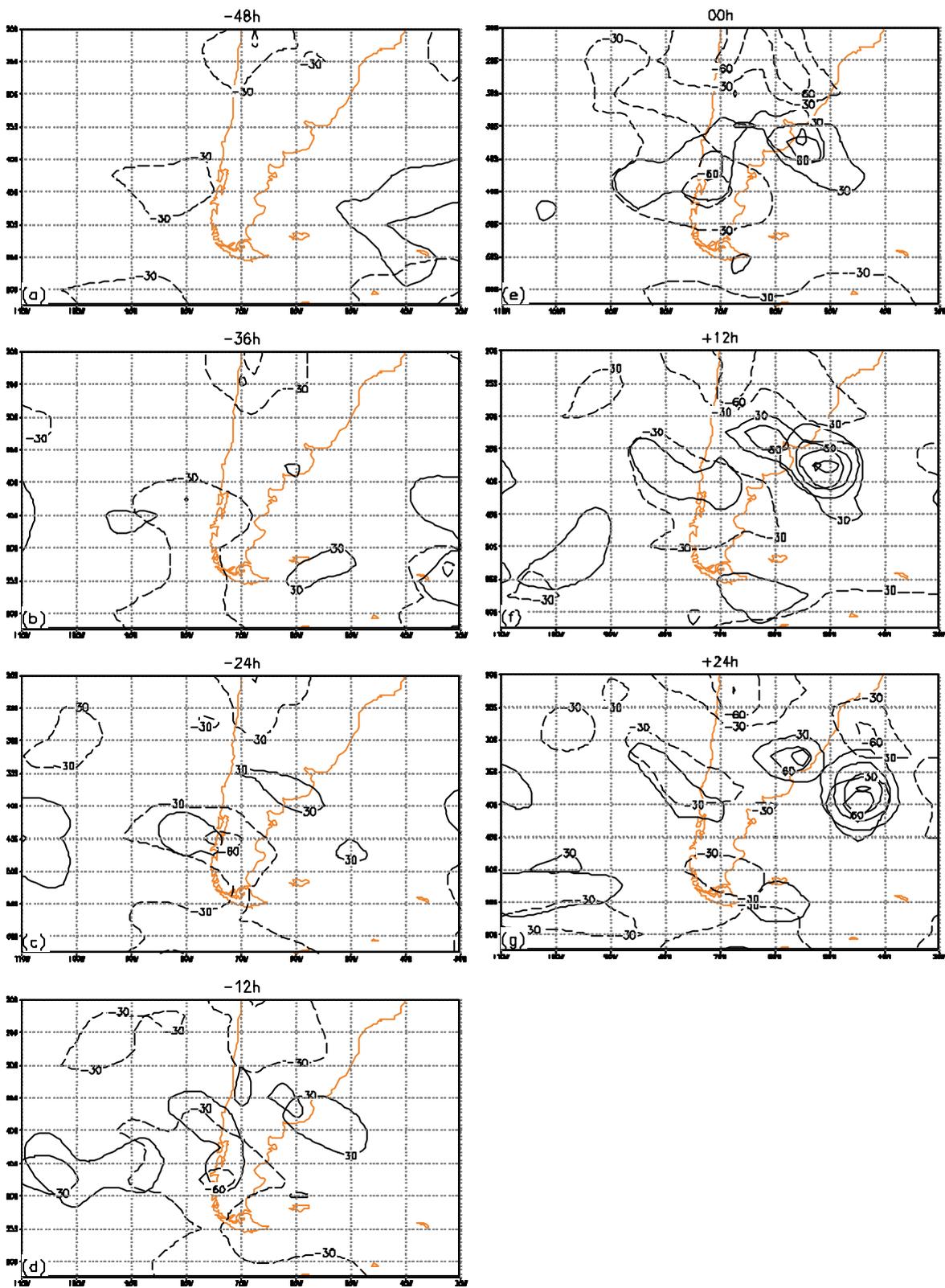


FIGURA 5.11 - Como na Figura. 5.8, mas para o termo BRT. $IC = 30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

O termo CEC apresentou valores elevados (Figura 5.12), mas segundo estudos anteriores, ele não altera a intensidade dos centros de ECD, mas somente age para o deslocá-los (Orlanski e Katzfey, 1991; Orlanski e Sheldon, 1993; Chang, 2000). O deslocamento é realizado pelo campo de vento total (básico mais perturbação). Uma característica do campo de CEC é apresentar máximos e mínimos próximos uns aos outros, com magnitudes muito próximas, mostrando o papel de deslocar a energia de uma região para outra. Isto pode ser observado claramente as -24 h em torno de 80°W/45°S, onde se observa que o centro de ECD está circundado por um mínimo de ECD a oeste e de um máximo ao norte (Figura 5.12(c)). O efeito de tal configuração pode-se ver no tempo seguinte, as -12 h (Figura 5.12(d)), onde se verifica que o centro se deslocou para nordeste. Outra característica deste campo é o sinal contrário do campo de CFA, como pode ser notado ao comparar as Figura 5.10 e 5.12.

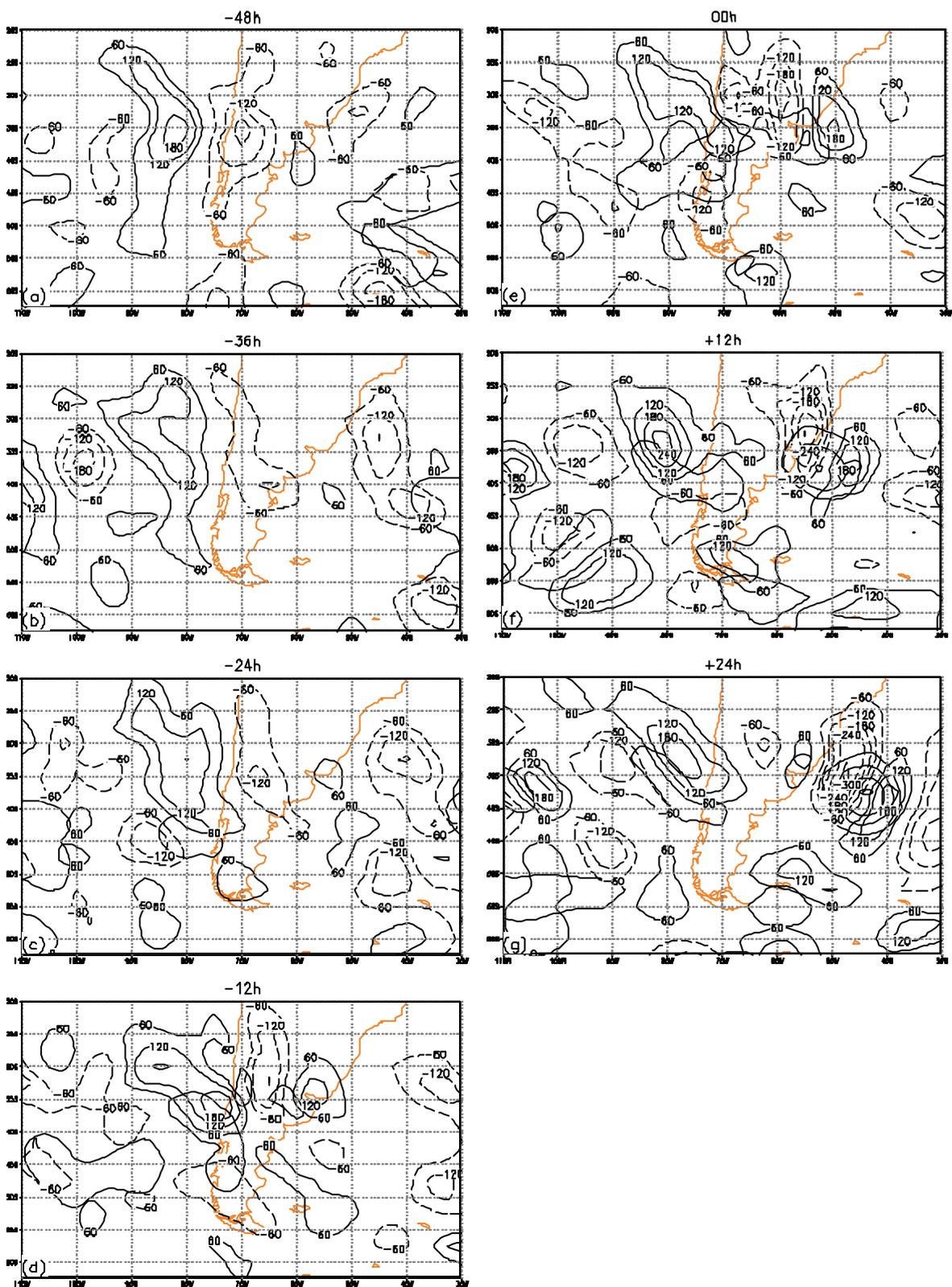


FIGURA 5.12 - Como na Figura 5.8, mas para o termo CEC.

O campo RES mostra a diferença entre TEO e TEC, o qual está associado principalmente a mecanismos físicos ausentes na equação utilizada, além de conter erros nos dados e nos métodos numéricos aplicados (Figura 5.13). No centro de energia a oeste do cavado, o RES manteve-se inferior a $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ durante todo o período. Já no centro de ECD a leste do cavado, próximo a ciclogênese, o RES apresenta-se negativo, aumentando de $-60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as -24 h para $-180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.13(c-g)). O RES negativo indica que a TEC foi superior a TEO, ou seja, os termos de conversão apresentados acima fornecem uma tendência maior do que a tendência observada. Uma das explicações para que a TEC seja superior a TEO está relacionada a falta de um termo relacionado a fricção, o qual reduziria a TEC principalmente em níveis inferiores. Como a rugosidade sobre o oceano é menor do que sobre o continente, é esperado que a fricção seja menor sobre o oceano do que sobre o continente, mas deve-se levar em conta que a fricção é proporcional a velocidade do vento em baixos níveis, a qual é mais alta na região do ciclone do que foi sobre o continente. Resultado semelhante foi obtido por Holopainen (1978), o qual encontrou que a dissipação friccional na camada limite foi máxima sobre os oceanos e foi principalmente associada aos sistemas transientes. Desta forma, um termo relacionado a fricção poderia reduzir a TEC e por consequência o RES.

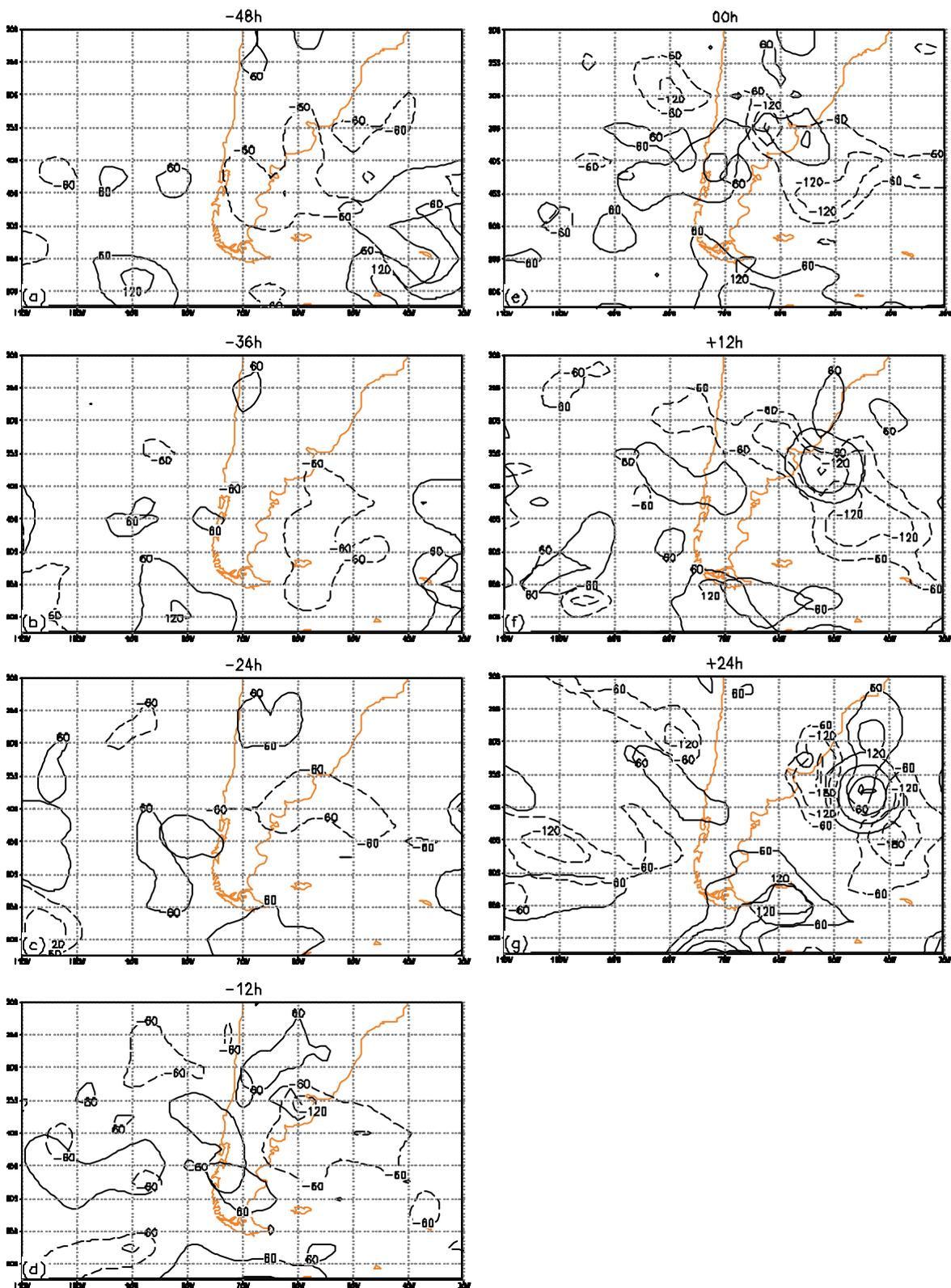


FIGURA 5.13- Como na Figura 5.8, mas para o termo RES.

Finalizando a energética para o composto B, é apresentada a média no volume dos termos apresentados anteriormente (Figura 5.14). Na Figura 5.14(a) está mostrada a evolução da ECD e suas tendências (TEO e TEC), assim como o RES, e na Fig. 5.14b estão os termos de conversão: BRC, CFA, BRT e CEC. A ECD inicia com valores superiores a $100 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ as -48 h , reduz-se a valores próximos a $80 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ as -18 h e volta a aumentar até o final do período, finalizando com $105 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.14(a)). A TEC foi superestimada em aproximadamente $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ quando comparada com a TEO. Apesar da TEC não mostrar tendência negativa entre -48 h e -24 h como ocorreu com a TEO, mesmo assim ela mostra um comportamento parecido (Figura 5.14(a)). A superestimativa da TEC é representada pelos valores negativos de RES, o qual manteve-se próximo a $-20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ durante todo o período. Em termos de conversões de energia pode-se observar que o termo BRC dominou durante todo o período, chegando a atingir um máximo de $75 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ em $+18 \text{ h}$, enquanto os outros três não passaram de $30 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$, em módulo (Figura 5.14(b)). O termo BRT foi o menor de todos, não passando de $-10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$. A CFA apresentou 3 fases distintas. A primeira delas foi entre -48 h e -18 h (Figura 5.9(a-c)) quando foi negativo, ou seja, os fluxos ageostróficos estão exportando energia a partir do volume. Esta energia está sendo exportada do volume pelos contornos: 1) sul na latitude de 50°S entre as longitudes de 60°W a 40°W e, 2) leste na longitude de -35°W entre as latitudes de 40°S e 50°S . A segunda fase da CFA ocorre entre -18 h e $+12 \text{ h}$ (Figura 5.9(d-f)) quando os fluxos ageostróficos estão importando energia para dentro do volume. Esta energia tem origem corrente acima na região do Pacífico/Andes (ver Figura 5.9 e 5.10). A última fase da CFA ocorre nas 12 h finais do período quando ela apresenta-se negativa, refletindo a transferência corrente abaixo de energia que ocorre no contorno leste do volume e que foi discutida anteriormente.

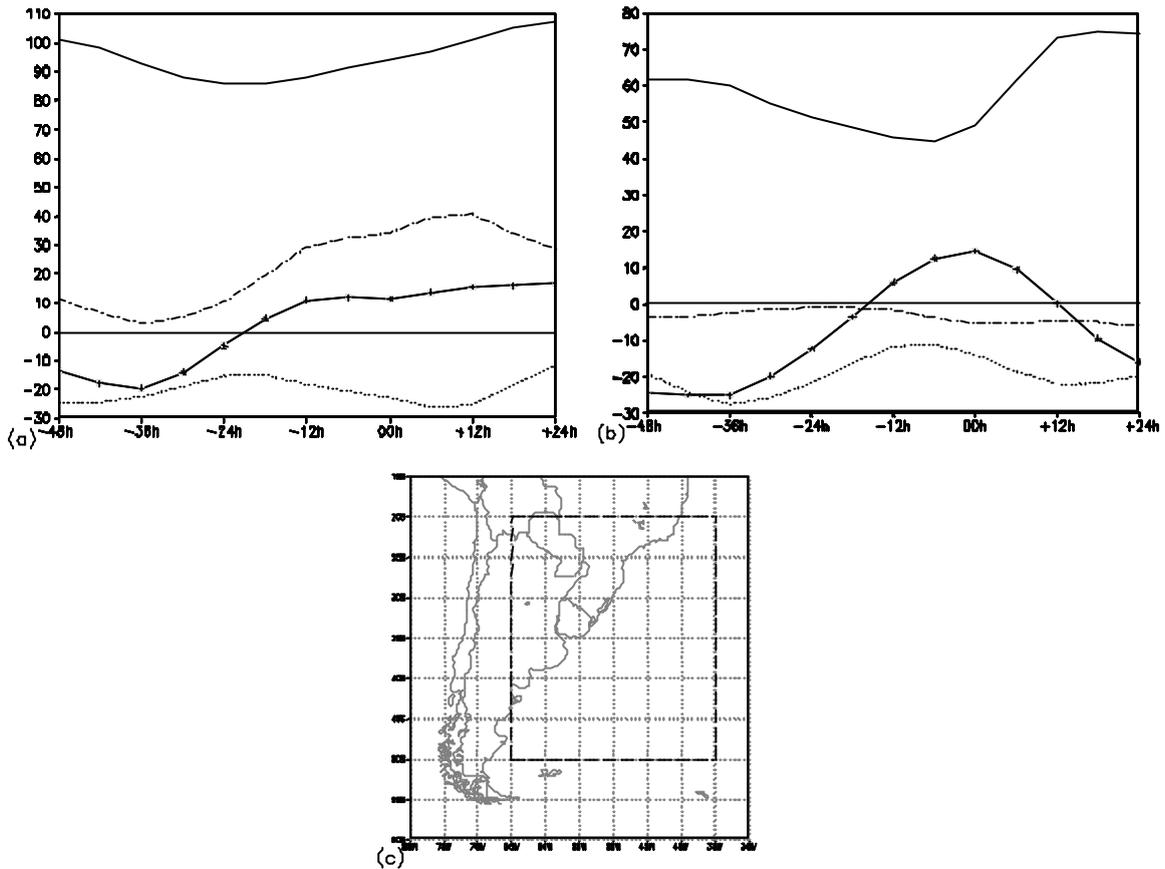


FIGURA 5.14 - Energética média no volume para o composto B. Na esquerda (a) estão apresentadas a ECD (—), TEO (—*), TEC (??) e RES (???), enquanto na direita (b) estão apresentados os termos de conversão: BRC (—), CFA (—*), BRT (??) e CEC (???). O retângulo em linhas tracejadas (c) indica a área em que foi feita a média no volume. Unidades em $\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$, com exceção do termo ECD que está em m^2s^{-2} .

O termo CFA não domina a conversão de ECD em nenhum momento do período considerado, portanto o desenvolvimento não se enquadra no DCAB. Porém, mesmo assim, pode-se especular que a CFA tenha um papel determinante no crescimento da ECD, isto porque o crescimento da ECD só ocorre quando a CFA torna-se positiva, ou em outras palavras, quando os fluxos deixam de exportar energia do volume. Ressalta-se também que o ciclone começa a se desenvolver somente quando a CFA atinge seu máximo as 00 h (Figura 5.14(a, b)). Após o desenvolvimento do ciclone, mesmo com a

conversão BRC aumentando bastante e dominando as trocas de energia, ela é balanceada pelo aumento da divergência dos fluxos (CFA negativo), favorecendo assim o início do decaimento como observado por Orlanski e Katzfey (1991), Lackmann et al. (1999), Chang (2000) e Mclay e Martin (2002). Este resultado também foi obtido por Chen e Bosart (1977) ao estudar a energética de compostos de ciclones e anticiclones sobre a América do Norte. Os autores observaram que depois da iniciação da ciclogênese, a geração de ECD dentro do volume torna-se mais importante do que o fluxo de energia proveniente de fora do volume.

5.1.2- Energética do Composto C

A ECD média vertical para o composto C mostra duas principais diferenças com relação ao composto B (Figura 5.15). A primeira refere-se ao nível de energia do centro a oeste do cavado sobre o Pacífico Sudeste. Aqui, a ECD alcançou valores superiores a $210 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ até -12 h (Figura 5.15(a-d)) enquanto no composto B a ECD não alcançou $180 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Figura 5.7(a-d)). A diferença no nível de energia reflete as diferentes configurações associadas a cada composto. No composto C, o cavado apresentou maior amplitude do que no B e sobre o oceano Pacífico apresentou um ciclone em superfície que está ausente no composto B (Figura 5.1-4). A segunda principal diferença se refere ao nível de energia do centro localizado no lado leste do cavado na região da ciclogênese. Aqui, este centro atingiu um valor máximo de $210 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ em +24 h (Figura 5.15(g)) em reduzida área, diferentemente do composto B onde a energia atingiu um máximo de $240 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Figura 5.7(g)). Apesar da intensidade do ciclone em superfície ser maior no composto C, o cavado em altos níveis sobre a AS apresentou-se menos definido. Como os ventos são mais intensos nos altos níveis do que nos baixos e lembrando da equação da energia cinética, o maior nível de energia se encontra nos altos níveis, o que explica o fato do centro de ECD ser mais fraco no composto C do que no composto B durante a formação e intensificação do ciclone em superfície (Figura 5.15(e-g)).

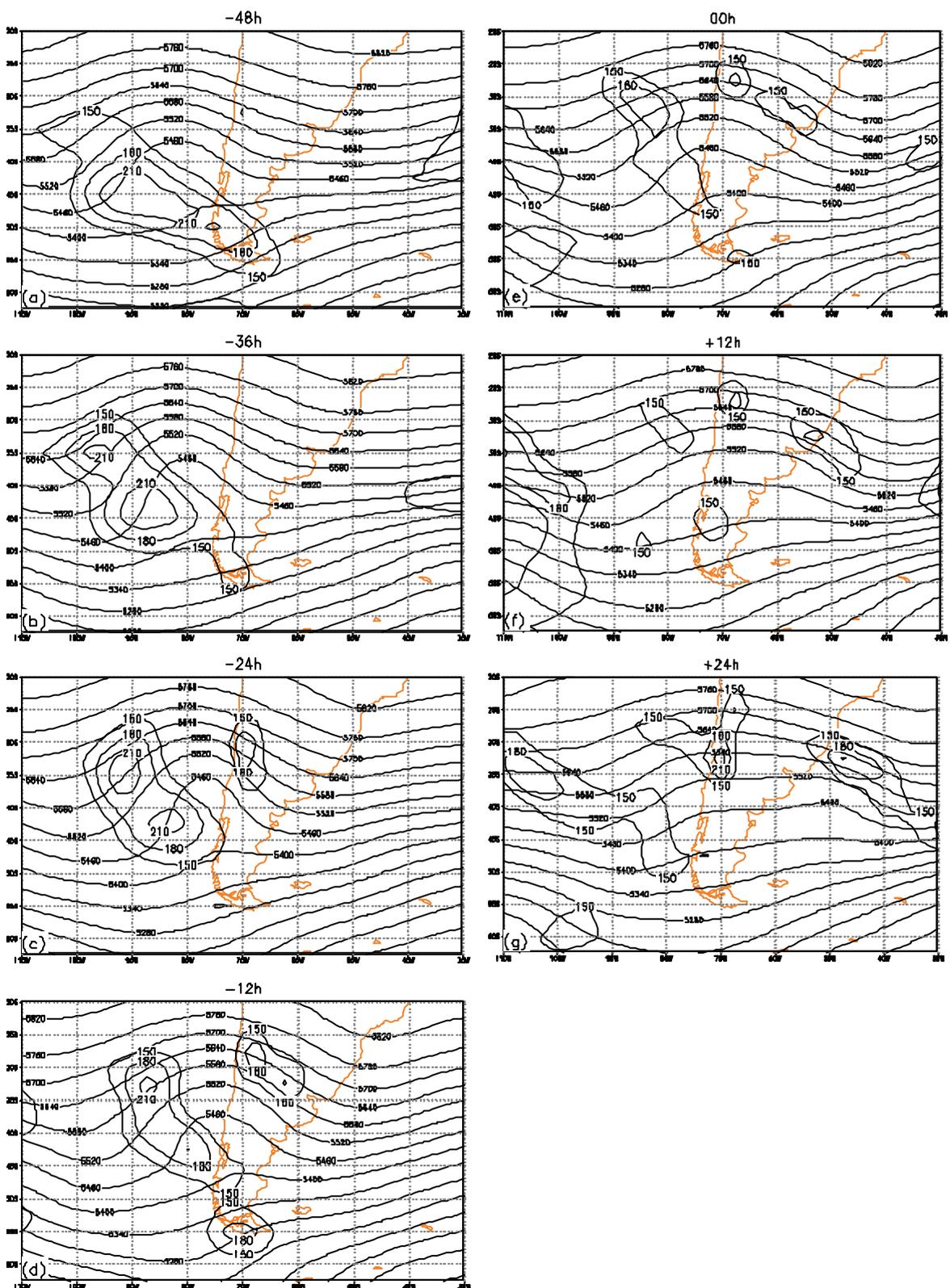


FIGURA 5.15 - Como na Figura 5.7, mas para o composto C.

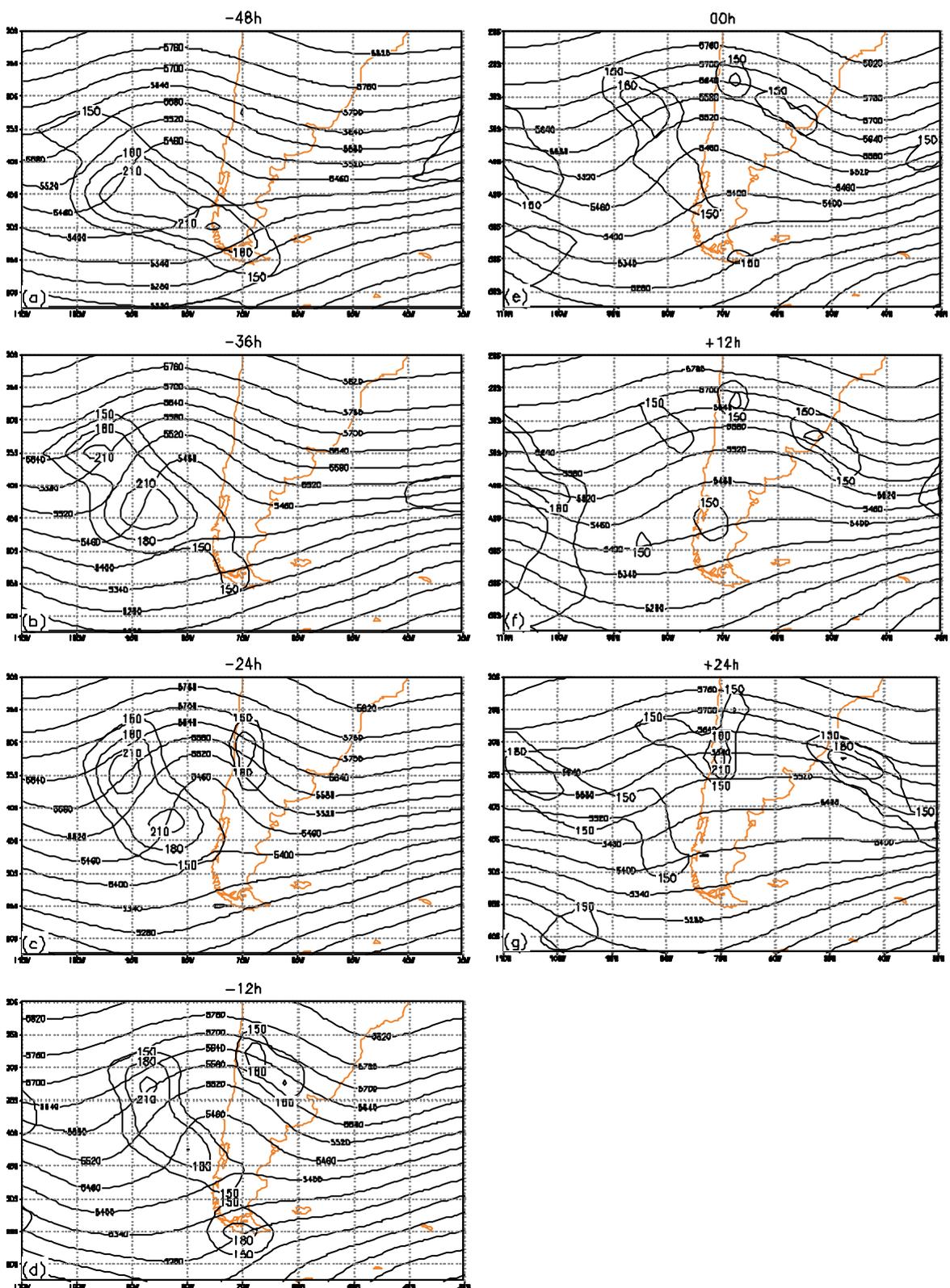


FIGURA 5.15 - Como na Figura 5.7, mas para o composto C.

Apesar da presença de um ciclone em superfície no Pacífico Sudeste, a conversão BRC na região foi muito fraca, com reduzida área de conversão superior a $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.16) e sendo inferior inclusive a conversão BRC observada no composto B (Figura 5.8). Já na região da ciclogênese em superfície sobre o Uruguai/RS, a situação foi diferente, a conversão BRC foi maior no composto C do que no B. Por exemplo, as 00 h o máximo de conversão BRC foi de $360 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o litoral do Uruguai/RS (Figura 5.16(e)) enquanto no composto B o máximo foi de $240 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.8(e)). Em +12 h, quando no composto B foi observado um máximo de $420 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ de conversão BRC sobre o Atlântico Sul (Figura 5.8(f)), no composto C esta conversão foi de $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.16(f)). A diferença entre a magnitude da conversão baroclínica pode estar relacionada a maior liberação de calor latente no composto C do que no B, já que no primeiro composto houve um maior fluxo de calor e umidade (Figura 5.5(c)) Este resultado explica porque o ciclone foi mais intenso no composto C do que no B, como discutido anteriormente e mostrado na Figura 5.3(h) e 5.4(h). Porém, os forçantes em níveis altos (advecção de vorticidade relativa e divergência) e médios (movimento vertical) não se mostraram maiores no composto C quando comparado com o composto B como foi visto na Figura 5.6.

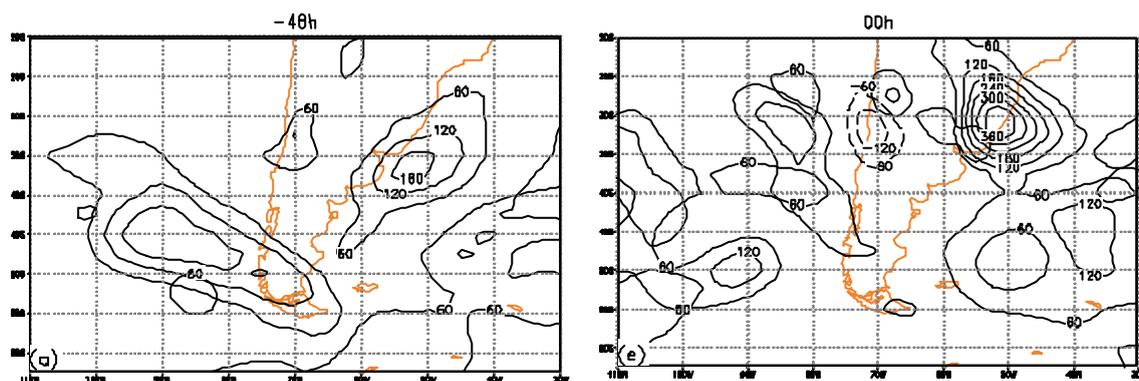


FIGURA 5.16 - Média vertical do termo BRC (linha contínua fina) e da ECD (linha contínua espessa) para o composto C. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para a o termo BRC. Os contornos da ECD são os mesmos da Figura 5.15, mas os valores foram omitidos.

(continua)

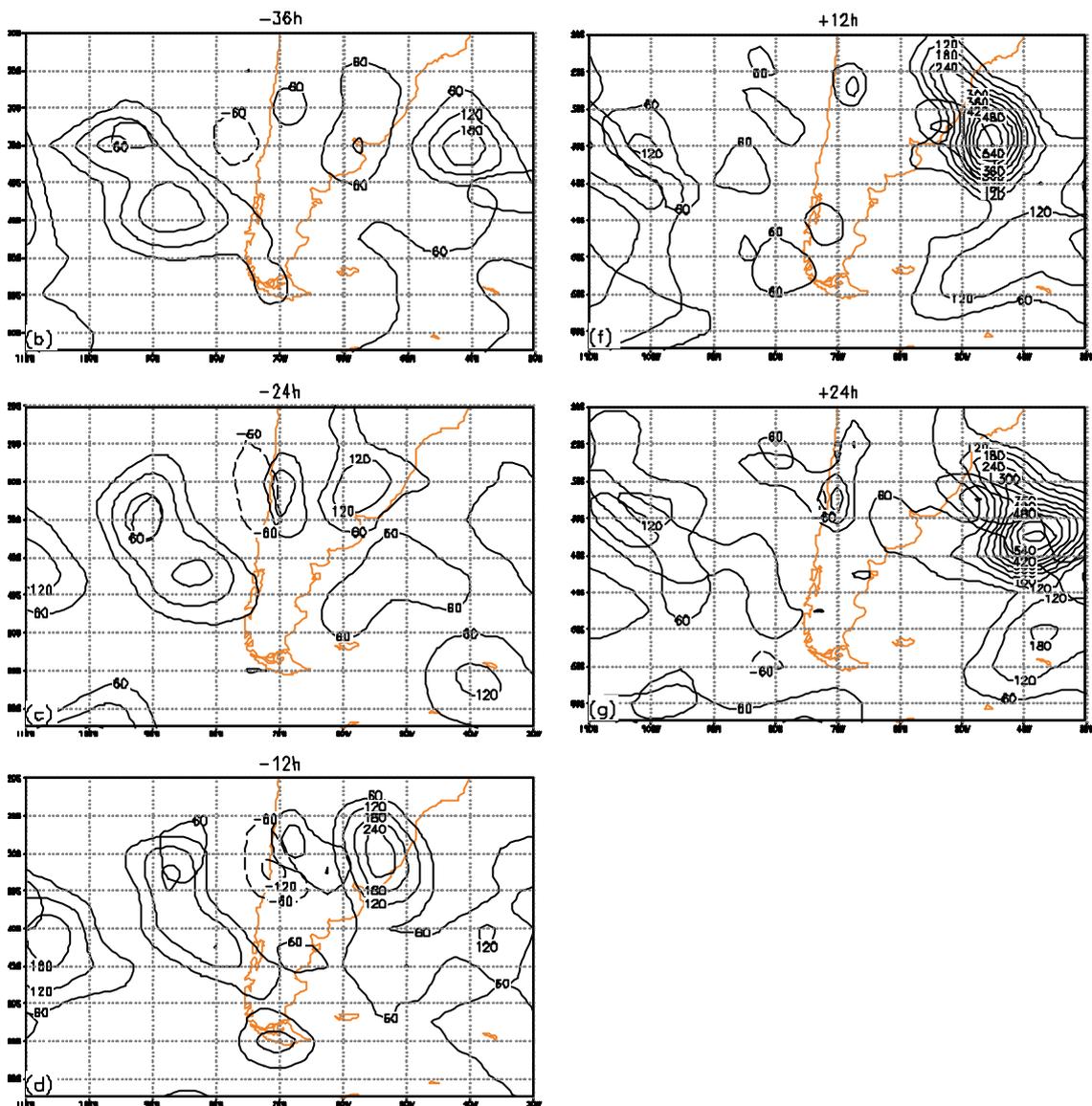


FIGURA 5.16 – Conclusão.

Os vetores do termo CFA também foram mais intensos neste composto do que no composto B (Figura 5.17). Neste caso, também foram observadas as duas regiões de fluxos intensos como ocorreu no composto B, são elas: 1) no Pacífico/Andes entre 30° e 40°S e, 2) no Uruguai/Atlântico Sul (Figura 5.17). A diferença principal entre os compostos residiu na circulação ciclônica centrada em aproximadamente 80°W/60°S em -36 h (Figura 5.18) que propagou lentamente para leste. Esta circulação exportou energia da região que compreende o extremo sul da AS e as ilhas Malvinas, e a distribuiu para o sul e sudoeste em direção ao Pacífico Sudeste a oeste da Península

Antártica. A convergência dos fluxos da Figura 5.17 está apresentada na Figura 5.18. Os padrões de convergência/divergência apresentaram-se mais intensos neste composto do que no B. No composto B foi visto que os fluxos na área do Pacífico/Andes geraram CFA positivo sobre os Andes, das -48 h até as -24 h, e sobre a região de ciclogênese, entre as -12 h e as +12 h (Figura 5.10(a-f)). No composto C, a área de CFA positiva localizou-se 10° mais a oeste do que no composto B, centrando-se sobre os Andes somente as -24 h (Figura 5.18(c)). Na região da ciclogênese, os fluxos oriundos do Pacífico/Andes não apresentaram CFA positivo em momento algum, ou seja, o aumento da ECD na região da ciclogênese não ocorreu por fluxo de energia proveniente das ondas localizadas sobre o Pacífico/Andes. Sobre a região de ciclogênese no Uruguai/RS, se estabeleceu uma região de CFA negativa que acompanha o ciclone no seu deslocamento para sudeste (Figura 5.18(c-g)). Esta divergência também foi observada no composto B, mas com intensidade menor (Figura 5.10(c-g)). A divergência no início da ciclogênese atingiu valores de $-420 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.18(e)) enquanto no composto B o máximo foi de $-240 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.10(e)). No composto B, a CFA negativa próxima ao ciclone atingiu o máximo de $-360 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as +12 h (Figura 5.10(f)), reduzindo-se após este horário. Aqui, a CFA negativa aumentou até o fim do período considerado, atingindo $-540 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as 24 h após a formação do ciclone em torno de $40^\circ\text{W}/37,5^\circ\text{S}$ (Figura 5.18(g)). A área com CFA negativa sobre a região extremo sul da AS e proximidades da ilha Malvinas foi resultante da circulação ciclônica centrada em $80^\circ\text{W}/60^\circ\text{S}$ comentada na Figura 5.17. Analisando a circulação e o padrão de convergência/divergência pode-se confirmar que de fato a região do extremo sul da AS e proximidades da ilha Malvinas exporta energia corrente acima (sic) para o Pacífico Sudeste e regiões circumpolares.

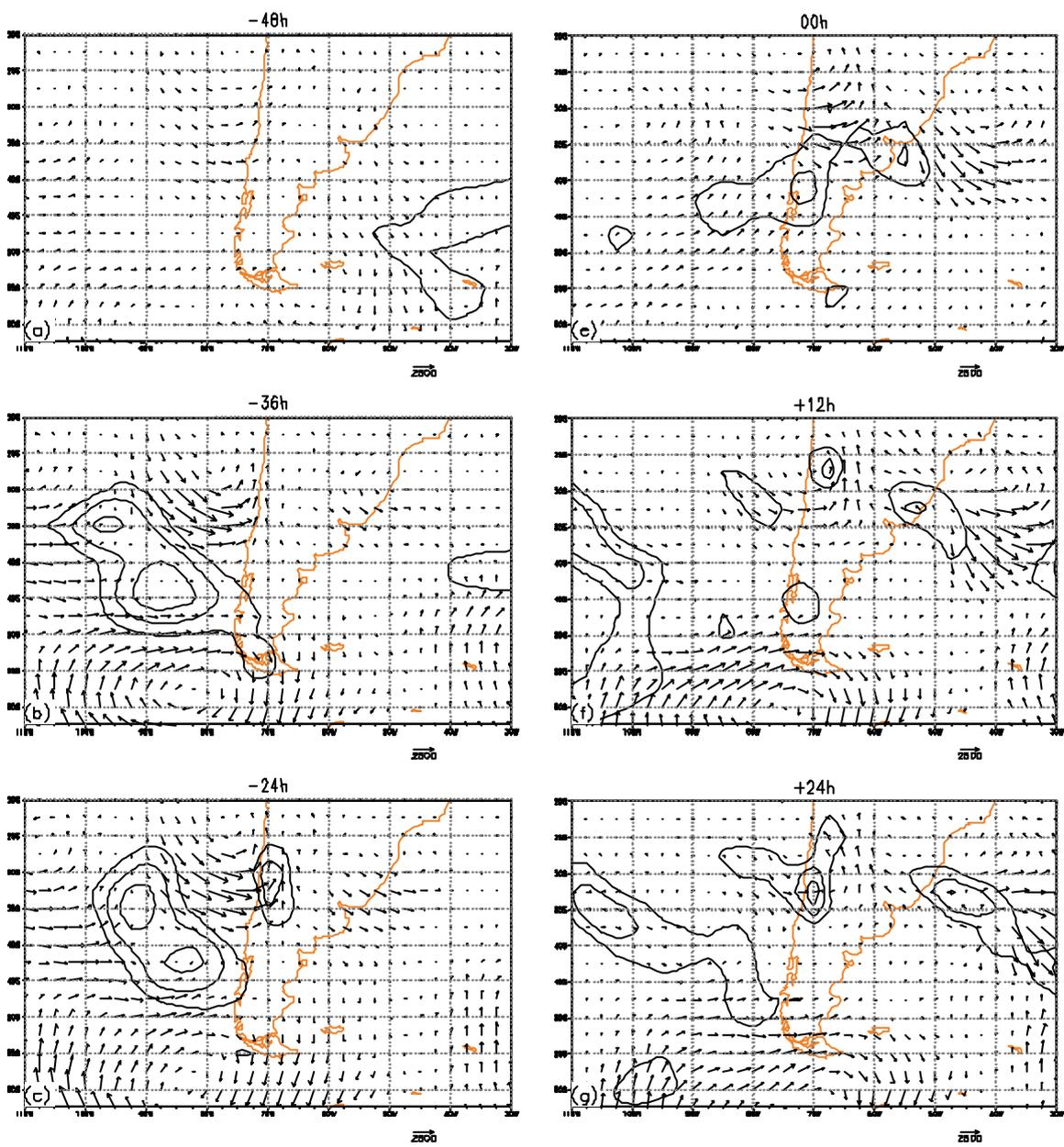


FIGURA 5.17 - Como na Figura 5.16, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA). Vetores em unidades $m^2 s^{-3}$.

(continua)

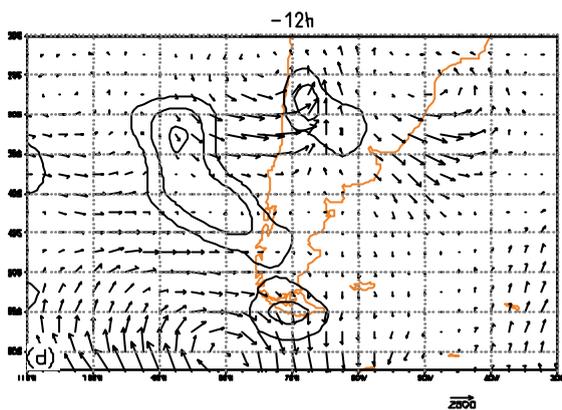


FIGURA 5.17 – Conclusão.

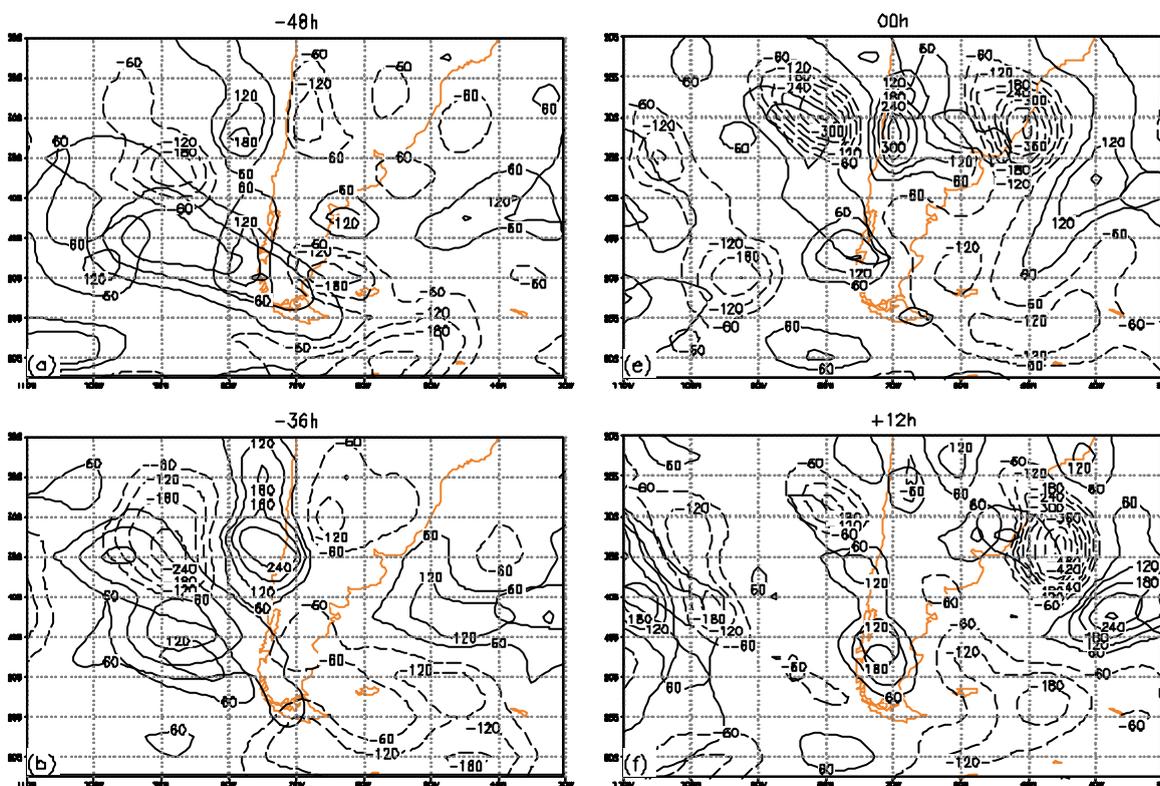


FIGURA 5.18 - Como na Figura 5.16, mas para o termo CFA.

(continua)

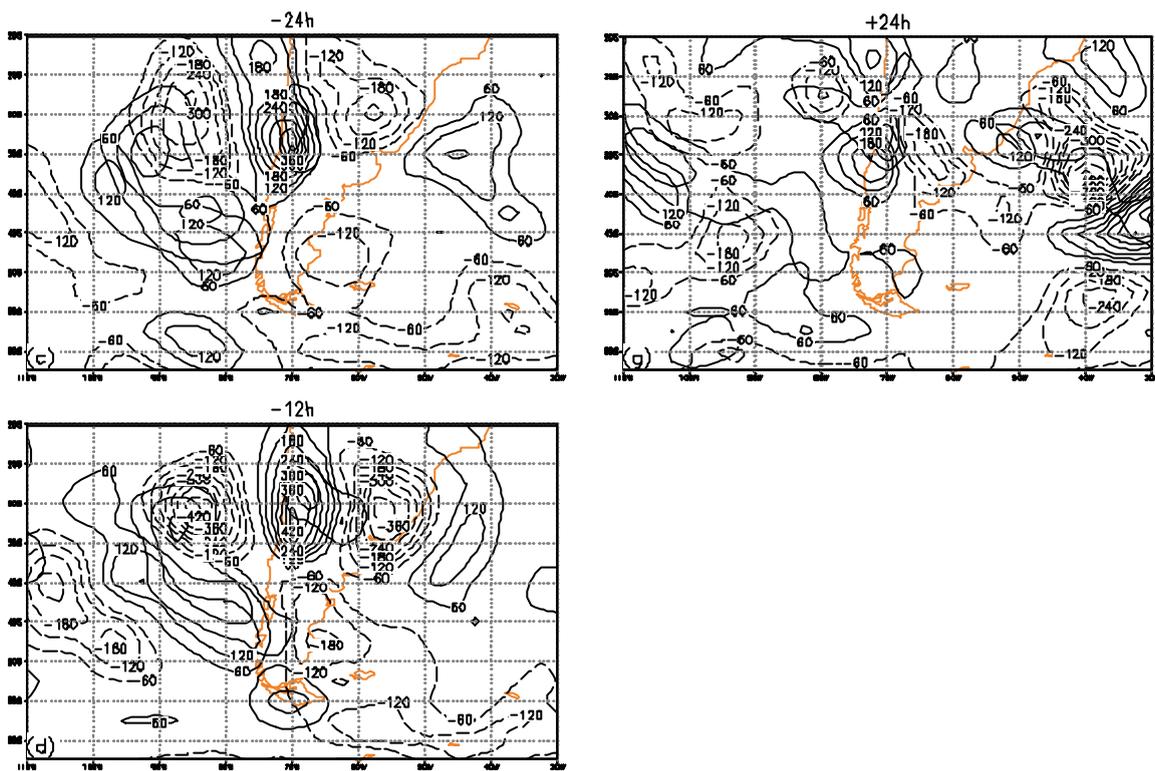


FIGURA 5.18 – Conclusão.

O termo BRT apresentou-se negativo na maior parte do domínio, com um comportamento similar ao visto no composto B, porém com maior diferença na península Antártica (Figura 5.19). Valores negativos ocorrem principalmente no centro de ECD no oeste do cavado no Pacífico sudeste e na região da península Antártica. Nestas duas regiões o termo de conversão BRT indicando que o distúrbio cede energia para o escoamento básico. Semelhante ao que ocorre no composto B, o centro de ECD na região da ciclogênese ganha energia do escoamento básico através do termo BRT positivo, atingindo um máximo de $90 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as +12 h em torno de $50^\circ\text{W}/40^\circ\text{S}$ (Figura 5.19(d-g)). O estado básico também tira energia cinética da perturbação através da conversão BRT na porção norte do centro de ECD sobre a região onde a ciclogênese ocorre entre as +12 h e +24 h (Figura 5.19(f-g)).

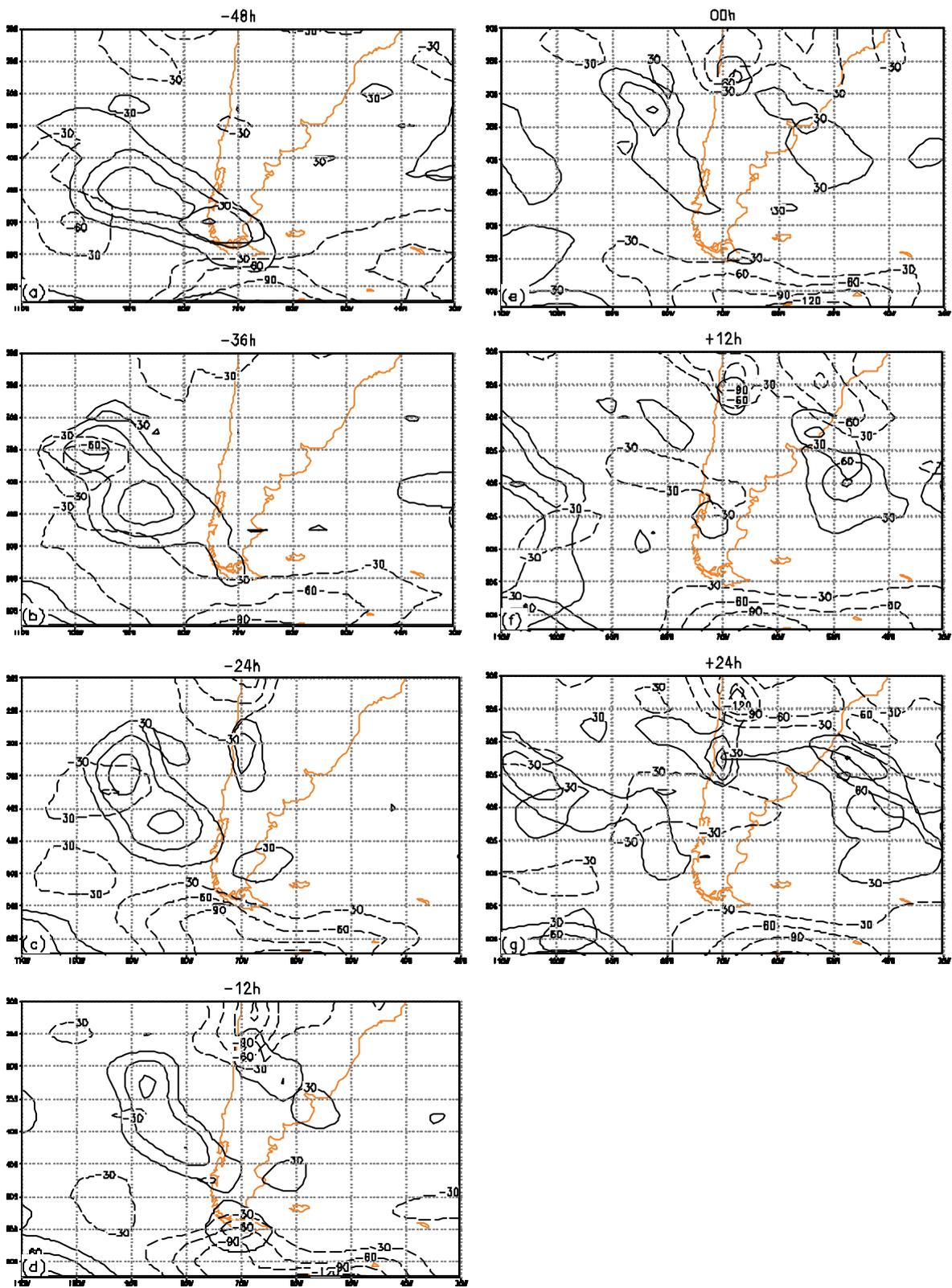


FIGURA 5.19 - Como na Figura 5.16, mas para o termo BRT. $IC = 30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

O termo responsável pelo deslocamento dos centros de ECD mostra que o centro de energia a oeste do cavado desloca-se para o nordeste como indicam os dipolos de CEC positivos e negativos localizados em sua borda (Figura 5.20(a-e)). Este deslocamento ocorreu principalmente na porção norte do centro. Na porção sul, tal deslocamento não foi observado pois o termo CFA (Figura 5.18) está exportando energia da área do extremo sul da AS-Atlântico Sul. No caso do centro de energia sobre a ciclogênese, o deslocamento é zonal como se observa pelo dipolo positivo-negativo nas porções oeste-leste do centro (Figura 5.20(e-g)).

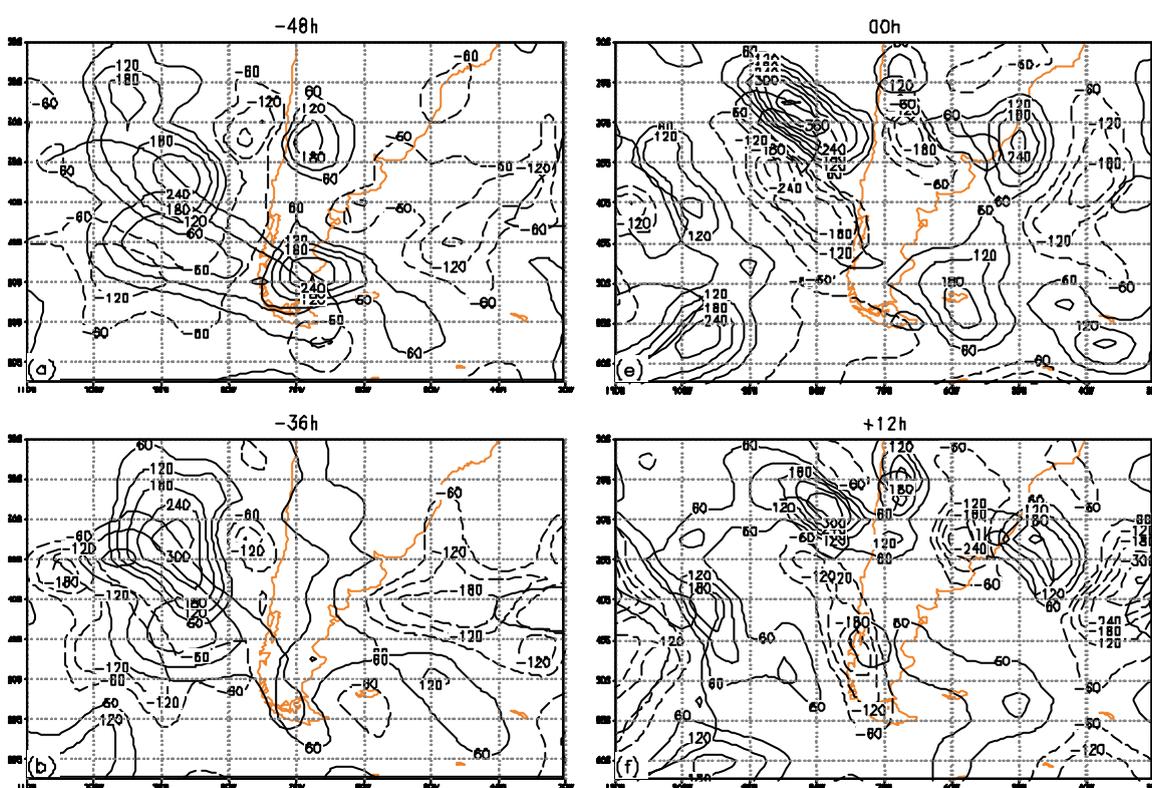


FIGURA 5.20- Como na Figura 5.16, mas para o termo CEC.

(continua)

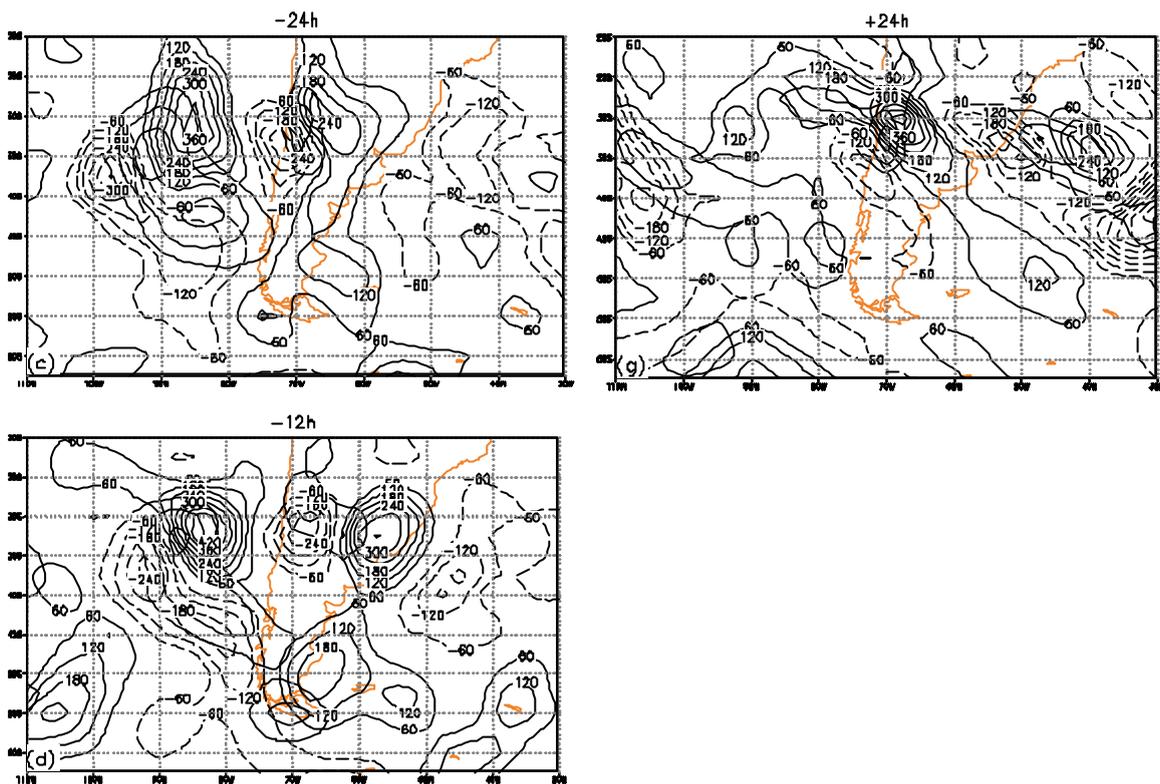


FIGURA 5.20- Conclusão.

O termo RES (Figura 5.21) manteve-se entre $-180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $+180 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ na região dos dois centros de ECD (a oeste e a leste do cavado). Os maiores valores de RES foram observados próximos a Antártica ao sul de 60°S . Como discutido anteriormente, parte deste erro pode estar associado a falta de um termos de dissipação por fricção, o qual diminuiria a TEC, reduzindo o RES.

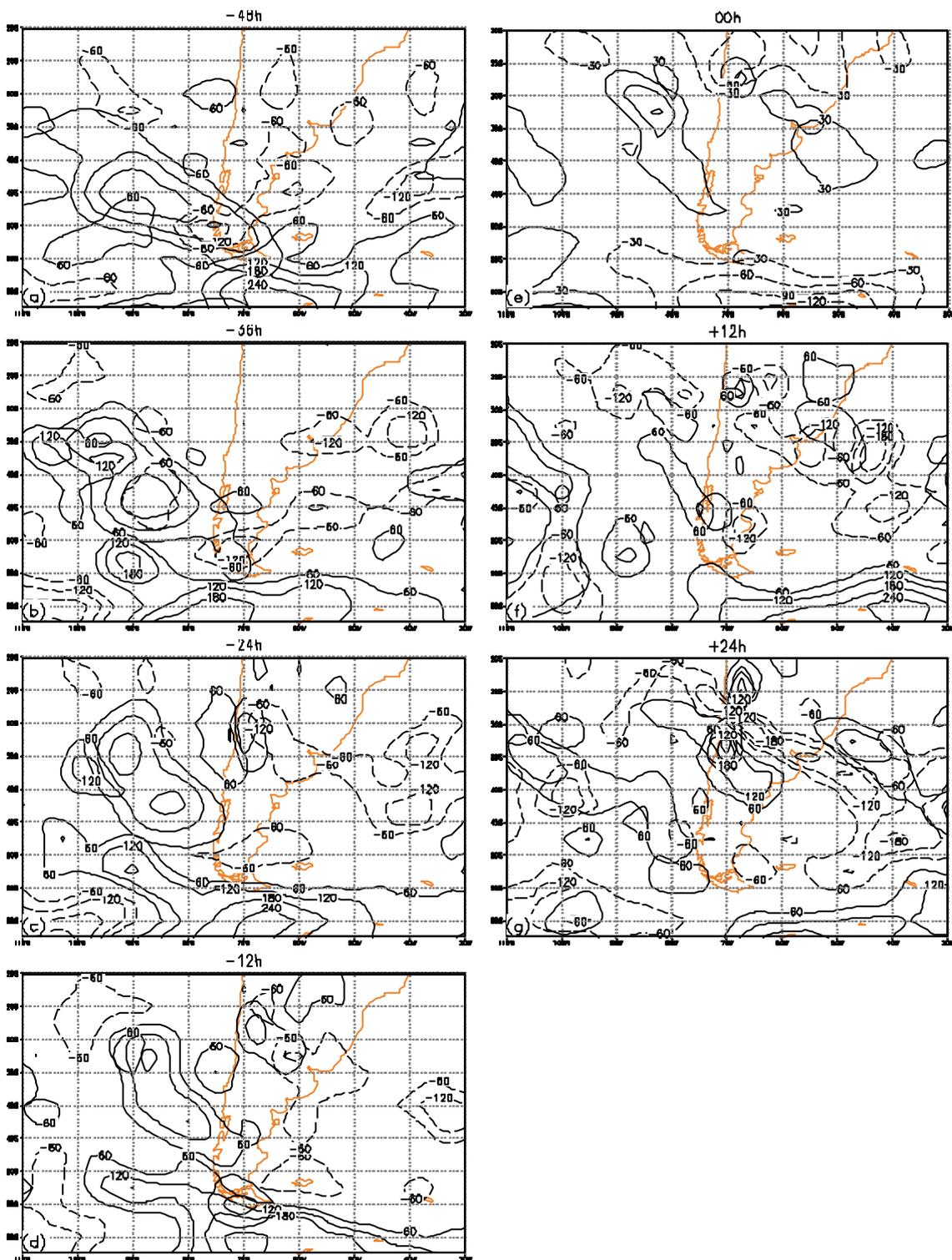


FIGURA 5.21 - Como na Figura 5.16, mas para o termo RES.

A energética média no volume mostra o efeito líquido de cada um dos termos analisados acima (Figura 5.22). A ECD diminuiu levemente nas primeiras 24 h (das -48 h as -24 h), atingindo um mínimo de $80 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as -24 h e, após este período iniciou uma fase de crescimento quase constante até o fim do período (Figura 5.22(a)). A TEO foi inferior a TEC como também foi verificado no composto B. A fase inicial com TEO negativa impossibilita a determinação de qual mecanismo explica este decaimento, pois a TEC manteve-se positiva nesta fase. Na fase de crescimento da ECD, a TEC manteve-se entre $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ e $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ maior do que a TEO, diferença esta visível no termo RES (Figura 5.22(a)). O termo de conversão dominante foi o BRC assim como foi observado no composto B (Figura 5.22(b)). Seus valores mantiveram-se abaixo de $60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ até 6 h antes da formação do ciclone (-06 h), quando iniciou uma fase de rápido aumento, atingindo a ordem de $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ no final do período (+24 h). O termo BRT manteve-se pequeno próximo a $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, em módulo, não tendo desempenhado papel importante no desenvolvimento/decaimento da ECD. Os termos de convergência (CEC e CFA) apresentaram-se negativos na maior parte do período. O termo CEC apresentou-se positivo durante 18 h entre -24 h e -06 h, mas com magnitude inferior a $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. A CFA foi sempre negativa, exportando energia do volume. Esta energia foi exportada pelos contornos sul (50°S) e leste (35°W) do volume em períodos diferentes (Figura 5.17). Antes da formação do ciclone, a energia foi exportada corrente acima pelo contorno sul do volume como foi visto anteriormente quando se analisaram os fluxos ageostróficos e a CFA (Figura 5.18(a-d) e 5.19(a-d)). Depois da formação do ciclone, a exportação de energia ocorre corrente abaixo no contorno leste (para sudeste) observado próximo a $40^\circ\text{W}/35^\circ\text{S}$ (Figura 5.18(e-f) e 5.19(e-f)).

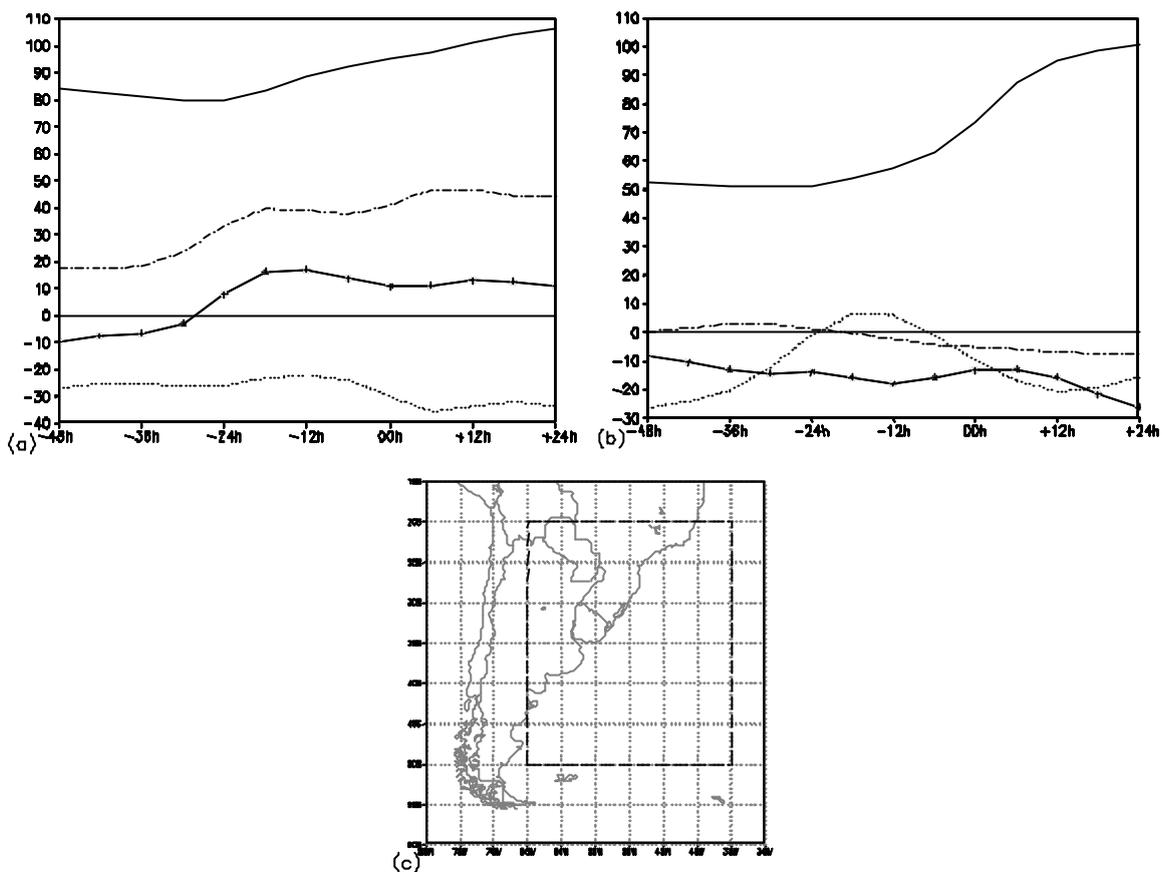


FIGURA 5.22 - Como na Figura 5.14, mas para o composto C.

A média no volume dos termos da equação da ECD mostrou que existem diferenças na energética dos dois compostos. No composto B, a CFA contribuiu positivamente para a intensificação do ciclone em superfície, pois transportou energia para dentro do volume antes do início da ciclogênese, já no composto C atuou como um freio pois transportou energia para fora do volume. A conversão BRC foi dominante nos dois compostos, porém mais intensa no composto C, mas ao mesmo tempo, o transporte corrente abaixo de energia também foi maior neste composto, exportando energia para fora do volume.

5.2 Caracterização das Situações que não Geraram Ciclone em Superfície

Nesta parte do Capítulo são apresentados dois casos em que o cavado em médios níveis sobre a AS não desencadeou ciclogênese em superfície. Com a finalidade de identificar as diferenças estruturais que expliquem o porquê da ausência da ciclogênese, estes dois

casos são comparados aos compostos B e C, a fim de identificar o que impediu a ciclogênese em superfície. Para se realizar esta análise, optou-se por apresentar dois casos separadamente do que fazer compostos com situações que diferem uma da outra.

5.2.1 Caso 1

Este caso foi analisado para o período de tempo entre as 0600 UTC do dia 04/07/2003 e as 0600 UTC do dia 07/07/2003, e foi escolhido porque apresentou semelhanças sinóticas com o composto B. Tais semelhanças foram: 1) o cavado passando sobre a AS, 2) a ausência de um ciclone em superfície no Pacífico Sudeste próximo aos Andes, e 3) a extensão para sudeste da região de baixa pressão sobre o Paraguai. O horário das 00 h (0600 UTC do dia 06/07/2003) foi definido como o momento em que era esperada a formação do ciclone em superfície (isóbaras fechadas) baseando-se nas observações dos casos que compõem o composto B. Determinado o horário 00 h, definiu-se o período de estudo entre 48 h antes (-48 h) e 24 h depois (+24 h) das 00 h como foi feito nos compostos B e C. A evolução da altura geopotencial em 500 hPa mostra um cavado com fraca amplitude sobre os Andes e AS (Figura 5.23). Também se observou um escoamento quase retilíneo de sudoeste desde o Pacífico Sul até o Atlântico Sul (Figura 5.23(a-b)). Neste escoamento ocorreu o desenvolvimento de dois cavados, sendo que o primeiro se formou sobre o sul da AS entre -36 h e -24 h (Figura 5.23(b-c)) e se deslocou rapidamente para leste (Figura 5.23(d-f)). O segundo cavado se formou sobre o Pacífico Sul entre 00 h e 12 h (Figura 5.23(e-f)) e atingiu grande amplitude com pouco deslocamento zonal (Figura 5.23(g)). A evolução no tempo da altura geopotencial média mostrou a diminuição da altura geopotencial na área, refletindo a aproximação do eixo do cavado (Figura 5.23(h)).

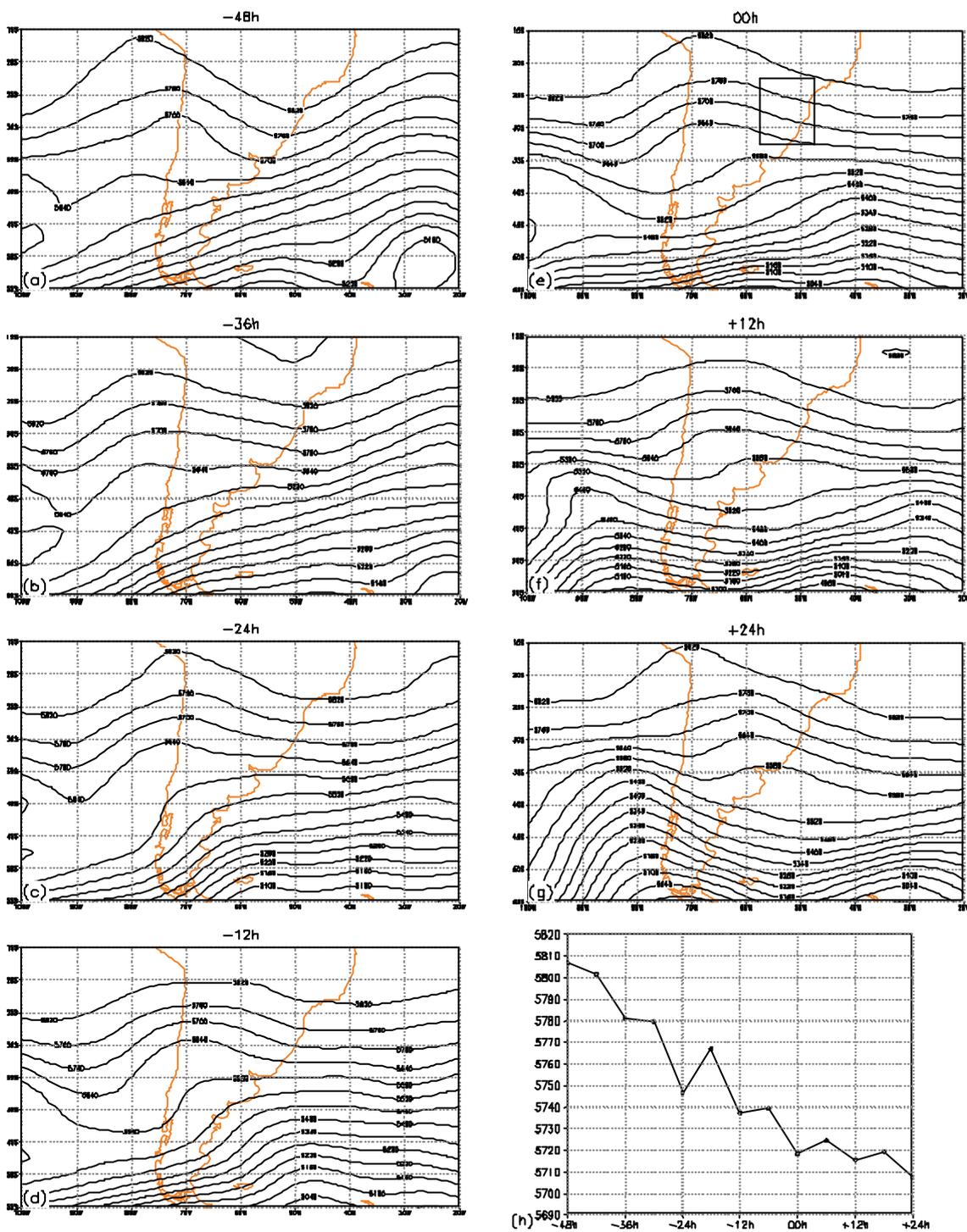


FIGURA 5.23 - Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 1. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). O quadrado no tempo 00 h (e) indica a região onde foi feita a média na área (h). IC = 60 mgp.

A evolução da pressão reduzida ao nível médio do mar mostra uma região de baixa pressão sobre o Paraguai e norte da Argentina (Figura 5.24(a-d)), estendendo-se para sudeste das -12 h em diante (Figura 5.24(d-g)), porém neste caso não ocorreu a formação do ciclone em superfície como no composto B. Ressalta-se que a formação do ciclone no composto B ocorreu na extensão para sudeste da região de baixa pressão sobre o Paraguai (Figura 5.3). Ao sul de aproximadamente 40°S há um forte gradiente de pressão, refletindo a presença de ciclones em latitudes mais altas, ao passo que sobre os oceanos subtropicais há altas quase-estacionárias. Existe também a indicação de uma frente fria que se estendeu desde o Atlântico Sul (40°W/50°S) até a AS (60°W-25°S) as -36 h (Figura 5.24(b)). Este sistema frontal deslocou-se para nordeste com o tempo e apresentou ondulação como sugerem as isóbaras as 00 h (Figura 5.24(e)). O ciclone centrado em 45°W/27°S as +24 h (Figura 5.24(g)) não se desenvolve nos horários seguintes, desaparecendo nas próximas 6h (figura não mostrada). A média na área (Figura 5.24(h)) da pressão reduzida ao nível médio do mar mostra que houve diminuição da pressão até as -12 h, quando atingiu um mínimo de 1009,5 hPa, e após este horário, a pressão aumentou. O mínimo de pressão ocorreu as -12 h no caso atual enquanto no composto B ocorreu as +06 h (Figura 5.3(h)).

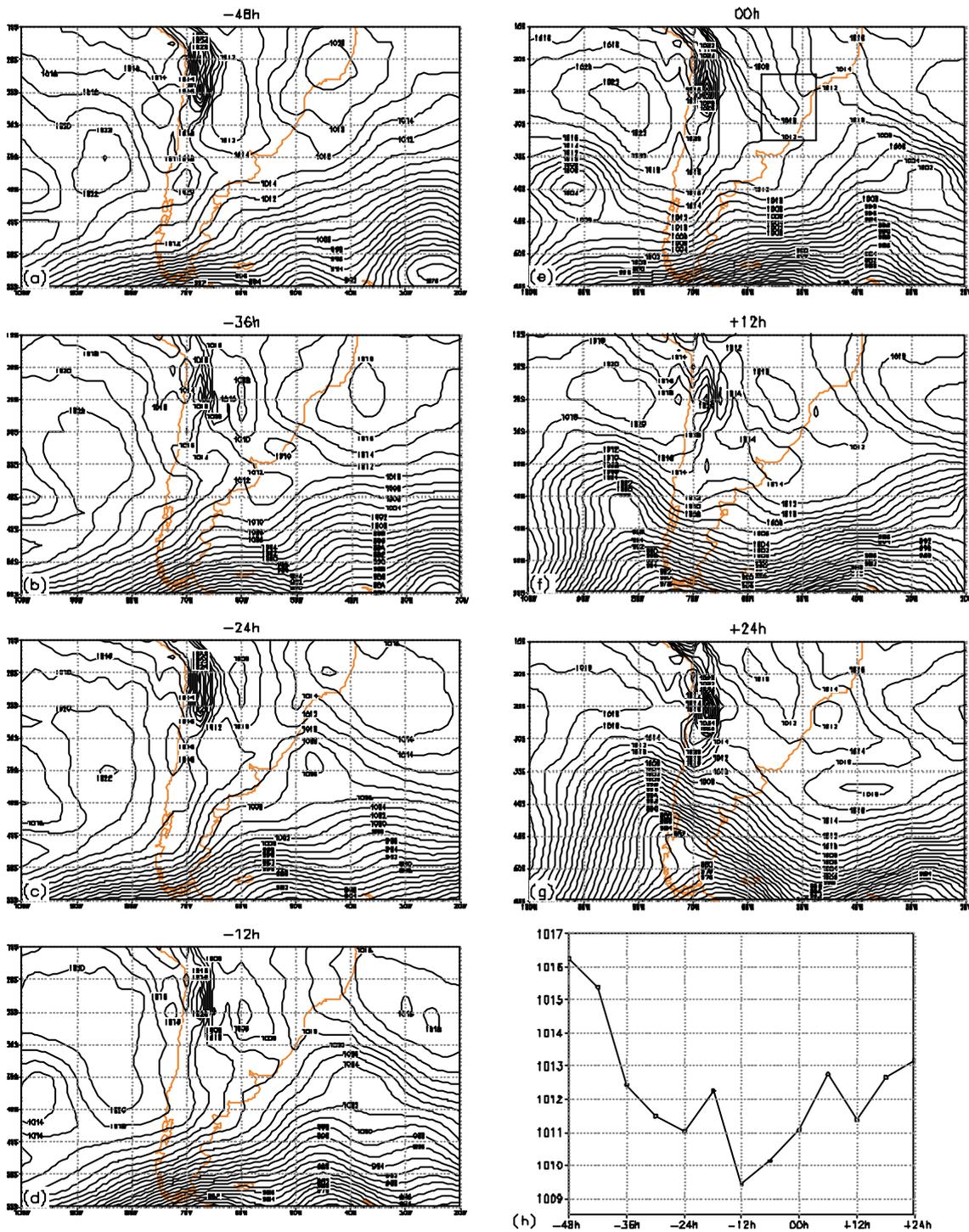


FIGURA 5.24 - Como na Figura 5.23, mas para a pressão reduzida ao nível médio do mar. IC = 2 hPa.

A evolução do gradiente de temperatura, taxa de crescimento de Eady e fluxo meridional de calor e umidade na troposfera inferior está mostrada na Figura 5.25. O gradiente de temperatura apresentou valores na casa dos $3^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ no início, aumentando para valores próximos a $5^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ no fim do período (Figura 5.25(a)). As 00 h, o gradiente foi de $4,4^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ sendo menor que o valor de $5,6^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ verificado no composto B (Figura 5.5(a)). A taxa de crescimento de Eady também se apresentou com valores inferiores aos observados no composto B, além de apresentar uma evolução diferente. O valor máximo verificado as 00 h foi de $0,69 \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.25(b)) e de $0,73 \text{ dia}^{-1}$ no composto B (Figura 5.5(b)). O fluxo meridional de calor e umidade apresentou valores da ordem de -3000 K m s^{-1} no início do período (-48 h-42 h), diminuindo para valores menores de -1000 K m s^{-1} após 00 h (Figura 5.25(c)). Entre -48 h e -24 h, o fluxo meridional foi maior do que o verificado no composto B, mas foi menor entre -24 h e +12 h (Figura 5.5(c) e 5.25(c)). Doze horas antes da formação do ciclone (as -12 h) no composto B, o fluxo meridional apresentou um máximo da ordem de -2600 K m s^{-1} (Figura 5.5(c)), enquanto no caso atual o máximo foi de -1600 K m s^{-1} (Figura 5.25(c)).

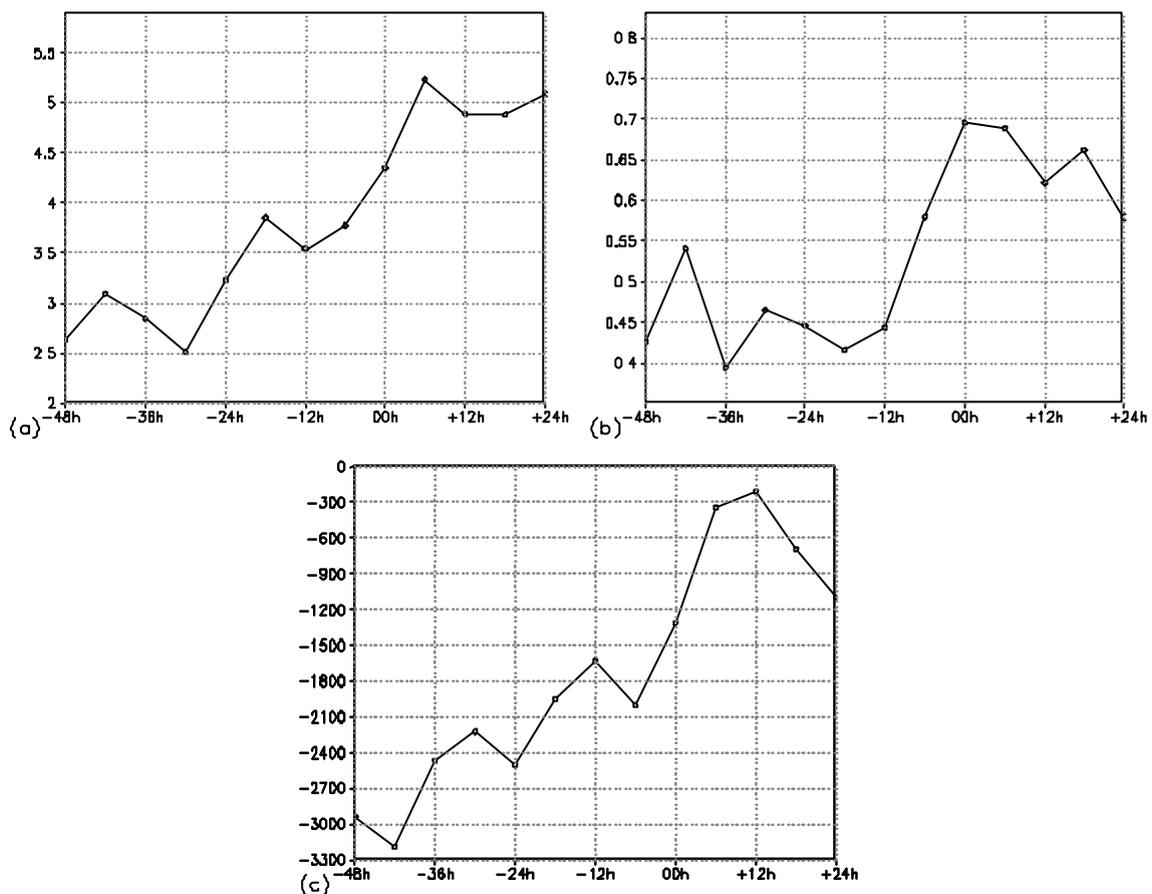


FIGURA 5.25 - Evolução da troposfera inferior. Gradiente horizontal de temperatura em $\text{°C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ (a), taxa de crescimento de Eady em dia^{-1} (b) e fluxo meridional de calor e umidade em K m s^{-1} (c).

A evolução da advecção de vorticidade relativa, divergência e velocidade do vento na troposfera superior, e de omega na troposfera média está representada na Figura 5.26. A advecção de vorticidade relativa apresenta grandes oscilações, apresentando máximos as -30 h e as 06 h e mínimos as -12 h e as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.26(a)). A advecção de vorticidade negativa as -12 h é maior do que a observada no composto B, porém ela não se intensificou nas horas seguintes como ocorreu no composto B, pelo contrário, houve uma redução para valores próximos a $0,4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ entre -06 h e 00 h (Figura 5.26(a), 5.6(a)). No caso da divergência, excetuando-se as primeiras e as últimas horas do período, ela manteve-se menor do que os valores obtidos no composto B (Figura 5.26(b), 5.6(b)). Por exemplo, entre -12 h e 00 h , a divergência ficou entre $0,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

e $0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.26(b)), enquanto para o composto B os valores variaram entre $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e $0,8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Figura 5.6(b)). A velocidade do vento foi sempre superior ao verificado no composto B (Figura 5.26(c), 5.6(c)), o que de certa forma é uma contradição pela relação do vento térmico pois o gradiente horizontal de temperatura foi menor do que no composto B (Figura 5.25(a), 5.5(a)). Além de ser maior, a velocidade do vento apresentou um comportamento diferente do que foi verificado no composto B. Neste caso, a velocidade do vento aumentou nas primeiras 36 h e reduziu nas 36 h finais, enquanto no composto B a velocidade do vento aumentou durante todo o período analisado. Este comportamento pode estar associado ao posicionamento do jato, ou seja, neste caso, o jato pode estar posicionado bem acima da região onde era esperada a formação do ciclone em superfície, enquanto no composto B, o ciclone se formou na região de entrada do jato. Tal posicionamento explicaria também a menor divergência e o menor movimento vertical observados no caso atual. O movimento vertical apresentou o mesmo comportamento da divergência, ou seja, exceto nas primeiras e últimas horas do período considerado, o movimento vertical foi maior no composto B do que no caso apresentado (Figura 5.26(d), 5.6(d)).

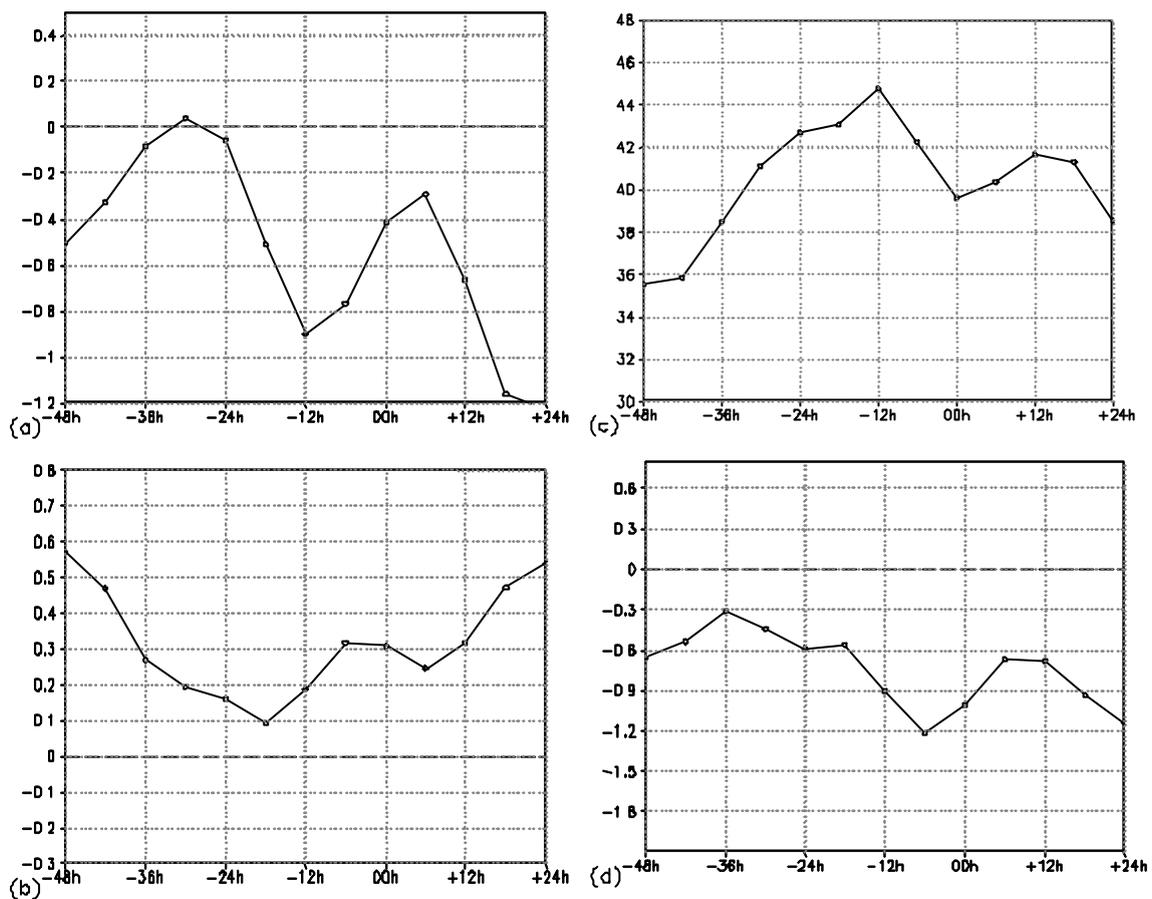


FIGURA 5.26 - Evolução da troposfera superior e média. Advecção de vorticidade relativa em $\times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (a), divergência em $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (b), velocidade do vento em ms^{-1} (c) em 300 hPa e omega em $\times 10 \text{ Pa s}^{-1}$ no nível de 500 hPa (d).

Um ponto importante a ressaltar é a fase da onda de advecção de temperatura em baixos níveis (deduzida a partir do fluxo meridional de calor e umidade) e da onda de advecção de vorticidade em altos níveis. No composto B, o mínimo da onda de advecção de calor (Figura 5.5(c)) ocorre entre 12 h e 18 h antes do mínimo da onda de advecção de vorticidade (Figura 5.6(a)). No caso 1, o mínimo da onda de advecção de calor (Figura 5.25(c)) ocorre 30 h antes do mínimo da onda de advecção de vorticidade (as -12 h na Figura 5.26(a)). Esta diferença entre a fase das ondas em altos e baixos níveis pode ter sido determinante para a ausência da ciclogênese em superfície.

A análise da troposfera inferior, média e superior mostra condições menos favoráveis para o desenvolvimento do ciclone em superfície do que no composto B, pois, com exceção da velocidade do vento, todos os campos foram menores, em módulo, no caso atual do que no composto B.

A evolução da altura geopotencial em 500 hPa e a ECD média vertical está mostrada na Figura 5.27. O padrão de energia cinética foi semelhante ao do composto B, porém os níveis de energia nos lados oeste e leste do cavado foram mais baixos (Figura 5.7). O centro de energia no lado oeste do cavado foi de $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, com maior extensão as -48 h (Figura 5.27(a)). Vale ressaltar que sobre os Andes houve um aumento de ECD pois a média vertical é feita somente com a ECD dos médios e altos níveis, onde o nível de energia é maior do que em baixos níveis, gerando um aumento artificial da ECD média vertical. O centro de energia a leste do cavado surge as -24 h (Figura 5.27(c)), reduzindo-se em área nas horas seguintes (Figura 5.27(d-f)), e voltando a aumentar as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.27(g)). O valor máximo neste último horário foi de $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, enquanto o máximo no composto B foi de $240 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, embora com uma área menor (Figura 5.27(g), 5.7(g)). Os maiores níveis de ECD mostrados na Figura 5.27 foram associados aos cavados que se formaram na faixa mais ao sul do domínio. O primeiro cavado apresentou máximo nível de energia de $250 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em $70^\circ\text{W}/55^\circ\text{S}$ as -24 h (Figura 5.27(c)) e o segundo apresentou máximo nível de energia de $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em $90^\circ\text{W}/55^\circ\text{S}$ as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.27(g)).

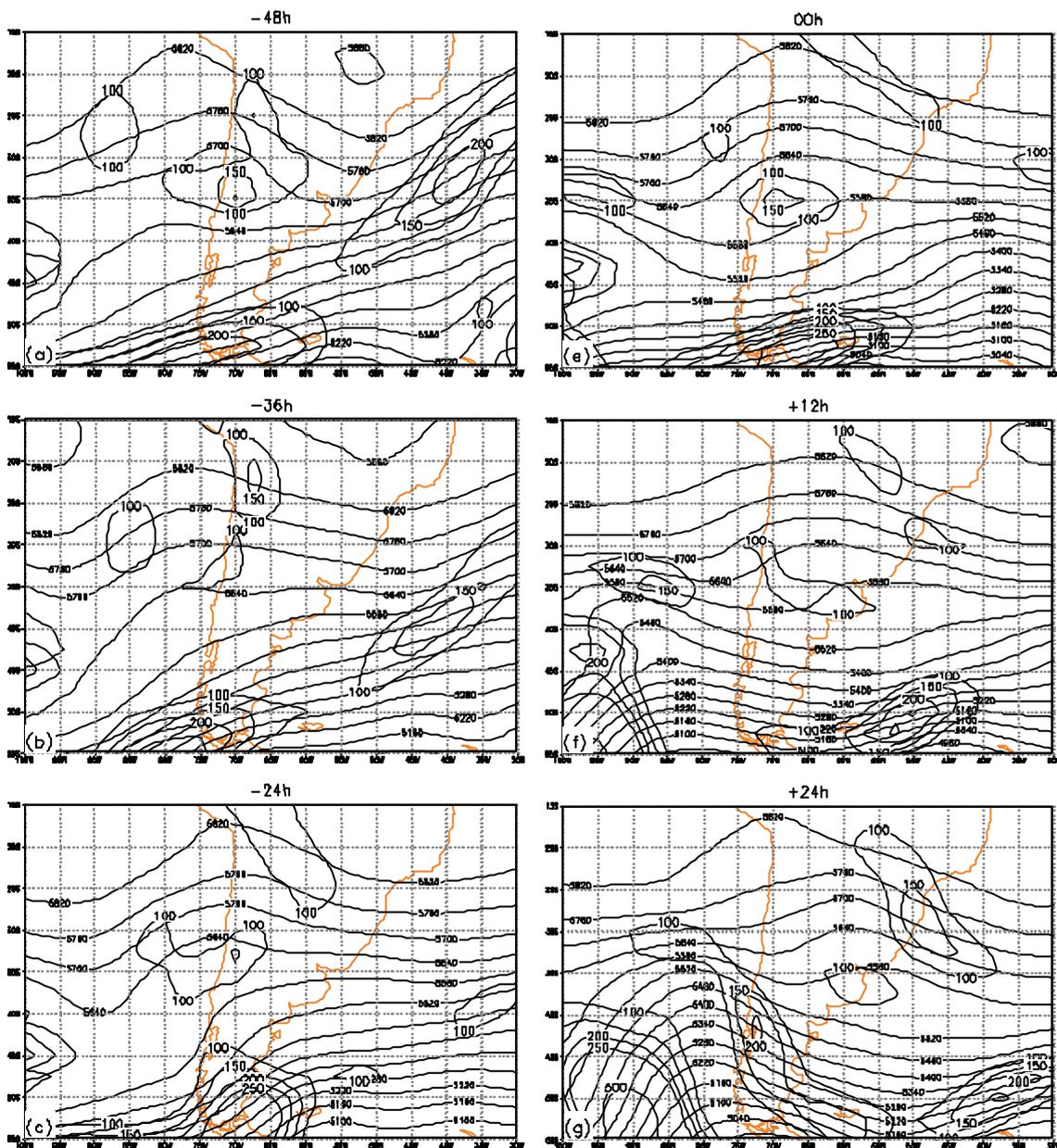


FIGURA 5.27 - Altura geopotencial em 500 hPa (linhas contínuas finas) e ECD média vertical (linhas contínuas espessas). Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = 60 mgp para a altura geopotencial e $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, começando em $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para a ECD.

(continua)

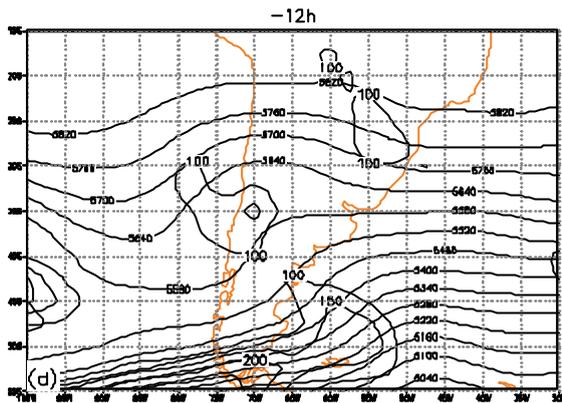


FIGURA 5.27 – Conclusão.

Sobre a região sudeste da AS, o termo BRC foi máximo no início do período com valor de $300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as -48 h (Figura 5.28(a)). Após este horário, o termo BRC reduziu-se (Figura 5.28(b-e)), atingindo valores negativos no final do período (Figura 5.28(f-g)). Este termo tende a apresentar valores elevados na região de desenvolvimento do ciclone como foi visto anteriormente para o composto B e C, como não houve ciclogênese em superfície no caso aqui apresentado, os valores do termo BRC foram muito baixos, confirmando a importância da conversão baroclínica na formação de ciclones extratropicais sobre a região sudeste da AS como apontado por Gan e Rao (1991). Como o termo BRC foi pequeno, espera-se que outro mecanismo explique o aumento da energia cinética no centro do lado leste do cavado, dentre eles o mais provável é a CFA.

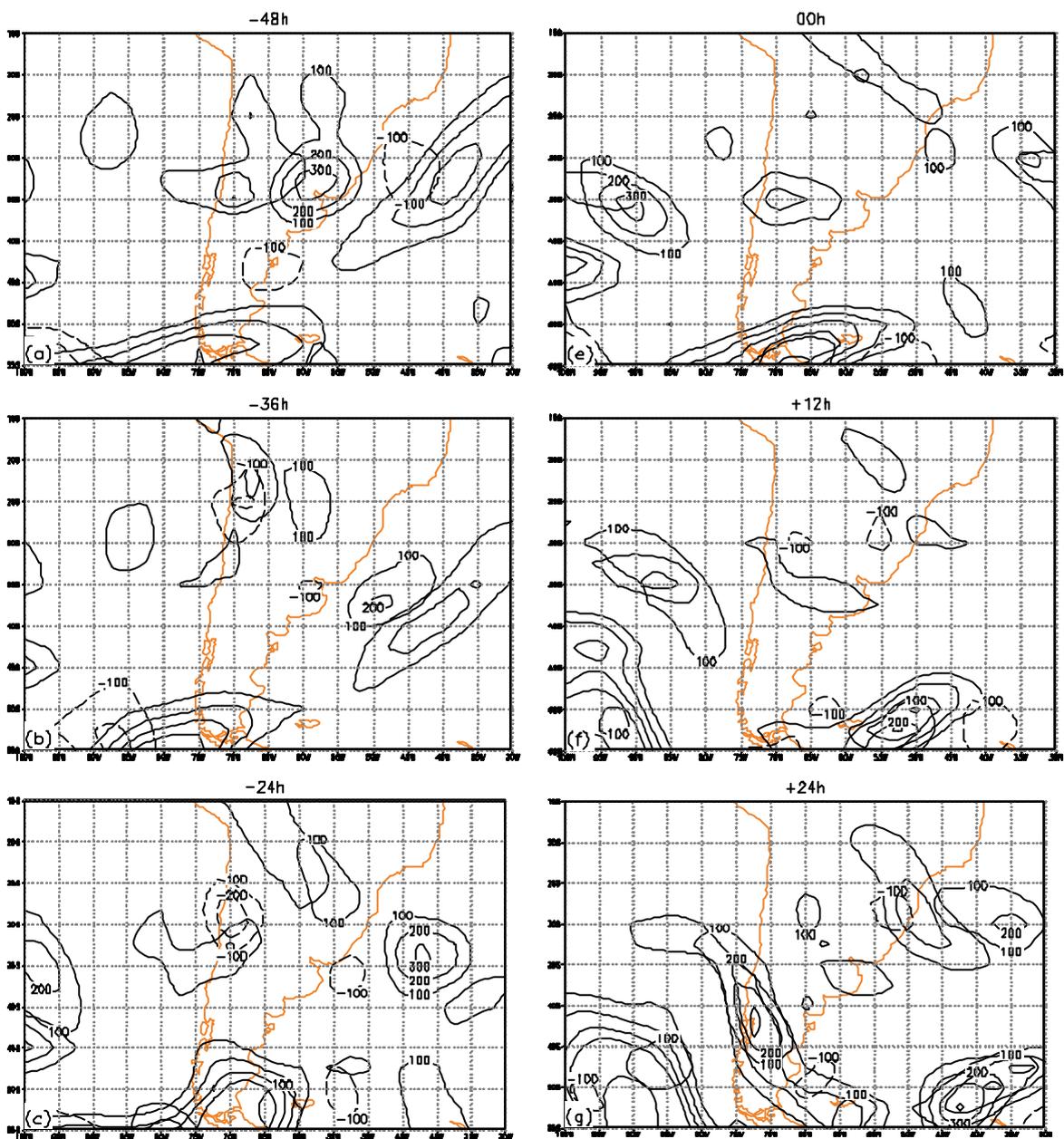


FIGURA 5.28 - Média vertical do tempo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o caso 1. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). $IC = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Os contornos da ECD são os mesmos da Figura 5.27, mas os valores foram omitidos.

(continua)

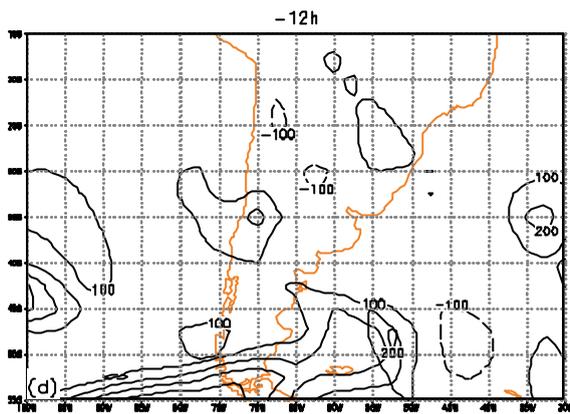


FIGURA 5.28 – Conclusão.

O fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA) apresentado na Figura 5.29 mostra o transporte de energia em diferentes regiões. Os fluxos na região do cavado-ciclogênese foram maiores do que os fluxos encontrados no composto B (Figura 5.9), porém foram menores do que os encontrados na parte sul do domínio. As -48 h há um fluxo de energia da AS para o máximo de ECD localizado no Atlântico Sul (Figura 5.29(a)). Entre -48 h e -24 h, os fluxos ageostróficos de oeste em aproximadamente $95^{\circ}\text{W}/35^{\circ}\text{S}$ transportam energia para o centro de ECD a oeste do cavado sobre o Oceano Pacífico, mas ao mesmo tempo, este centro perde energia cinética como indicam os fluxos entre o centro de energia e os Andes (Figura 5.29(a-c)). Das -24 h em diante, estabelece-se uma circulação anticiclônica centrada sobre os Andes entre $20\text{-}25^{\circ}\text{S}$ (Figura 5.29(c-f)). Esta circulação apresenta um lento deslocamento zonal, com fluxos mais intensos em sua parte sul e leste, gerando transporte de energia da faixa de latitude de $35\text{-}30^{\circ}\text{S}$ para $20\text{-}15^{\circ}\text{S}$. Na parte nordeste da circulação anticiclônica, os fluxos de sudoeste são intensos, gerando a extensão para noroeste do centro de energia (Figura 5.29(e)). As -12 h em aproximadamente $50^{\circ}\text{W}/45^{\circ}\text{S}$ há intensos fluxos que transportam energia de aproximadamente 50°S para a região do Uruguai e proximidades (Figura 5.29(d)).

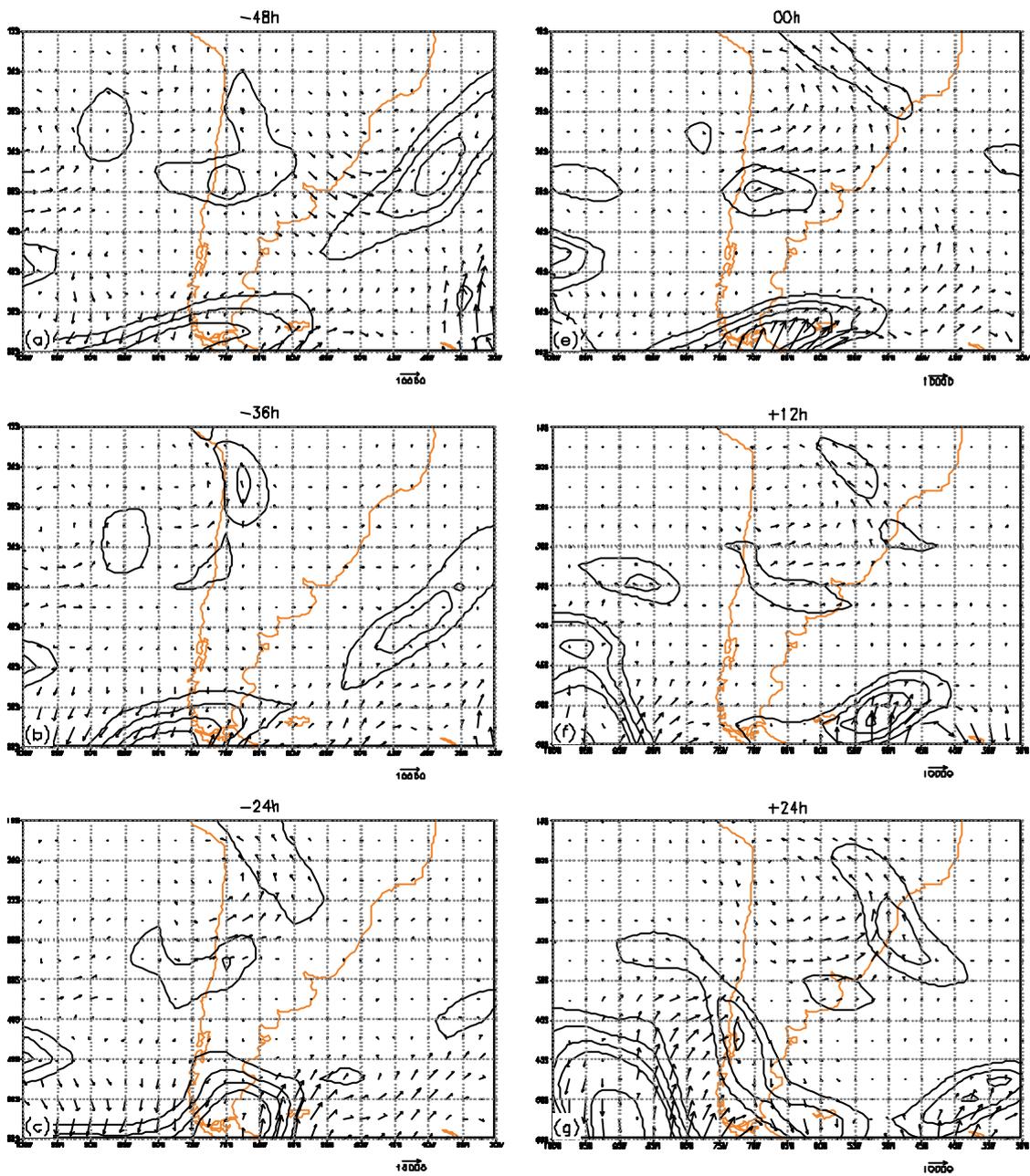


FIGURA 5.29 - Como na Figura 5.28, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA). Vetores em unidade $m^2 s^{-3}$.

(continua)

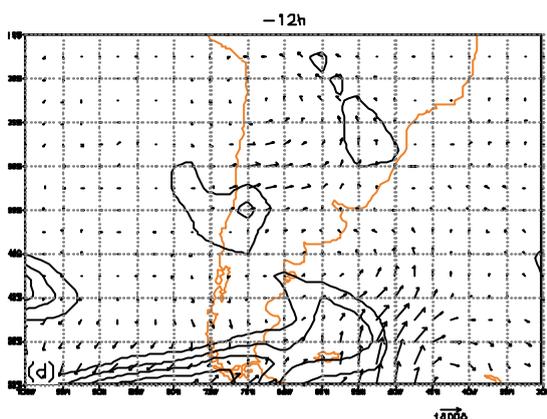


FIGURA 5.29 - Conclusão.

A CFA mostra as regiões onde os fluxos (Figura 5.29) estão efetivamente exportando ou importando energia (Figura 5.30). Na Figura 5.29 foi comentado que próximo ao centro de energia à oeste do cavado sobre o Pacífico ($90^{\circ}\text{W}/30^{\circ}\text{S}$), existiam fluxos de energia no seu lado oeste e leste. Como se pode observar na Figura 5.30(a-c), estes fluxos efetivamente importam (exportam) energia a sudoeste/oeste (nordeste/leste) do centro de ECD, fazendo com que o centro se desloque para sudeste. A AS apresentou-se, inicialmente, como uma região exportadora de energia, com um máximo de divergência de $-800 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o Uruguai e RS (Figura 5.30(a)). Esta divergência foi resultado dos fluxos corrente abaixo discutidos na Figura 5.29(a). A AS continuou a exportar energia até as -24 h (Figura 5.30(b-c)), mas a partir das -12 h a circulação anticiclônica discutida anteriormente começou a importar energia para a AS (Figura 5.30(d-g)). O máximo de convergência sobre a AS atingiu $600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o sul do Brasil as $+24 \text{ h}$ (Figura 5.30(g)). É esta convergência de energia explica a intensificação do centro de energia sobre a AS, pois como foi visto anteriormente, o termo BRC foi pequeno na região (Figura 5.28(e-g)).

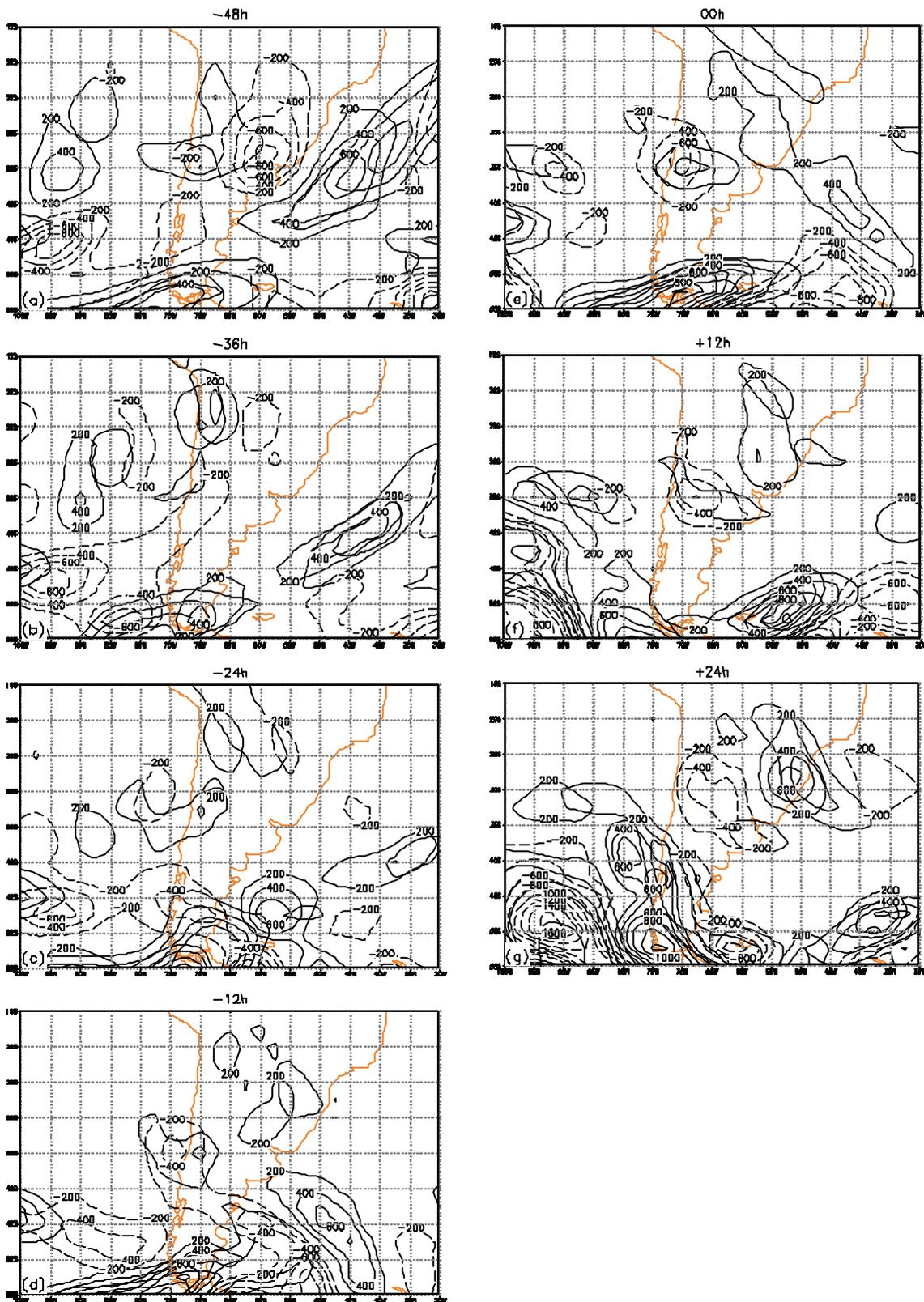


FIGURA 5.30 - Como na Figura 5.28, mas para a CFA. IC = $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

O termo BRT (Figura 5.31) foi em geral negativo, indicando transferência de ECD para o escoamento básico, e apresentou um padrão muito parecido com o verificado no composto B (Figura 5.11). No centro de ECD a leste do cavado sobre a AS, a conversão BRT foi negativa durante todo o período (Figura 5.31(c-g)). Sobre o Atlântico na parte sul do centro de ECD, o termo BRT foi positivo, indicando transferência de energia cinética do escoamento básico para a perturbação (Figura 5.31(f-g)).

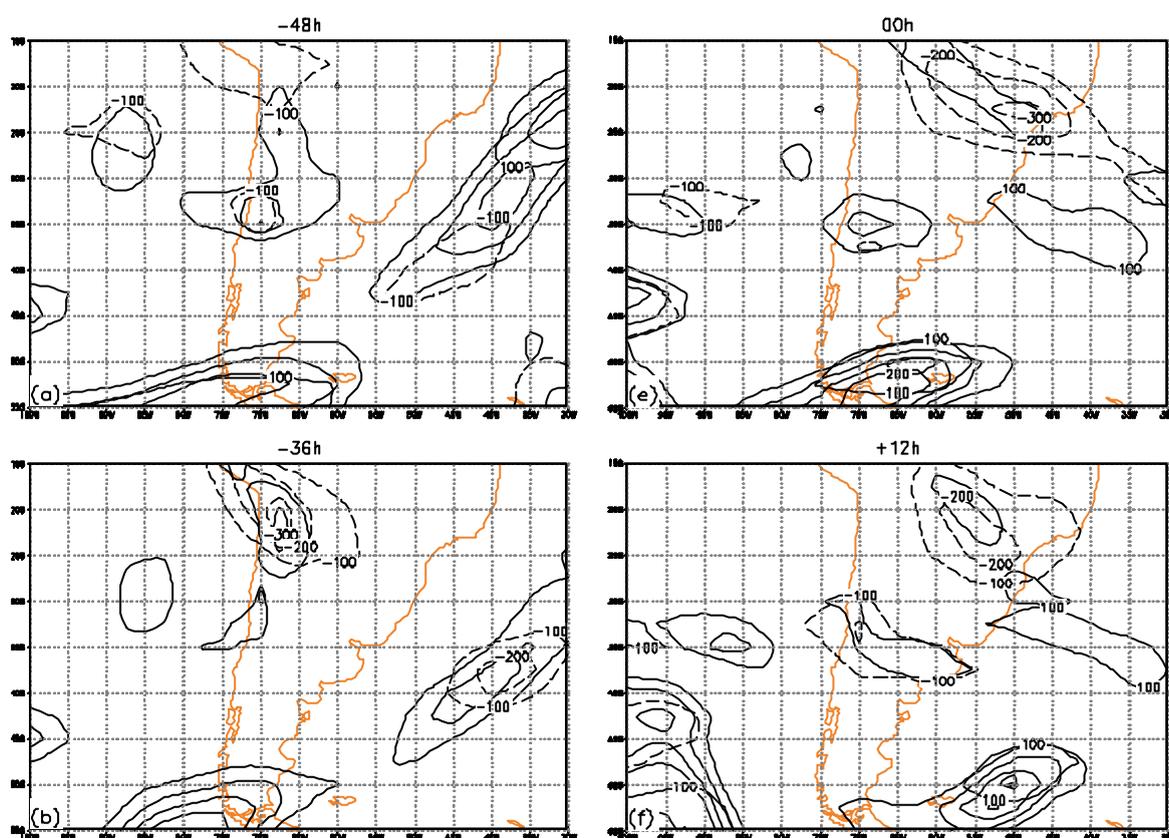


FIGURA 5.31 - Como na Figura 5.28, mas para o termo BRT. IC = $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

(continua)

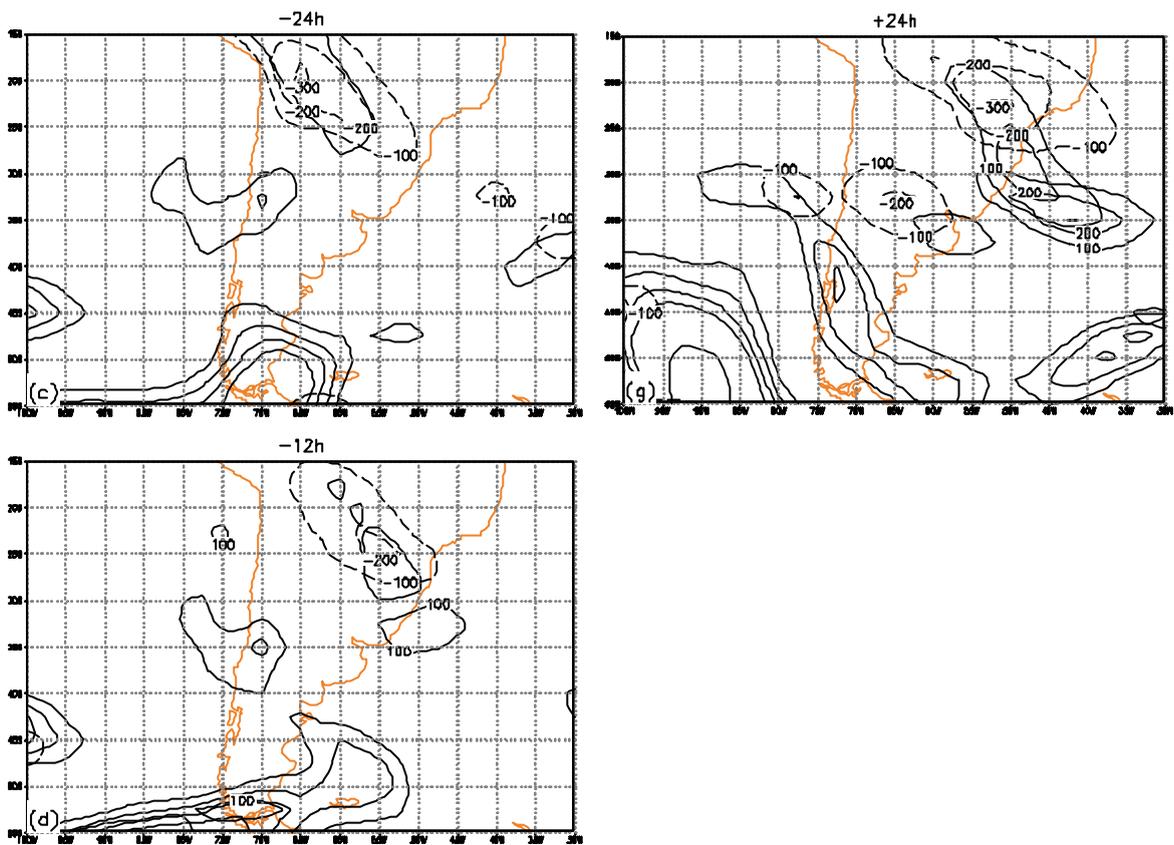


FIGURA 5.31 – Conclusão.

O termo CEC (Figura 5.32) apresenta valores mínimos e máximos dispostos no lado oeste e leste dos centros de ECD, respectivamente, indicando o deslocamento do centro de ECD para leste. Por exemplo, no centro de ECD sobre o extremo sul da AS há um dipolo de mínimo e máximo de CEC que desloca o centro de ECD para leste entre 00 h e +24 h (Figura 5.32(e-g)). Sobre a AS o termo CEC mostra-se importante somente no fim do período, as +24 h, quando atinge $-600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o RS e $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o Atlântico, agindo no sentido de deslocar o centro para sudeste (Figura 5.32(g)).

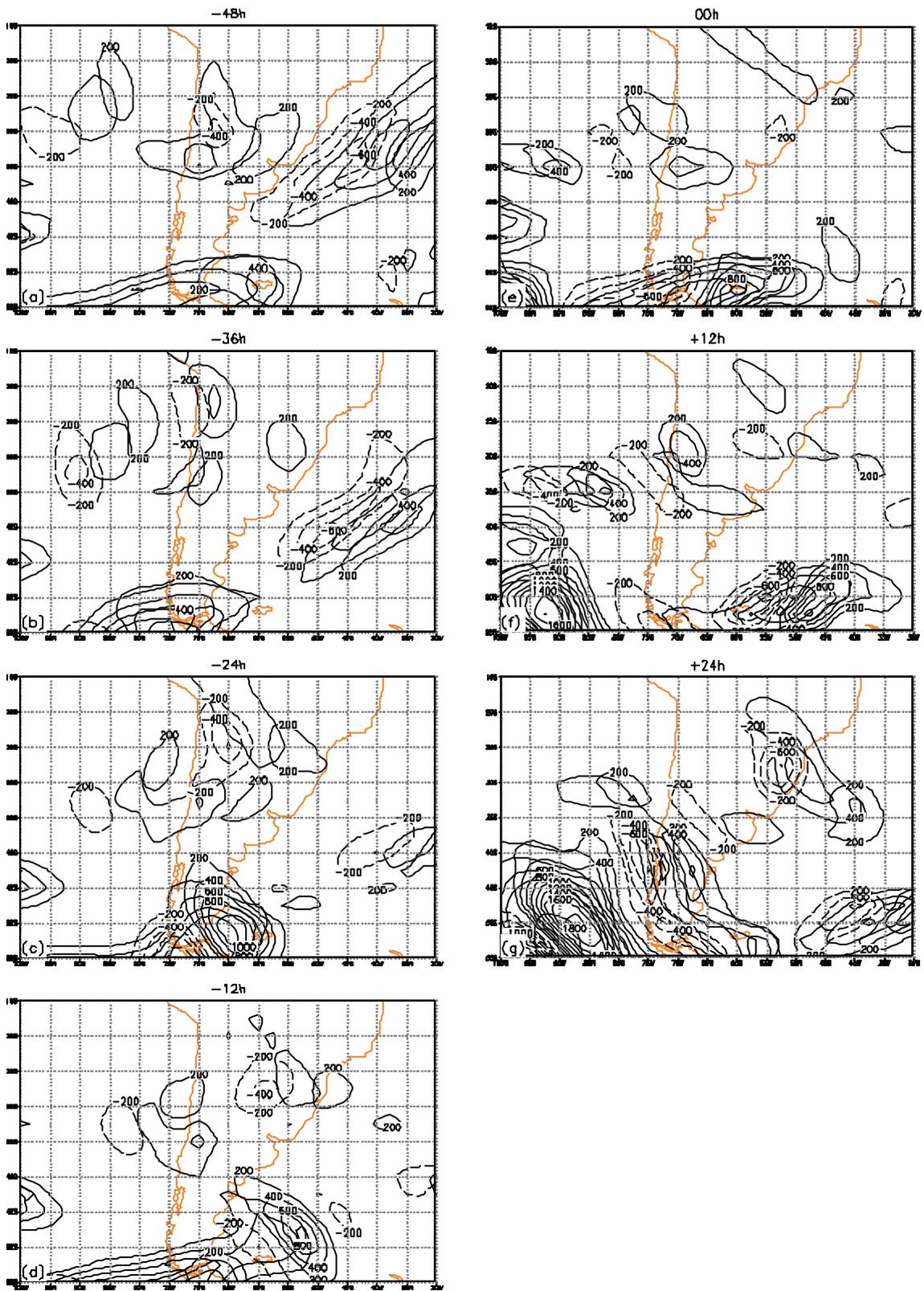


FIGURA 5.32 - Como na Figura 5.28, mas para o termo CEC. $IC = 200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

O termo RES (Figura 5.33) no centro de ECD a leste do cavado sobre a AS, manteve-se na ordem de $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ entre -24 h e $+12 \text{ h}$ (Figura 5.33(c-f)). Somente no fim do período, as $+24 \text{ h}$, foi que o RES atingiu $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ sobre o estado do Paraná (Figura 5.33(g)). Neste mesmo horário, na parte sul do centro de ECD sobre o Atlântico, o termo RES apresentou-se negativo (Figura 5.33(g)). Na maior parte do tempo, a TEO foi superior a TEC (RES positiva), indicando que os termos de conversão não explicaram totalmente a tendência observada. Uma característica interessante refere-se ao máximo de RES observado em aproximadamente $70^\circ\text{W}/35^\circ\text{S}$ entre -12 h e 00 h (Figura 5.33(d-e)). Esta região foi importante pois exportou energia (CFA negativo, Figura 5.30(d-e)) via fluxos ageostróficos (fluxos de sudoeste, Figura 5.29(d-e)) para o centro de ECD a leste do cavado. Porém, esta região apresentou RES positivo, não permitindo identificar qual mecanismo que gerou a energia que foi exportada. Como se trata de uma região próxima aos Andes, é possível que algum mecanismo associado a montanha, não representado explicitamente na equação, possa ter gerado a energia que foi exportada para nordeste.

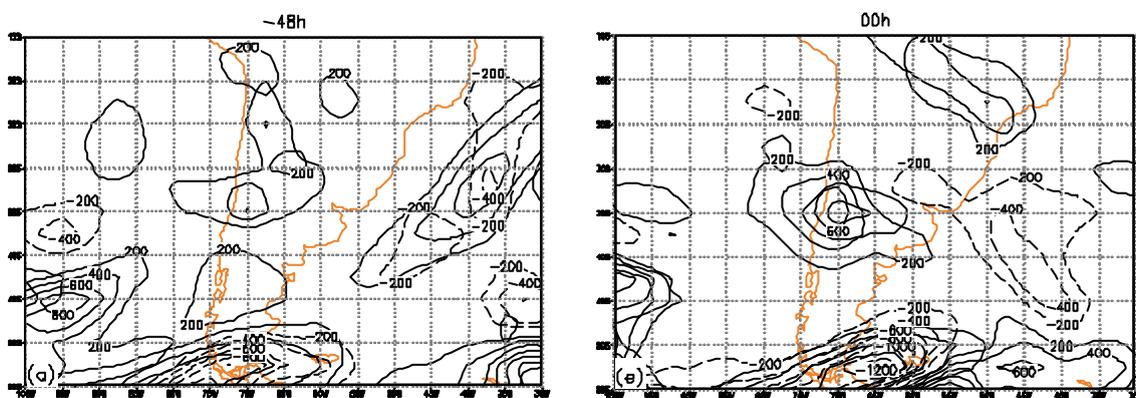


FIGURA 5.33 - Como na Figura 5.28, mas para o termo RES. IC = $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

(continua)

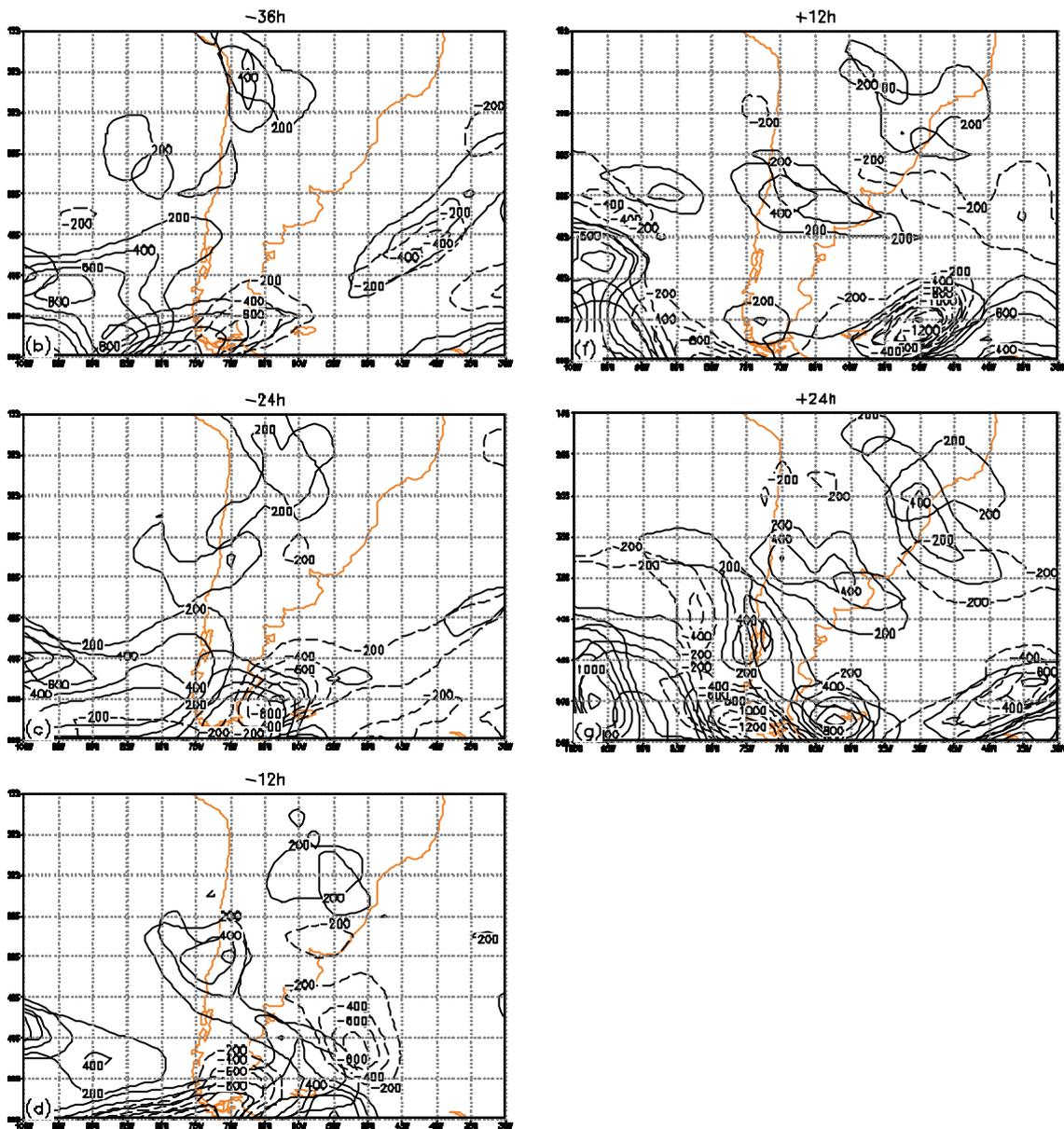


FIGURA 5.33 - Conclusão.

A energética média no volume está mostrada na Figura 5.34. A ECD diminuiu nas primeiras 12 h (entre -48 h e -36 h) e aumentou no restante do período (Figura 5.34(a)). Nas 12 h finais (entre +12 h e 24 h), a TEC torna-se muito alta com relação a TEO, resultando em RES superior a $-60 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. A evolução dos termos de conversão da equação mostrou grandes diferenças com relação ao composto B (Figura 5.34(b), 5.14(b)). No composto B, o termo BRC foi dominante na intensificação da ECD, enquanto neste caso o domínio foi da CFA após as -18 h. O termo BRC foi da ordem de

$40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ nas primeiras 24 h (entre -48 h e -24 h) mas logo depois se reduziu a valores próximos a zero. O termo CFA apresentou-se negativo no início (entre -48 h e -24 h), indicando que o volume exportou energia (como de fato mostrou a Figura 5.30(a-c)), mas depois se tornou positivo na casa dos $80 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.34(b)), valor muito superior ao encontrado no composto B (Figura 5.14(b)). O termo BRT apresentou valores baixos no início do período (até -06 h) e valores elevados, da ordem de $-80 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, nas 24 h finais (Figura 5.34(b)), diferentemente do composto B onde o termo BRT foi pequeno (Figura 5.14(b)). Esta análise confirma que o pequeno aumento da ECD no lado leste do cavado sobre a AS foi devido a CFA, e que o termo BRC não desempenhou papel algum, diferentemente do composto B onde o termo BRC dominou.

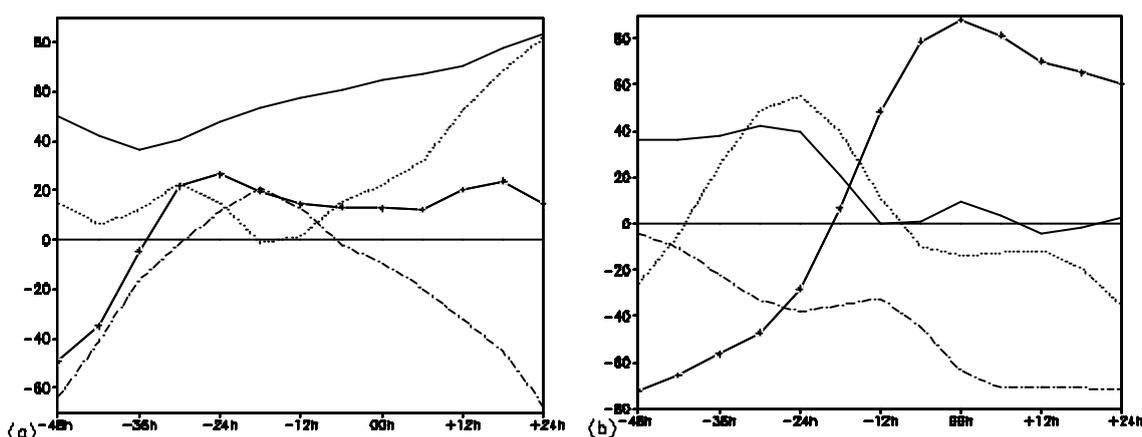


FIGURA 5.34 - Energética média no volume para o caso 1. Na esquerda (a) estão apresentadas a ECD (—), TEO (—*), TEC (-?-) e RES (????), enquanto na direita (b) estão apresentados os termos de conversão: BRC (—), CFA (—*), BRT (-?-) e CEC (????). O retângulo em linhas tracejadas (c) indica a área em que foi feita a média no volume. Unidades em $\text{m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$, com exceção do termo ECD que está em $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$.

(continua)

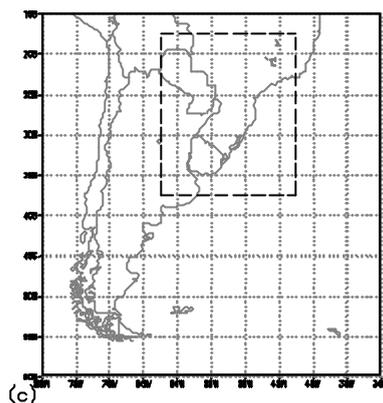


FIGURA 5.34 – Conclusão

5.2.2 Caso 2

Este caso foi analisado para o período de tempo que compreendeu as 1200 UTC do dia 27/07/1999 e as 1200UTC do dia 30/07/1999, e foi escolhido porque apresentou semelhanças sinóticas com o composto C. Tais semelhanças foram: 1) o cavado passando sobre a AS, e 2) a presença de um ciclone em superfície no Pacífico Sudeste próximo aos Andes. O horário das 00 h (1200 UTC do dia 29/07/1999) foi definido como o momento em que era esperada a formação do ciclone em superfície (isóbaras fechadas) baseando-se nas observações dos casos que compõem o composto C. Determinado o horário 00 h, definiu-se o período de estudo entre 48 h antes (-48 h) e 24 h depois (+24 h) das 00 h como foi feito nos compostos B e C. A evolução da altura geopotencial em 500 hPa mostra um cavado bem desenvolvido, localizado inicialmente sobre o Pacífico Sudeste, com um centro fechado (vórtice ciclônico) localizado em 85°W/45°S (Figura 5.35(a-c)). O cavado apresentou um deslocamento zonal ao mesmo tempo em que desenvolveu uma inclinação horizontal de NW-SE no fim do período (+24 h, Figura 5.35(h)). O vórtice se deslocou para o sudeste e desapareceu ao cruzar os Andes. A altura geopotencial média na área (área indicada na Figura 5.35(e)) mostra que a altura diminuiu entre -24 h e +18 h, sugerindo a passagem pela área do eixo do cavado.

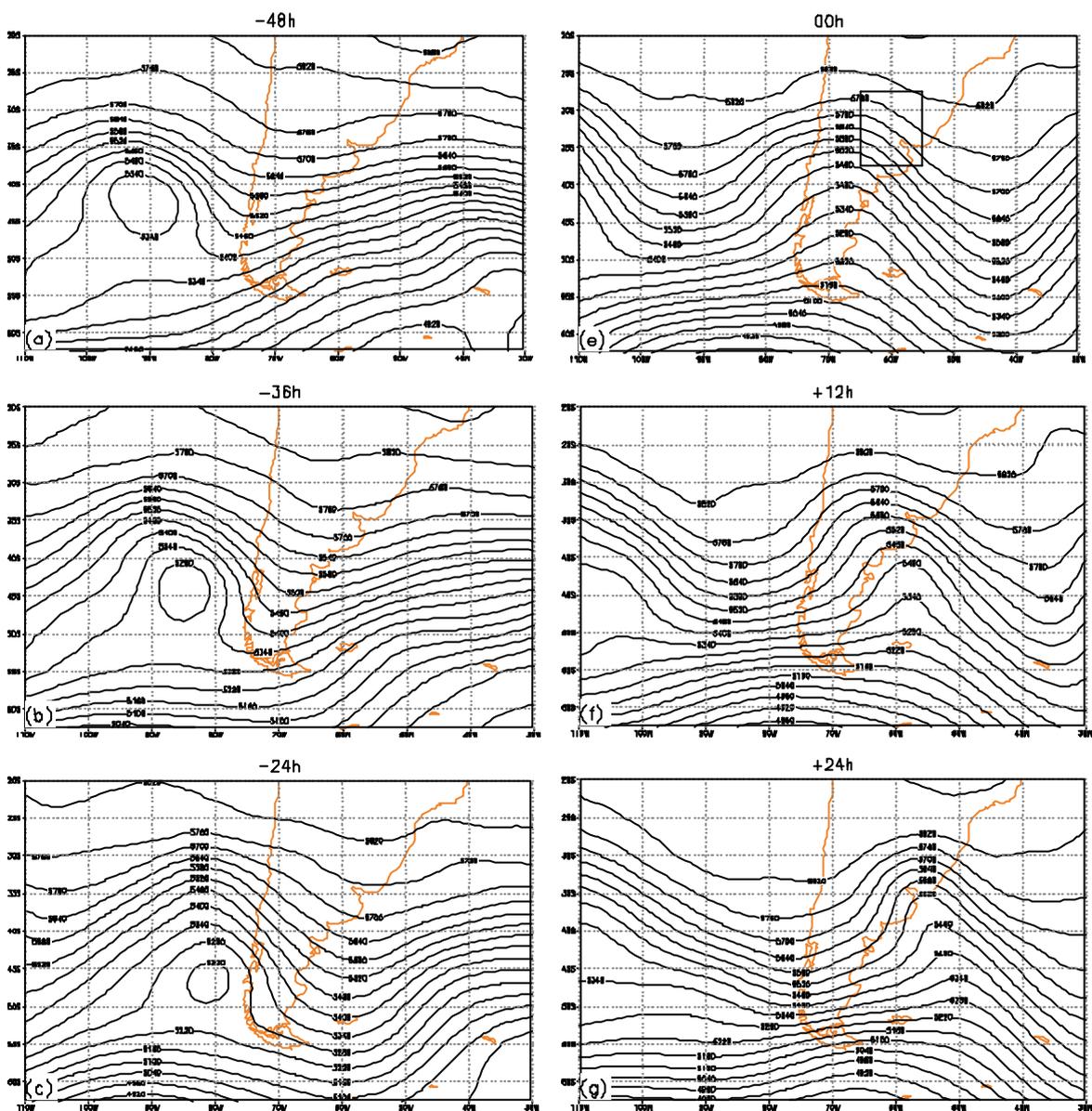


FIGURA 5.35 - Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 2. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). O quadrado no tempo 00 h (e) indica a região onde foi feita a média na área (h). IC = 60 mgp.

(continua)

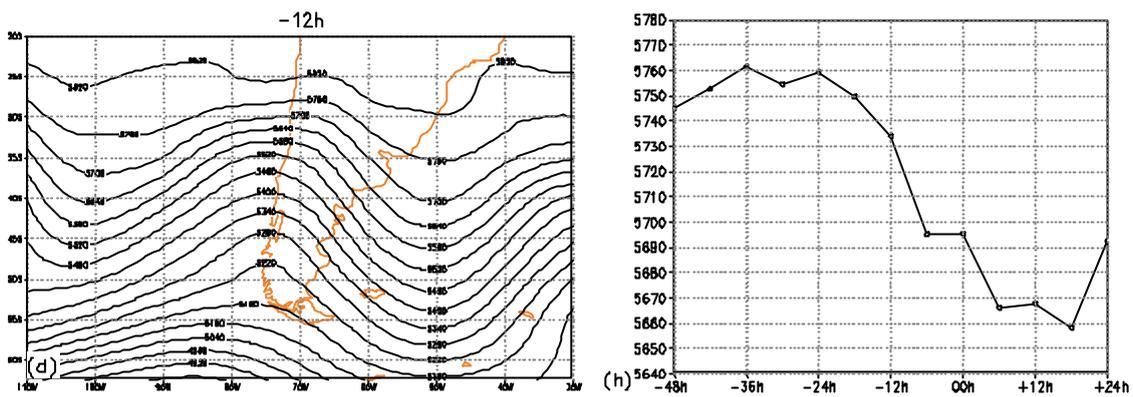


FIGURA 5.35 – Conclusão.

O campo de pressão reduzida ao nível médio do mar mostra um ciclone em superfície sobre o Pacífico sudeste, localizado em 88°W/42,5°S, e uma região de alta pressão sobre a Argentina em 58°W/37,5°S as -48 h (Figura 5.36(a)). A alta pressão sobre a Argentina se intensificou, aumentou sua área horizontal e deslocou-se para o Atlântico subtropical (Figura 5.36(a-g)). Entre -36 h e -24 h o ciclone deslocou-se para sudeste (Figura 5.36(b)) e se dissipou a oeste dos Andes (Figura 5.36(c)). Neste período, o ciclone desenvolveu uma estrutura barotrópica equivalente, como mostra a ausência de inclinação vertical com relação ao vórtice em 500 hPa, indicando que ele encontra-se em fase de oclusão. Vale lembrar que no composto C, a dissipação do ciclone sobre o Pacífico sudeste foi seguida por ciclogênese sobre o Uruguai (Figura 5.4). O mesmo pode ser verificado no caso estudado por Funatsu (2000), porém ressalta-se que a ciclogênese sobre a AS ocorreu dois dias após a dissipação do ciclone no Oceano Pacífico Sudeste. A evolução do composto também mostra semelhanças com a evolução da altura geopotencial não-filtrada em 700 hPa apresentado por Gan e Rao (1994). Entre -12 h e +24 h houve a passagem de uma frente fria sobre o sul da AS, dispondo-se quase meridional as +24 h entre 50°W e 40°W (Figura 5.36(g)). A média na área da pressão reduzida mostra uma diminuição acentuada da pressão, iniciando na casa de 1020 hPa, antes das -36 h, para próximo de 1010 hPa entre -12 h e +06 h (Figura 5.36(h)).

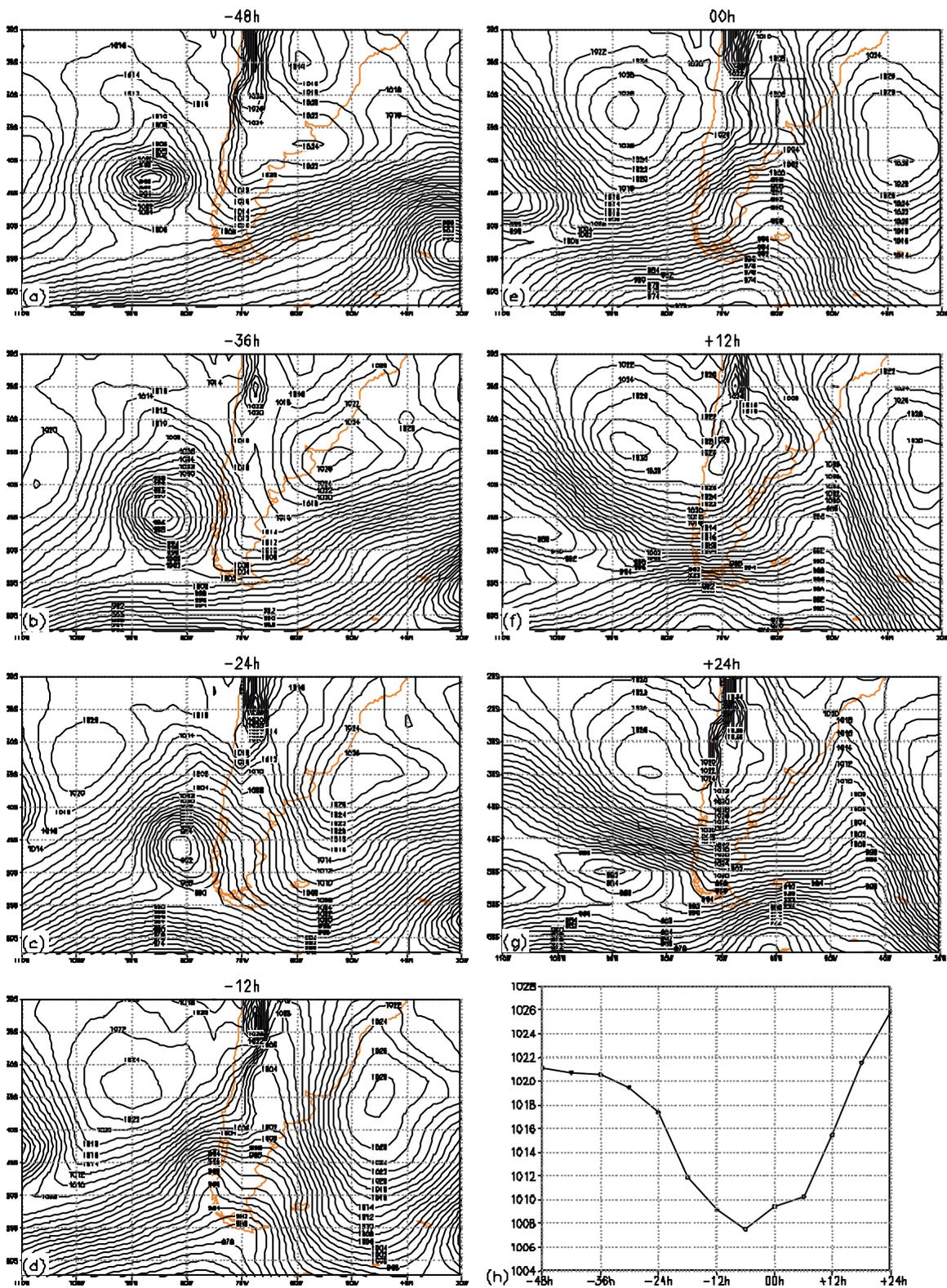


FIGURA 5.36 - Como na Figura 5.35, mas para a pressão ao nível médio do mar.
IC = 2 hPa.

O gradiente horizontal de temperatura em 850 hPa foi em geral superior ao valor encontrado no composto C (Figura 5.37(a), 5.5(a)). Por exemplo, as 00 h o gradiente no caso atual foi próximo a $7,5^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ enquanto no composto C foi de $5,75^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$. Em um pequeno período entre -18 h e -12 h o gradiente no caso atual foi menor do que o gradiente no composto C. Destaca-se que entre -12 h e 00 h, o forte aumento do gradiente de temperatura juntamente com o intenso fluxo de calor e umidade é uma característica das situações de ciclogênese orográfica (Buzzi e Tibaldi, 1978; McGinley, 1982; Radinovic, 1986). Comportamento similar ocorreu também para a taxa de crescimento de Eady (Figura 5.37b). Entre -42 h e -18 h a taxa no atual caso ficou abaixo, e entre -12 h e +18h a taxa ficou acima da taxa calculada para o composto C (Figura 5.5(b)). No caso do fluxo meridional de calor e umidade, nota-se duas fases diferentes. A primeira (antes das -18 h) quando o fluxo foi menor do que no composto C e a segunda (após -18 h) quando o fluxo foi maior do que no composto C (Figura 5.37(c), 5.5(c)). As -12 h, o fluxo de calor e umidade foi de -3100 K m s^{-1} no composto C e neste caso. Porém, deve-se ressaltar que esta última variável difere das duas primeiras, pois o fluxo meridional de calor e umidade representa uma variável de pré-condicionamento da atmosfera para que ocorra a ciclogênese. Desta forma, o período de maior importância do fluxo de calor e umidade compreende as horas anteriores a ciclogênese, como foi visto no composto C no período anterior a -12 h. Por isso, o fluxo meridional no caso atual foi menos favorável a ocorrência de ciclogênese do que no composto C. Tal raciocínio não é válido para as duas primeiras variáveis, pois pela natureza de ambas, tendem a maximizar durante a ciclogênese como foi mostrado no composto C (Figura 5.5(a-b)). Por isso, o gradiente horizontal de temperatura e a taxa de crescimento de Eady foram favoráveis para a ciclogênese no caso atual e o fluxo meridional de calor e umidade não foi favorável.

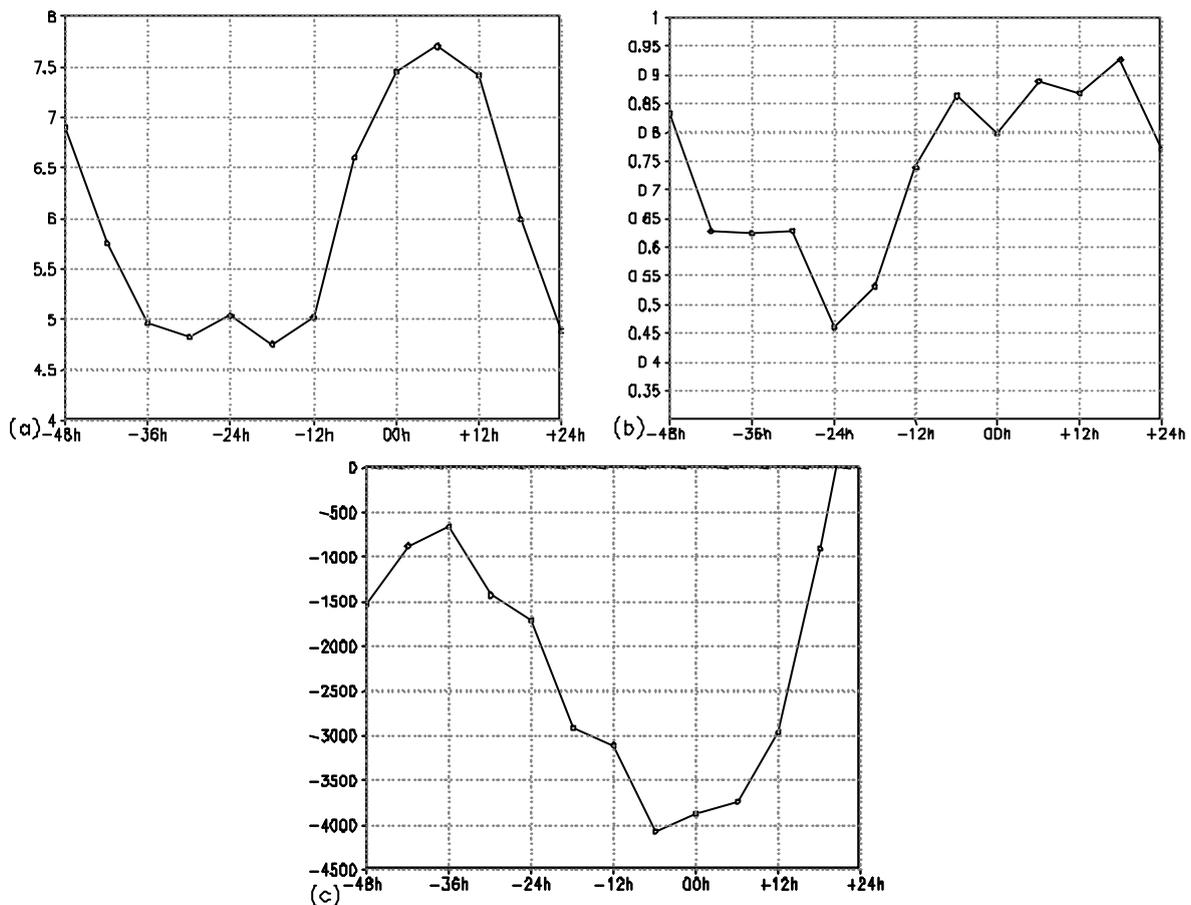


FIGURA 5.37 - Evolução da troposfera inferior. Gradiente horizontal de temperatura em $^{\circ}\text{C} \times 500^{-1} \text{ km}^{-1}$ (a), taxa de crescimento de Eady em dia^{-1} (b) e fluxo meridional de calor e umidade em K m s^{-1} (c).

A advecção de vorticidade relativa em 300 hPa foi na maior parte do período maior do que a advecção encontrada no composto C (Figura 5.38(a), 5.6(a)). O período de mais intensa advecção negativa no composto C foi entre -12 h e +12 h. Durante estas 24 h, a advecção negativa no caso atual foi maior entre -12 h e -06 h e entre +06 h e +12 h do que no composto C e menor entre -06 h e +06 h. Ou seja, justamente no período onde era esperado o início da ciclogênese a advecção de vorticidade negativa reduziu sua magnitude. No caso da divergência, do início até as -12 h, o valor desta variável foi superior do que no composto C (Figura 5.38(b), 5.6(b)). Após as -12 h (Figura 5.38(c)), a divergência no caso analisado foi inferior ao valor encontrado no composto C. A velocidade do vento no caso atual foi maior do que no composto C nas 12 h iniciais

(-48 h a -36 h) e nas 12 h finais (+12 h a +24 h), e foi menor no período de 24 h entre -12 h e +12 h, período em que era esperada a ciclogênese em superfície. O vento mais intenso neste último período concorda em parte com o maior gradiente de temperatura (Figura 5.37(a)) e a maior taxa de crescimento de Eady (Figura 5.37(b)), porém, o mesmo não acontece para as 12 h iniciais, onde o gradiente de temperatura mais intenso não refletiu em uma velocidade maior do vento. O movimento vertical ascendente em 500 hPa foi, em geral, inferior ao observado no composto C (Figura 5.38(d)). A exceção foi o período entre -18 h e 00 h, onde o movimento ascendente foi maior do que no composto C. Esta análise mostra que a velocidade vertical do caso atual foi favorável a ciclogênese tanto quanto no composto C, diferentemente da divergência que foi menos favorável aqui do que no composto C. Já a advecção de vorticidade relativa mostrou-se favorável a formação do ciclone porém não apresentou um período contínuo de advecção negativa intensa como observado no composto C.

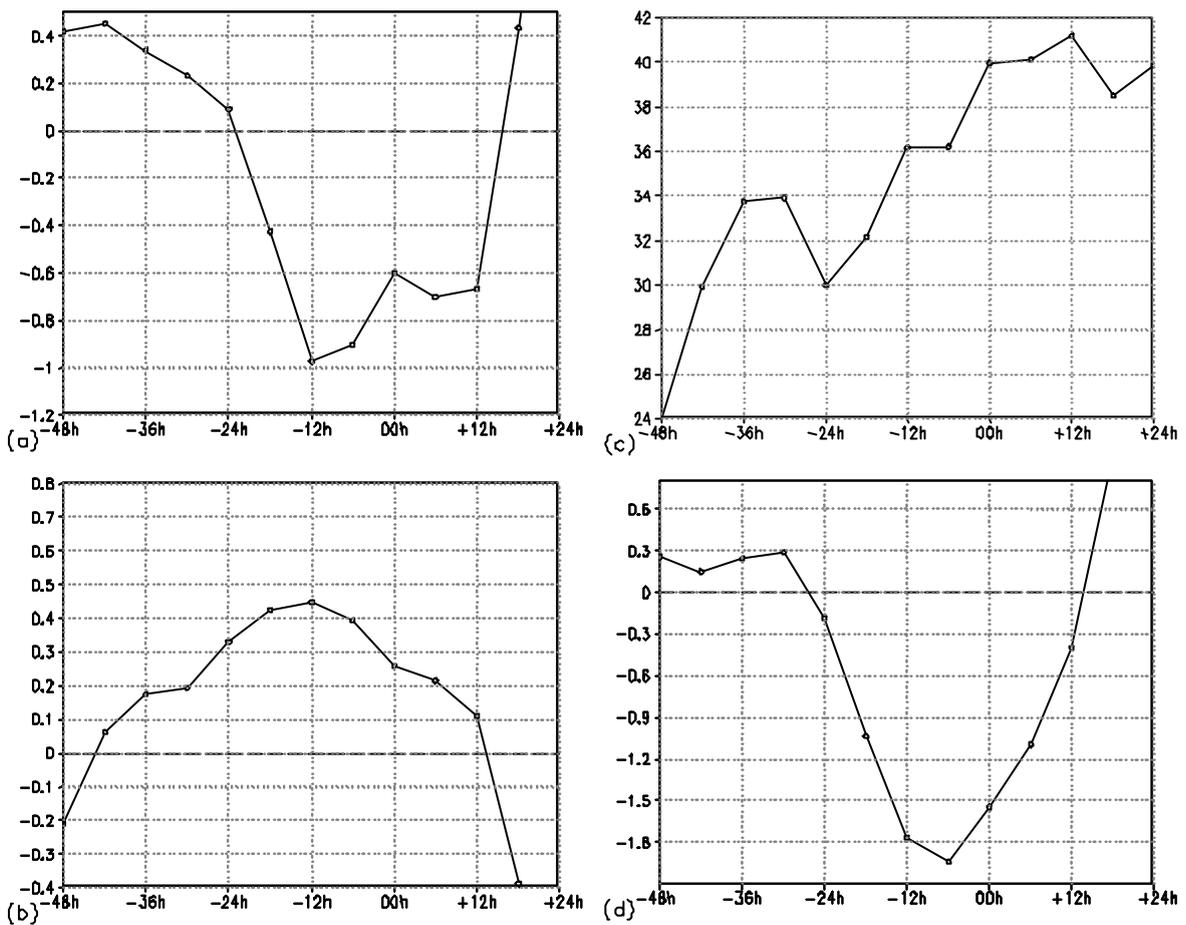


FIGURA 5.38 - Evolução da troposfera superior e média. Advecção de vorticidade relativa em $\times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ (a), divergência em $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (b), velocidade do vento em m s^{-1} (c) em 300 hPa e omega em $\times 10 \text{ Pa s}^{-1}$ no nível de 500 hPa.

O campo de ECD média vertical está representado na Figura 5.39 juntamente com o campo de altura geopotencial em 500 hPa. Esta seqüência mostra a evolução parcial de 4 centros de energia. Um centro de energia foi observado sobre o Atlântico Sul (Figura 5.39(b)), o qual se deslocou para leste com tempo (Figura 5.39(c-e)), estando fora da área de estudo as +12 h (Figura 5.39(f)). Outro centro de energia tornou-se visível as -12 h sobre o Pacífico em 110°W (Figura 5.39(d)), deslocou-se para leste ao mesmo tempo em que expandiu (Figura 5.39(e-f)) e estendeu-se na direção NW-SE em +24 h (Figura 5.39(g)). Este cavado foi o que apresentou a maior intensidade de ECD, atingindo a magnitude de $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ em 00 h e +12 h (Figura 5.39(e-f)). Os centros de

ECD de interesse nesta seção, localizaram-se no lado oeste e leste do cavado sobre o Pacífico Sudeste (Figura 5.39(a)). O centro a oeste do cavado apresentou grande oscilação em sua área e intensidade, mas apresentou sua maior intensificação após cruzar os Andes em +24 h (Figura 5.39(g)). O centro a leste do cavado estendeu-se inicialmente também para o setor ao sul do vórtice ciclônico sobre o Oceano Pacífico Sul (Figura 5.39(a-b)). Ao cruzar os Andes (as -24 h) teve uma ligeira intensificação, porém, a contínua intensificação ocorreu sobre o Atlântico Sul, atingindo sua maior intensidade as +24 h (Figura 5.39(f-g)).

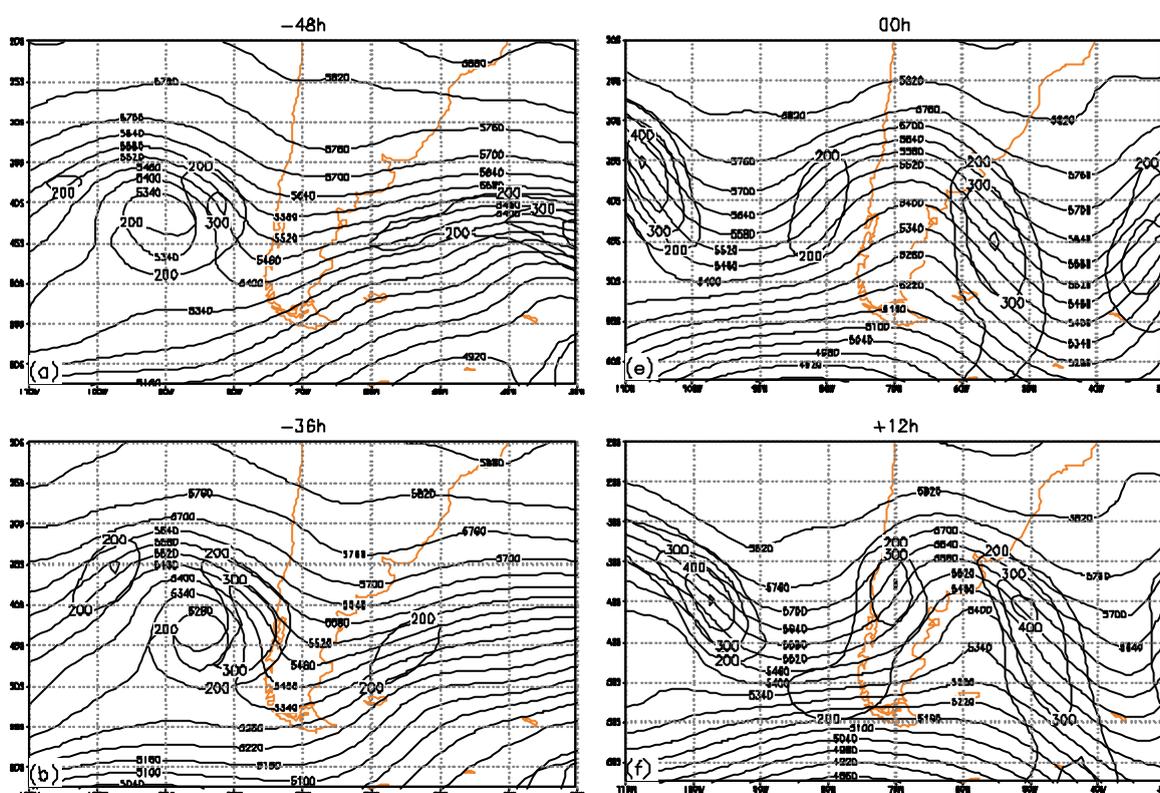


FIGURA 5.39 - Altura geopotencial (linhas contínuas finas) em 500 hPa e ECD média vertical (linhas contínuas espessas). Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = 60 mgp para a altura geopotencial e de $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, começando em $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para a ECD.

(continua)

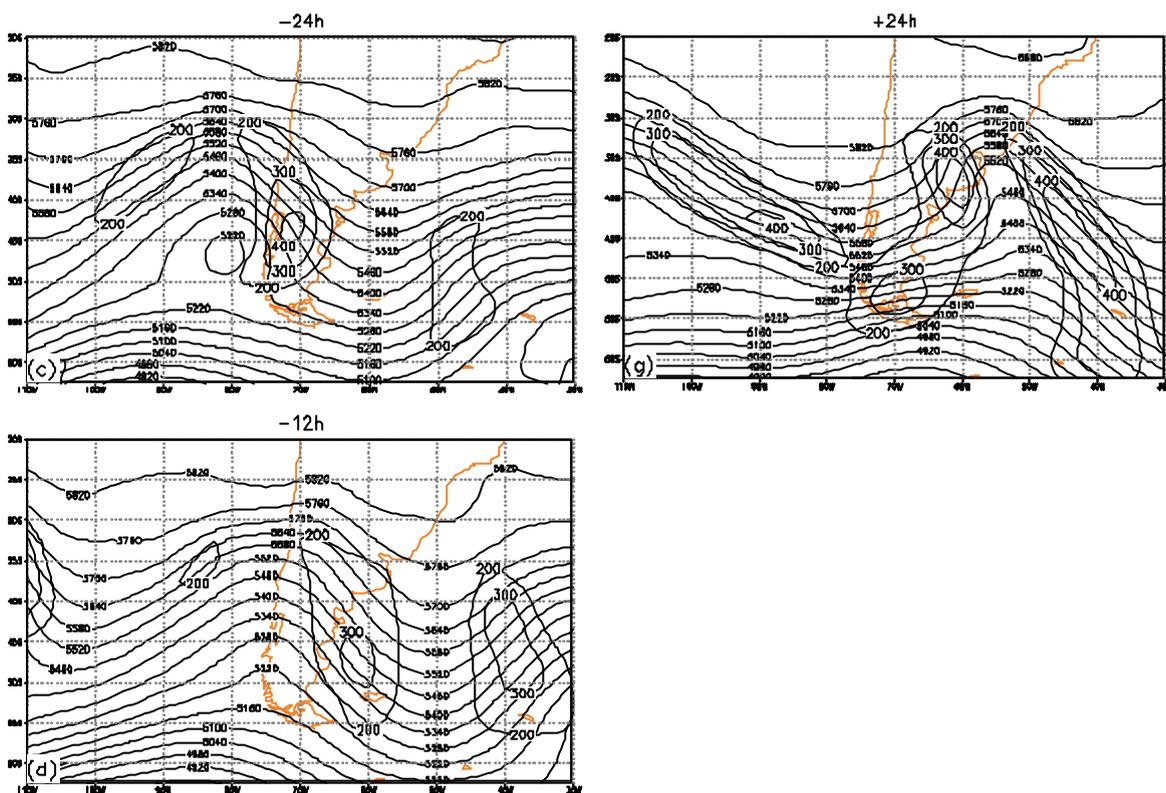


FIGURA 5.39 – Conclusão.

Como o interesse nesta seção é determinar os mecanismos de formação e dissipação destes dois últimos centros de energia associados ao cavado, serão analisados os termos da equação da ECD (Equação 3.7). O termo BRC favoreceu a intensificação dos centros de energia a oeste e leste do cavado como mostra a Figura 5.40. O centro a oeste do cavado, inicialmente em 105°W/37,5°S (Figura 5.40(a)), foi influenciado positivamente com conversão BRC da ordem de $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ durante seu deslocamento para a AS (Figura 5.40(a-d)). A conversão aumentou quando o centro cruzou os Andes, atingindo $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as +24 h sobre o litoral da Argentina (Figura 5.40(g)). Vale ressaltar que a conversão BRC no centro de ECD a oeste do cavado no Oceano Pacífico Sudeste, foi baixa por estar associado ao ciclone em superfície que estava em fase de oclusão como implica sua estrutura barotrópica equivalente, como foi discutido anteriormente (Figura 5.35, 5.36). Com relação ao centro de energia a leste do cavado, o termo BRC apresentou magnitudes elevadas ao longo da frente fria sobre a AS e Atlântico Sul, com máximos de $1000 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as 00 h (Figura 5.40(e)), $800 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as 12 h (Figura

5.40(f) e $1200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ as +24 h (Figura 5.40(g)). Comparando-se com o composto C, observa-se que o termo BRC foi maior neste caso (Figura 5.16). Outra característica interessante é a estrutura horizontal da conversão baroclínica positiva sobre a AS e Atlântico Sul. No composto C, a estrutura de conversão positiva mostra-se isotrópica (visível entre -12 h e 00 h) enquanto no caso 2 apresenta-se alongada na direção meridional (Figura 5.16(c-d) e 5.40(c-d)).

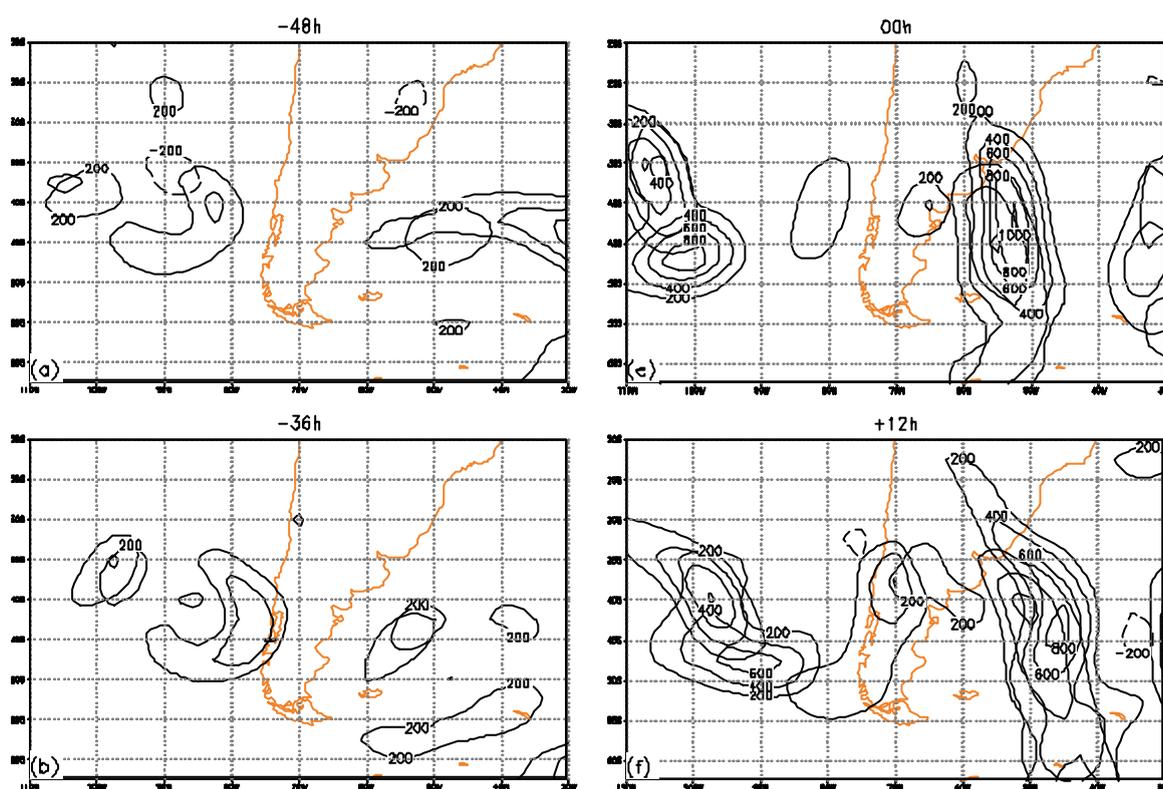


FIGURA 5.40 - Média vertical do termo BRC (linhas contínuas finas) e da ECD (linhas contínuas espessas) para o caso 2. Para as -48 h (a), -36 h (b), -24 h (c), -12 h (d), 00 h (e), +12 h (f) e +24 h (g). IC = $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$. Os contornos da ECD são os mesmos da Figura 5.39, mas os valores foram omitidos.

(continua)

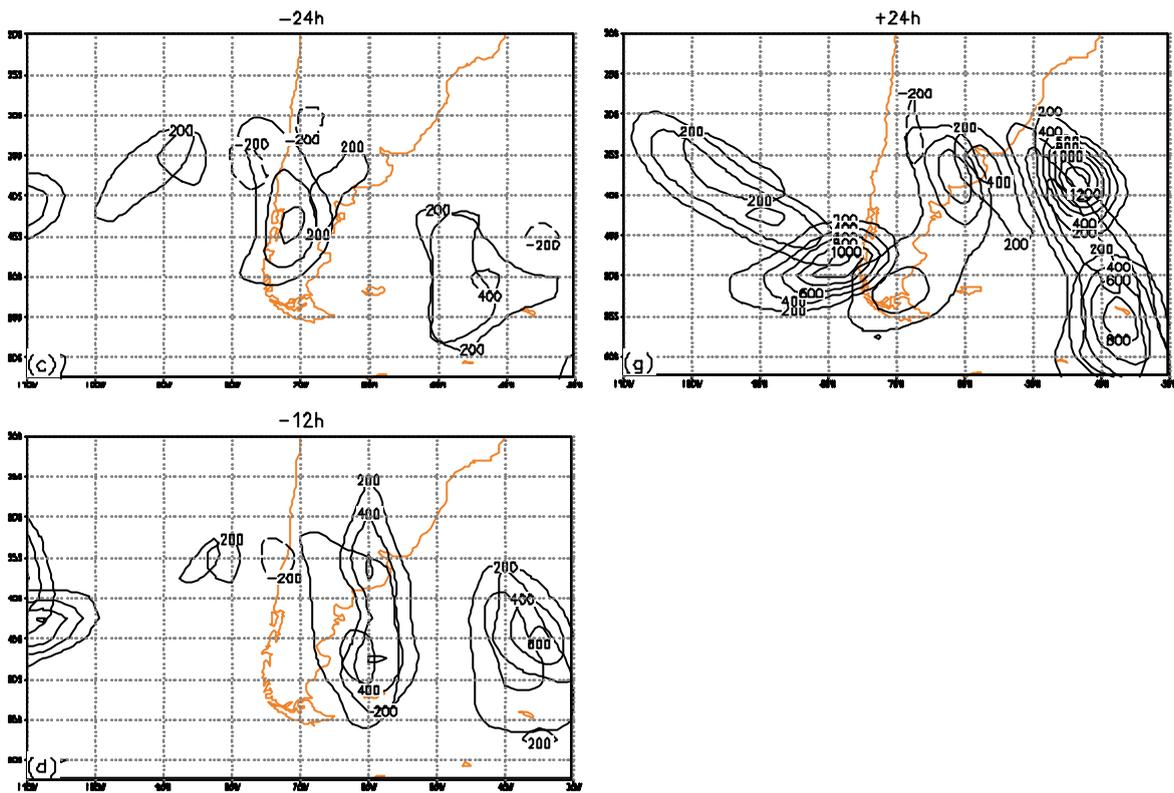


FIGURA 5.40 – Conclusão.

Os fluxos ageostróficos da perturbação do geopotencial (vetores do termo CFA) mostraram intensa transferência de energia em várias regiões (Figura 5.41). Na região do cavado sobre o Pacífico Sudeste estabeleceu-se uma circulação ciclônica visível nas primeiras 24 h (Figura 5.41(a-c)), a qual se descaracterizou ao atingir os Andes (Figura 5.41(d)). Esta circulação ciclônica está localizada alguns graus ao norte do vórtice ciclônico observado no campo de altura geopotencial (Figura 5.35(a-c)). Durante este período a energia circulou ao redor do vórtice ciclônico, sem transporte de energia corrente abaixo. Após a dissipação do vórtice (das -12 h em diante), o centro de energia a oeste do cavado começou a receber energia vinda de oeste (corrente acima), como mostram os fluxos em 100°W/40°S (Figura 5.41(d)). Estes fluxos apresentaram grande intensidade nos horários entre 00 h e +24 h (Figura 5.41(e-g)). Porém, ao mesmo tempo em que este centro recebeu energia corrente acima via fluxos ageostróficos, também perdeu energia corrente abaixo para o centro a leste do cavado (Figura 5.41(e-g)). Este

centro, por sua vez, também perdeu energia corrente abaixo para o centro de ECD sobre o Atlântico Sul na borda leste do domínio (Figura 5.41(d-f)).

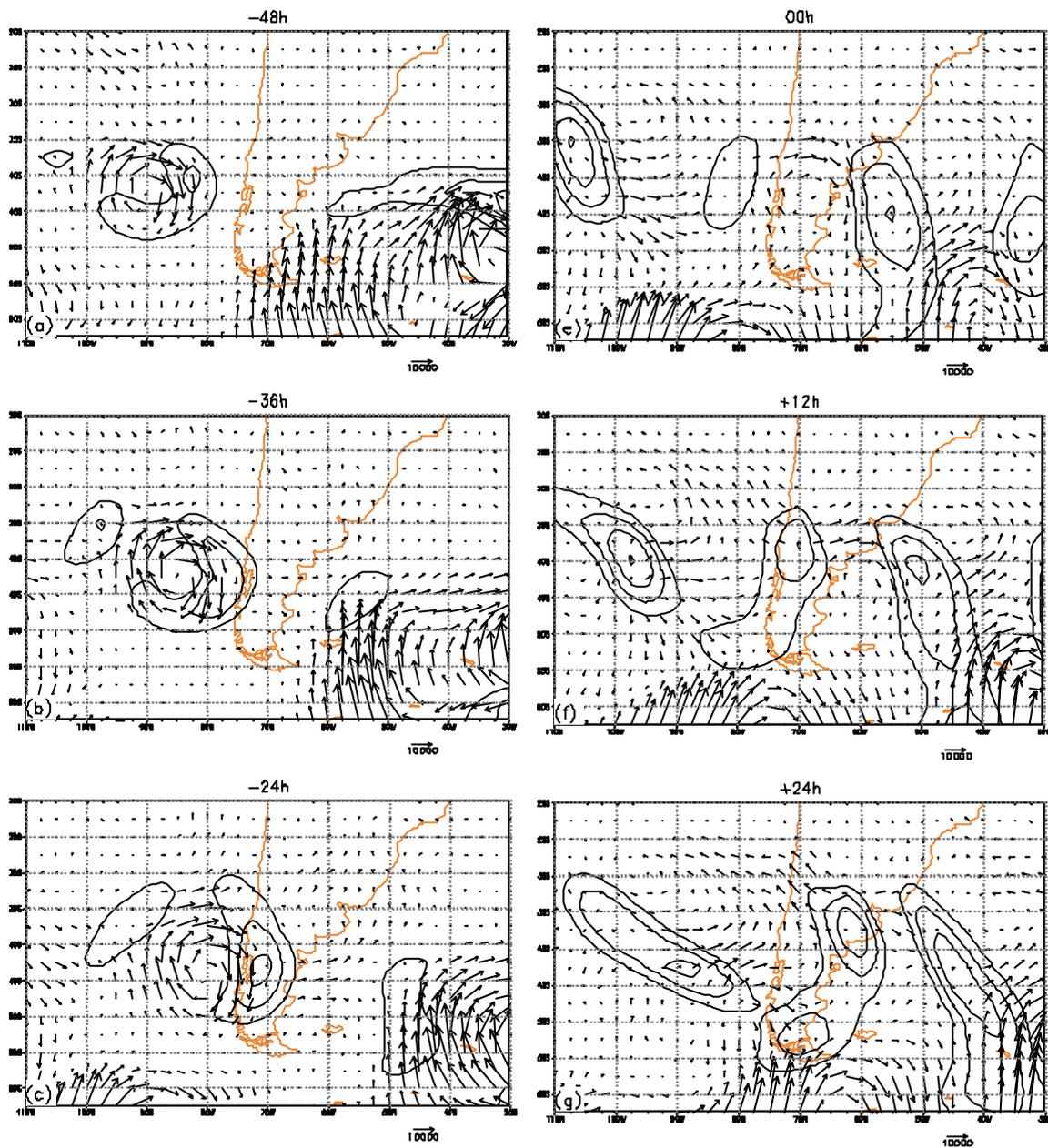


FIGURA 5.41 - Como na Figura 5.40, mas para o fluxo ageostrófico (vetores do termo CFA). Vetores em unidade $\text{m}^2 \text{ s}^{-3}$.

(continua)

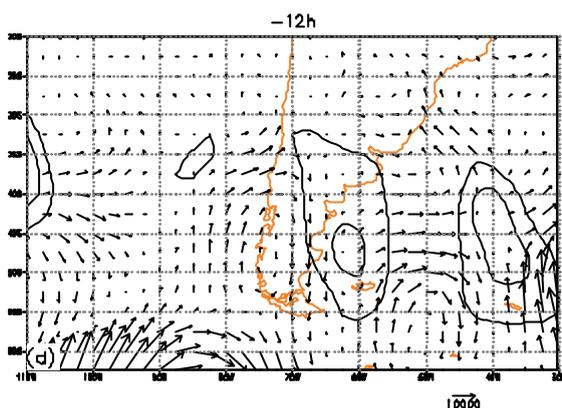


FIGURA 5.41 – Conclusão.

A evolução do termo CFA está mostrada na Figura 5.42. Este termo permite observar o efeito líquido da circulação ciclônica no Pacífico Sudeste comentada anteriormente. Pode-se observar que a circulação foi mais intensa no setor norte do que no sul, gerando assim uma região de convergência na lado leste e de divergência no oeste da circulação (Figura 5.42(a-c)). Este padrão foi alterado quando a circulação se aproximou dos Andes (Figura 5.42(d)), momento em que se desenvolveu uma região de divergência na borda leste do centro de energia. Esta divergência começou na ordem de $-600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em $72^\circ\text{W}/42,5^\circ\text{S}$ (Figura 5.42(b)) e aumentou para um máximo de $-1500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em $50^\circ\text{W}/52,5^\circ\text{S}$ (Figura 5.42(e)). As +12 h ficou clara a transferência de energia entre os centros a qual foi comentada no parágrafo anterior (Figura 5.42(f)). O centro em $95^\circ\text{W}/40^\circ\text{S}$ exportou energia ($\text{CFA} = -1200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) para a extensão sul do centro a leste do cavado ($\text{CFA} = 900 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). A área norte deste centro de energia em $70^\circ\text{W}/37,5^\circ\text{S}$ exportou energia ($\text{CFA} = -1500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) para a porção noroeste do centro a leste do cavado sobre o Atlântico Sul ($\text{CFA} = 600 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). Este centro por sua vez exportou energia corrente abaixo ($\text{CFA} = -900 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), ao longo da longitude de 45°W . Esta sequência de divergência e convergência evidencia a transferência de energia que os fluxos ageostróficos podem realizar, exportando energia de uma região geradora para uma consumidora.

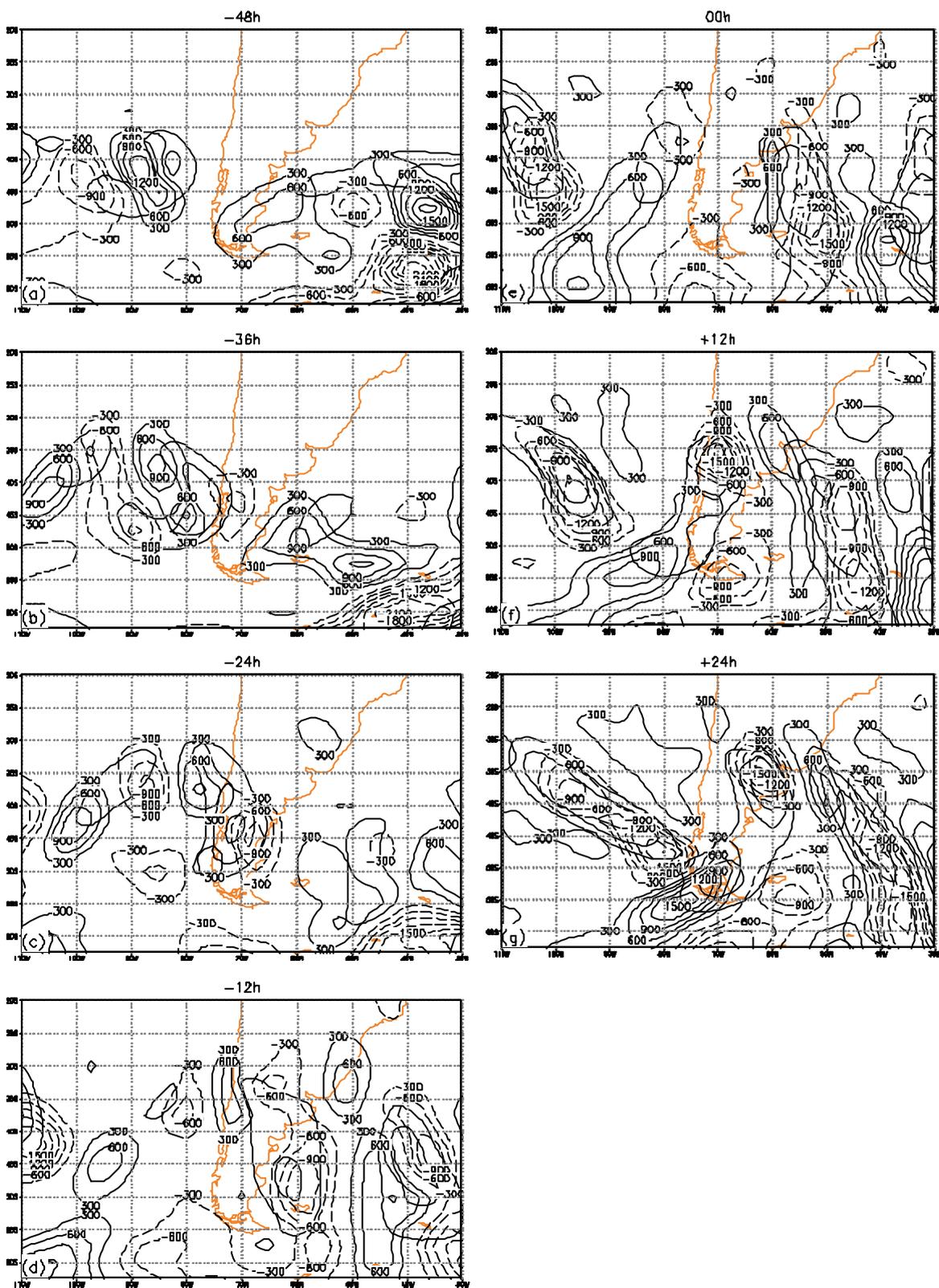


FIGURA 5.42 - Como na Figura 5.40, mas para o termo CFA. IC = $300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

O termo BRT foi o menor de todos, mantendo-se abaixo de $300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ (Figura 5.43). Ele foi mais importante para o centro de energia a leste do cavado como se observa as -36 h em $77,5^\circ\text{W}/45^\circ\text{S}$ (Figura 5.43(b)) e as $+24 \text{ h}$ ao longo de 45°W (Figura 5.43(g)).

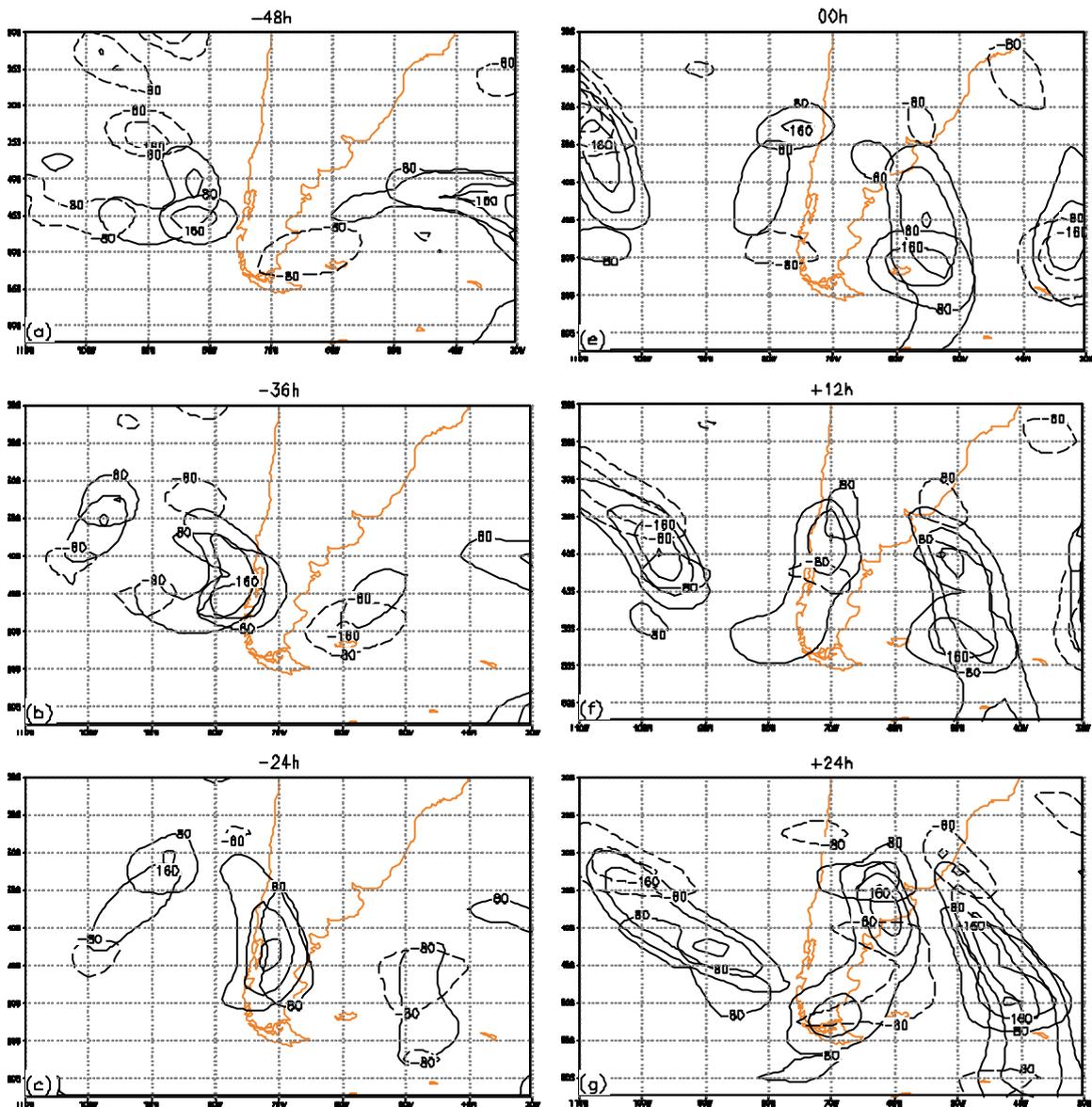


Figura 5.43- Como na Figura 5.40, mas para o termo BRT. IC = $80 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

(continua)

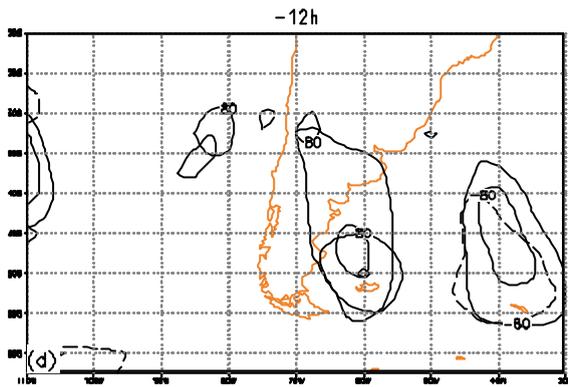


Figura 5.43- Conclusão.

O termo CEC apresentou grande intensidade e mostrou o deslocamento dos centros de ECD (Figura 5.44). Este termo explicou em parte o deslocamento do centro de energia a leste do cavado, o qual foi para sudeste antes de cruzar os Andes e para nordeste após cruzar os Andes. O deslocamento para sudeste ocorreu entre -48 h e -12 h (Figura 5.44(a-d)), ao passo que o deslocamento para nordeste ocorreu entre 00 h e $+24$ h (Figura 5.44(e-g)).

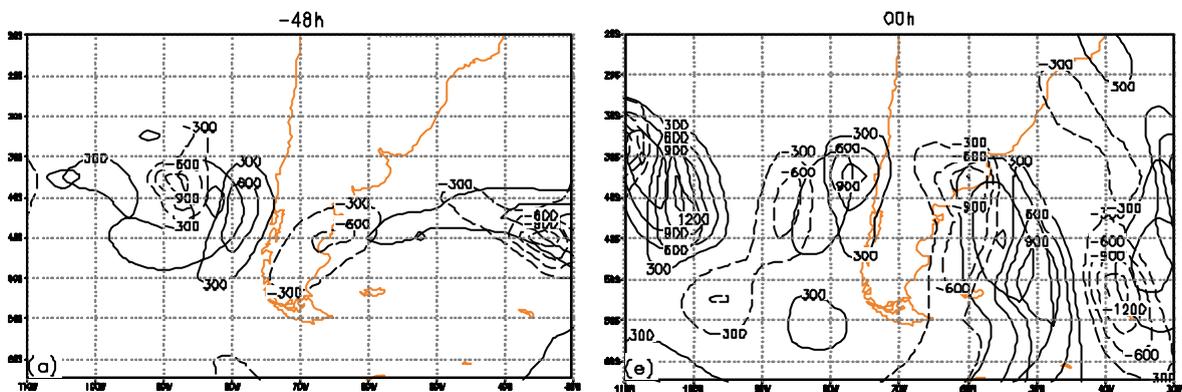


FIGURA 5.44 - Como na Figura 5.40, mas para o termo CEC. $IC = 300 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

(continua)

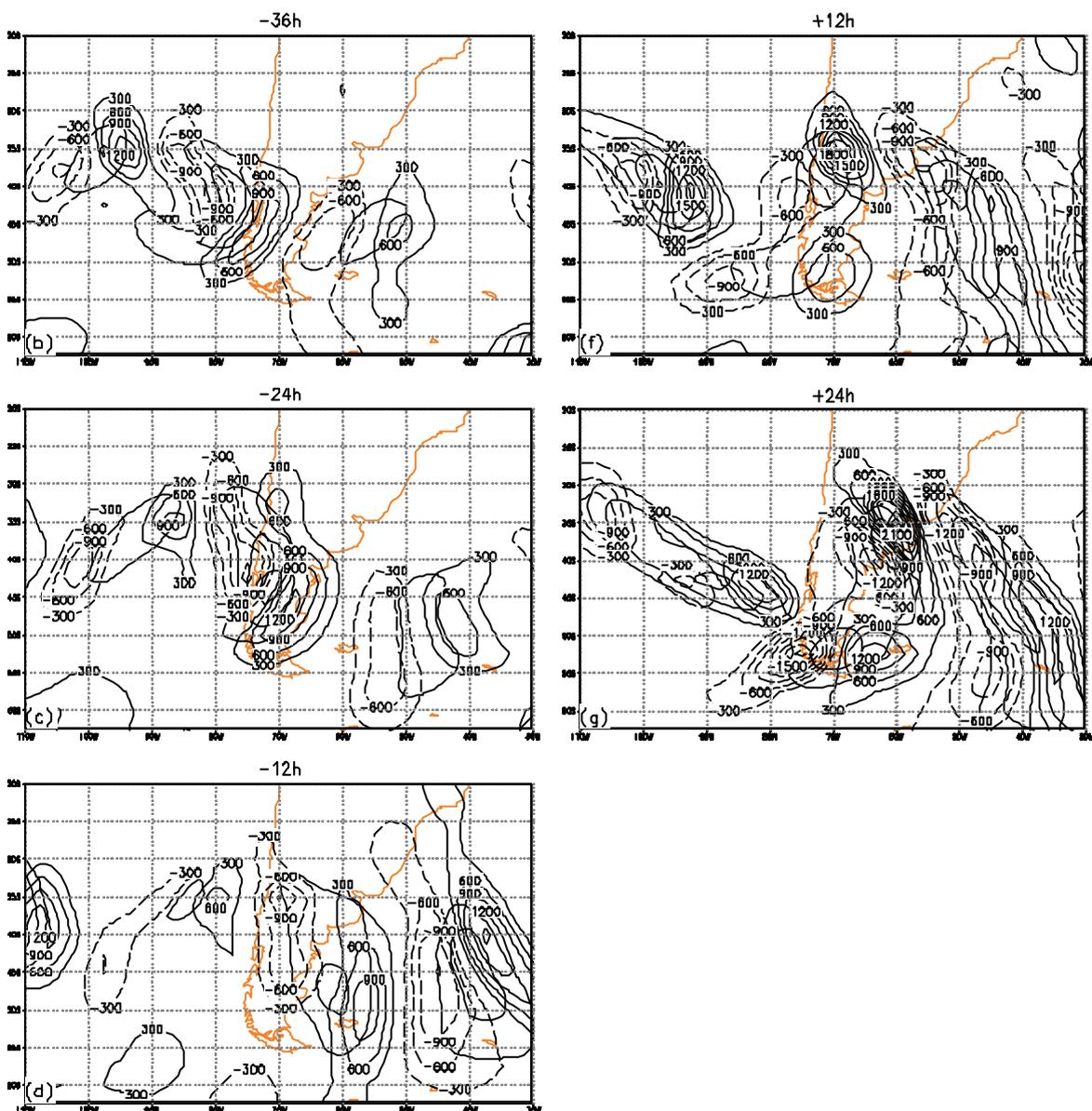


FIGURA 5.44 – Conclusão.

O erro associado a aplicação da equação da ECD está mostrado na Figura 5.45. Lembrando que RES positivo (negativo) indica que a TEO foi maior (menor) do que a TEC. O termo RES foi maior do que os valores obtidos nos compostos e no caso 1 (Figura 5.13, 5.21, 5.33), porém é natural este aumento uma vez que neste caso o nível de energia (ECD) e os termos de conversão (BRC, CFA, BRT, CEC) também apresentaram valores elevados, gerando por consequência maiores erros. O RES associado ao centro de energia a leste do cavado, quando localizou-se sobre o Atlântico

Sul (entre -12 h e +24 h), foi na maior parte negativo (Figura 5.45(d-g)). Este mesmo comportamento foi observado nos compostos e no caso 1, ou seja, sobre o Atlântico Sul a TEO foi menor do que a TEC. Este erro sistemático já foi discutido anteriormente e além dos fatores mencionados, pode também estar associado a ausência de um termo de dissipação por fricção na troposfera inferior, o qual diminuiria a TEC, reduzindo o termo RES.

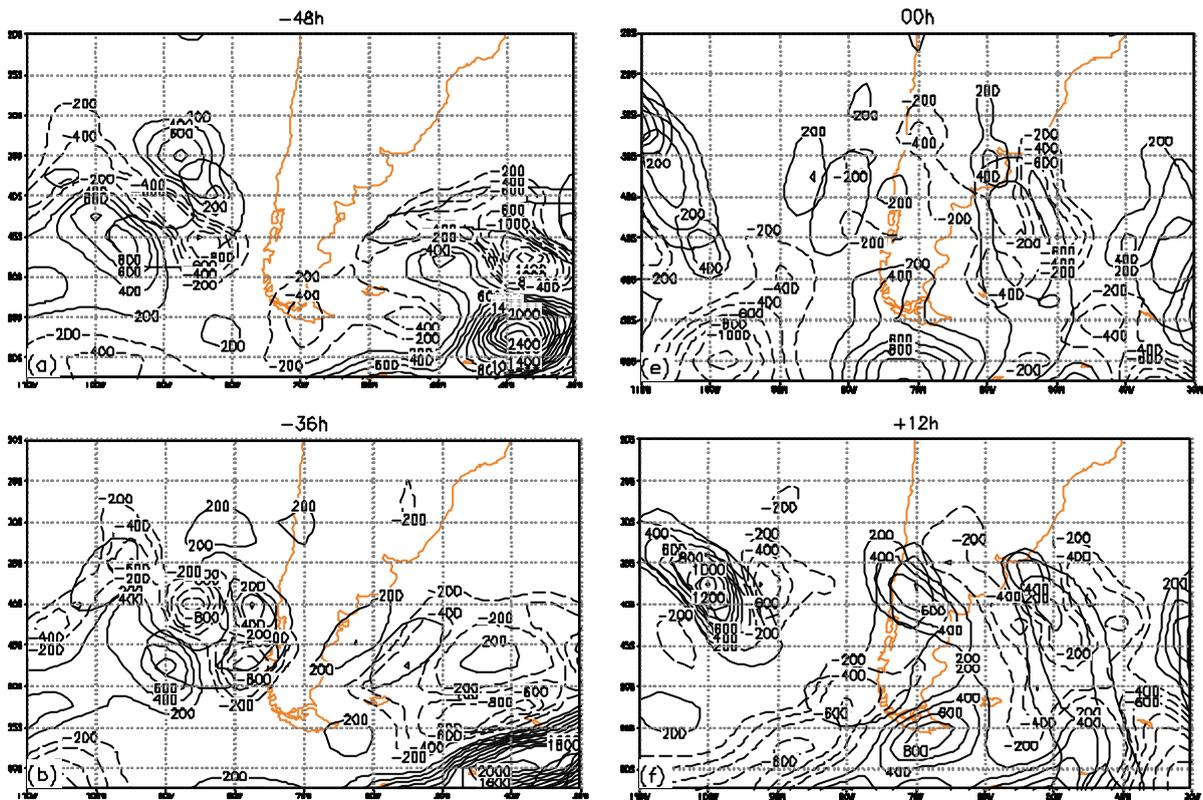


FIGURA 5.45 - Como na Figura 5.40, mas para o termo RES. IC = $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ dia}^{-1}$.

(continua)

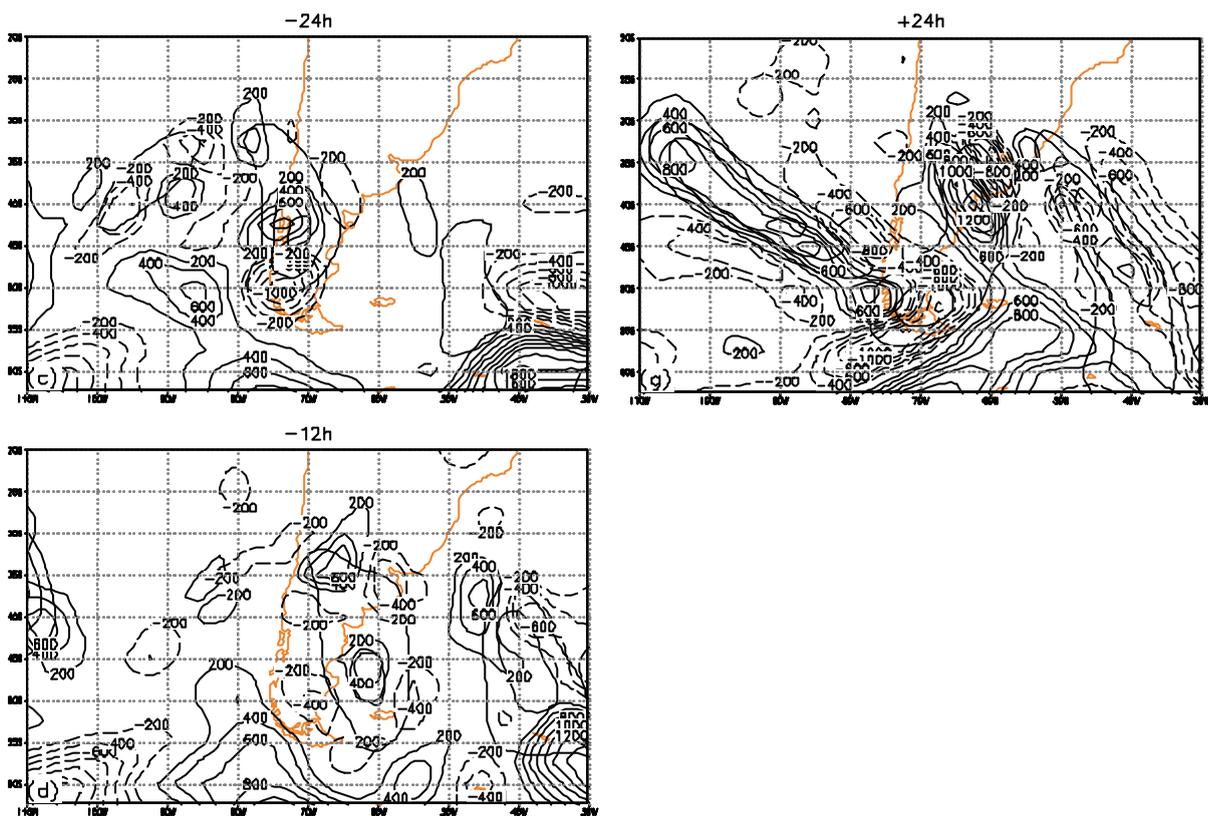


FIGURA 5.45 - Conclusão.

A energética média no volume é apresentada na Figura 5.46. A ECD média no volume mostrou duas fases de ligeiro decréscimo e duas de crescimento (Figura 5.46(a)). O primeiro decréscimo de ECD ocorreu no início, entre -48 h e -36 h, e o segundo entre -06 h e $+06$ h. Os crescimentos ocorreram entre -36 h e -06 h, e entre $+06$ h e $+24$ h. O período de mais intenso crescimento ocorreu em -18 h com base na TEO e $+18$ h com base na TEC. Como também foi observado nos dois compostos e no caso 1 (Figura 5.14(a), 5.22(a), 5.34(a)), a TEC foi superior a TEO, gerando um RES quase sempre negativo (Figura 5.46(a)). A primeira fase de crescimento da ECD (entre -36 h e -06 h) foi explicada pelo termo CFA juntamente com o BRC e a segunda fase de crescimento (entre $+06$ h e $+24$ h) foi dominado pelo termo BRC (Figura 5.46(a)). O desenvolvimento inicial devido ao termo CFA e o posterior desenvolvimento dominado pelo termo BRC é uma característica do DBCA proposto por Orlanski e Sheldon (1995), entretanto no caso atual, o ciclone em superfície não se desenvolveu como proposto pelos autores, pois se supõe que devido à presença de uma frente fria sobre a AS, a

energia cinética gerada pela conversão BRC foi utilizada para a intensificação da frente fria. Trata-se de uma suposição, pois a confirmação seria obtida com um estudo mais aprofundado como por exemplo através de uma análise espectral ou através da análise do comportamento da energia potencial disponível na região.

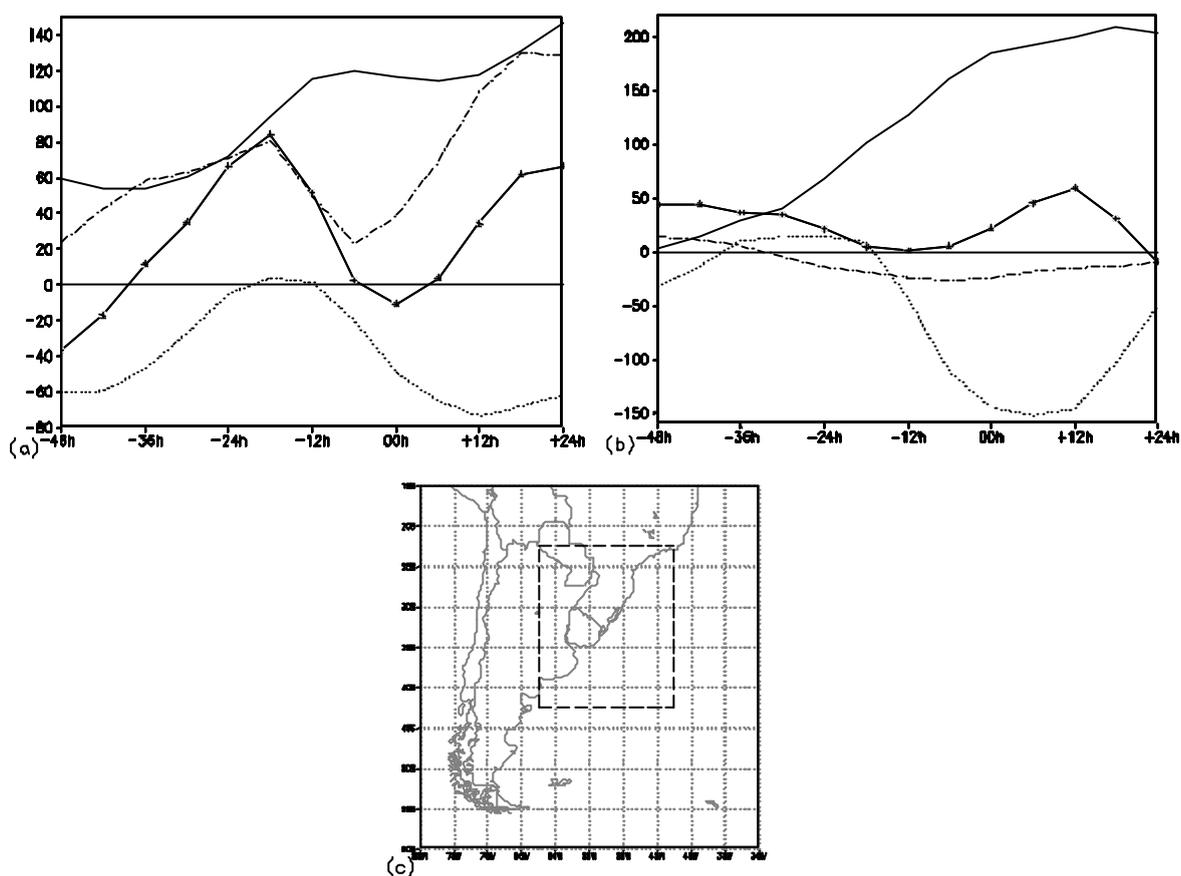


FIGURA 5.46 - Energética média no volume para o caso 2. A esquerda estão apresentadas a ECD (—), TEO (—*), TEC (-??) e RES (???), enquanto na direita estão apresentados os termos de conversão: BRC (—), CFA (—*), BRT (-??) e CEC (???). O retângulo em linhas tracejadas (c) indica a área em que foi feita a média no volume. Unidades em $m^2s^{-2}dia^{-1}$, com exceção do termo ECD que está em m^2s^{-2} .

Foi visto neste Capítulo, que os dois compostos (B e C) apresentaram: 1) o cavado em médios níveis antes e durante a ciclogênese; 2) as variáveis em baixos (gradiente

horizontal de temperatura, taxa de crescimento de Eady e fluxo meridional de calor e umidade), médios (movimento vertical) e altos (advecção de vorticidade relativa, divergência e velocidade do vento) níveis favoráveis a ciclogênese; 3) a conversão baroclínica dominando a evolução da energia cinética; e 4) a convergência do fluxo ageostrófico de energia desempenhando um papel secundário na energética. Com base nos compostos (com ciclogênese) e nos casos (sem ciclogênese), pode-se afirmar que no caso 1, a ciclogênese em superfície não ocorreu por 3 motivos, foram eles: 1) as variáveis em baixos, médios e altos níveis foram desfavoráveis; 2) o decaimento barotrópico foi intenso; e 3) a conversão baroclínica foi fraca. Com relação ao caso 2, a ciclogênese em superfície não ocorreu por 2 motivos, foram eles: 1) algumas variáveis em baixos (fluxo meridional de calor e umidade) e altos níveis (advecção de vorticidade relativa e divergência) foram desfavoráveis; e 2) a conversão baroclínica foi intensa mas, supõe-se, que a energia tenha sido utilizada para a intensificação da frente fria e não para o desenvolvimento do ciclone.

CAPÍTULO 6

AVALIAÇÃO DO MCGA DO CPTEC/COLA ATRAVÉS DA ENERGÉTICA DOS CAVADOS

O presente Capítulo tem por objetivo verificar se a previsão para até 5 dias do MCGA do CPTEC/COLA apresenta erros sistemáticos nos termos de conversão energia. Desta forma, são apresentados os resultados relativos a energética de 3 casos de cavados utilizando-se os dados de reanálise do NCEP/NCAR e os dados de previsão e análise do MCGA do CPTEC/COLA. Estes 3 casos foram observados entre os dias 19 e 29 de fevereiro de 2004 e foram selecionados por apresentar o termo RES pequeno nos dados de reanálise. Todos os casos foram analisados a partir das previsões das 1200 UTC, sendo que as previsões foram limitadas a 120 h (5 dias).

Baseado nos dados de reanálise e previsão obteve-se algumas características dos cavados, as quais estão mostradas na Tabela 6.1. Durante os 5 dias analisados, os três cavados desenvolveram-se entre o sul da África e Oceano Pacífico, com comprimento de onda médio no período próximo a 60° de lon (correspondendo a $k = 6$) e com deslocamento zonal entre 30° e 60° de lon, correspondendo a C_f de aproximadamente $10^\circ\text{lon dia}^{-1}$. A coluna IPv da Tabela 6.1 refere-se a Identificação da Previsão, e significa a defasagem no tempo entre o início do acompanhamento do cavado e o início da previsão. Por exemplo, para o cavado observado no dia 19, foram avaliadas as previsões do modelo iniciando-se a previsão as 1200 UTC do dia 19 (referida como 00P) e as 1200 UTC do dia 20 (referida como 24P devido à defasagem de 24 h).

TABELA 6.1 - Características dos cavados seleccionados no período de 19 a 29 de fevereiro de 2004.

Caso	Dia	IPv	C _f (° lon dia ⁻¹)		λ (° lon)		Região de Ocorrência	Deslocamento em 120 h (° lon)	
			Re	Pv	Re	Pv		Re	Pv
1	19	00P	12	11	64	64	Sul da África - Oceano Índico	60	55
	20	24P	12	12,6	67	63		60	63
2	22	00P	12	11,6	58	55	Sul da Austrália – Oceano Pacífico	60	58
	23	24P	9,5	9,2	60	55		47,5	46
	24	48P	6,5	7,2	59	61		32,5	36
3	26	00P	11	11,8	64	62	Oceano Índico – Sul da Austrália	55	59
	28	48P	10,5	11,6	61	60		52,5	58

IPv- Identificação da Previsão, C_f- velocidade de fase zonal, λ- comprimento de onda zonal, Re- reanálise e Pv- previsão.

Através dos campos de altura geopotencial em 500 hPa da reanálise notou-se que o cavado do caso 1 encontrava-se em aproximadamente 40°E (ao sudeste da África) no dia 19 (Figura 6.1(a)), deslocou-se zonalmente com C_f média de 12°lon dia⁻¹ e λ aumentou em 10° de lon até o dia 22 (Figura 6.1(b-d)). O eixo do cavado apresentou inclinação NW-SE com relação ao eixo meridional e iniciou a dissipação no dia 25 ao sudoeste da Austrália (Figura 6.1(e-g)). Na previsão 00P (Figura 6.2(a)), o cavado começou a atrasar com relação a reanálise no dia 23 (96 h de previsão) e mostrou o eixo do cavado inclinado na direção NW-SE (Figura 6.2(a-b)). Importante destacar que nas previsões 00P e 24P o modelo mostrou a existência de um outro cavado bem desenvolvido corrente acima do cavado analisado (em 60°E na previsão 00P - Figura 6.2(b); e em 80°E na previsão 24 P – Figura 6.2(d)), porém na reanálise tal cavado apresenta-se com pequena amplitude.

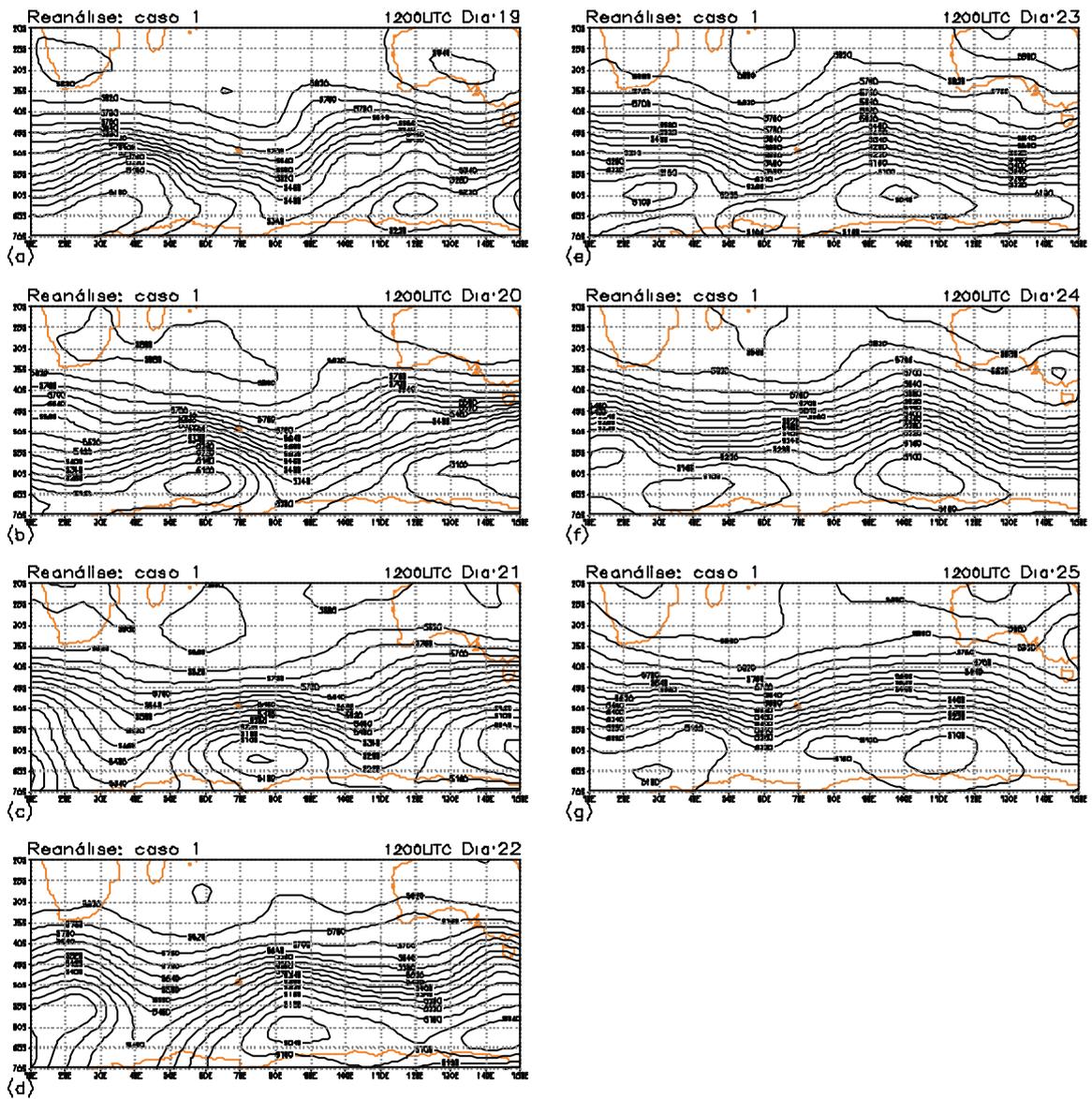


FIGURA 6.1 - Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 1. IC = 60 mgp.

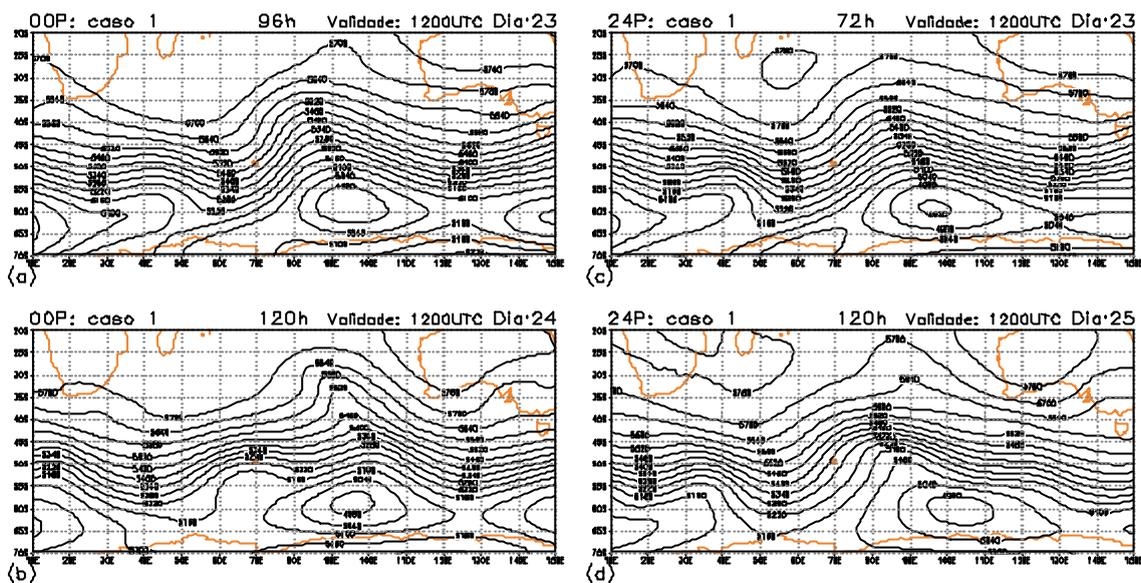


FIGURA 6.2 - Como na Figura 6.1, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA. Previsão 00 P para as 96 h (a) e para as 120 h (b) e previsão 24 P para as 72 h (c) e 120 h (d).

O cavado do caso 2 formou-se no dia 22 ao sul da Austrália (Figura 6.3(a)), aumentando sua amplitude até o dia 27 (Figura 6.3(b-f)), momento a partir do qual sua inclinação meridional passou a ser de NW-SE (Figura 6.3(g)). Ressalta-se que no dia 24 em 180/47,5°S houve a formação de um vórtice associado a este cavado (Figura 6.3(c)). No dia 28, a base do cavado (45°-65°S) começou a se desprender de sua parte norte, enfraquecendo-se no dia 29 (Figura 6.3(g-h)). O deslocamento é bem previsto pelo modelo nas três previsões, mas algumas diferenças podem ser apontadas. Por exemplo, a inclinação no dia 27 é levemente de NW-SE e a base do cavado não se apresenta zonal como na reanálise (Figura 6.4(a)). No dia 28 próximo a Nova Zelândia, há um cavado de onda curta que não foi previsto pelo modelo nas previsões 00P e 24P, mas foi previsto com comprimento de onda maior na previsão 48P (Figura 6.4(b-d)).

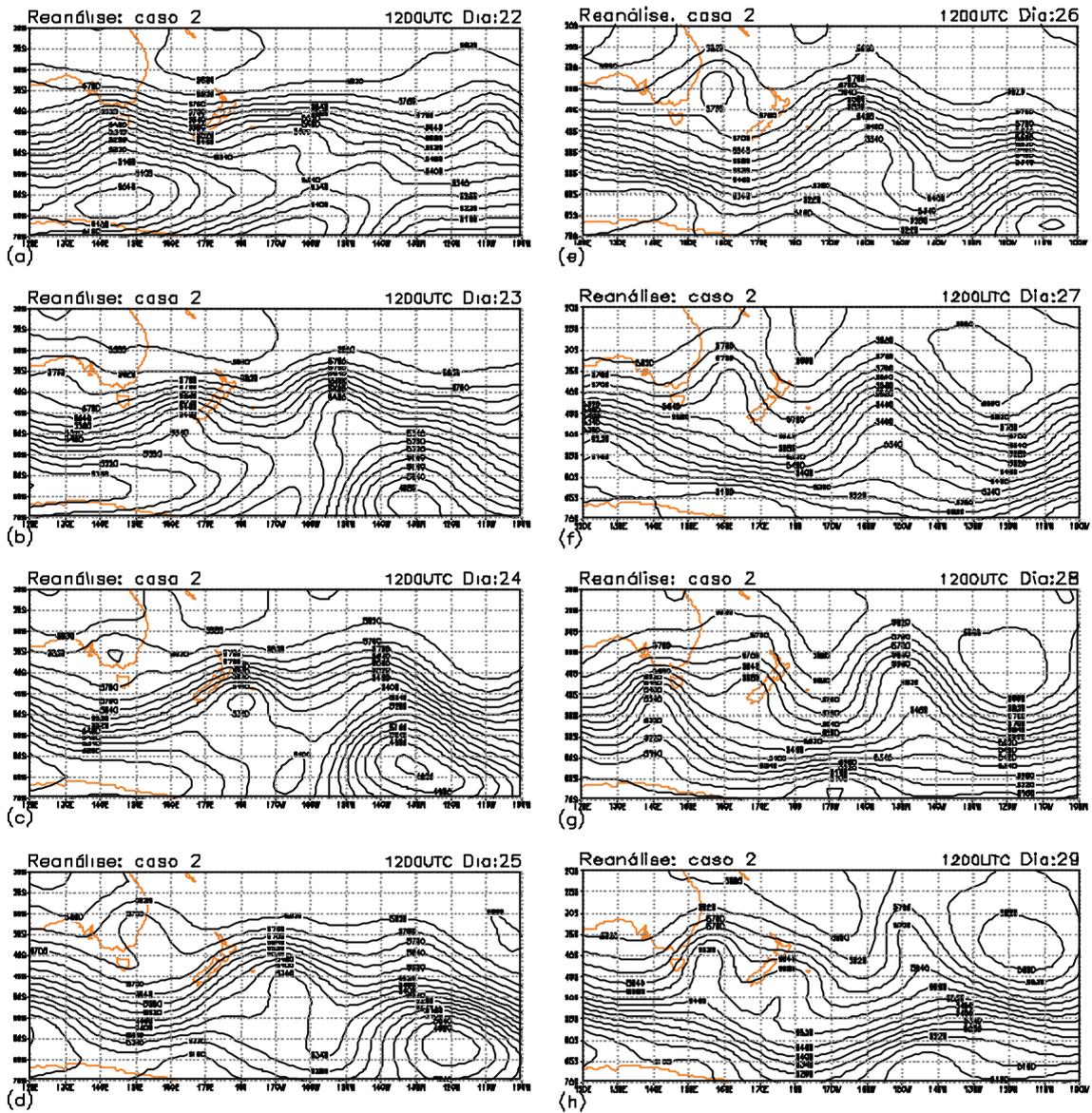


FIGURA 6.3 - Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 2. IC = 60 mgp.

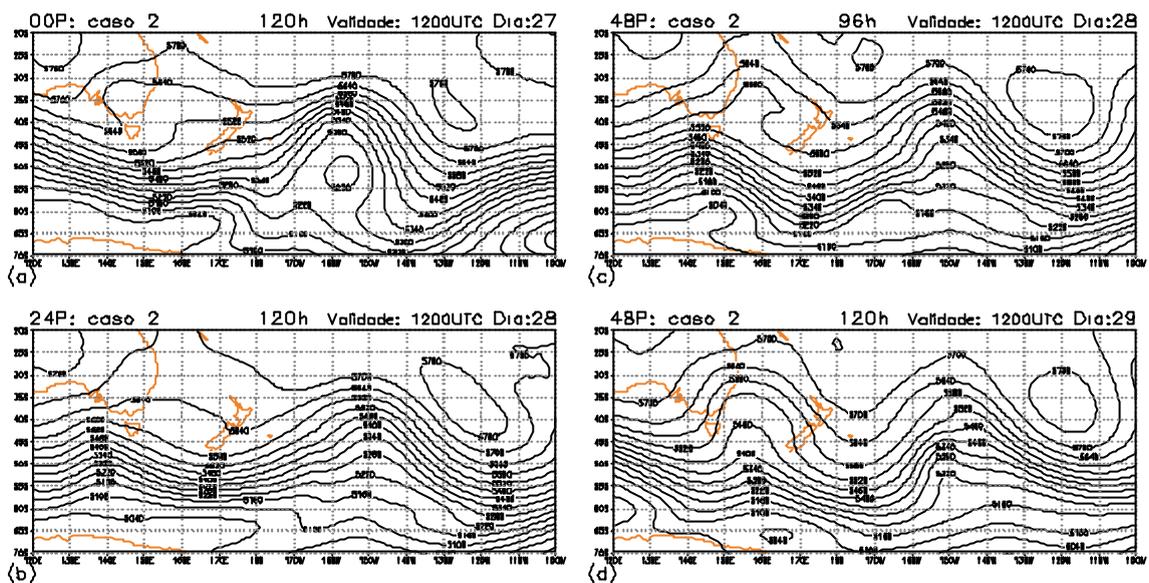


FIGURA 6.4 - Como na Figura 6.3, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA. Previsão 00 P para as 120 h (a), previsão 24 P para as 120 h (b), e previsão 48 P para as 96 h (c) e 120 h (d).

O cavado do caso 3 localizou-se em 60°E no dia 26 (Figura 6.5(a)), deslocou-se para leste e apresentou inclinação NW-SE até o dia 29 (Figura 6.5(b-d)). O caso 3 diferenciou-se dos outros por apresentar na reanálise uma rápida aproximação de um cavado corrente acima do analisado. Este novo cavado foi identificado pela primeira vez no dia 2 em 80°E (Figura 6.5(f)). A aproximação foi tal que no dia 4, o eixo dos dois cavados distanciou pouco mais de 20° de lon um do outro. As previsões reproduziram bem o deslocamento e as inclinações dos cavados (Figura 6.5(h)). A previsão 48P previu a aproximação do cavado corrente acima, mas não foi preciso no seu desenvolvimento e posicionou-o mais afastado (mais a oeste) do cavado principal (Figura 6.6(c-d)), quando comparado a reanálise.

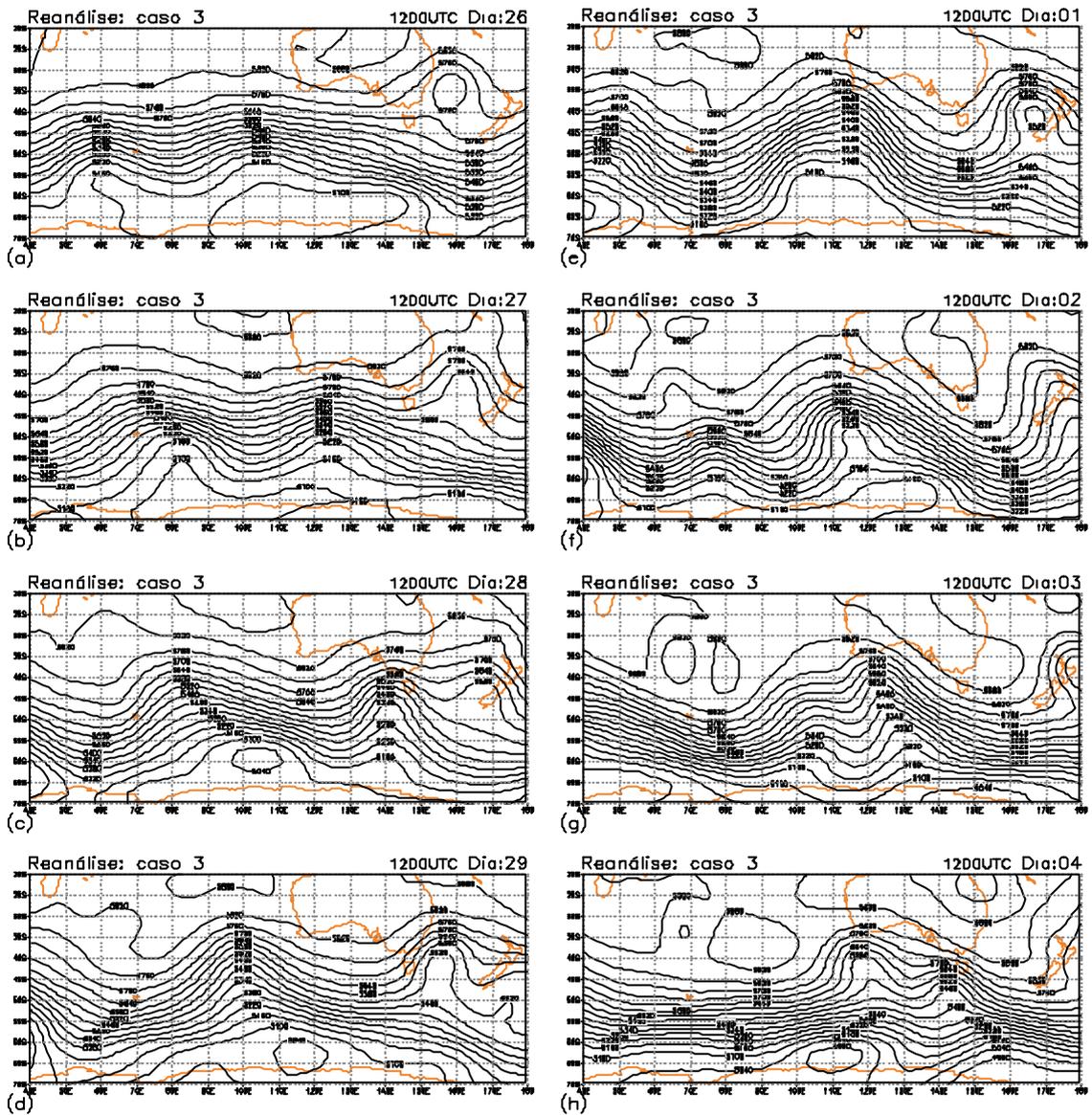


FIGURA 6.5 - Altura geopotencial em 500 hPa para o caso 3. IC = 60 mgp.

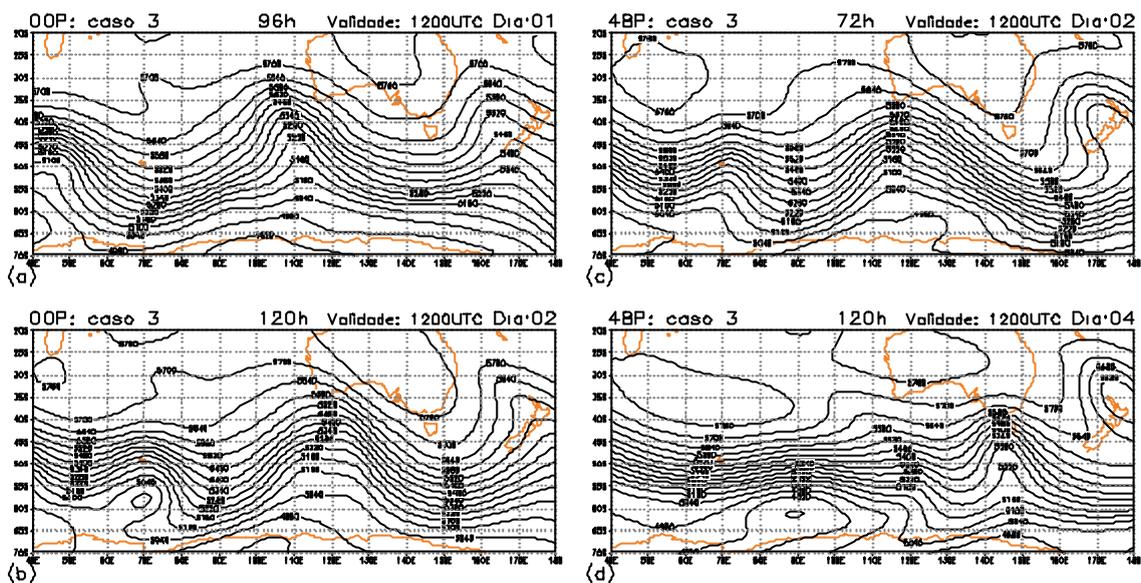


FIGURA 6.6 - Como na Figura 6.5, mas para a previsão do MCGA do CPTEC/COLA. Previsão 00 P para as 96 h (a) e para as 120 h (b) e previsão 48 P para as 72 h (c) e 120 h (d).

Como dito na metodologia, a extensão longitudinal do volume para o cálculo de energética foi de 60° de lon, no entanto, para se analisar a energética dos dados do modelo de uma maneira mais geral, esta extensão foi aumentada para compreender os 360° de lon mantendo a mesma faixa de latitude (70°S - 20°S). A vantagem de tal mudança é que não há mais o problema da localização do volume, como discutido na metodologia, fazendo com que os termos CFA e CEC tendam a zero, limitando as conversões de energia aos termos BRC e BRT. Assim, pode-se ter a evolução clássica dos distúrbios, com crescimento baroclínico e decaimento barotrópico (Randel e Stanford, 1985a, b). A desvantagem de utilizar este domínio é a ausência de transferência de energia cinética entre distúrbios separados, uma vez que se observa o HS quase que por inteiro. Esta situação especial é referida como caso 360 (devido à largura do domínio) e as previsões iniciaram as 1200 UTC do dia 26 (00P) e as 1200 UTC do dia 29 (72P). Foram escolhidas as previsões iniciadas nos dias 26 e 29 pois são válidas para períodos em que a reanálise mostrou uma fase de crescimento (entre as 00 h e as 120 h) e uma de decaimento de energia cinética (entre as 120 h e as 192 h), respectivamente.

Para efeitos de comparação, a energética da análise do MCGA do CPTEC/COLA está indicada nas próximas figuras pelo símbolo * e é apresentada somente para as 1200 UTC de cada dia, com intervalo de 24 h. Esta informação foi incluída pois em algumas situações a análise pode ser bem diferente da reanálise. Ressalta-se que o valor dos termos da energética no início da previsão não coincide com o valor da análise, pois na previsão (e na reanálise) o valor foi suavizado a fim de filtrar oscilações rápidas, tornando mais suave a evolução temporal. A suavização aplicada é uma média de três pontos (tempos), onde o peso do ponto central é 2 e os pontos para frente e para trás têm peso 1.

A evolução da ECD para os 3 primeiros casos apresentados na Tabela 6.1 e para o caso 360 está representada na Figura 6.7. Em termos gerais, observa-se que a evolução temporal da ECD é bem prevista pelo modelo, embora com magnitudes diferentes em determinadas situações. Excetuando-se o caso 1 e a previsão 00P do caso 2, o modelo tende a superestimar a ECD nos primeiros 3 dias de previsão, e subestima nos dois dias finais (Figura 6.7(b-d)). Para o caso 1, pode-se observar que o modelo superestima a ECD durante todo o período, mesmo para a previsão 24P (Figura 6.7(a)). Ressalta-se que o caso 1 apresenta uma quantidade menor de energia cinética do que os outros 3 casos, ou seja, pode-se dizer que para estes 3 casos o modelo tende a superestimar a ECD em casos fracos e subestimar em casos mais fortes nos dois dias finais de previsão. Este resultado não é conclusivo pois a análise se baseou somente em 4 casos. No caso 2 observa-se que todas as previsões mostram a redução de ECD no período das 60 a 84 h, mas o acentuado aumento da ECD na reanálise após 96 h é previsto menos acentuado (Figura 6.7(b)). O caso 3 destaca-se no período de 84 h iniciais, pois o aumento de ECD é bem previsto pelo modelo (Figura 6.7(c)).

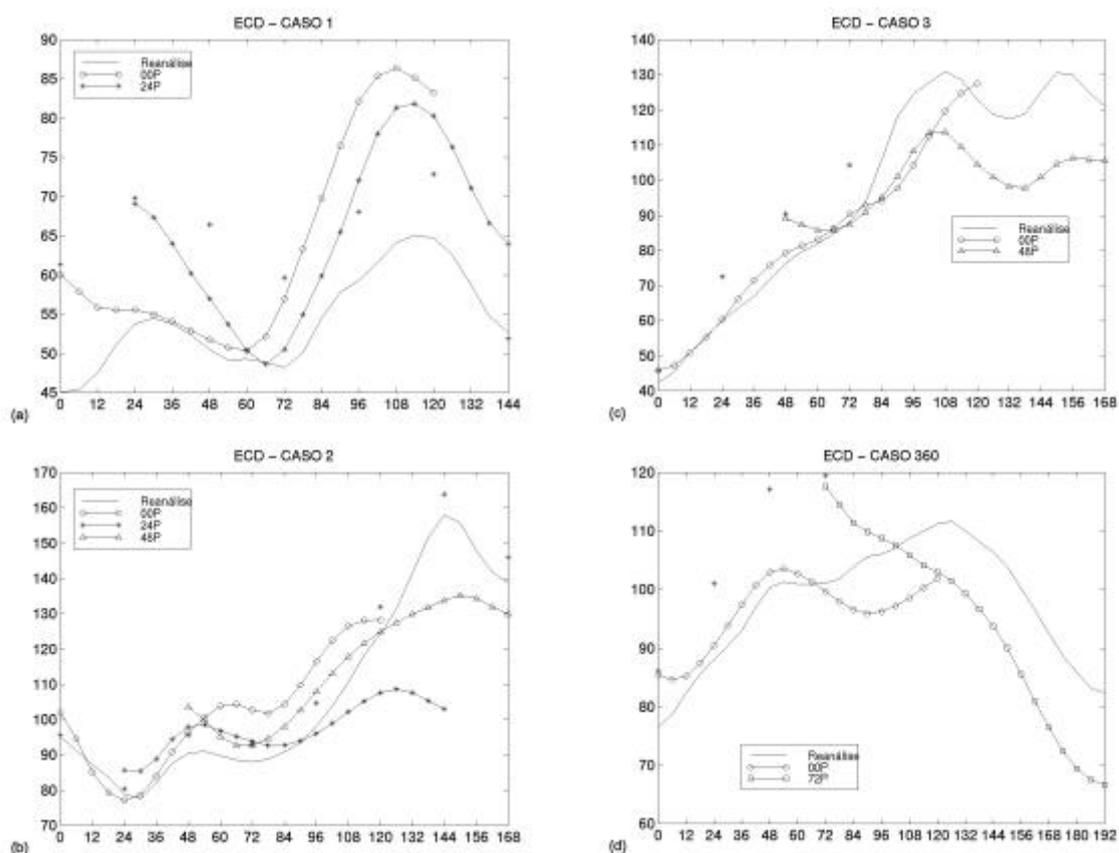


FIGURA 6.7 - Evolução da ECD (m^2s^{-2}) para os casos 1 (a), 2 (b), 3 (c) e 360 (d). Dados de reanálise (linha contínua) e dados do MCGA: análise (*) e previsão 00P (—○—), 24P (—*—), 48P (—△—) e 72P (—?—). Abscissa em horas.

No período entre 6h e 12 h de previsão, a ECD apresentou-se superior a ECD da reanálise para todos os casos apresentados. Isto pode estar associado ao processo de inicialização do modelo. Dare e Smith (1984) compararam o balanço de energia de ciclones extratropicais utilizando dados observacionais e dados de previsão de um modelo de área limitada. Seus resultados mostraram que a ECD do campo de vento inicializado foi superior a ECD do vento observado, sendo esta diferença atribuída ao processo de inicialização do modelo que gera o *first-guess* do campo de vento. Quando a análise é gerada, nas regiões onde há ausência de dados observados de vento, o processo de inicialização gera um campo de vento geostrófico, o qual é mais intenso do que o vento que seria observado pois o vento é subgeostrófico. Situação similar pode

estar acontecendo neste estudo, pois se pode considerar que a análise do modelo tenha sido gerada com menos dados observacionais, principalmente dados de radiossondagem, do que a reanálise já que os cavados encontram-se sobre o oceano, sendo assim, o campo de vento seria mais geostrófico na análise do que na reanálise, gerando um campo de ECD mais intenso. Outro ponto a ser observado é o *spin up* do modelo, o qual refere-se ao fato de que o modelo leva algumas horas para atingir o balanço entre seus processos físicos, entre eles o ciclo hidrológico, convecção, etc (Holton, 1992; Carlson, 1991).

A TEO mostrada na Figura 6.8 confirma que a evolução da ECD é bem representada pelo modelo, embora a magnitude seja diferente e muitas vezes os máximos/mínimos estão defasados no tempo. Não é observado um erro sistemático a ponto de afirmar que o modelo superestima ou subestima a TEO. No caso 1 entre as 72 e 108 h, o modelo superestimou a TEO nas duas previsões (00P e 24P), enquanto para o caso 2, pós 108 h, o modelo subestima a TEO nas 3 previsões embora haja melhora dos resultados com a previsão 24P e 48P em alguns períodos (Figura 6.8(a-b)). Há uma pequena indicação de que os períodos de TEO negativos foram melhor previstos do que os períodos com TEO positivos como parece indicar os períodos pós 120 h do caso 1, até a 24 h do caso 2, entre 108 e 132 h do caso 3 e pós 132 h do caso 4 (Figura 6.8).

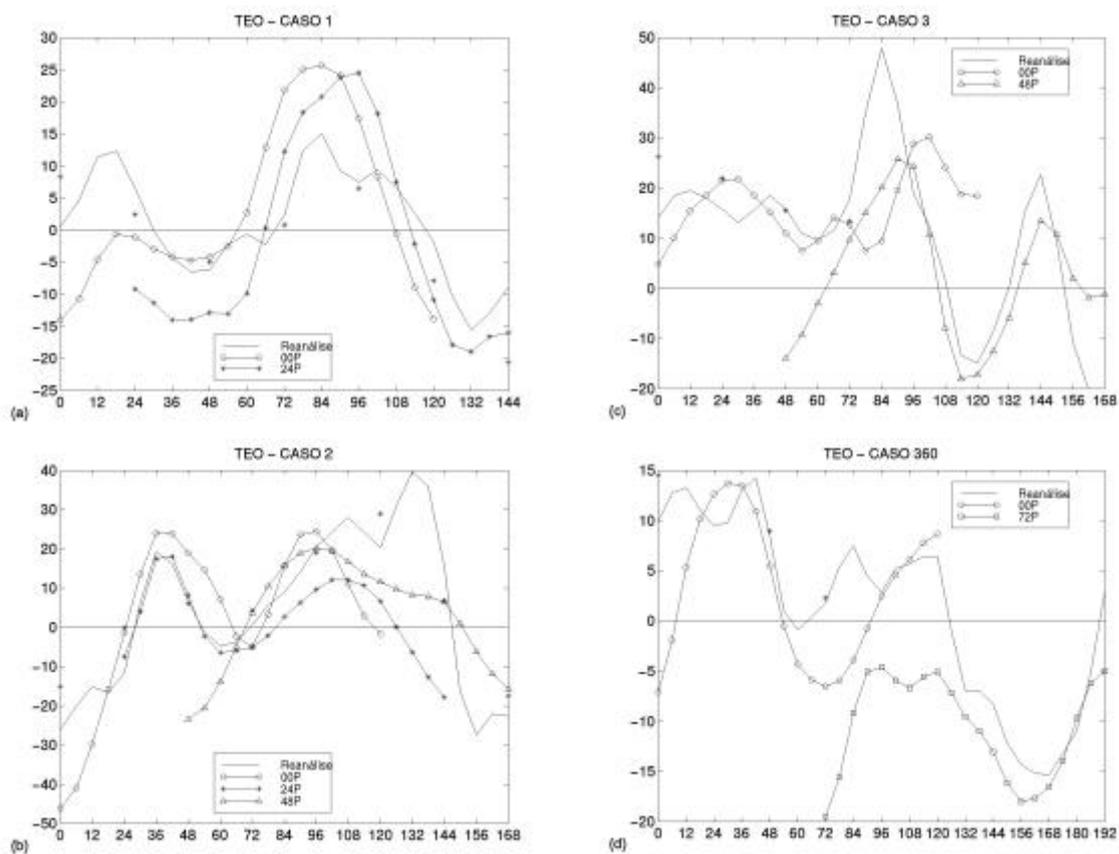


FIGURA 6.8 - Como na Figura 6.7, mas para a TEO ($m^2 s^{-2} dia^{-1}$).

As previsões do modelo apresentaram tendência de superestimar o termo TEC quando comparado com os dados de reanálise (Figura 6.9). Há períodos onde o modelo mostra boa concordância com a reanálise como pode ser visto nas 36 h finais da previsão 24P do caso 1 e entre as 48 e 96 h das duas previsões do caso 3 (Figura 6.9(a, c)). Como foi esclarecido na metodologia, o termo TEC é calculado a partir dos termos de conversão do lado direito da Equação 3.8, portanto, é provável que o modelo superestime algum termo de crescimento da ECD, e/ou subestime algum termo de decaimento da ECD. Os termos de conversão mais importantes serão apresentados mais a frente, mas a princípio, analisando-se o caso 360 e lembrando que neste caso a conversão de energia restringe-se aos termos BRC e BRT, há indicação de que o problema da superestimativa do termo TEC esteja associada a superestimativa do termo BRC e/ou subestimativa do termo BRT.

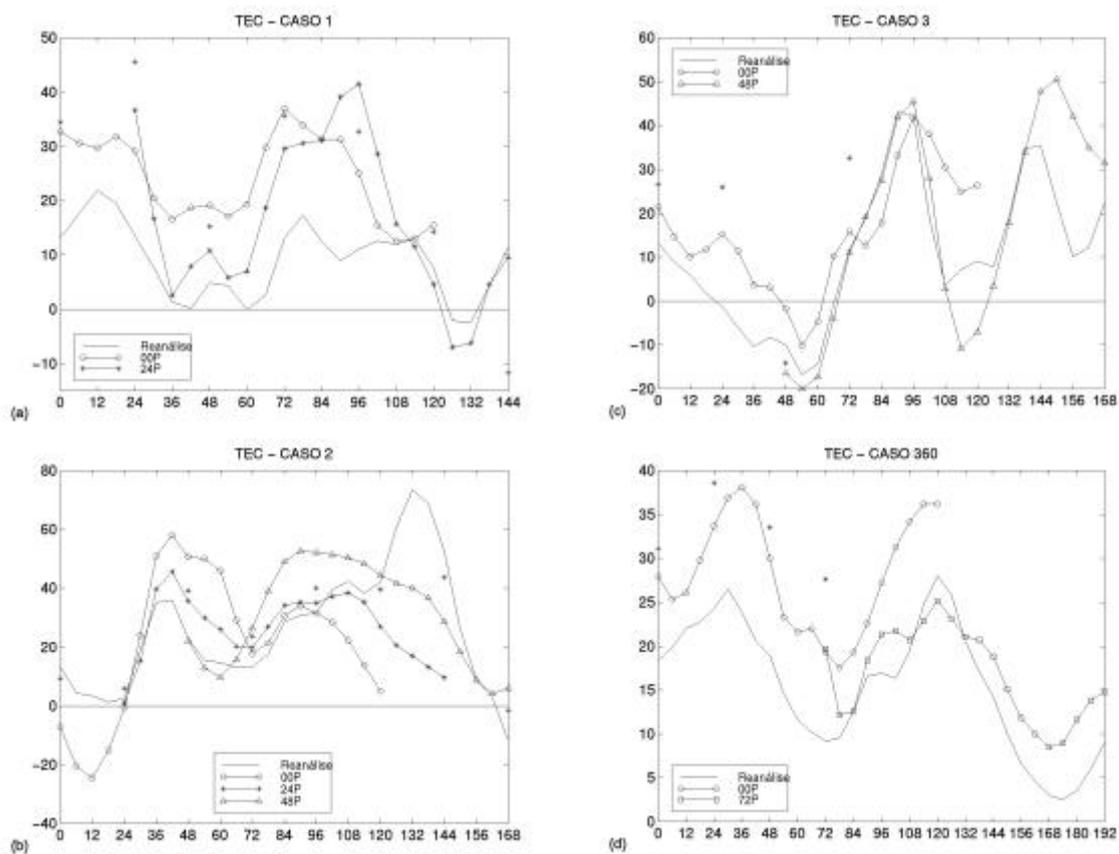


FIGURA 6.9 - Como na Figura 6.7, mas para a TEC ($m^2s^{-2}dia^{-1}$).

De uma maneira geral, o termo RES, em módulo, tende a ser maior no modelo do que na reanálise (Figura 6.10). Excetuando-se as primeiras 84 h do caso 3, o termo RES apresenta-se sempre negativo tanto na reanálise quanto no modelo, sendo que neste último o termo RES apresenta-se ainda mais negativo. Isto significa dizer que a Equação 3.8 explica melhor a evolução da ECD utilizando-se os dados da reanálise do que os dados do modelo. Como esclarecido na metodologia, o RES é resultado da diferença entre o termo TEO e TEC, ou seja, o RES está refletindo apenas a superestimativa do termo TEC citada anteriormente (Figura 6.9) ou a falha na previsão da ECD (Figura 6.7 e 6.8). Existe a tendência do termo RES ser grande no início da previsão, diminuir rapidamente nas primeiras 12 h e aumentar no final da previsão (Figura 6.10). Tal comportamento parece indicar um problema com a análise utilizada pelo modelo, problema este que tende a ser reduzido rapidamente devido, provavelmente, à consistência dinâmica do modelo. O comportamento inicial do RES

era um resultado esperado, pois a análise foi gerada em um modelo e a previsão foi realizada em outro, assim, os campos iniciais levam um tempo para se ajustar ao novo modelo (Figuroa, 2004). Além disso a o processo de *spin up* discutido anteriormente,

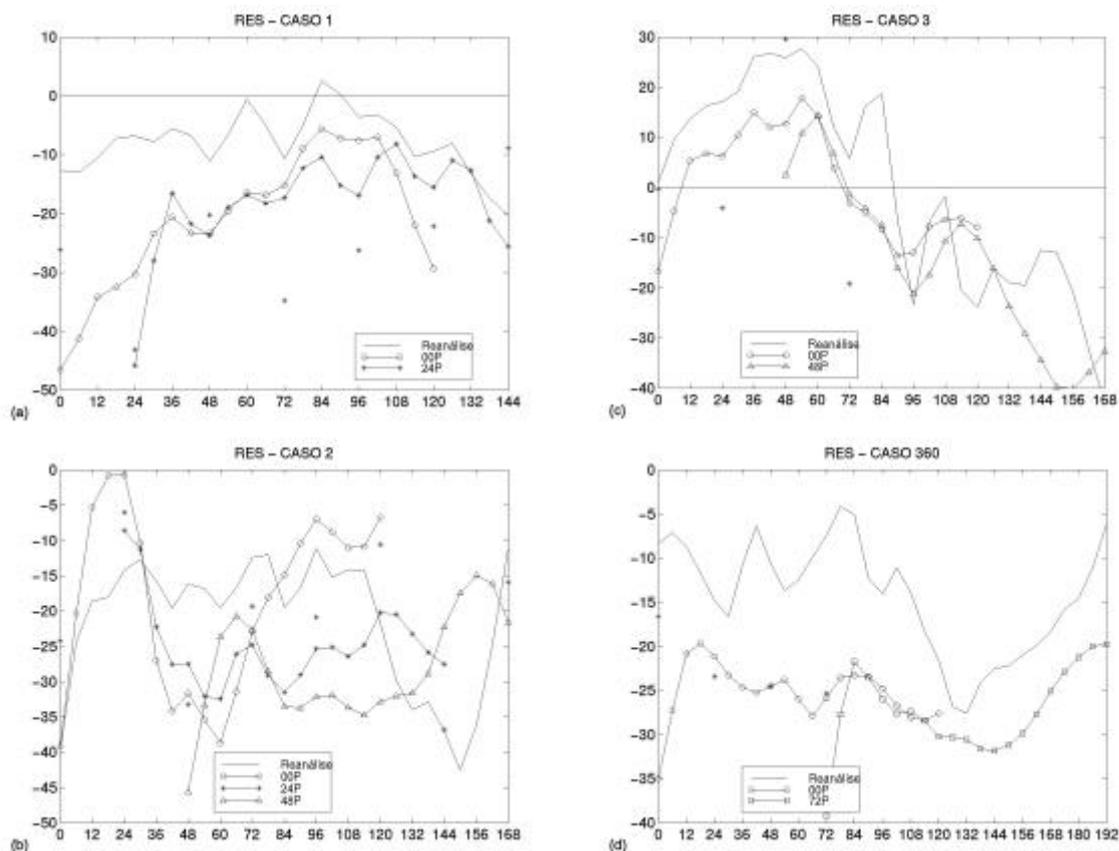


FIGURA 6.10 - Como na Figura 6.7, mas para a RES ($m^2 s^{-2} dia^{-1}$).

O termo BRC tende a ser superestimado pelo modelo, mas sua evolução no tempo concorda consideravelmente com a reanálise (Figura 6.11). A previsão iniciada em dias diferentes pode reduzir o termo BRC em algumas situações, mas não em todas, sugerindo que a superestimativa deste termo depende não somente do período de previsão considerado, mas também do estágio de desenvolvimento do sistema, como foi encontrado por Mendonça (1999, 2000) e observado durante o período das 36 a 84 h e das 84 a 120 h do caso 1 (Figura 6.11(a)). No primeiro período (36 h a 84 h), a previsão 24P reduz o termo BRC, mas não o reduz durante o segundo período (84 h a 120h). Outra situação pode ser observada no caso 2 entre 36 e 72 h (Figura 6.11b). A previsão

00P mostra valores maiores do termo BRC quando comparado a reanálise, mas nas previsões 24P e 48P, o termo BRC torna-se muito próximo ao valor obtido na reanálise. Melhora considerável na previsão do termo BRC para o caso 3, foi observada entre as 108 e 120 h na previsão 48P, pois na previsão 00P o termo BRC apresenta-se muito elevado, enquanto na previsão 48P o termo BRC reduz-se abaixo de $60 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ aproximando-se dos valores da reanálise (Figura 6.11(c)).

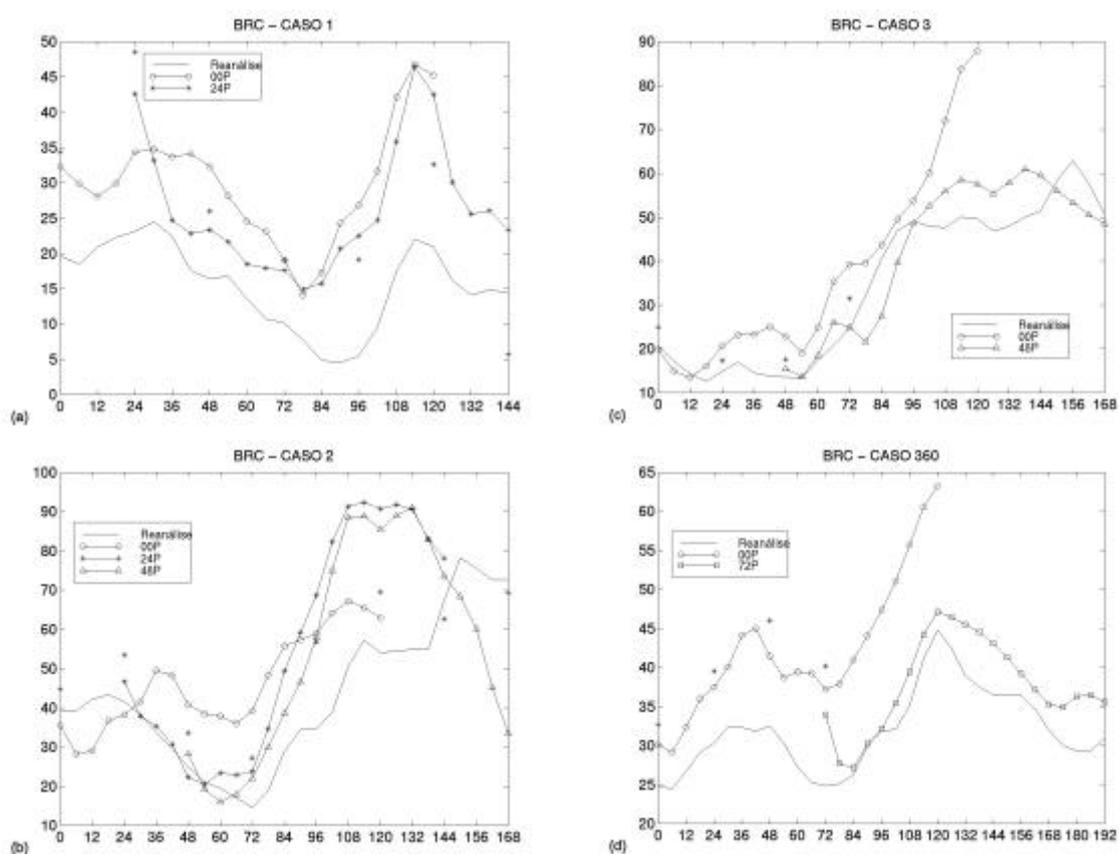


FIGURA 6.11 - Como na Figura 6.7, mas para a BRC ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).

Como este termo está associado à \mathbf{w}' e \mathbf{a}' , ou seja, a perturbação de omega e de temperatura, respectivamente, o modelo deve estar indicando maior conversão baroclínica devido ou ao maior movimento vertical da perturbação, ou a maior perturbação da temperatura. Como o modelo tem uma resolução maior do que os dados de reanálise, o modelo tem condições de definir melhor as regiões de forte convecção, que integradas numa área de $60^\circ \times 50^\circ$ podem explicar, em parte, a conversão

baroclínica maior. É importante destacar o fato de que ω não é uma variável prognóstica, sendo obtida por uma relação diagnóstica (Mendonça, 2000). Mendonça (2000) estudou o balanço de vorticidade absoluta com dados de previsão do modelo do CPTEC/COLA, e ressalta, entre outros resultados, que a maior contribuição para o resíduo deve-se ao termo de advecção vertical de vorticidade relativa $-\mathbf{w} \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p}$, principalmente em regiões convectivamente ativas. Tal observação sugere que o problema da superestimativa do termo BRC deve-se a superestimativa de \mathbf{w}' .

O modelo, em geral, previu o termo BRT muito próximo ao valor obtido na reanálise, incluindo suas tendências no tempo, sendo que nas 24 h finais de previsão ocorrem as maiores diferenças com reanálise (Figura 6.12). Há situações em que as previsões iniciadas em dias diferentes melhoram o valor do termo BRT, mas em outras situações não ocorre. Por exemplo, para o período pós 96 h do caso 1, as duas previsões tendem a mostrar o termo BRT muito mais negativo do que o valor obtido na reanálise, diferentemente do período das 60 as 84 h do caso 3, onde o termo BRT é mais bem previsto na previsão 48P do que 00P (Figura 6.12(a, c)).

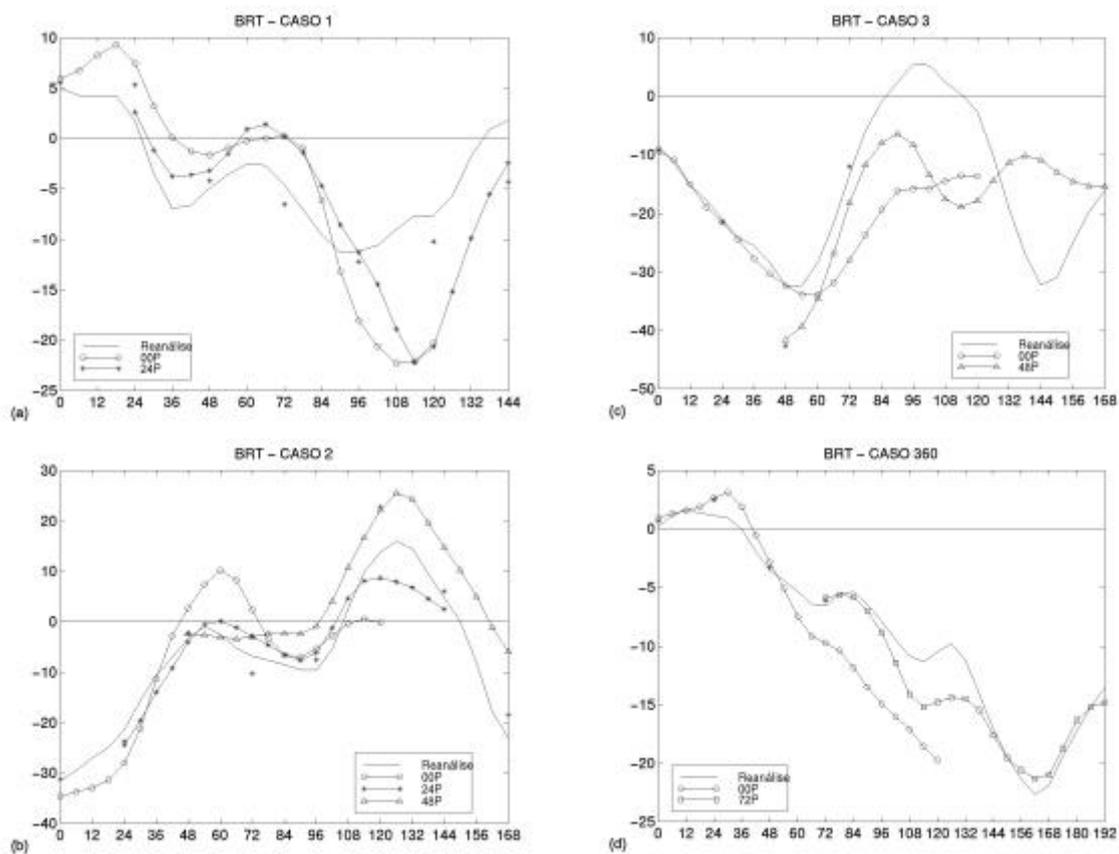


FIGURA 6.12 - Como na Figura 6.7, mas para a BRT ($\text{m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$).

Comparando-se os termos BRC e BRT na Equação 3.6, pode-se observar que é mais fácil localizar o erro do modelo no cálculo do primeiro termo do que no segundo, pois o termo BRT é obtido a partir de derivadas e produtos internos de perturbação do campo de vento nas 3 dimensões, além do campo de vento horizontal do estado básico, enquanto que o primeiro é obtido via \mathbf{w}' e \mathbf{a}' . Tal complexidade pode ser verificada no trabalho de Lackmann et al. (1999), onde o termo BRT depende da orientação do eixo do distúrbio relativo ao eixo de dilatação/contração do escoamento básico e também da forma do distúrbio (anisotropia), demonstrando a complexidade do termo BRT e a dificuldade de apontar onde pode estar o problema com a previsão do modelo com a presente análise.

O termo CFA que está associado ao DCA (Figura 6.13), não mostra um erro sistemático na previsão do modelo, mas a magnitude é superestimada em algumas situações,

embora suas tendências no tempo sejam bem previstas pelo MCGA. No caso 1, a previsão do termo CFA apresenta-se boa até aproximadamente 60 h, após este período, o modelo tende a superestimá-lo, voltando a prever valores próximos a reanálise entre 96 e 108 h (Figura 6.13(a)). O período entre 84 e 120 h do caso 2, este termo foi melhor previsto na previsão 48P do que nas outras duas (24P e 00P), mas tal melhora não foi observada no período entre 120 e 144 h do mesmo caso (Figura 6.13(b)). O termo CFA foi melhor previsto pelo modelo no caso 3, exceto para o período posterior a 108 h para a previsão 00P (Figura 6.13(c)). Para o caso 360, o termo CFA apresenta-se uma ordem de magnitude menor do que em outros casos, o que é um resultado esperado, pois, como foi mencionado, o volume utilizado compreende os 360° de lon e, desta forma, não ocorre a troca de energia entre distúrbios diferentes, ou seja, não ocorre fluxo de energia para fora ou para dentro do volume.

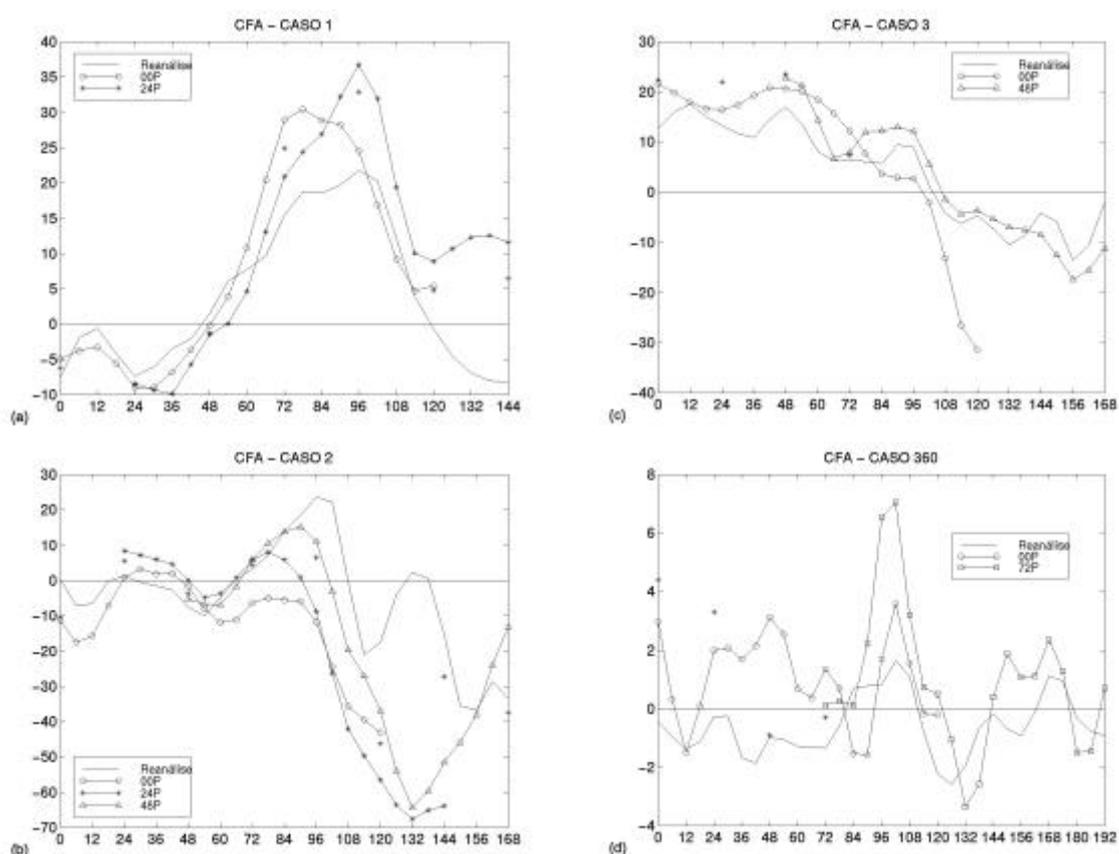


FIGURA 6.13 - Como na Figura 6.7, mas para a CFA ($m^2 s^{-2} dia^{-1}$).

O último termo de conversão analisado é a CEC apresentado na Figura 6.14. De uma maneira geral, verifica-se que este termo é bem previsto pelo modelo, principalmente no que se refere a sua magnitude. Por exemplo, a previsão 00P até 84 h do caso 3 foi bem prevista pelo modelo, mas nas 36 h restantes o termo CEC foi superestimado pelo modelo (Figura 6.14(c)), ocorrendo alguma melhora com a previsão 48P. A evolução no tempo deste termo apresenta concordâncias na maioria dos casos, embora em alguns períodos a evolução não tenha sido bem prevista pelo modelo. Por exemplo, até 72 h de previsão para o caso 1, o termo CEC foi bem previsto pelo modelo, mas no período entre 84 h e 108 h, a reanálise mostra valores negativos de CEC, enquanto o modelo mostra valores positivos ou próximos a zero (Figura 6.14(a)). Entre 60 h e 84 h do caso 2, há uma melhora considerável na previsão do termo CEC com a mudança do dia de início da previsão. Neste período de 24 h, a reanálise mostra valores de CEC levemente positivos, enquanto que a previsão 00P mostra valores de $-20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$, passando a $-10 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ na previsão 24P e da ordem de $5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{dia}^{-1}$ na previsão 48P (Figura 6.14(b)). O termo CEC para o caso 360, assim como o termo CFA discutido anteriormente, apresenta-se uma ordem de magnitude menor do que nos outros casos (Figura 6.14(d)).

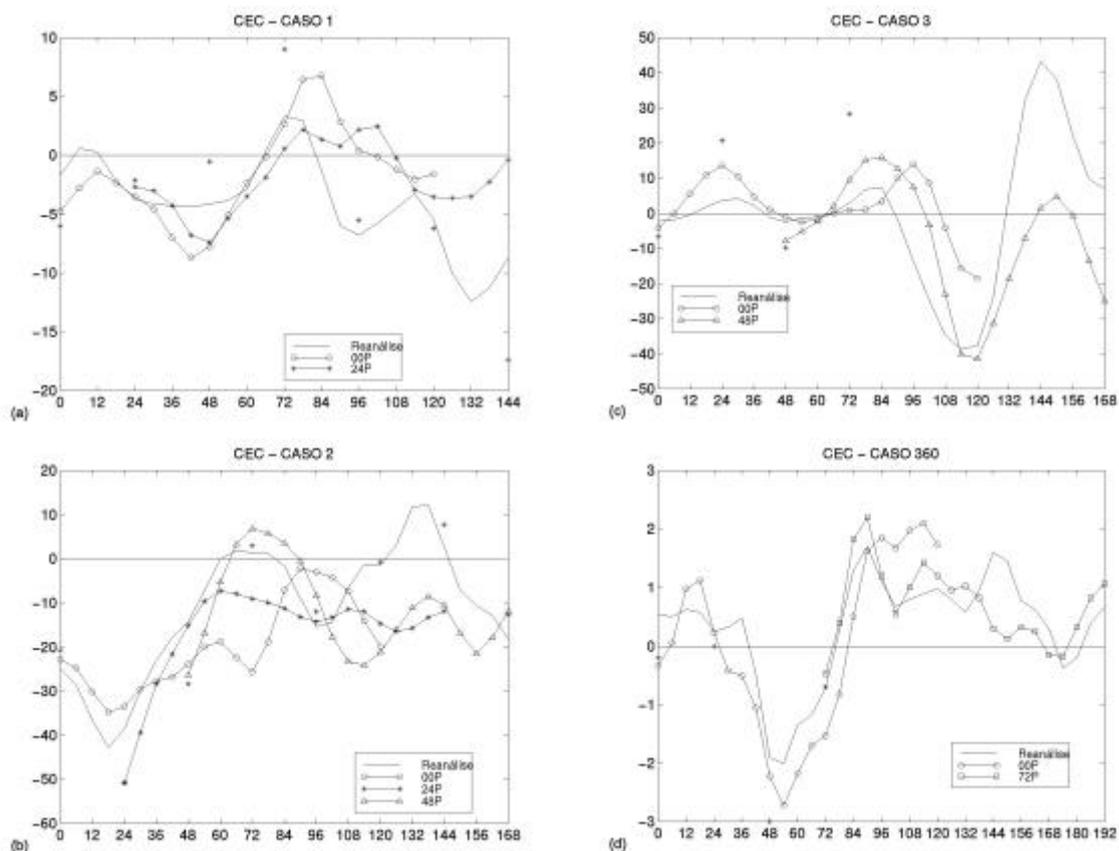


FIGURA 6.14 - Como na Figura 6.7, mas para a CEC ($m^2s^{-2}dia^{-1}$).

Uma observação deve ser feita com relação a energia cinética (termo ECD) e a magnitude do crescimento baroclínico (termo BRC). Em determinadas situações, o termo BRC apresenta-se com magnitude maior na previsão quando comparado com a reanálise, porém a ECD não se mostra muito elevada na previsão. Este comportamento pode estar associado ao fato de que a máxima taxa de crescimento baroclínica (termo BRC) e a máxima ECD não ocorrem no mesmo k , ou seja, a máxima taxa de crescimento pode ocorrer em ondas curtas enquanto a máxima energia é observada em ondas com comprimentos maiores (Gall, 1976a). De certa forma, isto pode ser aplicado nos resultados apresentados, pois o MCGA do CPTEC/COLA tem resolução horizontal maior do que os dados de reanálise, ou seja, o modelo pode simular taxas de crescimento altas para ondas menores as quais não são bem representadas na reanálise, embora o nível de energia nos dois conjuntos de dados seja próximo uma vez que as ondas longas estão presentes nos dois conjuntos de dados e dominam o espectro de

energia. Isto pode ser o caso, por exemplo, para as primeiras 72 h da previsão 00P do caso 3, onde é possível observar que a ECD prevista pelo modelo foi próximo ao obtido pela reanálise, mas o termo BRC foi maior na previsão (Figura 6.7(c), Figura 6.11(c)) e os demais termos de conversão não apresentaram diferenças com relação a reanálise (Figura 6.12(c), Figura 6.13(c), Figura 6.14(c)). Esta situação é mais clara no caso 360, onde a conversão fica restrita aos termos BRC e BRT (Figura 6.7(d), Figura 6.11(d), Figura 6.12(d)). Nas primeiras 72 h da previsão 00P, a ECD é levemente superior na previsão do que na reanálise (Figura 6.7(d)) e o termo BRC é superestimado no modelo (Figura 6.11(d)), enquanto o termo BRT (Figura 6.12(d)) apresenta-se próximo ao valor obtido na reanálise.

Este raciocínio envolvendo ondas curtas pode ser aplicado em algumas situações, mas o que ocorre também é a compensação entre termos de conversão, em especial o termo BRC e CFA. Por exemplo, a superestimativa do termo BRC ocorre juntamente a superestimativa da divergência de energia (negativo do termo CFA), resultando em compensação entre geração e dissipação de ECD. Esta situação pode ser verificada no período 108 h-144 h do caso 2 e entre 108-120 h do caso 3 (Figura 6.7(b-c), Figura 6.11(b-c), Figura 6.13(b-c)) onde se observa o bom comportamento da previsão de ECD apesar da discrepância na previsão dos termos BRC e CFA.

Algumas considerações sobre a qualidade da previsão do MCGA do CPTEC/COLA são necessárias. Um dos primeiros estudos sobre este assunto foi feito por Bitencourt (1996). Seus resultados mostraram que a qualidade da previsão do modelo depende da situação sinótica considerada assim como da fase de desenvolvimento em que ela se encontra. O autor considerou uma previsão útil quando esta cumpre 3 condições, a saber: 1) o desvio padrão da anomalia da análise está próximo do desvio padrão da anomalia da previsão, 2) o erro quadrático médio da previsão é menor ou próximo do desvio padrão da anomalia da previsão e, 3) o coeficiente de correlação entre os campos anômalos analisados e previstos é igual ou maior do que 0,6. Por exemplo, para uma situação de ciclogênese, o modelo apresenta previsão útil para o vento horizontal até 72 h, enquanto para uma situação de friagem e neve, a previsão útil não passa de 48 h.

A previsão útil das variáveis depende se a variável é simples ou derivada, ou seja, a variável simples altura geopotencial, por exemplo, apresenta previsão útil mais longa (superior a 72 h) do que a variável derivada divergência (até 24 h). Das variáveis simples, a umidade específica é a que apresenta a pior previsibilidade, com previsão útil de até 48 h. A previsão da variável derivada divergência, e por consequência o movimento vertical, apresenta validade de até 24 h, explicando de certa forma, as discrepâncias no termo BRC encontradas neste capítulo, embora tais discrepâncias sejam observadas também antes das 24 h de previsão.

As características do storm tracks através dos dados do MCGA do CPTEC/COLA foram observadas por Carmo (2004), porém seu trabalho foi baseado na previsão do modelo climático do CPTEC para o período de 10 anos. O modelo foi capaz de reproduzir grande parte das características básicas das ondas (propagação) e do storm tracks (tendência de desenvolvimento de distúrbios corrente abaixo, índices de coerência e de assimetria) em latitudes médias, porém a posição do storm tracks subtropical foi deslocada para latitudes mais baixas. O modelo reproduz um escoamento zonal altamente simétrico e de intensidade superestimada em latitudes médias. Esta última característica sugere que o escoamento gerado pelo modelo mostra-se mais instável do que o escoamento verificado na reanálise, concordando com os resultados aqui apresentados.

Neste capítulo, foi visto que tanto na reanálise quanto no modelo, a TEC manteve-se superior a TEO, mas que no modelo esta diferença foi maior, sugerindo que a equação não explica totalmente as conversões de energia, principalmente nos dados do modelo. Com relação ao termo RES, foi visto que ele apresenta-se elevado no início da previsão, mas que se reduz rapidamente com 12 h de previsão, sugerindo um problema com a análise utilizada pelo modelo. Com relação aos termos de conversão, foi visto que o BRC e a CFA apresentam-se elevados na previsão quando comparado com a reanálise. Isto provavelmente seja uma resposta ao mais forte movimento vertical previsto pelo modelo quando comparado a reanálise.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Foi desenvolvido um método objetivo de identificação e rastreamento de cavados, utilizando-se como variável identificadora a aceleração centrípeta Euleriana proposta por Lefevre e Nielsen-Gammon (1995). O método foi aplicado no campo de altura geopotencial em 500 hPa para um período de 24 anos (1979-2003) de dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Foram encontrados, em média, 868 cavados por ano, com uma tendência temporal positiva, sendo que a estação de inverno (verão) apresenta maior (menor) número de cavados. A faixa latitudinal onde normalmente estão presentes os cavados fica entre 60°S e 40°S, com máximo em 50°S. Durante o verão a atividade dos cavados é concentrada em uma banda mais estreita de latitude, enquanto no inverno se estende do continente Antártico até a latitude de 30°S.

A formação de cavados apresenta 3 máximos: 1) na região do Estreito de Drake e Oceano Atlântico Sul, 2) no Oceano Índico em 50°S, e 3) no Oceano Pacífico Sudoeste entre 150°E e 150°W. Estes 3 máximos têm forte relação com a onda 3 estacionária identificada por Van Loon e Jenne (1972). A variação sazonal da formação de cavados mostra que o continente Antártico (Oceano Pacífico) torna-se mais (menos) ativo durante o inverno.

A dissipação de cavados mostra-se menos concentrada do que a formação, apresentando também 3 máximos: 1) a oeste dos Andes, 2) ao sul do continente africano, e 3) ao sul da Austrália. A variação sazonal da dissipação de cavados mostra que a faixa entre 30°S e 40°S é mais ativa durante o inverno do que durante o verão. A diferença entre formação e dissipação mostra que a formação é maior em latitudes médias e altas, enquanto a dissipação ocorre em latitudes próximas a 40°S e 30°S, onde se encontram as altas subtropicais.

Baseado nestes resultados, conclui-se que a formação é mais concentrada em determinadas regiões pois é regulada por processos físicos e dinâmicos localizados, como por exemplo a conversão baroclínica. Já a dissipação é menos concentrada em

determinadas regiões pois é regulada por processos dinâmicos não localizados em regiões preferenciais, como por exemplo, o decaimento barotrópico, o desenvolvimento corrente abaixo e a cascata de energia.

As trajetórias de cavados para o ano de 1999 mostram que em janeiro, os cavados são confinados em uma faixa de latitude centrada em 50°S, com desvios para o pólo e para o equador que sugerem alguma influência da onda 3 estacionária. No inverno, os cavados apresentam trajetórias com grande deslocamento zonal e latitudinal.

Os cavados apresentaram tempo de vida médio de 4,3 dias, sendo maior (menor) em latitudes subtropicais (altas). Sua velocidade de fase foi de $13,6 \text{ m s}^{-1}$, em média, sendo maior (menor) em latitudes médias (altas). O tempo de vida médio dos cavados foi um dia menor do que o obtido por Lefevre e Nielsen-Gammon (1995) para o HN. Esta diferença inter-hemisférica foi associada ao desenvolvimento corrente abaixo mais intenso no HS do que no HN, o qual atua para o decaimento dos cavados, reduzindo seu tempo de vida. A velocidade de fase foi próxima aos valores encontrados por Sanders (1988) para o HN e Keable et al. (2002) para o HS, sendo 12 m s^{-1} para o primeiro e 14 m s^{-1} para o segundo.

Em termos do ambiente em que os cavados tendem a se formar ou se dissipar, os resultados mostram que o escoamento preferencial para formação é de sudoeste e para dissipação é de noroeste. Estudos sinóticos mostram que as trajetórias das frentes frias seguem as ondas mais longas e a corrente de jato (guia de onda), isto é, quando as frentes estão próximas ao cavado (crista) de onda longa, elas atingem latitudes mais (menos) baixas. Como a alta extratropical localiza-se atrás da frente fria, conclui-se que quando a frente fria está entre uma crista (a oeste) e um cavado (a leste) de grande escala, a advecção fria em baixos níveis desempenha papel determinante na formação do novo cavado, fazendo com que a espessura diminua atrás da frente fria.

Com relação a baroclinia, não há diferença entre o ambiente de formação e de dissipação. Em termos de faixas de latitude, os resultados mostram que a estabilidade estática diminui e o cisalhamento aumenta em direção ao equador, tanto para a formação quanto para a dissipação. Como a baroclinia é a mesma tanto na formação quanto na dissipação, supõe-se que a conversão baroclinica também seja da mesma

magnitude. Portanto, somente a conversão baroclínica não explica a formação/dissipação dos cavados. Assim, supõe-se que um outro mecanismo, juntamente com a conversão baroclínica explique a formação/dissipação de cavados. Tal mecanismo pode ser o desenvolvimento corrente abaixo, o qual pode ser positivo (convergência de fluxos) na formação e negativo (divergência de fluxos) na dissipação. Além disso, conclui-se o ajuste baroclínico não é um fator limitante para a manutenção do cavado, pois a conversão baroclínica na fase de dissipação é da mesma magnitude da conversão verificada na formação.

Os cavados sobre Pacífico Sudeste tendem a ficar mais confinados em torno de 50°S durante os anos de *La Niña* do que em anos de *El Niño*. Este confinamento foi associado a menor intensidade do jato subtropical em anos de *La Niña* do que de *El Niño*, pois durante este último, o jato subtropical tende a dispersar a atividade dos cavados em direção ao equador a partir do jato subpolar.

Para o período de 5 invernos entre 1999 e 2003 foram analisadas todas as situações em que um cavado em 500 hPa, passando sobre a América do Sul, tenha desencadeado ciclogênese em superfície sobre o Uruguai ou áreas próximas. O número total de situações que cumpriram todos os critérios foi de 38, as quais foram divididas em dois compostos nomeados de composto B (com 25 situações) e composto C (com 13 situações).

O cavado em médios níveis foi identificado nos dois compostos, sendo menos (mais) intenso sobre o Oceano Pacífico Sul (cruzando os Andes) no composto B do que no C antes da (durante a) ciclogênese em superfície. Das variáveis avaliadas na troposfera inferior, média e superior, o fluxo meridional de calor e umidade foi a única que apresentou diferenças entre os dois compostos, sendo maior no composto C do que no B, enquanto as demais variáveis foram similares nos dois compostos. A conversão baroclínica foi maior no composto C do que no B, refletindo o ciclone mais intenso no composto C, porém a energia cinética foi maior no composto B. Tal contradição surge pois o maior nível de energia ocorre em altos níveis e não em baixos níveis. O fluxo ageostrofico de energia, responsável pelo desenvolvimento corrente abaixo, foi mais intenso no composto C, sendo importante tanto na exportação quanto na importação de energia nos lados corrente abaixo e corrente acima da região de ciclogênese,

respectivamente. A média no volume dos termos de conversão mostra que a conversão baroclínica foi dominante nos dois compostos, enquanto o termo de desenvolvimento corrente abaixo foi desfavorável para ambos, mas para o composto B desempenhou papel relativamente importante durante o início da ciclogênese.

Os resultados mostram também que o fluxo meridional de calor e umidade em baixos níveis desempenhou papel determinante para a ciclogênese em superfície. Como estudos anteriores mostraram, este fluxo meridional funciona como um pré-condicionante a formação do ciclone, ou seja, sua importância se verifica na fase anterior ao início da ciclogênese. A análise dos compostos B e C mostra que o fluxo de calor e umidade foi intenso nas 48 h anteriores a ciclogênese, sendo que o máximo foi observado 12 h (as -12 h) antes. Apesar de ser importante para ambos os compostos, o fluxo foi maior no composto C, o que evidencia o papel da montanha em bloquear o avanço do ar frio e permitir uma maior advecção de ar quente a sotavento da montanha, como observado na formação de ciclones a sotavento dos Alpes por Radinovic (1986).

Com base nos resultados, conclui-se que, para os dois compostos: 1) o cavado foi determinante para a ciclogênese; 2) as variáveis em baixos, médios e altos não diferiram de um composto para outro; 3) o fluxo meridional de calor e umidade agiu como um pré-condicionante a ciclogênese e foi mais importante para o composto C; 4) a conversão baroclínica dominou a energética; e 5) a convergência do fluxo ageostrófico de energia desempenhou papel secundário, contribuindo negativamente no desenvolvimento do ciclone no composto C e positivamente no desenvolvimento inicial do ciclone no composto B.

Estudos anteriores que abordaram o balanço de energia cinética no desenvolvimento de ciclones em superfície consideraram o termo de conversão baroclínica e o termo de convergência do fluxo ageostrófico em um mesmo mecanismo chamado de escoamento através das isóbaras (*cross-isobaric flow*) (Eddy, 1965; Chen e Bosart, 1977; Smith, 1980; Dare e Smith, 1984). Já os estudos que consideraram os termos separadamente e que permitiram o estudo do desenvolvimento corrente abaixo foram aplicados ao balanço de energia cinética dos cavados em altos níveis (Orlanski e Katzfey, 1991; Orlanski e Sheldon, 1993; Chang, 2000). Desta forma, o balanço de energia do sistema

cavado-ciclone abordando a transferência de energia através dos fluxos ageostróficos representa um enfoque novo.

Dois casos de cavados que passaram sobre a América do Sul mas não desencadearam ciclogênese em superfície foram comparados aos compostos. O caso 1 apresentou características do composto B e o caso 2 características do composto C. No caso 1, as variáveis em níveis inferiores, médios e superiores da troposfera mostraram-se menos favoráveis a ciclogênese do que foi observado no composto B, com exceção da velocidade do vento em 300 hPa. O nível de energia cinética no caso 1 foi inferior ao nível observado no composto B, sendo que o termo associado ao desenvolvimento corrente abaixo, contrabalanceado pelo decaimento barotrópico, dominou o pequeno crescimento da energia. No caso 2, as variáveis favoráveis a ciclogênese foram o gradiente horizontal de temperatura, taxa de crescimento de Eady e movimento vertical, enquanto as variáveis menos favoráveis foram o fluxo meridional de calor e umidade em baixos níveis, e a divergência e a advecção de vorticidade relativa em altos níveis. O nível de energia cinética assim como todos os termos de conversão foram maiores no caso 2 do que no composto C. O termo associado ao desenvolvimento corrente abaixo foi importante no início do período analisado, mas da metade ao fim do período a conversão baroclínica na região da frente fria foi dominante.

No caso 1, a ciclogênese em superfície não ocorreu por 3 motivos, são eles: 1) todas as variáveis em baixos, médios e altos níveis foram desfavoráveis (gradiente horizontal de temperatura, taxa de crescimento de Eady e fluxo meridional de calor e umidade em baixos níveis, advecção de vorticidade relativa, divergência e velocidade do vento em altos níveis, e movimento vertical em médios níveis); 2) o decaimento barotrópico foi intenso; e 3) a conversão baroclínica foi fraca. No caso 2, a ciclogênese em superfície não ocorreu por 2 motivos, são eles: 1) as variáveis em baixos (fluxo meridional de calor e umidade) e altos níveis (advecção de vorticidade relativa e divergência) foram desfavoráveis; e 2) a conversão baroclínica foi intensa mas foi utilizada, provavelmente, para a intensificação da frente fria sobre o sul do Brasil e áreas próximas.

Baseado nos resultados das análises dos compostos B e C, e dos casos 1 e 2, conclui-se que para a ocorrência de ciclogênese em superfície sobre a AS são necessárias 4 condições, são elas: 1) aproximação de um cavado em médios níveis; 2) todas as

variáveis analisadas (gradiente horizontal de temperatura, taxa de crescimento de Eady e fluxo meridional de calor e umidade em baixos níveis, advecção de vorticidade relativa, divergência e velocidade do vento em altos níveis, e movimento vertical em médios níveis) devem ser favoráveis; 3) o decaimento barotrópico durante a fase de crescimento deve ser baixo; e 4) ausência de intensificação da frente fria para que a conversão baroclínica seja usada no desenvolvimento do ciclone.

As previsões para 5 dias (120 h) do MCGA do CPTEC/COLA foram avaliadas através da evolução do balanço de energia cinética para alguns casos de cavados que se desenvolveram no Hemisfério Sul em fevereiro de 2004. A energética do modelo foi comparada a energética da análise do próprio modelo e com os dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Os resultados mostraram que a tendência de energia cinética calculada foi superior a tendência observada, sendo esta diferença maior nos dados de previsão. O resíduo apresenta-se elevado no início da previsão e reduz-se rapidamente nas primeiras 12 h, sugerindo algum problema com a análise.

Com relação aos termos de conversão, a conversão baroclínica e a convergência ageostrofica de energia foram maiores na previsão do que na reanálise, portanto, havendo uma compensação entre os dois termos. A maior conversão baroclínica no modelo do CPTEC/COLA, foi atribuída a sua maior resolução. Com uma resolução maior, o modelo representa com mais detalhes o movimento ascendente, valorizando áreas com mais intenso movimento vertical e, por consequência, aumentando a conversão baroclínica. Porém, o nível de energia cinética nos dois conjuntos foi próximo, pois a maior parte da energia está em comprimentos de onda longa presentes nos dois conjuntos de dados.

Conclui-se portanto que o MCGA do CPTEC/COLA reproduz bem as características de crescimento e decaimento da energia cinética, porém apresenta problemas nas primeiras 12 h que devem estar associados a análise utilizada.

Sugestões para trabalhos futuros:

- a) estudar mais detalhadamente as trajetórias dos cavados, abordando meses e anos específicos, a fim de avaliar as influências em suas trajetórias;
- b) estudar o papel da Alta da Bolívia na trajetória dos cavados que se aproximam da América do Sul a fim de determinar se ela influencia o deslocamento dos cavados ou se muda suas configurações, a ponto de interferir na ciclogênese/frontogênese em superfície, desencadeando períodos de estiagem no sul do Brasil;
- c) estudar detalhadamente as diferenças verticais na energética dos cavados que cruzam os Andes a fim de determinar a influência da topografia no balanço de energia;
- d) estudar a energética do MCGA do CPTEC/COLA com a parametrização de convecção Arakawa-Shubert a fim de avaliar melhor o impacto na conversão baroclínica seca e úmida;
- e) aplicar o método objetivo de identificação e rastreamento nos dados da rodada longa do CPTEC/COLA a fim de avaliar se o modelo reproduz as características da climatologia de cavados encontrado neste trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Berbery, E. H.; Vera, C.S. Characteristics of the Southern Hemisphere winter winter storm tracks with filtered and unfiltered data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 3, p. 468-481, Mar. 1996.

Bitencourt, D. P. **Desempenho das previsões de variáveis simples e derivadas obtidas pelo modelo global do CPTEC/COLA para alguns casos significativos ocorridos sobre o centro-sul do Brasil.** 1996. 99 p. (INPE-6407-TDI/617) Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

Bluestein, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. v. 1: Principles of kinematics and dynamics.** New York: Oxford University Press, 1993. 431p.

Bonatti, J. P.; Rao, V. B. Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n.18, p. 2657-2667, Sept. 1987.

Bolton, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1045-1053, 1980.

Buzzi, A.; Tibaldi, S. Cyclogenesis in the lee of the Alps: A case study. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 104, n. 440, p. 271-287, 1978.

Carleton, A. M. Synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern-Hemisphere winter. **Archiv Fur Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie**, v. 27B, n. 4, p. 265-279, 1979.

Carlson, T. N. **Mid~latitude weather systems.** London: Harper Collins Academic, 1991. 507p.

Carmo, A. M. C. **Os storm tracks no hemisfério sul**. 2004. 200 p. (INPE-11585-TDI/962). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2004.

Chang, E. K. M.; Orlanski, I. On the dynamics of a storm track. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 7, p. 999-1015, July 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, Jan. 2000.

Chang, E. K. M. [mensagem pessoal]. Mensagem recebida por everson@cptec.inpe.br em 2003.

Charney, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal of Meteorology**, v. 4, n.5, p. 135-162, May 1947.

Chen, T.-J.; Bosart, L. F. Quasi-lagrangian kinetic energy budget of composite cyclone-anticyclone couplets. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 452-464, Mar. 1977.

Dare, P. M.; Smith, P. J. A comparison of observed and model energy balance for an extratropical cyclone system. **Monthly Weather Review**, v.112, n. 7, p. 1289-1308, July 1984.

Dean, D. B.; Bosart, L. F. Northern Hemisphere 500 hPa trough merger and fracture: A climatology and case study. **Monthly Weather Review**, v.124, n.12, p. 2644-2671, Dec. 1996.

Eddy, A. Kinetic energy production in a Mid-latitude storm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 4, p. 569-575, 1965.

Farrel, B. F. Modal and non-modal baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 4, p. 668-673. Feb. 1984.

Figueroa, S. N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1999. 181 p. (INPE-7121-TDI/672). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

Figueroa, S. N. Comunicação pessoal em dezembro de 2004.

Funatsu, B. M. **Estudo sinótico-dinâmico de ciclogênese usando vorticidade potencial**. 2000. 145 p. (INPE-7264-TDI/706). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2000.

Gall, R. A comparison of linear baroclinic instability theory with the eddy statistics of a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 3, p. 349-373, Mar. 1976a.

Gall, R. The effects of released latent heat in growing baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 9, p. 1686-1701, Sept. 1976b.

Gan, M. A.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v.119, n. 5, p. 1293-1302, May 1991.

Gan, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**. 1992. 195p. (INPE-5400-TDI/479). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1992.

Gan, M. A.; Rao, V. B. The influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. **Monthly Weather Review**, v.122, n. 6, p. 1142-1157, June 1994.

Gan, M. A.; Rao, V. B. Case studies of cyclogenesis over South America. **Meteorology Applied**, v. 3, p. 359-369, 1996.

Grotjahn, R. Composite trough evolution of selected west Pacific extratropical cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 1470-1479. July 1996.

Lim, G. H.; Holton, J. R.; Wallace, J. M. The structure of the ageostrophic wind field in baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 15, p. 1733-1745. 1991.

Hamilton, K. Aspects of wave behavior in the mid and upper troposphere of the Southern Hemisphere. **Atmosphere-Ocean**, v.21, n. 1, p. 40-51, 1983.

Holopainen, E. O. A diagnostic study of the kinetic energy balance of the long-term mean flow and the associated transient fluctuations in the atmosphere. **Geophysica**, v.15, p. 125-145, 1978.

Holton, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. San Diego: Academic Press., 3.ed.; 1992, 511p. (International Geophysics Series, vol. 48).

Hoskins, B. J.; Simmons, A. J.; Andrews, D. G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 438, p. 553-567, 1977.

Hoskins, B. J.; Valdes, P. J. On the existence of storm-tracks. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 15, p.1854-1864, Aug. 1990.

Innocentini, V.; Caetano Neto, E. D. A case study of the 9 August 1988 South Atlantic storm: Numerical simulations of the wave activity. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 1, p. 78-88, Mar. 1996.

Kalnay, E.; Kanmitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 77, n.3, p.437-471, Mar. 1996.

Karoly, D. J. Southern-Hemisphere circulation features associated with El Nino - Southern oscillation events. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1239-1252. Nov. 1989.

Keable, M.; Simmonds, I.; Keay, K. Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern hemisphere. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 2, p. 131-150, Feb. 2002.

Key, J. R.; Chan, A. C. K. Multidecadal global and regional trends in 1000 mb and 500 mb cyclone frequencies. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 14, p. 2053-2056. July 1999.

Krishnamurti, T. N.; Tewari, M.; Chakraborty, D. R.; Marengo, J.; Dias, P. L. S.; Satyamurty, P. Downstream amplification: A possible precursor to major freeze events over Southeastern Brazil. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 2, p.242-269, Apr. 1999.

Kuo, H. I. Vorticity transfer as related to the development of the general circulation. **Journal of meteorology**, v.8, n. 5, p. 307-315, 1951.

Kwon, H. J.; Lim, G. H. Reexamination of the structure of the ageostrophic Wind in baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 56, n. 15, p.2513-2521, Aug. 1999.

Lackmann, G. M.; Keyser, D.; Bosart, L. F. Energetics of an intensifying jet streak during the experiment on rapidly intensifying cyclones over the Atlantic (ERICA). **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 12, p. 2777-2795, Dec. 1999.

Lee, S.; Held, I.M. Baroclinic wave packets in models and observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 10, p. 1413-1428, May 1993.

Lee, S. Localized storm tracks in the absence of local instability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 7, p. 977-989, Apr. 1995.

Lefevre, R. J.; Nielsen-Gammon, J. W. An objective climatology of mobile troughs in the Northern hemisphere. **Tellus**, 47A, n. 5, 638-655, Oct. 1995.

Marengo, J.; Cornejo, A.; 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, Nov. 1997.

Marques, R. de F. C. **Bloqueio Atmosférico no Hemisfério Sul**. 1996. 158 p. (INPE-6742-TDI/632). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1996.

McGinley, J. A. A diagnosis of Alpine lee cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 9, p. 1271-1287, 1982.

Mclay, J. G.; Martin, J. E. Surface cyclolysis in the North Pacific Ocean. Parte III: Composite local energetics of tropospheric-deep cyclone decay associated with rapid surface cyclolysis. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 2507-2529, Oct. 2002.

Mendonça, A. M. **Desempenho do modelo global CPTEC/COLA durante episódios de ZCAS, utilizando os esquemas de convecção profunda tipo Kuo e Arakawa-**

Shubert relaxada. 1999. (INPE-9660-TDI/850). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1999.

Mendonça, R. W. B. M. **Análise dos balanços de vortacidade, calor e umidade no modelo global do CPTEC/COLA para previsão de tempo.** 2000. (INPE-9946-TDI/879). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2000.

Murray, R. J.; Simmonds, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Parte II: application to January and July general circulation model simulations. **Australian Meteorological Magazine**, v. 39, n. 3, p.167-180, Sept. 1991.

Nakamura, H.; Shimpou, A. Seasonal variations in the Southern Hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 1828-1844, May 2004.

Namias, J.; Clapp, P. F. Studies of the motion and development of long waves in the westerlies. **Journal of Meteorology**, v. 1, n. 3/4, p. 57-77, 1944.

Necco, G. V. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: ciclogénesis. **Meteorológica**, v. 13, n. 1, p.7-20, jul. 1982a.

Necco, G. V. Comportamiento de vórtices ciclónicos en el área sudamericana durante el FGGE: trayectorias y desarrollos. **Meteorológica**, v. 13, n. 1, p.21-34, jul. 1982b.

Nielsen-Gammon, J. W. Dynamical conceptual models of upper-level mobile trough formation: Comparison and application. **Tellus**, 47A, n. 5, p. 705-721, Oct. 1995.

Orlanski, I.; Chang, E. K. M. Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 2, p. 212-225, Jan. 1993.

Orlanski, I.; Katzfey, J. The life cycle of cyclone wave in the Southern hemisphere. Part I: Eddy energy budget. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 17, p. 1972-1998, Sept. 1991.

Orlanski, I.; Sheldon, J. P. A case of downstream baroclinic development over Western North America. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 11, p. 2929-2950, Nov. 1993.

Orlanski, I.; Sheldon, J. P. Stages in the energetics of baroclinic systems. **Tellus**, 47A, n. 5, p. 605-628, Oct. 1995.

Orlanski, I.; Gross, B. The life cycle of baroclinic eddies in a storm track environmental. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 21, p. 3498-3513, Nov. 2000.

Palmén, E.; Newton, C. W. Development of extratropical cyclones. In:_____. **Atmospheric Circulation Systems**. New York: Academic Press, 1969. cap.11, p. 315-351.

Petterssen, S.; Smebye, S. J. On the development of extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 97, n. 414, p. 457-482, 1971.

Pezza, A. B.; Ambrizzi, T. Variability of Southern Hemisphere cyclone and anticyclone behavior: Further analysis. **Journal of Climate**, v. 16, n. 7, p. 1075-1083, Apr. 2003.

Physick, W. L. Winter depression tracks and climatological jet streams in the Southern Hemisphere during the FGGE year. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 107, n. 454, p. 883-898, 1981.

Piva, E. Dal. **Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese na costa leste ocorrida na costa da América**

do Sul. 2001. 162 p. (INPE-8498-TDI/781). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.

Plant, R. S.; Craig, G. C.; Gray, S. L. On the threefold classification of extratropical cyclogenesis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129A, n. 594, p. 1-99, Oct. 2002.

Radinovic, D. On the development of orographic cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 927-951, Oct. 1986.

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 of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 11, p. 1172-1188, June 1985a.

Randel, W. J.; Stanford, J. L. An observational study of medium-scale wave dynamics in the Southern hemisphere summer. Part II: Stationary-transient wave interference. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 11, p. 1189-1197, June 1985b.

Rao, V. B.; do Carmo, A. M. C.; Franchito, S. H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n.6, p. 1029-1040, Mar. 2002.

Rivest, C.; Davis, C. A.; Farrell, B. F. Upper-tropospheric synoptic-scale waves. Part I: Maintenance as Eady normal modes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 22, p. 2108-2119, Nov. 1992.

Rivest, C.; Farrell, B. F. Upper-tropospheric synoptic-scale waves. Part II: Maintenance and excitation of quasi modes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 22, p. 2120-2138, Nov. 1992.

Salby, M. L. A ubiquitous wave 5 anomaly in the Southern Hemisphere during FGGE. **Monthly Weather Review**, v.110, n. 11, p. 1712-1720, Nov. 1982.

Sanders, F. Explosive cyclogenesis in the west-central North Atlantic Ocean, 1981-1984. Part I: Composite structure and mean behavior. **Monthly Weather Review**, v. 114, p. 1781-1794, 1986.

Sanders, F. Life history of mobile troughs in the upper westerlies. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 2759-2786, Nov. 1988.

Seluchi, M. E. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a ciclogénesis sobre el este de Sudamérica. **Geofísica Internacional**, v. 34, n. 2, p. 171-186, Feb. 1995.

Seluchi, M. E.; Saulo, A. C. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over South America: Experiment using a limited area model. **Australian Meteorological Magazine**, v. 47, n. 4, p. 309-320, Dec. 1998.

Simmons, A. J.; Hoskins, B. J. The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 7, p. 1239-1254, July 1979.

Simmonds, I.; Keay, K. Mean Southern hemisphere extratropical cyclones behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873-885, Mar. 2000.

Simmonds, I.; Keay, K. Variability of Southern hemisphere extratropical cyclones behavior, 1958-97. **Journal of Climate**, v. 13, n. 3, p. 550-561, Feb. 2000.

Sinclair, M. R. An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, n.10, p. 2239-2256, Oct. 1994.

Sinclair, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 6, p. 1601-1619, June 1995.

Sinclair, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 2, p. 245-263, Feb. 1996.

Sinclair, M. R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 595-612, Sept. 1997.

Smith, P. J. The energetics of extratropical cyclones. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v.18, n. 2, p. 378-386, 1980.

Snyder, C. M.; Lindzen, R. S. Upper-level baroclinic instability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 17, p. 2445-2459, Sept. 1988.

Streten, N. A.; Troup, A. J. A synoptic climatology of satellite observed cloud vortices over the Southern hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, n. 419, p. 56-72, 1973.

Taljaard, J. J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the Southern Hemisphere during IGY. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 973-987, Dec. 1967.

Trenberth, K. E. Storm tracks in the southern hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 19, p. 2159-2178, Oct. 1991.

Uccellini, L. W. Processes contributing to rapid development of extratropical cyclones. In: Newton, C.W.; Holopainen, E. O. (ed.) **Extratropical cyclones: The Erik Palmén Memorial Volume**. New York: Salina Press, 1990. cap. 6, p. 81-105.

Van Loon, H. A climatological study of the atmospheric circulation in the Southern hemisphere during the IGY. Part I: 1 July 1957-31 March 1958. **Journal of applied Meteorology**, v. 4, p. 479-491, Aug. 1965.

Van Loon, H.; Jenne, R. L. The zonal harmonics standing waves. **Journal of Geophysical Research**, v. 77, n. 6, p. 992-1003, Feb. 1972.

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, Mar. 2002.

Whitaker, J. S.; Barcilon, A. Type B cyclogenesis in zonally varying flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 20, p. 1877-1892, Oct. 1992a.

Whitaker, J. S.; Barcilon, A. Genesis of mobile troughs in the upper westerlies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 22, p. 2097-2107, Nov. 1992b.

Yasunari, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid latitude zone revealed from average brightness charts. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 3, p. 274-285, 1977.

Yeh, T. C. On Energy dispersion in the atmosphere. **Journal of Meteorology**, v. 6, n. 1, p. 1-15, 1949.

APÊNDICE A

CÁLCULO DO RAIOS DE CURVATURA

O raio de curvatura (R_s) é dado por:

$$R_s = \frac{V_g}{\frac{dv_g^*}{dS}} \quad (\text{A.1})$$

em que: V_g é a magnitude do vento geostrófico, v_g^* é a componente do vento normal a linha de corrente e S é a direção ao longo do vetor vento. A derivada é obtida pela expressão:

$$\frac{dv_g^*}{dS} = \frac{dv_g^*}{dx} \cos(\mathbf{q}) + \frac{dv_g^*}{dy} \sin(\mathbf{q}) \quad (\text{A.2})$$

em que:

$$v_g^* = v_g \cos(\mathbf{q}) + v_g \sin(\mathbf{q}) \quad (\text{A.3})$$

sendo v_g a componente meridional do vento geostrófico e o ângulo θ obtido pela expressão:

$$\mathbf{q} = \cos^{-1} \left(\frac{u_g}{\sqrt{u_g^2 + v_g^2}} \right) \quad (\text{A.4})$$

em que: u_g é a componente zonal do vento geostrófico.

APÊNDICE B

CÁLCULO DA SIGNIFICÂNCIA DOS COMPOSTOS

A significância dos compostos B e C foi calculada pela equação:

$$z = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left[\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right]^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{B.1})$$

na qual: \bar{x} é a média, s é o desvio padrão e n é o tamanho da amostra, sendo esta referida pelos subscritos 1 e 2. A amostra 1 foi considerada como sendo todos os dias dos invernos de 1999 a 2003 que não fazem parte dos compostos, enquanto a amostra 2 refere-se aos compostos B e C. Assim, para o composto B: $n_1=1460$ e $n_2=25$ (24 graus de liberdade); enquanto para o composto C: $n_1=1671$ e $n_2=13$ (12 graus de liberdade). O desvio padrão é calculado pela equação:

$$s = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (\text{B.2})$$

na qual: x_i é a variável do i -ésimo componente da amostra.