

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CLARA MIHO NARUKAWA IWABE

**Ciclones Secundários no Sudoeste do  
Atlântico Sul: Climatologia e Simulação  
Numérica**

São Paulo  
2012



**Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Biblioteca da Unidade e na Biblioteca Digital de Teses e Dissertações da USP (BDTD).**

**CLARA MIHO NARUKAWA IWABE**

# **Ciclones Secundários no Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Simulação Numérica**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia  
Orientador: Profa Dra Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2012





*Ao meu marido Ricardo Iwabe, pelo incentivo, compreensão e amor.*



## Agradecimentos

À professora Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha pela orientação, confiança, incentivo, paciência e principalmente pela ajuda nos momentos difíceis.

A todos os professores do IAG que contribuíram para minha formação, em especial ao professor Dr. Ricardo de Camargo pela parceria em artigo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP processo nº 2008/56796-0) e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro, sem o qual não seria possível a realização do projeto.

A todos os funcionários do IAG, em especial ao Marcel, Lilian, Ana Carolina, Elisabete Flores, Sonia Alonso, Ana Carolino, Sebastião, Djalma, Samuel, João, Conceição, Célia e Lucinha que sempre me atenderam com carinho e simpatia.

A todos os meus amigos e colegas de fora e do IAG: Adriana, Ana Elizabete, Angélica, Brandina, Bruna, Dinalva, Helena, João Rafael, Joel, Laura, Leke, Lívia, Luiz Felipe, Marcelo, Maria Custódio, Nádia e Vivi.

Aos meus pais Yoshio e Tokiko, aos meus irmãos, Yayoi, Tamabi, Mutsuki, Megumi e Miyuki, e às minhas tias Miki (*in memorian*), Ivete e Lumi, que sempre me apoiaram.

A minha sogra Dona Yoshiko pela amizade e ajuda nos momentos aflitos.

Ao meu marido Ricardo pelo amor, carinho, apoio e compreensão nos momentos difíceis dessa jornada.

E a todos que de alguma forma me ajudaram ou me fizeram feliz durante essa minha jornada para alcançar mais um objetivo.



## RESUMO

IWABE, C. M. N. **Ciclones Secundários no Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Simulação Numérica**. 2012. 142 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Os ciclones secundários são sistemas que ainda não são bem definidos e, assim, são fenômenos de difícil previsibilidade, necessitando de mais estudos para identificar os sinais que dispararam seu desenvolvimento. Neste estudo realizou-se um levantamento climatológico e estudo numérico de ciclogênese secundária no sudoeste do Oceano Atlântico Sul com o objetivo de obter informações sobre a atuação destes sistemas e entender os processos dinâmicos envolvidos no seu desenvolvimento. Para o período entre 1980 e 2010, a climatologia mostra que uma média de 3,9 sistemas secundários se forma por ano no Oceano Atlântico Sul. Estes sistemas ocorrem com maior e menor frequência nos meses frios e quentes, respectivamente. Dois tipos distintos de ciclones secundários foram encontrados. TIPO1 que se forma a leste e na região da frente quente do ciclone primário. Estes sistemas se desenvolvem sob advecção quente nos baixos níveis e pouca influência de anomalias de vorticidade potencial (VP) de altos níveis; TIPO2 se desenvolve a oeste/noroeste do ciclone primário onde predomina forte advecção fria em baixos níveis. No entanto, fluxos de calor e umidade intensos contribuem para aquecer a baixa troposfera e em altos níveis são forçados por anomalias de VP. Simulações numéricas com o modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) indicam os fluxos de calor sensível e latente na superfície como mecanismos de intensificação dos ciclones secundários TIPO1 e TIPO2, sendo o fluxo de calor latente mais importante no abaixamento de pressão destes sistemas. Os experimentos numéricos mostram que o ciclone do TIPO2 não se desenvolve na ausência de anomalia de VP, enquanto que o TIPO1 se desenvolve mais fraco e atrasado no tempo. A análise por separação de fatores indica que a anomalia de VP e algum outro mecanismo não relacionado aos fatores avaliados nas simulações tiveram papel disparador no ciclone do TIPO1, enquanto a interação da anomalia de VP com os fluxos de superfície atuou como intensificador. No TIPO2, o desenvolvimento ocorreu unicamente pela atuação da anomalia de VP, a qual também agiu como um intensificador juntamente com os fluxos de calor e umidade, bem como os processos de interação entre estes dois fatores.

Palavras-chave: ciclone secundário, vorticidade potencial, WRF



## ABSTRACT

IWABE, C. M. N. **Secondary Cyclones over the Southwestern of South Atlantic: Climatology and Numerical Simulation.** 2012. 142 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

Secondary cyclones are systems that are not well defined yet and they are difficult to predict, requiring further studies to identify the signals that trigger their development. In this study we carried out a climatology and numerical study of secondary cyclogenesis over the southwestern South Atlantic Ocean in order to obtain information about these systems and understand the dynamic processes involved in its development. The climatology for the period 1980-2010 shows that an average of 3.9 secondary systems per year develops in the southwestern South Atlantic Ocean. These systems occur with more and less frequency in the colder and warmer months, respectively. Two distinct types of secondary cyclones were found. TYPE1 forms eastward and over the warm front region of the primary cyclone. These systems develop due to warm advection at lower levels and relatively weak influence of potential vorticity (PV) anomalies at upper levels. TYPE2 develops westward/northwestward of the primary cyclone where strong cold advection predominates at lower levels. However, in this type, the lower troposphere is heated due to intense heat and moisture fluxes and at upper levels it is forced by PV anomalies. Numerical simulations using the Weather Research and Forecasting model (WRF) indicate that the sensible and latent heat fluxes on surface act as intensification mechanisms for both TYPE1 and TYPE2 secondary cyclones and that the latent heat flux influences more on decreasing the pressure in these systems. The numerical experiments show that the cyclone TYPE2 does not develop in the absence of PV anomalies, while the TYPE1 does, but it is relatively weaker and delayed in time. Factors separation analysis indicates that the PV anomaly and some other mechanism unrelated to the factors evaluated in the simulations have a triggering role in the development of the secondary cyclone TYPE1, while the interaction of PV anomaly with surface fluxes acted to intensify the cyclone. The TYPE2 development occurred solely due to PV anomaly, which also acted to intensifying together with heat/moisture fluxes on surface as well as the interaction processes of these two factors.

Keywords: secondary cyclone, potential vorticity, WRF





## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.1</b> (a) Pressão ao nível médio do mar (contornos sólidos a intervalo de 2 hPa) e vorticidade potencial negativa em 300 hPa (sombreado a cada 1 VP); (b) vorticidade relativa ciclônica (contornos sólidos a cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência de massa (sombreado a cada $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 hPa. Fonte: IWABE (2008).	2
<b>Figura 1.2</b> - Exemplo de ciclone secundário na costa leste da América do Norte. Fonte: MILLER (1946).	3
<b>Figura 1.3</b> A esquerda campo de pressão ao nível médio do mar, e a direita, imagem de satélite no infravermelho do ciclone tipo 3 estudado por HOLLAND et al. (1987). Fonte: HOLLAND et al. (1987).	7
<b>Figura 1.4</b> Desenvolvimento de baixa secundária próximo ao ponto triplo. Fonte: TIBBS (2007)	11
<b>Figura 2.1</b> Domínio para identificação e rastreamento dos ciclones secundários.	14
<b>Figura 2.2</b> Altura geopotencial em 500 hPa (contornos a cada 50 m) e vorticidade relativa do vento a 10 metros de altura (sombreado a cada $1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). a) 00Z do dia 17 de abril de 1999, b) 12Z do dia 08 de abril de 2010. Linhas vermelhas tracejadas indicam os eixos das cristas a oeste e leste do cavado e flechas azuis indicam a posição do centro de vorticidade relativa ciclônica do 1º e 2º centros associados aos ciclones primário e secundário, respectivamente.	15
<b>Figura 2.3</b> Posição inicial do ciclone secundário em relação a posição do ciclone primário (sinal de +) identificados entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010. a) TIPO1 (círculo verde) e b) TIPO2 (círculo vermelho).	16
<b>Figura 2.4</b> Número total anual de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL identificados no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.	17
<b>Figura 2.5</b> Número total mensal de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.	17
<b>Figura 2.6</b> Número total sazonal de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.	18
<b>Figura 2.7</b> Histograma da frequência relativa do tempo de vida (em dias) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	19
<b>Figura 2.8</b> Histograma da frequência relativa da distância percorrida total (soma das distâncias percorridas a cada 6 horas) (em km) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	20
<b>Figura 2.9</b> Histograma da frequência relativa da distância entre a posição inicial e final (em km) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	20
<b>Figura 2.10</b> Histograma da frequência relativa de velocidade média do percurso total (em $\text{m s}^{-1}$ ) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	22
<b>Figura 2.11</b> Histograma da frequência relativa de vorticidade relativa inicial a 10 metros de altura (em $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	23
<b>Figura 2.12</b> Histograma da frequência relativa de vorticidade relativa média a 10 metros de altura durante o ciclo de vida (em $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.	23
<b>Figura 2.13</b> Histograma da frequência relativa da distância de separação entre o ciclone secundário e primário no início do desenvolvimento do secundário (km) dos TIPO1 e TIPO2.	24

<b>Figura 2.14</b> Histograma da frequência relativa do tempo entre o início do sistema primário e secundário (em dias) dos ciclones secundários TIPO1 e TIPO2. ....	24
<b>Figura 3.1</b> Trajetória dos ciclones secundários selecionados para as composições dos ciclones a) TIPO1 e b) TIPO2.....	29
<b>Figura 3.2</b> Posição dos ciclones secundários a) TIPO1 e b) TIPO2 após a centralização do ciclone primário como referência. ....	30
<b>Figura 3.3</b> Composição da pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado colorido a cada 0,3 UVP) para o ciclone TIPO1 desde: a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h.	31
<b>Figura 3.4</b> Composição da vorticidade relativa do vento a 10 metros de altura (contornos a cada $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência de massa a 10 metros de altura (sombreado em cinza a cada $0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) para o ciclone TIPO1 desde: a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h. ....	32
<b>Figura 3.5</b> Composição da pseudo-velocidade vertical $\omega$ em 850 hPa (contornos a cada $0,03 \text{ Pa s}^{-1}$ ) e advecção horizontal de temperatura em 850 hPa (sombreado colorido a cada $1 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ ) para o TIPO1. a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h. ....	33
<b>Figura 3.6</b> Composição da altura geopotencial em 500 hPa (contornos a cada 50 m) e advecção de vorticidade absoluta (sombreado colorido a cada $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) para o TIPO1. a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h. ....	34
<b>Figura 3.7</b> Composição do vetor vento (em vetores) e sua magnitude em 200 hPa (sombreado em cinza a cada $5 \text{ m s}^{-1}$ ) para o TIPO1. a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h. ....	35
<b>Figura 3.8</b> Como na <b>Figura 3.3</b> , mas para o ciclone TIPO2.....	36
<b>Figura 3.9</b> Como na <b>Figura 3.4</b> , mas para o ciclone TIPO2. ....	37
<b>Figura 3.10</b> Como na <b>Figura 3.5</b> , mas para o ciclone TIPO2.....	38
<b>Figura 3.11</b> Como na <b>Figura 3.6</b> , mas para o ciclone TIPO2.....	39
<b>Figura 3.12</b> Como na <b>Figura 3.7</b> , mas para os ciclones do TIPO2.....	40
<b>Figura 4.1</b> Domínio para simulações dos eventos (a) TIPO1 e (b) TIPO2.....	45
<b>Figura 4.2</b> Domínio utilizado para aplicar a técnica da inversão de VP dos ciclones secundários a) TIPO1 e b) TIPO2.....	50
<b>Figura 4.3</b> Para o nível de 850 hPa, (a) e (c) diferença entre o campo do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) do NCEP2 e vento não-divergente obtido pela inversão de VP total, b) e d) campo de divergência do NCEP2. a) e b) às 12Z do dia 08, (c) e (d) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. ....	51
<b>Figura 4.4</b> Campo de velocidade vertical do NCEP2 para o nível de 500 hPa, (linhas contínuas indicam valores positivos e pontilhada negativas para $\omega$ a cada $0,2 \text{ Pa s}^{-1}$ ): a) às 12Z do dia 08 e b) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. ....	52
<b>Figura 4.5</b> Como na <b>Figura 4.3</b> , mas para 200 hPa. ....	53
<b>Figura 4.6</b> Para o nível de 850 hPa, (a) e (c) diferença entre o campo do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) do NCEP2 e vento não-divergente obtido pela inversão de VP total, b) e d) campo de divergência do NCEP2. a) e b) às 12Z do dia 16, (c) e (d) às 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	54
<b>Figura 4.7</b> Campo de velocidade vertical do NCEP2 para o nível de 500 hPa, (linhas contínuas indicam valores positivos e pontilhada negativas para $\omega$ a cada $0.2 \text{ Pa s}^{-1}$ ): a) às 12Z do dia 16 e b) às 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	55

<b>Figura 4.8</b> Como na <b>Figura 4.6</b> , mas para 200 hPa. ....	55
<b>Figura 4.9</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) da reanálise do NCEP2. a) às 18Z do dia 08, b) às 06Z do dia 09 de abril de 2010. ....	57
<b>Figura 4.10</b> Evolução temporal da pressão central do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO1 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2). ....	58
<b>Figura 4.11</b> Trajetória do centro do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO1 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2). ....	59
<b>Figura 4.12</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1 UVP). a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. A linha grossa em g) indica a localização do corte da <b>Figura 4.21a</b> . ....	61
<b>Figura 4.13</b> Vorticidade relativa ciclônica (contornos a cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência (sombreado a cada $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) obtidos do vento a 10 metros de altura. a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. ....	62
<b>Figura 4.14</b> Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e vetor vento (vetores) em 500 hPa: a), b), c) e d) NCEP2; e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. ....	63
<b>Figura 4.15</b> Fluxo turbulento de calor total (sensível+latente) de superfície (sombreado a cada $100 \text{ W m}^{-2}$ ). a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. ....	64
<b>Figura 4.16</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1 UVP) para os experimentos: a) e b) SSE; c) e d) SLA; e) e f) SFT; g) e h) SPV; i) e j) SPV_SFT. a), c), e), g), i) às 18Z do dia 08 e b), d), f), h), j) às 06Z do dia 09 de abril de 2010. A Linha grossa em h) indica a localização do corte da <b>Figura 4.21b</b> . ....	66
<b>Figura 4.17</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) experimento SPV. a) às 12Z e b) 18Z do dia 09 de abril de 2010. ....	67
<b>Figura 4.18</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) para o SPV_SFT. a) às 12Z do dia 09; b) 18Z do dia 09; c) 00Z do dia 10; d) 06Z do dia 10 de abril de 2010. ....	68
<b>Figura 4.19</b> Trajetória da pressão central dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO1 para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV_SFT. ....	69
<b>Figura 4.20</b> Evolução temporal da pressão central dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO1 para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV_SFT. ....	70
<b>Figura 4.21</b> Corte vertical, ao longo de $22,5^\circ \text{ W}$ de longitude mostrando temperatura potencial (linhas sólidas finas a cada 4 K), vorticidade relativa ciclônica (sombreado a cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linha de -1,5 UVP (linha sólida grossa) dos experimentos a) CTL e b) SPV. Fluxos de superfície total dos experimentos SPV c) às 18Z do dia 08 e d) 06Z do dia 09 abril de 2010. A flecha em a) indica a localização do ciclone secundário no CTL. ....	71
<b>Figura 4.22</b> Advecção de temperatura no nível $\eta$ 0,99 (sombreado colorido a cada $4 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ ) e vorticidade relativa ciclônica obtida do vento a 10 metros de altura (contornos sólidos a	

cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). a) CTL e b) SSE às 00Z do dia 09; c) SLA e d) SFT às 06Z do dia 09; e) SPV e f) SPV_SFT às 12Z do dia 09 de abril de 2010.....	72
<b>Figura 4.23</b> Evolução temporal da advecção de temperatura média na área de $5^\circ \times 5^\circ$ centrada no centro do ciclone secundário TIPO1 no nível $\eta$ 0,99. ....	73
<b>Figura 4.24</b> Temperatura potencial equivalente (sombreado colorido a cada 5 K), velocidade do vento (vetores) no nível $\eta$ 0,99 e fluxo de calor total na superfície acima de $200 \text{ W m}^{-2}$ (tracejado em branco) para os experimentos a) e f) CTL, b) e g) SSE; (c) e (h) SLA; d) e i) SFT e e) e j) SPV nos horários 00Z e 06Z do dia 09 para CTL, SSE, SLA e SFT, e 06Z e 12Z do dia 09 para SPV e SPV_SFT. ....	74
<b>Figura 4.25</b> Evolução temporal do perfil de vorticidade relativa média ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em uma área de $5^\circ \times 5^\circ$ centrada no ciclone secundário TIPO1.....	75
<b>Figura 4.26</b> Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa para o experimento SPV. a) 06Z do dia 09 e b) 12Z do dia 09 de abril de 2010.....	76
<b>Figura 4.27</b> Advecção de temperatura (sombreado colorido a cada $4 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ ) e vorticidade relativa ciclônica em 925 hPa (contornos sólidos a cada $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) para NCEP2. a) 00Z do dia 17; b) 06Z do dia 17 de abril de 1999. ....	77
<b>Figura 4.28</b> Trajetória do centro do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO2 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2). ....	78
<b>Figura 4.29</b> Evolução temporal da pressão central ao nível médio do mar dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO2 para o experimento controle (CTL) e reanálise (NCEP2). ....	79
<b>Figura 4.30</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1 UVP). a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) às 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999. A linha grossa em e) indica a localização do corte da <b>Figura 4.38a</b> .....	80
<b>Figura 4.31</b> Vorticidade relativa ciclônica (contornos a cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência do vento (sombreado a cada $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) a 10 metros de altura. a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	81
<b>Figura 4.32</b> Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa. a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	82
<b>Figura 4.33</b> Fluxo turbulento de calor total (sensível+latente) em superfície (sombreado a cada $100 \text{ W m}^{-2}$ ). a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	83
<b>Figura 4.34</b> Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1 UVP) para experimentos: a) e b) SSE; c) e d) SLA; e) e f) SFT; g) e h) SPV. a) 00Z; b), c), e) e g) 06Z; d), f) e h) 12Z do dia 17 de abril de 1999. A linha grossa em e) e g) indica a localização do corte da <b>Figura 4.38e</b> e <b>Figura 4.38b</b> , respectivamente.....	84
<b>Figura 4.35</b> Como na <b>Figura 4.34</b> , mas para SPV. a) 18Z do dia 17 e b) 12Z do dia 18 de abril de 1999.....	85
<b>Figura 4.36</b> Trajetória da pressão central dos ciclones a) primário para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV_SFT e b) secundário do TIPO2 para os experimentos CTL, SSE, SLA e SFT. ....	85

<b>Figura 4.37</b> Evolução temporal da pressão central dos ciclones a) primário para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV_SFT e b) secundário do TIPO2 para os experimentos CTL, SSE, SLA e SFT. ....	86
<b>Figura 4.38</b> Corte vertical ao longo de 47,5° W de longitude mostrando temperatura potencial (linhas sólidas finas a cada 4 K), vorticidade relativa ciclônica (sombreado a cada $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linha de -1,5 UVP (linha sólida grossa) do experimento a) CTL; b) SPV e e) SFT às 06Z do dia 17. c) fluxos turbulentos de superfície total para SPV às 06Z do dia 17. Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa d) para SPV e f) SFT às 06Z do dia 17 de abril de 2010. A flecha em a) indica a localização do ciclone secundário no CTL. ....	87
<b>Figura 4.39</b> Temperatura potencial equivalente (sombreado colorido a cada 5 K), velocidade do vento (vetores) no nível $\eta$ 0,99 e fluxo de calor total na superfície acima de 200 $\text{W m}^{-2}$ (tracejado em branco) para os experimentos a) e b) CTL, c) e d) SSE; e) e f) SLA; g) e h) SFT e i) e j) SPV nos horários: a) e c) 00Z; b), d), e), g) e i) 06Z; f), h) e j) 12Z do dia 17 de abril de 1999. ....	89
<b>Figura 4.40</b> Evolução temporal do perfil de vorticidade relativa média ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em uma área de $5^\circ \times 5^\circ$ centrada no ciclone secundário TIPO2. ....	90
<b>Figura 5.1</b> Pressão ao nível médio do mar [hPa]: a)-d) F0; e)-h) F1; i)-l) F2: m)- p) F12. As figuras a), e), i) e m) referem-se às 00Z do dia 09; b), f), j) e n) às 12Z do dia 09; c), g), k) e o) às 18Z do dia 09; d), h), l) e p) às 06Z do dia 10 de abril de 2010. Os símbolos quadrado e círculo indicam a localização média do centro do ciclone primário e secundário, respectivamente. ....	97
<b>Figura 5.2</b> Evolução temporal da contribuição de F1, F2, F12 e efeito total ET (soma de F1, F2 e F12) para pressão ao nível médio do mar média na área de 240 km x 240 km centrada no ciclone secundário TIPO1 (indicado por um círculo na <b>Figura 5.1</b> ). ....	98
<b>Figura 5.3</b> Como na <b>Figura 5.1</b> mas para temperatura potencial [K] no nível $\eta$ 0,99. ....	99
<b>Figura 5.4</b> Como na <b>Figura 5.2</b> , mas para temperatura potencial no nível $\eta$ 0,99. ....	100
<b>Figura 5.5</b> Como na <b>Figura 5.1</b> , mas para umidade específica a dois metros de altura [ $\text{g kg}^{-1}$ ]. ....	101
<b>Figura 5.6</b> Como na <b>Figura 5.2</b> , mas para umidade específica a dois metros de altura. ....	102
<b>Figura 5.7</b> Pressão ao nível médio do mar [hPa]: a)-d) F0; e)-h) F1; i)-l) F2: m)- p) F12. As figuras a), e), i) e m) referem-se às 06Z do dia 17; b), f), j) e n) às 18Z do dia 17; c), g), k) e o) às 06Z do dia 18; d), h), l) e p) às 12Z do dia 18 de abril de 1999. Os símbolos quadrado e círculo indicam a localização média do centro do ciclone primário e secundário, respectivamente. ....	104
<b>Figura 5.8</b> Evolução temporal da contribuição de F1, F2, F12 e efeito total ET (soma de F1, F2 e F12) para pressão ao nível médio do mar média na área de 240 km x 240 km centrada no ciclone secundário TIPO2 (indicado por um círculo na <b>Figura 5.7</b> ). ....	105
<b>Figura 5.9</b> Como na <b>Figura 5.7</b> , mas para temperatura potencial [K] no nível $\eta$ 0,99. ....	106
<b>Figura 5.10</b> Como na <b>Figura 5.8</b> , mas para temperatura potencial no nível $\eta$ 0,99. ....	107
<b>Figura 5.11</b> Como na <b>Figura 5.7</b> , mas para umidade específica [ $\text{g kg}^{-1}$ ] a dois metros de altura. ....	108
<b>Figura 5.12</b> Como na <b>Figura 5.8</b> , mas para umidade específica a dois metros de altura. ....	109



## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 2.1</b> Valores médios sazonais das características dos sistemas do TIPO1.....	21
<b>Tabela 2.2</b> Valores médios sazonais das características dos sistemas do TIPO2. ....	21
<b>Tabela 4.1</b> Resumo dos experimentos de sensibilidade. ....	46





## LISTA DE SIGLAS

WRF-ARW	Weather Research and Forecasting-Advanced Research WRF
CLP	Camada Limite Planetária
MM5	Mesoscale Model Version 5
RRTM	Rapid Radiative Transfer Model
NCEP2	National Centers for Environmental Prediction (Reanalysis 2)
VP	Vorticidade Potencial
WRF	Weather Research and Forecasting Model
CTL	experimento controle
SSE	experimento sem fluxo de calor sensível
SLA	experimento sem fluxo de calor latente
SFT	experimento sem fluxo de calor latente e sensível
SPV	experimento sem anomalias de vorticidade potencial
SPV_SFT	experimento sem anomalias de vorticidade potencial e sem fluxo de calor latente e sensível
UVP	Unidade de Vorticidade Potencial
TSM	Temperatura da superfície do mar



## SUMÁRIO

<b>Agradecimentos</b> .....	iii
<b>RESUMO</b> .....	v
<b>ABSTRACT</b> .....	vii
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	ix
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	xv
<b>LISTA DE SIGLAS</b> .....	xvii
<b>Capítulo 1 - INTRODUÇÃO</b> .....	1
1.1. MOTIVAÇÃO.....	1
1.2. OBJETVO.....	3
1.3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
1.3.1. CICLONE SECUNDÁRIO.....	4
1.3.2. CICLONE SECUNDÁRIO NO HEMISFÉRIO SUL.....	6
1.3.3. CICLONE SECUNDÁRIO E FLUXOS TURBULENTOS DE SUPERFÍCIE.....	8
1.3.4. CICLONE SECUNDÁRIO E ANOMALIAS DE VP.....	10
<b>Capítulo 2 - CLIMATOLOGIA DE CICLONES SECUNDÁRIOS</b> .....	13
2.1. DADOS E METODOLOGIA.....	13
2.1.1. DADOS.....	13
2.1.2. IDENTIFICAÇÃO DE CICLONES SECUNDÁRIOS.....	13
2.2. RESULTADOS.....	15
2.3. CONCLUSÃO PARCIAL.....	25
<b>Capítulo 3 - COMPOSIÇÕES</b> .....	27
3.1. METODOLOGIA PARA COMPOSIÇÃO.....	27
3.2. RESULTADOS.....	28
3.2.1. TIPO 1.....	28
3.2.2. TIPO2.....	36
3.3. CONCLUSÃO PARCIAL.....	40
<b>Capítulo 4 - SIMULAÇÃO NUMÉRICO COM WRF</b> .....	43
4.1. DADOS E METODOLOGIA.....	43
4.1.1. DADOS.....	43
4.1.2. MODELO <i>WEATHER RESEARCH AND FORECASTING</i> (WRF).....	43
4.1.3. EXPERIMENTOS NUMÉRICOS.....	44
4.1.4. TÉCNICA DA INVERSÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL.....	47

4.1.5. ANÁLISE DA INVERSÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL .....	50
4.1.5.1. TIPO1.....	51
4.1.5.2. TIPO2.....	54
4.2. RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS.....	56
4.2.1. EVOLUÇÃO DO CICLONE TIPO1 E SIMULAÇÃO CONTROLE.....	56
4.2.2. EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE PARA O CICLONE TIPO1.....	65
4.2.3. EVOLUÇÃO DO CICLONE TIPO2 E SIMULAÇÃO CONTROLE.....	76
4.2.4. EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE PARA O CICLONE TIPO2.....	80
4.3. CONCLUSÃO PARCIAL.....	91
<b>Capítulo 5 - ANÁLISE POR SEPARAÇÃO DE FATORES .....</b>	<b>93</b>
5.1. MÉTODO DA SEPARAÇÃO DE FATORES .....	93
5.2. RESULTADOS .....	96
5.2.1. CICLONE SECUNDÁRIO TIPO1 .....	96
5.2.2. CICLONE SECUNDÁRIO TIPO2.....	102
5.3. CONCLUSÃO PARCIAL.....	109
<b>Capítulo 6 - CONCLUSÃO GERAL.....</b>	<b>111</b>
6.1. CONCLUSÃO GERAL .....	111
6.2. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS .....	113
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>115</b>

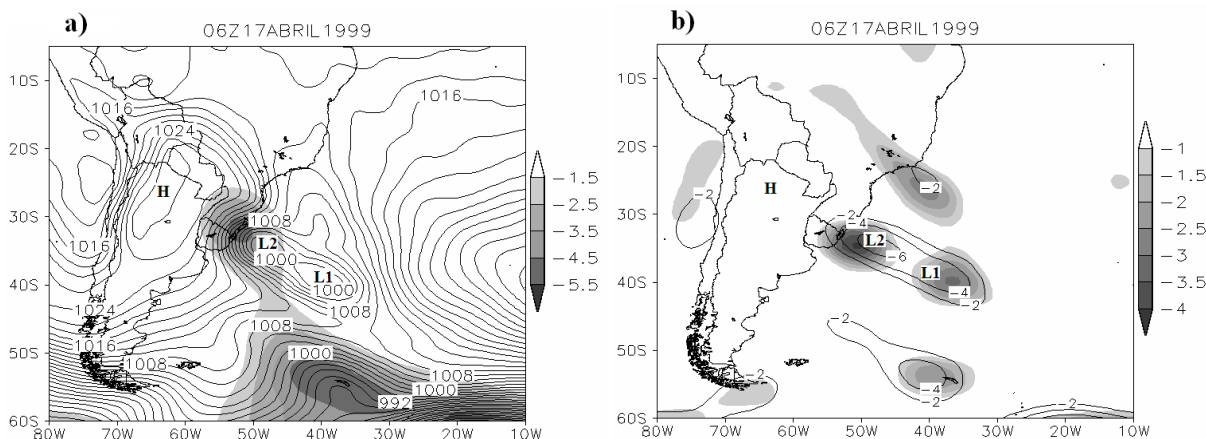
# Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

## 1.1. MOTIVAÇÃO

Estudos climatológicos de ciclones extratropicais têm mostrado que a costa sudeste da América do Sul é uma região ciclogênética. GAN e RAO (1991) estudaram a frequência de ciclogênese sobre a América do Sul, usando 10 anos de dados para o período de 1979 a 1988, e seus resultados mostraram, em geral, que os ciclones são mais frequentes no inverno. Em relação à distribuição espacial, observaram duas regiões ciclogênicas, uma próxima ao Uruguai e outra na região do Golfo de São Matias na Argentina. Obtiveram também que a região próxima ao Uruguai é mais ciclogênética nos meses de inverno e o Golfo de São Matias no verão. SINCLAIR (1995) elaborou um estudo climatológico de ciclogênese no Hemisfério Sul para o período de 1980 a 1986 utilizando vorticidade geostrófica em 1000 hPa, e verificou, nos meses mais frios do ano, dois centros de máxima densidade de desenvolvimento de ciclones na América do Sul: um próximo a 30°S, na costa da região Sul do Brasil e Uruguai, e outro mais denso, sobre a costa da Argentina, perto de 45°S. O centro na costa do sul do Brasil e Uruguai diminui de frequência no verão, e a região mais ao sul não apresenta mudança na sazonalidade. SINCLAIR (1995) verificou também forte correlação entre as zonas ciclogênicas e regiões de fortes gradientes de temperatura da superfície do mar. Além destas duas regiões ciclogênicas alguns trabalhos como SINCLAIR (1996), REBOITA (2008) e REBOITA et al. (2010) identificaram uma terceira região ciclogênética na costa sul/sudeste do Brasil.

As regiões próximas à costa do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, frequentemente, sofrem as consequências de ciclones extratropicais. Como consequências diretas, os ventos fortes e chuvas intensas castigam a população próxima à costa, e como consequências indiretas, os litorais do Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro também são atingidos por ressacas e ondas intensas no mar (INNOCENTINI e CAETANO NETO, 1996). Durante o ano de 1999, os litorais sul e sudeste brasileiro sofreram a ação de intensos ciclones extratropicais com fortes ventos em superfície que provocaram vários eventos de ressacas em todo o litoral

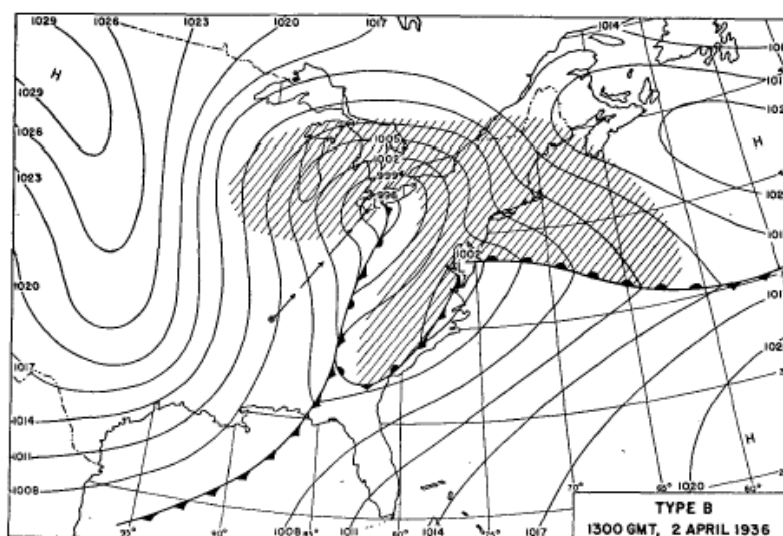
sul e sudeste do Brasil (DA ROCHA et al., 2004). Por exemplo, o evento de 20 a 23 de maio causou vários transtornos à população costeira. Ocorrências de neve e ventos de até 70 km/h foram registradas no dia 20 de maio em algumas cidades do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, e no dia 21, ondas acima de 2,5 m atingiram o litoral do Rio de Janeiro (PIVA, 2001; DA ROCHA et al., 2004).



**Figura 1.1** (a) Pressão ao nível médio do mar (contornos sólidos a intervalo de 2 hPa) e vorticidade potencial negativa em 300 hPa (sombreado a cada 1 VP); (b) vorticidade relativa ciclônica (contornos sólidos a cada  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência de massa (sombreado a cada  $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em 1000 hPa. Fonte: IWABE (2008).

IWABE e DA ROCHA (2009) estudaram um caso de ciclone secundário na costa sul do Brasil. Este ciclone secundário formou-se em 17 de abril de 1999, 30 horas após a formação de um ciclone principal, perto da costa do Rio Grande do Sul (**Figura 1.1a-b**). A formação sequencial de dois ciclones (primário e secundário) manteve forte (acima de 70 km/h) os ventos de sul e sudeste por mais tempo próximo à costa, chegando ao máximo de 97 km/h no horário da formação do segundo ciclone. Este evento, além da peculiaridade da formação secundária, dificultou o deslocamento para leste da alta pressão na retaguarda, ocasionando a incursão do ar frio e seco em direção ao norte, que por sua vez causou quedas de temperatura de até  $16^{\circ}\text{C}$  em 24 horas em alguns pontos do continente e foram registradas geadas no período da manhã do dia 17 no sul do Brasil (SATYAMURTY et al., 2002).

Nos Estados Unidos e Canadá, ciclones secundários se formam ao longo da costa leste com certa frequência (12,2 ciclones por ano encontrados por MILLER (1946)) (**Figura 1.2**). Estes ciclones, geralmente, apresentam escala espacial menor que o ciclone primário associado. São sistemas de escala sub-sinótica e resultam da instabilidade da zona frontal do ciclone primário (FORD e MOORE, 1990; RENFREW et al., 1997; RIVALS et al., 1998; PARKER, 1998; CHABOUREAU e THORPE, 1999; FEHLMANN e DAVIES, 1999). O mecanismo de desenvolvimento do ciclone primário é conhecido, mas tem se observado que as teorias de desenvolvimento existentes não explicam totalmente os mecanismos de desenvolvimento dos ciclones secundários. Apesar de terem sido estudados intensamente na década de 90, ainda não se tem uma teoria geral para desenvolvimento de ciclones secundários, e a previsão destes sistemas continua sendo um desafio para os previsores do tempo como apontado por CARRERA et al. (1999), RENFREW et al. (1997) e PARKER (1998).



**Figura 1.2** - Exemplo de ciclone secundário na costa leste da América do Norte. Fonte: MILLER (1946)

## 1.2. OBJETVO

Existem poucos estudos sobre ciclones secundários no Hemisfério Sul, e estes poucos são focados na região da Austrália. Na América do Sul e sobre o Atlântico Sul não há estudos específicos de ciclones secundários. Mas como

mostrou IWABE e DA ROCHA (2009), tais sistemas ocorrem também no Atlântico Sul, causando grandes impactos no sul e sudeste do Brasil.

Estudos no Hemisfério Norte mostram que prever adequadamente ciclones secundários ainda é um desafio para os previsores de tempo. Com o intuito de contribuir para melhorar a previsão de tempo destes sistemas, o presente estudo tem como objetivo geral elaborar uma climatologia e entender os processos dinâmicos de formação e manutenção de ciclogênese secundária na costa leste da América do Sul, mais precisamente sobre o Atlântico Sul sudoeste. Entre os objetivos específicos estão:

- Elaborar uma climatologia de ciclones secundários, identificando os ciclones secundários para o período entre 1980 e 2010. Esta climatologia irá indicar: área e época do ano de desenvolvimento destes sistemas, intensidade e velocidade de propagação características. Isto permitirá entender a importância relativa destes sistemas para o tempo e clima da América do Sul;
- Conhecer o ambiente de grande escala no qual se desenvolvem os ciclones secundários através de composições;
- Investigar processos dinâmicos e termodinâmicos que favorecem o desenvolvimento de ciclones secundários no Atlântico Sul sudoeste através de simulações numéricas.

### **1.3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **1.3.1. CICLONE SECUNDÁRIO**

Na definição da Sociedade Americana de Meteorologia (AMS – *American Meteorological Society*), um ciclone secundário se forma perto ou em associação com um ciclone primário. Este fenômeno ocorre com muito mais frequência na costa leste dos Estados Unidos e Canadá, portanto muito dos estudos deste tipo de ciclone são para estas regiões. Na década de 20, os meteorologistas americanos já relatavam a ocorrência de ciclones secundários na costa leste. BROOKS (1921) fez uma análise sinótica de três eventos de ciclone secundário na costa leste da América do Norte e relatou que estes fenômenos ocorrem quando um



ciclone principal sobre o continente estende sua influência na região da costa. O vento de sudoeste, a sudeste do ciclone primário, e o vento de leste, ao sul de uma alta pressão a nordeste do ciclone principal induz convergência de ar frio do continente e ar quente do oceano ao longo da costa leste. Adicionado a isto, o lento deslocamento do ciclone principal devido à rugosidade do continente permite o desenvolvimento de um ciclone secundário e sua manutenção por curto espaço de tempo, mas que pode provocar mudanças bruscas de tempo e chuvas severas. Duas décadas depois, MILLER (1946) identificou três tipos principais de ciclone que se desenvolvem na costa leste dos Estados Unidos, em que um deles caracteriza-se pela formação de um segundo centro de baixa pressão a sudeste do ciclone principal e no lado equatorial de uma forte alta pressão fria na superfície. Os ventos de leste, no setor sul desta alta, transportam ar mais quente do oceano em direção à costa, que encontra a massa de ar frio continental. A localização da corrente do Golfo, com temperaturas da superfície do mar mais quentes, e os intensos gradientes de temperatura na superfície do mar formam isotermas paralelas à costa, criando uma zona baroclínica ao longo da costa, de forma que, quando os sistemas passam sobre estas zonas baroclínicas sofrem intensificação (CIONE et al., 1993). A avaliação de MILLER (1946) para 10 anos de dados mostrou maior frequência de ciclones secundários nos meses mais frios e com maior taxa de aprofundamento em relação aos ciclones primários. Ele encontrou frequência máxima média de 2,5 eventos em janeiro e o quadrante sudeste como a posição preferencial de desenvolvimento em relação ao ciclone primário, como ilustrado na **Figura 1.2**.

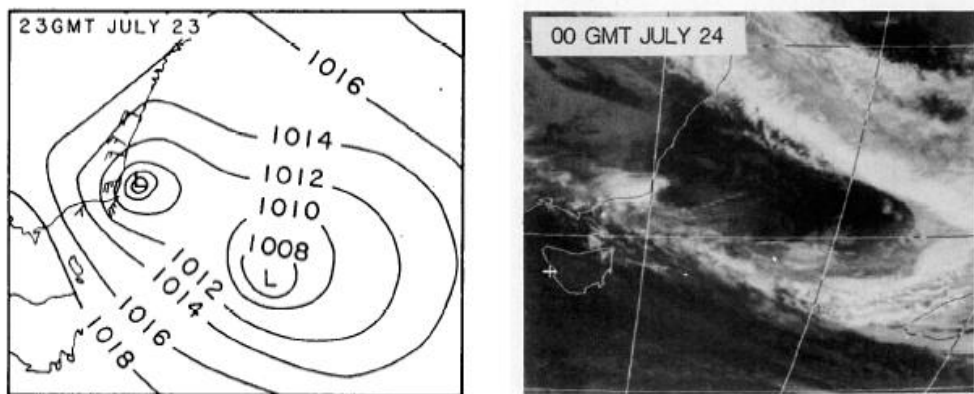
Na década de 80 e 90, vários projetos como CASP (*Canadian Atlantic Storms Program*) (STEWART, 1991), FASTEX (*Fronts and Atlantic Storm Track Experiment*) (JOLY et al., 1997), GALE (*Genesis of Atlantic Lows Experiments*) (DIRKS et al., 1988) e FRONTS 92 foram criados para coletar dados de fenômenos de mesoescala (frentes e tempestades), sinóticos (ciclogêneses) e interação oceano-atmosfera, entre outros, na região do Atlântico Norte. Estes projetos tiveram o objetivo maior de aprimorar o entendimento dos fenômenos meteorológicos e conseqüentemente melhorar a previsão do tempo. Neste período, juntamente com os projetos citados, vários estudos sobre ciclogênese secundária foram publicados para entender a dinâmica deste tipo de ciclone.

Os ciclones secundários estudados durante a década de 90 são definidos como sistemas sub-sinóticos (500 – 1500 km) que surgem como ondas instáveis na zona frontal do ciclone primário (FORD e MOORE, 1990; RENFREW et al., 1997; RIVALS et al., 1998; PARKER, 1998; CHABOUREAU e THORPE, 1999; CARRERA et al., 1999; FEHLMANN e DAVIES, 1999). Assim, muitos estudos focaram na elaboração de critérios para identificar instabilidade das ondas frontais. RENFREW et al. (1997) e CHABOUREAU e THORPE (1999) avaliaram o campo de deformação por estiramento (*stretching*) e cisalhamento (*shearing*) e verificaram que deformação intensa do escoamento do ambiente em que se insere a onda frontal inibe o crescimento da onda, enquanto deformação fraca é mais favorável para crescimento da onda. RIVALS et al. (1998) atribuiu o desenvolvimento de ciclone secundário frontal à presença de anomalias de Vorticidade Potencial (VP) de origem estratosférica no ramo descendente do jato de níveis superiores, sobre faixas de anomalias de VP em superfície que aumentam o potencial para instabilizar zonas frontais de superfície. FORD e MOORE (1990) estudaram um ciclone frontal polar secundário com comprimento de onda de aproximadamente 1200 km observado durante o projeto CASP e GALE. Este sistema ocorreu ao longo da zona frontal principalmente como resultado de forte baroclinia e advecção térmica próxima à superfície, e pouca influência de forçantes de altos níveis. BROWNING et al. (1997) descreveu, do ponto de vista de mesoescala, a evolução de uma frente fria secundária ocorrida no Atlântico Norte no período do projeto FRONTS 92. Esta frente ocorreu no setor frio da frente fria principal devido à intrusão de ar seco e forte circulação transversa de grande escala.

### **1.3.2. CICLONE SECUNDÁRIO NO HEMISFÉRIO SUL**

Estudos de ciclones secundários no Hemisfério Sul ainda são escassos. Um estudo de MAHER (1955) relata o desenvolvimento de ciclone secundário no oeste da Tasmânia e faz uma análise da presença de um cavado frio através de cartas de espessuras entre 1000-700 hPa e 700-500 hPa, adicionalmente MAHER (1955) avalia a ocorrência destes sistemas na Austrália para dois anos e meio (entre janeiro de 1951 e julho de 1953). Em 1951 foram identificados 24 eventos, em 1952, 11 eventos e, entre janeiro e julho de 1953, 2 eventos. Os meses

de abril a julho apresentaram maiores frequências destes sistemas. O evento mostrado por MAHER (1955) ocorreu em setembro de 1952 a noroeste do ciclone principal, situado sobre a Tasmânia. O ciclone secundário iniciou após a formação de uma segunda frente fria a oeste da frente fria associada ao ciclone primário. Após analisar vários casos MAHER (1955) concluiu que as condições para formação de ciclone secundário no sudeste da Austrália são: presença de um cavado frio intenso na camada entre 1000-500 hPa com um anticiclone em superfície a oeste; ciclone primário suficientemente longe a leste com queda de pressão no seu setor oeste, resultando em um centro de pressão secundário separado do primário, em vez de apenas movimento ou intensificação do primário para oeste; ciclone primário não muito intenso.



**Figura 1.3** A esquerda campo de pressão ao nível médio do mar, e a direita, imagem de satélite no infravermelho do ciclone tipo 3 estudado por HOLLAND et al. (1987). Fonte: HOLLAND et al. (1987).

HOLLAND et al. (1987) identificaram três tipos diferentes de ciclones na costa leste da Austrália, dos quais, o chamado de tipo 3 formou-se próximo da costa, a noroeste do ciclone principal, após a passagem da frente fria associada ao ciclone primário, caracterizando um desenvolvimento secundário (**Figura 1.3**). Este ciclone de mesoescala (100 km) se formou a oeste do ciclone principal, com aprofundamento rápido numa região de forte gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM), isto é, na presença de considerável baroclinia em baixos níveis. O ciclone se moveu para norte seguindo o gradiente de TSM máximo ao longo da costa. As características da troposfera superior indicaram que havia uma perturbação da tropopausa que pode ter contribuído para o desenvolvimento e intensificação do ciclone secundário em superfície. HOLLAND et al. (1987) afirmam

que este tipo de sistema ocorre no inverno, mas não muito frequente, em média um evento por ano, mas devido a sua intensidade contribuem para enchentes e ventos fortes na região.

Para a América do Sul, o ciclone estudado por IWABE e DA ROCHA (2009) teve características semelhantes às encontradas por MAHER (1955) e HOLLAND et. al. (1987) em relação à configuração das posições do ciclone primário e secundário, e a presença de um cavado intenso em níveis médios. IWABE e DA ROCHA (2009) destacam que do ponto de vista dinâmico, os ciclones primário e secundário apresentaram processos de desenvolvimento distintos. O ciclone primário desenvolveu-se forçado por advecção de vorticidade ciclônica em níveis médios e advecção quente na superfície, num ambiente com baroclinia moderada em baixos níveis, e deslocou-se rapidamente para sudeste, com tempo de vida total de apenas dois dias. O ciclone secundário se desenvolveu no setor frio da frente fria e esteve associado a forte anomalia de VP em altos níveis (**Figura 1.1a**), que por sua vez, induziu o desprendimento de uma baixa fechada em níveis médios responsável pelo lento deslocamento do sistema. O desenvolvimento do ciclone secundário ocorreu numa região de forte advecção fria na superfície. No entanto, foram observados aquecimento e umedecimento do ar próximo à superfície devido à transferência turbulenta de calor e umidade do oceano para atmosfera. Isto contribuiu para formação de gradiente de temperatura perpendicular à costa do sul do Brasil, intensificando a baroclinia em baixos níveis e favorecendo o desenvolvimento secundário em área dominada por intensa advecção fria. Desta forma, IWABE e DA ROCHA (2009) propuseram que o ciclone secundário decorreu do acoplamento entre forçantes dinâmicas, geradas pela intrusão do ar estratosférico, e intensificação de zona baroclínica de superfície, através de fluxos de calor e umidade na interface oceano-atmosfera.

### **1.3.3. CICLONE SECUNDÁRIO E FLUXOS TURBULENTOS DE SUPERFÍCIE**

REBOITA et al. (2010) apresentam uma climatologia dos fluxos de calor latente e sensível sobre o oceano Atlântico Sul e mostram que estes fluxos apresentam picos no mês de junho. Na região do oceano, próxima à costa do sul e

sudeste brasileiro, o mês de maio apresenta fluxos de calor latente máximos e para fluxos de calor sensível os máximos ocorrem entre maio e junho. Próximo à bacia do Rio da Prata o pico em ambos os fluxos (latente e sensível) ocorre em junho.

CARRERA et al. (1999) realizou vários experimentos numéricos para avaliar a influência de fluxos turbulentos de calor e umidade de superfície em um evento de ciclone secundário no oceano Atlântico Norte oeste que ocorreu durante os projetos CASP e GALE. Os resultados mostraram que o ciclone é muito mais sensível à liberação de calor latente devido à convecção e evaporação do oceano para atmosfera. Na ausência de aquecimento por liberação de calor latente, o modelo não simulou o ciclone secundário. A contribuição dos fluxos de umidade na fase inicial do ciclone mostrou-se essencial para maior aprofundamento do sistema. PIVA (2008) também encontrou resultados concordantes com CARRERA et al. (1999) num estudo de uma ciclogênese não secundária na costa leste da América do Sul, mas ao contrário de CARRERA et al. (1999), o sistema ocorreu mesmo na ausência de fluxos de superfície, indicando neste caso a instabilidade baroclínica como mecanismo dominante para o desenvolvimento, enquanto os fluxos de superfície atuaram na intensificação da ciclogênese. Diferente de CARRERA et al. (1999), ZHANG et al. (2002), investigaram a formação de múltiplas ciclogêneses frontais no oeste do Atlântico Norte. Através de experimentos numéricos mostraram que a maioria dos ciclones frontais desenvolveu-se mesmo na ausência de aquecimento diabático e que as anomalias de VP em altos níveis desempenharam papel importante na amplificação das ciclogêneses.

Para as ciclogêneses secundárias da costa leste da Austrália HOLLAND et al., (1987) e LESLIE et al. (1987) mostraram, através de experimentos numéricos, que ambos processos de grande escala e de escala local contribuem para o desenvolvimento inicial. Em grande escala, a baroclinia propicia um ambiente favorável ao desenvolvimento inicial. No entanto, para o sistema continuar intensificando é necessário que ocorra liberação de calor latente associada à convecção cumulus e que o modelo utilize alta resolução horizontal (25 km) para resolver adequadamente os fluxos de energia na camada superficial. Além disso, a correta especificação da TSM mostrou-se importante nas simulações numéricas, pois afeta os fluxos de superfície e assim a baroclinia de baixos níveis e instabilidade condicional. Com relação à liberação de calor latente associada à

convecção, DA ROCHA (1999) também mostrou que a ausência desta física em simulações numéricas inibiu o aprofundamento e retardou o deslocamento de um ciclone de intensidade moderada sobre o Atlântico Sul (SELUCHI e SAULO, 1998).

#### 1.3.4. CICLONE SECUNDÁRIO E ANOMALIAS DE VP

Novas interpretações teóricas para ciclogêneses têm apontado que a interação entre a circulação devido a distúrbios de níveis altos (anomalias de VP) e a circulação termicamente induzida nos níveis baixos (advecção de temperatura) podem dar origem à ciclogênese secundária (HOSKINS et al., 1985; BISHOP e THORPE, 1994a,b; JOLY, 1995; THORNCROFT e HOSKINS, 1990) nas proximidades de um ciclone principal. THORNCROFT e HOSKINS (1990) estudaram a interação entre as intrusões de anomalias de VP na troposfera e zona frontal de superfície na formação de ciclones frontais utilizando um modelo espectral baroclínico. Entre os tipos de ciclones frontais definidos através do experimento, os autores verificaram o desenvolvimento de ciclone secundário, quando a anomalia de VP interage com o chamado ponto triplo (ponto de encontro entre as frentes fria, quente e oclusa) (**Figura 1.4**). TIBBS (2007) descreve que as baixas secundárias podem ocorrer em qualquer posição em relação ao ciclone primário, mas é comum observar o desenvolvimento destes fenômenos na região do ponto triplo após a oclusão do ciclone primário.

ZHANG et al. (2002) examinaram a influência de várias anomalias de VP de altos níveis num evento de múltiplas ciclogêneses frontais no Oceano Atlântico Norte utilizando a técnica de inversão da VP (DAVIS, 1992), além de avaliarem os fluxos de superfície. Diferentemente do caso estudado por CARRERA et al. (1999), a ausência da liberação de calor latente não foi suficiente para inibir a formação dos ciclones frontais e verificaram que as anomalias de VP exercem importante papel na ciclogênese frontal, na intensificação e no trajeto da família de ciclones. FEHLMANN e DAVIES (1999) afirmam que a posição relativa, o movimento, tamanho e estrutura das anomalias de VP são importantes no controle da interação com baroclinia de superfície para desenvolvimento de ciclones secundários, e que a ausência de efeitos diabáticos apenas modifica a evolução do escoamento reduzindo a intensidade da pressão em superfície. FORD e MOORE

(1990) analisaram o desenvolvimento de um ciclone secundário de pequena escala, que se formou ao longo de uma zona frontal, e esteve associado com forte baroclinia em superfície, no entanto, sem forçantes de altos níveis.

HOMAR et al. (2003) estudaram um ciclone que chamaram de quase-tropical ocorrido sobre o oeste do mar Mediterrâneo e verificaram que o aumento da circulação de baixos níveis devido à anomalia de VP de altos níveis intensifica a advecção quente de baixos níveis. Além disso, esta circulação de baixos níveis aumenta a evaporação do oceano, essencial para iniciar abaixamento da pressão em superfície. Fazendo uso da técnica de separação de fatores, concluíram que a anomalia de VP de altos níveis tem um papel importante no início do desenvolvimento do ciclone, e após a fase inicial, a interação entre a anomalia de VP e os fluxos de calor latente em superfície assume papel predominante.



**Figura 1.4** Desenvolvimento de baixa secundária próximo ao ponto triplo. Fonte: TIBBS (2007)





## **Capítulo 2 - CLIMATOLOGIA DE CICLONES SECUNDÁRIOS**

### **2.1. DADOS E METODOLOGIA**

#### **2.1.1. DADOS**

Os dados utilizados para elaboração da climatologia são da reanálise 2 da *National Center for Environmental Prediction* - NCEP (NCEP-REANALYSIS II, NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, KANAMITSU et al., 2002) que serão referidos como NCEP2. Os dados de superfície estão em grade gaussiana (192 x 94 pontos de grade global) e os da atmosfera em grade regular, com espaçamento horizontal de 2,5° de latitude por 2,5° de longitude (144x73 pontos de grade global), em 17 níveis verticais de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10 hPa) e em quatro horários diários (00Z, 06Z, 12Z e 18Z). A climatologia compreende o período entre 00Z do dia 01 de janeiro de 1980 e 18Z do dia 31 de dezembro de 2010.

#### **2.1.2. IDENTIFICAÇÃO DE CICLONES SECUNDÁRIOS**

A secção 1.3 mostrou que existe uma variação de escala espacial de ciclones secundários. Este estudo concentra-se nos sistemas de escala sinótica, em que as forçantes de médios e altos níveis são importantes no desenvolvimento do ciclone em superfície.

A identificação de ciclone secundário não é uma tarefa simples já que não existe uma regra bem definida na literatura, mas a essência da origem do ciclone secundário é sua associação com o sistema principal (IWABE e DA ROCHA, 2009; HOLLAND et al., 1987; RENFREW et al., 1997; RIVALS et al., 1998; THORNCROFT e HOSKINS, 1990; CHABOUREAU e THORPE, 1999; CARRERA et al., 1999; PAGNOTTI e BOSART, 1984; MILLER, 1946; MAHER, 1955). A metodologia mais simples de associar o ciclone secundário ao primário é o cavado de níveis médios, ou seja, o sistema secundário deve se originar nas imediações do mesmo cavado em que iniciou o ciclone primário. A partir disso, estabeleceu-se um

conjunto de regras para identificar os sistemas secundários no sudoeste do Atlântico Sul. A identificação de ciclone secundário foi baseada em análise sinótica dos campos de vorticidade relativa ciclônica obtidos do vento a 10 metros de altura e altura geopotencial em 500 hPa. Estes campos (como os da **Figura 2.2**), a cada 6 horas entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010, foram analisados visualmente para separar os eventos de ciclones secundários que se enquadram nos critérios a seguir:

1. O sistema inicia-se dentro do domínio de 90°W - 10°E e 60°S - 0° (**Figura 2.1**);



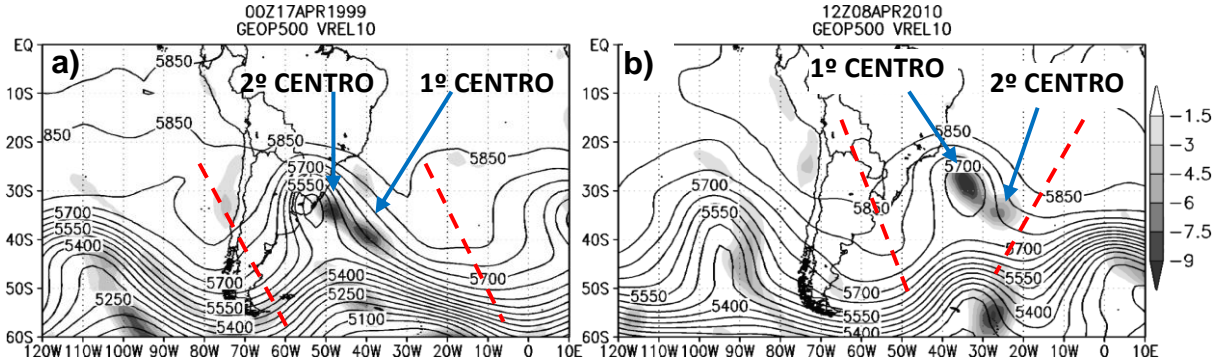
**Figura 2.1** Domínio para identificação e rastreamento dos ciclones secundários.

2. Consideram-se somente os centros de vorticidade ciclônica igual ou abaixo de  $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  calculado através da equação 2.1, onde  $\zeta_{10}$  é a vorticidade relativa,  $u_{10}$  é o vento zonal e  $v_{10}$  o vento meridional a 10 metros de altura;

$$\zeta_{10} = \frac{\partial v_{10}}{\partial x} - \frac{\partial u_{10}}{\partial y} \quad (2.1)$$

3. O primeiro e o segundo centro de vorticidade relativa ciclônica devem se desenvolver nas imediações do mesmo cavado de níveis médios, ou seja, o

segundo centro de vorticidade ciclônica deve surgir próximo e entre os eixos das cristas, a oeste e leste do cavado, em que se formou o primeiro centro de vorticidade ciclônica (**Figura 2.2**).



**Figura 2.2** Altura geopotencial em 500 hPa (contornos a cada 50 m) e vorticidade relativa do vento a 10 metros de altura (sombreado a cada  $1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ). a) 00Z do dia 17 de abril de 1999, b) 12Z do dia 08 de abril de 2010. Linhas vermelhas tracejadas indicam os eixos das cristas a oeste e leste do cavado e flechas azuis indicam a posição do centro de vorticidade relativa ciclônica do 1º e 2º centros associados aos ciclones primário e secundário, respectivamente.

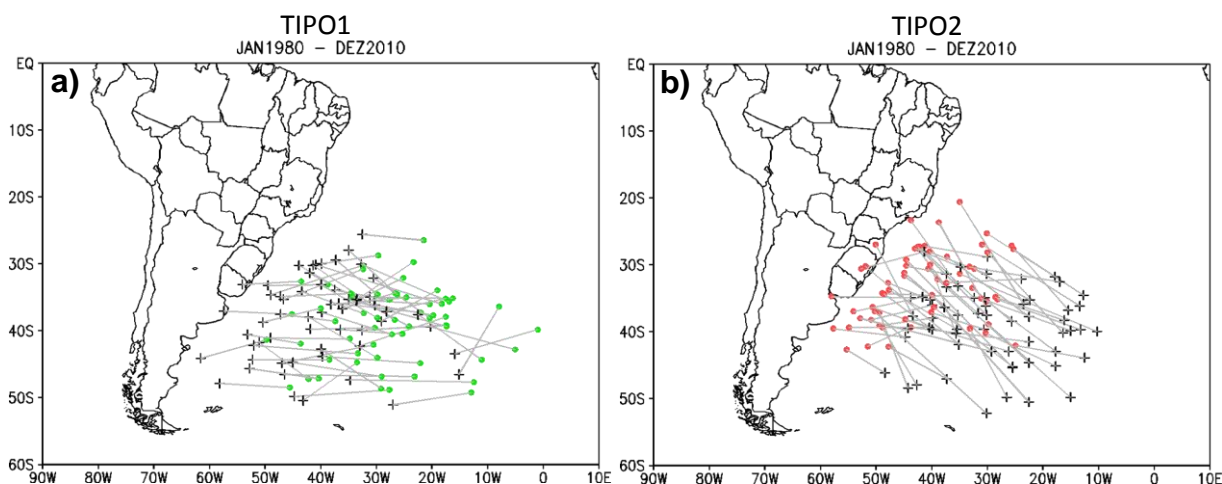
4. Após a formação do segundo centro de vorticidade ciclônica, os dois centros devem permanecer separados;
5. O segundo centro de vorticidade ciclônica pode se formar em qualquer posição ao redor do primeiro centro;
6. O segundo centro de vorticidade ciclônica deve ser identificado no mínimo em quatro horários, ou seja, ter uma duração mínima de 18 horas;
7. Após o desenvolvimento do segundo centro de vorticidade ciclônica, este pode sofrer influência de outras forçantes não associados ao cavado do seu início.

## 2.2. RESULTADOS

A partir dos critérios anteriores, dois tipos principais de ciclones secundários no Atlântico Sul foram identificados. Denominou-se de TIPO1 aqueles

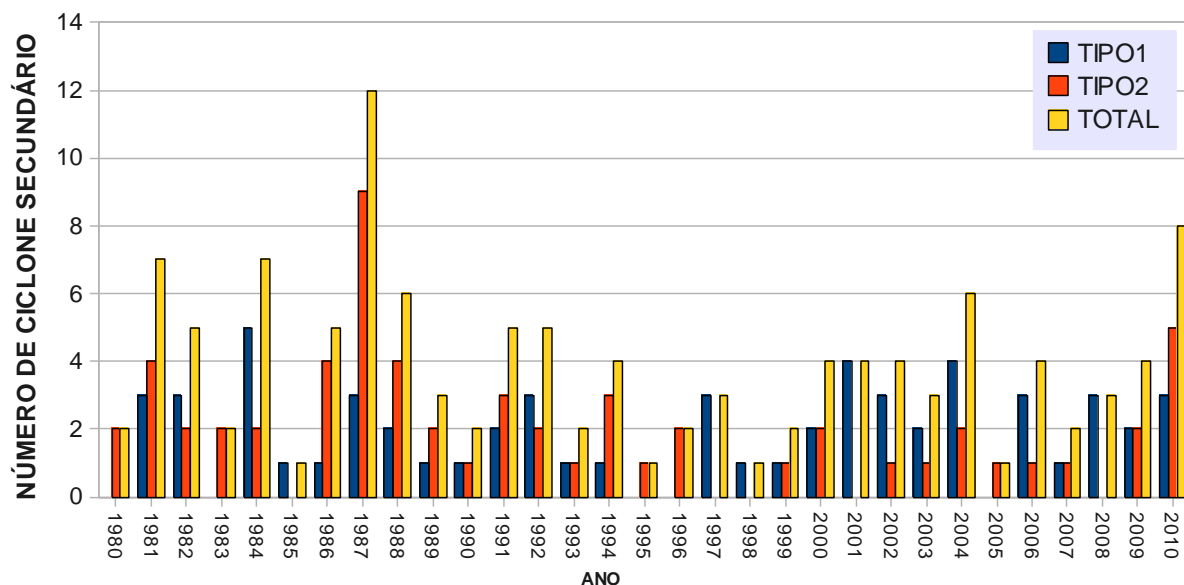
que se formam a leste do sistema primário, normalmente mais afastados do continente (**Figura 2.3a**), e de TIPO2 os que formam a oeste do sistema primário, mais próximos à costa do sul-sudeste do Brasil (**Figura 2.3b**). Lembrando que a denominação de ciclones secundários (TIPO1 e TIPO2) utilizada neste estudo difere das usadas por PARKER (1998) e HOLLAND et al. (1987).

A posição dos sistemas do TIPO1 em relação ao primário é, na média, mais zonal, enquanto que os do TIPO2 se formam a noroeste do primário (**Figura 2.3**).



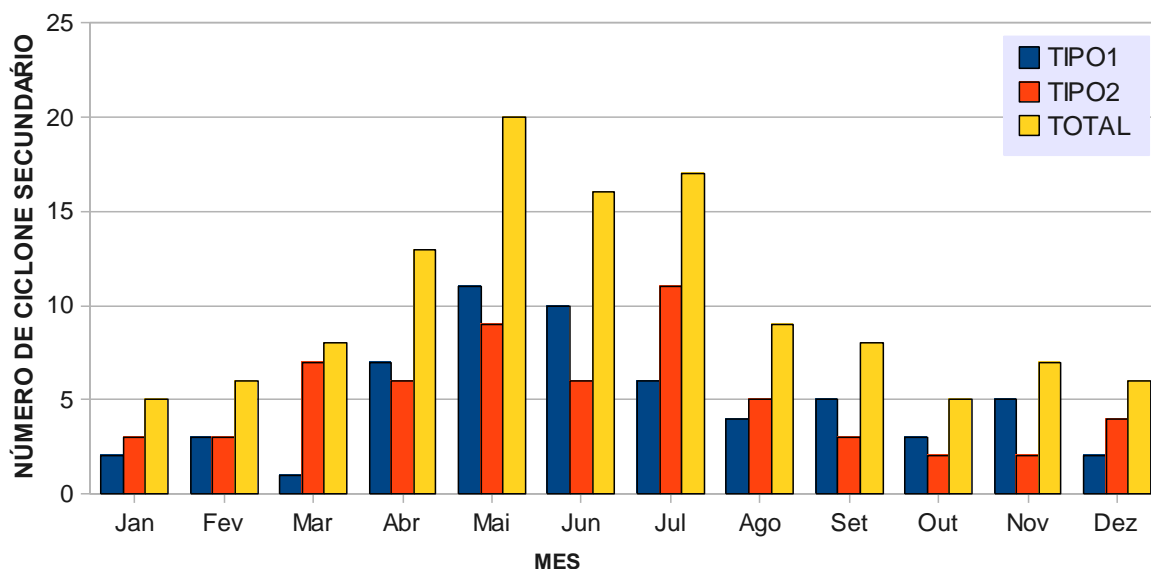
**Figura 2.3** Posição inicial do ciclone secundário em relação a posição do ciclone primário (sinal de +) identificados entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010. a) TIPO1 (círculo verde) e b) TIPO2 (círculo vermelho).

No total, identificaram-se 120 sistemas secundários no Atlântico Sul durante o período de 1980 a 2010. Dentre estes, 61 sistemas são do TIPO1 e 59 do TIPO2. Na média, 3,9 sistemas secundários ocorrem por ano, sendo 1,9 sistemas do TIPO1 e 2,0 do TIPO2. Estes números são bastante pequenos quando comparados aos de MILLER (1946) em uma climatologia de 10 anos no Atlântico Norte, em que encontrou uma média de 12,2 ciclones secundários por ano, ou seja, três vezes maior. MAHER (1955) avaliou ciclones secundários na costa sudeste da Austrália durante dois anos e meio e encontrou uma média de 14 ciclones por ano.



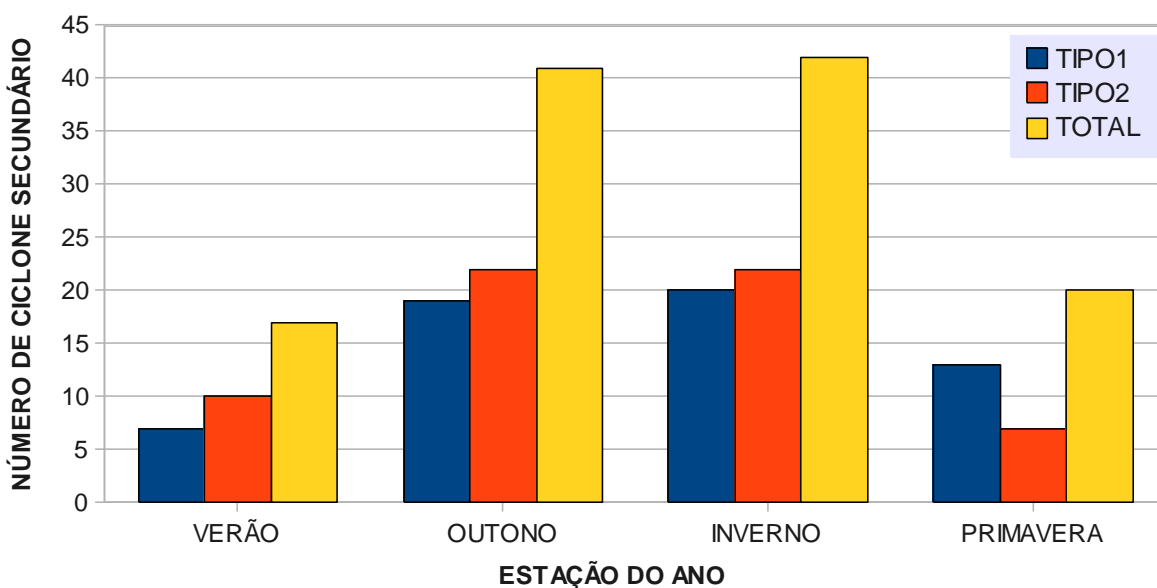
**Figura 2.4** Número total anual de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL identificados no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.

Observa-se na **Figura 2.4** que no ano de 1987 houve o maior número de ocorrência de sistema TIPO2, e em 1984, de sistema TIPO1. Quando se considera o número total (TIPO1 + TIPO2), os anos de maior ocorrência foram 1987 e 2010, e os anos de menor frequência foram 1985, 1995 e 2005. Nos anos de 1980, 1983, 1995, 1996 e 2005 identificaram-se apenas sistemas do TIPO2 e em 1985, 1997, 1998, 2001 e 2008 somente sistemas do TIPO1.

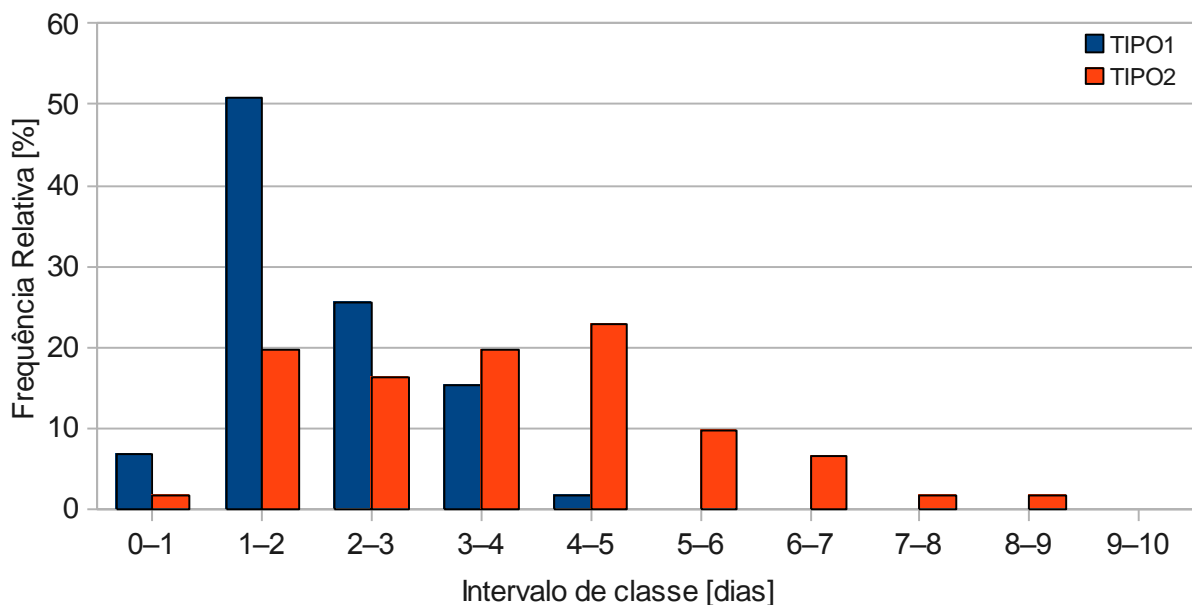


**Figura 2.5** Número total mensal de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.

O mês de maior ocorrência de sistemas secundários total é maio (Figura 2.5). O sistema TIPO1 também é mais frequente em maio, e o TIPO2 em julho, ou seja, a frequência maior ocorre no final do outono e no inverno, e a menor frequência para o TIPO1 é em março, e para o TIPO2 é em outubro/novembro (Figura 2.5). MAHER (1955) encontrou a frequência maior de ciclones secundários no sudeste da Austrália nos meses de abril a julho e menor frequência nos meses de janeiro, setembro e outubro. A frequência sazonal (Figura 2.6) mostra que o outono e o inverno são as estações de maior frequência destes sistemas (TIPO1 e TIPO2). Para o sistema do TIPO1 a menor ocorrência é no verão e para o TIPO2 na primavera. Os sistemas secundários necessitam de baroclinia em superfície para seu desenvolvimento (THORNCROF e HOSKINS, 1990), para tanto, os meses frios são mais propícios para sua formação, além do que, o sistema secundário está associado ao sistema principal, que também ocorre com maior frequência nos meses frios do ano. REBOITA (2008) mostrou que os meses de maior frequência de ciclones com mínimo de vorticidade ciclônica abaixo de  $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  são os de outono e inverno. Muitos outros trabalhos como GAN e RAO (1991), HOSKINS E HODGES (2005), SINCLAIR (1995), SINCLAIR (1996), MURRAY e SIMMONDS (1991a) apontam o inverno como a estação preferencial para formação de sistemas ciclônicos no Hemisfério Sul e no leste da América do Sul.



**Figura 2.6** Número total sazonal de ciclones secundários do TIPO1, TIPO2 e TOTAL no período entre janeiro de 1980 e dezembro de 2010.

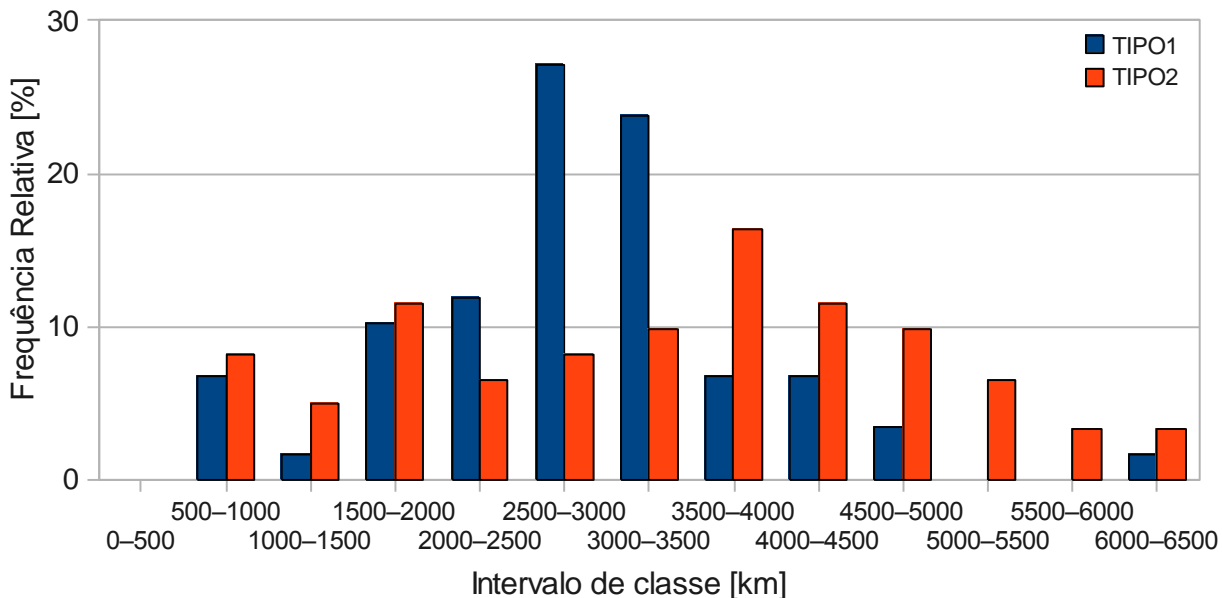


**Figura 2.7** Histograma da frequência relativa do tempo de vida (em dias) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.

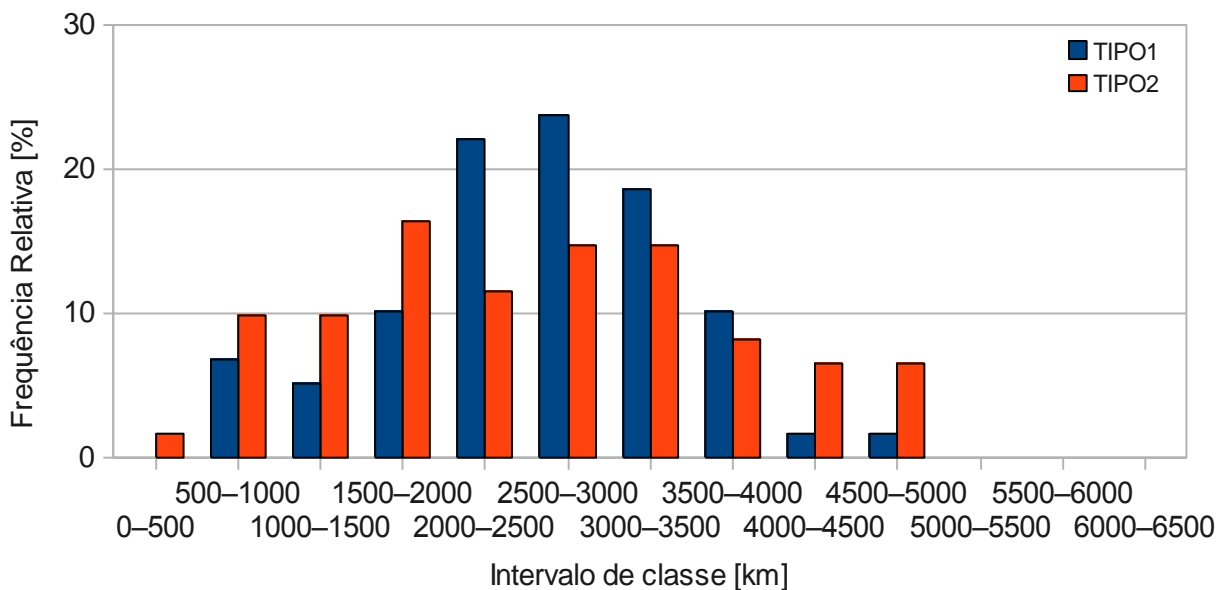
Os ciclones do TIPO1 têm duração menor que o TIPO2 (**Figura 2.7**). A metade dos sistemas identificados possui tempo de vida entre 1 a 2 dias, já para o TIPO2, o tempo de vida varia entre 1 a 5 dias, mas mais de 20% dos eventos têm duração longa (entre 4 e 5 dias) (**Figura 2.7**). Alguns eventos do TIPO2 (10%) chegam a durar 6 a 7 dias, enquanto que os do TIPO1 o máximo é 4 a 5 dias. Também das **Tabela 2.1** e **Tabela 2.2**, que mostram os valores médios para cada estação do ano, nota-se que os ciclones secundários do TIPO2 duram mais tempo que TIPO1. A estação do ano na qual apresenta maior duração dos sistemas é a primavera para o ciclone TIPO1 (2,3 dias) e outono para o TIPO2 (4,2 dias).

A maioria dos sistemas do TIPO1 percorre entre 2500 e 3500 km de distância, e os do TIPO2 percorrem uma distância maior, entre 3500 e 4000 km, quando se considera o percurso total (soma das distâncias percorridas a cada 6 horas) (**Figura 2.8**), desde o início até o fim, ou até que o sistema saia do domínio de estudo indicado na **Figura 2.1**. Quando se calcula a distância entre a posição inicial e final do ciclone (**Figura 2.9**) os sistemas do TIPO2 percorrem distâncias menores, ou seja, estes sistemas tendem a manterem-se estacionários perto do continente. No caso do TIPO1, quando se compara a **Figura 2.8** com **Figura 2.9**

nota-se que o intervalo de classe onde a maioria dos sistemas está não muda em função das diferentes metodologias utilizadas no cálculo das distâncias, indicando que os sistemas do TIPO1 apresentam deslocamento mais regular.



**Figura 2.8** Histograma da frequência relativa da distância percorrida total (soma das distâncias percorridas a cada 6 horas) (em km) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.



**Figura 2.9** Histograma da frequência relativa da distância entre a posição inicial e final (em km) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.



Os sistemas que se distanciam mais da posição inicial ocorrem no inverno (**Tabela 2.1** e **Tabela 2.2**) e os que menos se distanciam da origem ocorrem na primavera para ambos os sistemas secundários. Calculando a diferença entre a distância total percorrida pelo ciclone e a distância entre a posição inicial e final, obtém-se que a estação do ano com mais sistemas do TIPO1 com características estacionárias é a primavera, e outono para o TIPO2. No outono, por sua vez, os sistemas do TIPO1 são mais móveis (não estacionários), e no caso do TIPO2 isto ocorre na primavera.

**Tabela 2.1** Valores médios sazonais das características dos sistemas do TIPO1.

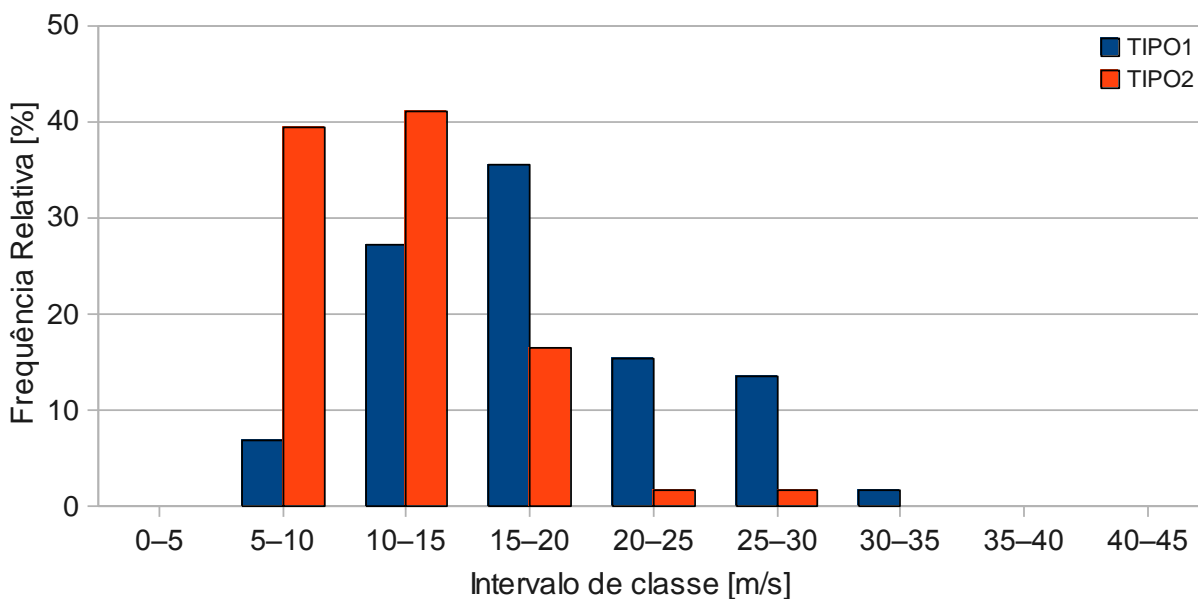
<b>CICLONE DO TIPO1</b>	<b>VERÃO</b>	<b>OUTONO</b>	<b>INVERNO</b>	<b>PRIMAVERA</b>
Tempo de vida [dias]	2,0	1,9	1,8	2,3
Distância percorrida (total) [km]	2624,9	2763,7	2926,9	2805,4
Distância percorrida (Ini-Fin) [km]	2456,9	2658,3	2810,3	2311,7
Velocidade média (total) [ $\text{m s}^{-1}$ ]	16,7	17,9	19,2	14,8
Vorticidade relativa inicial [ $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ]	-5,2	-4,9	-6,1	-5,3
Vorticidade relativa média [ $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ]	-6,1	-5,1	-6,3	-5,8

**Tabela 2.2** Valores médios sazonais das características dos sistemas do TIPO2.

<b>CICLONE DO TIPO2</b>	<b>VERÃO</b>	<b>OUTONO</b>	<b>INVERNO</b>	<b>PRIMAVERA</b>
Tempo de vida [dias]	3,6	4,2	3,3	2,9
Distância percorrida (total) [km]	3155,3	3360,8	3571,0	2707,3
Distância percorrida (Ini-Fin) [km]	2530,9	2364,2	2812,3	2250,0
Velocidade média (total) [ $\text{m s}^{-1}$ ]	10,8	10,2	13,1	11,2
Vorticidade relativa inicial [ $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ]	-4,8	-5,2	-4,6	-5,9
Vorticidade relativa média [ $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ]	-5,5	-5,9	-5,9	-5,9

O histograma para velocidade média mostra que os ciclones secundários do TIPO2 são mais lentos ( $5$  a  $15 \text{ m s}^{-1}$ ) que do TIPO1 ( $10$  a  $20 \text{ m s}^{-1}$ ) (**Figura 2.10**). Tanto os ciclones do TIPO1 como os do TIPO2 têm velocidade maior no inverno. As velocidades são menores para o TIPO1 na primavera (**Tabela 2.1**) e no outono (**Tabela 2.2**) para o TIPO2. Poucos sistemas do TIPO2 alcançam

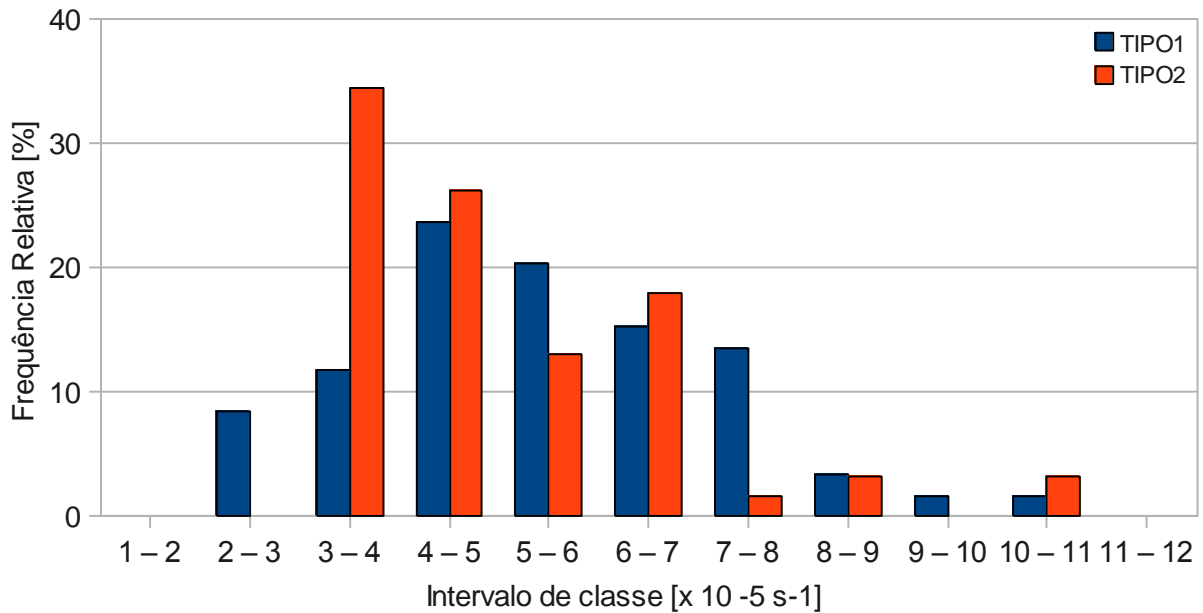
velocidades muito altas (20 a 30 m s<sup>-1</sup>), mas quase 30% dos sistemas do TIPO1 possuem essas velocidades de deslocamento.



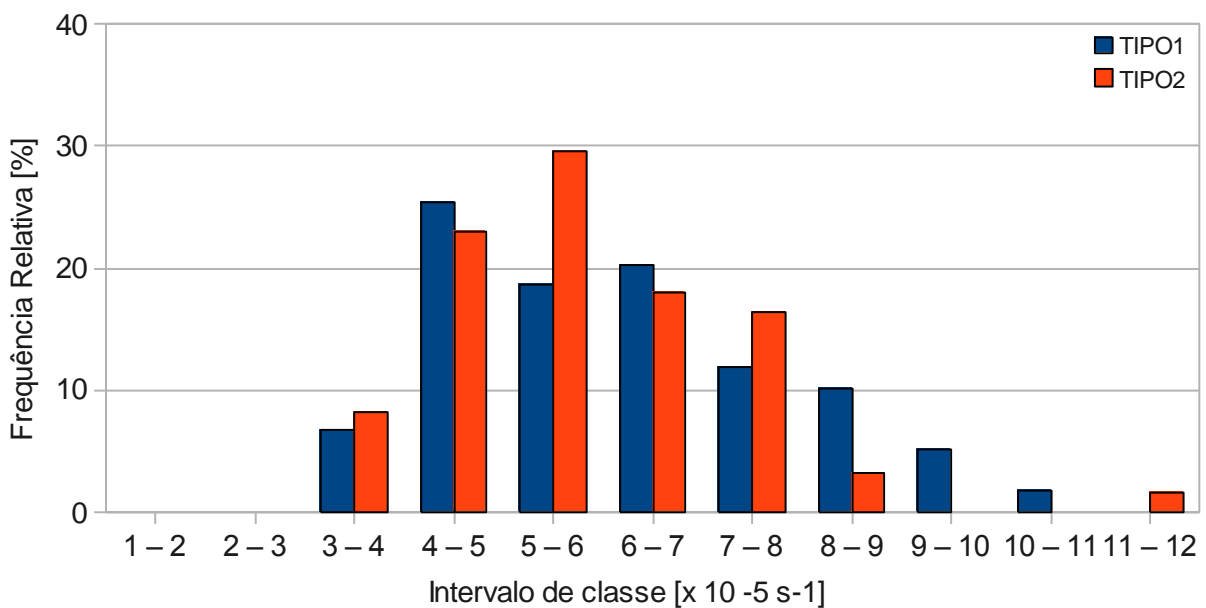
**Figura 2.10** Histograma da frequência relativa de velocidade média do percurso total (em m s<sup>-1</sup>) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.

Os sistemas do TIPO2 se formam mais fracos, com  $-3$  a  $-4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  de vorticidade relativa ciclônica a 10 metros de altura (**Figura 2.11**), mas quase 20% dos sistemas iniciam com vorticidade relativa entre  $-6$  a  $-7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ , o que é considerado um início intenso. Os sistemas do TIPO1 se desenvolvem entre  $-4$  a  $-8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  de vorticidade relativa ciclônica, e apresenta maior frequência daqueles que se iniciam com vorticidade entre  $-4$  a  $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (**Figura 2.11**). Para o TIPO2, embora não se note grandes diferenças entre as estações, na primavera a média de vorticidade relativa ciclônica inicial é maior, enquanto a menor ocorre no inverno (**Tabela 2.2**). Já para o TIPO1, no inverno os ciclones iniciam-se mais intensos, com  $-6,1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  de vorticidade relativa, contra a estação de outono com  $-4,9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (**Tabela 2.1**). Os ciclones secundários do TIPO2 são mais intensos em comparação com os sistemas do TIPO1 (**Figura 2.12**). A maior frequência de vorticidade relativa nos ciclones do TIPO1 ocorre na faixa entre  $-4$  e  $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  e para ciclones do TIPO2 entre  $-5$  e  $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  (**Figura 2.12**). Quando se observa a vorticidade média ao longo do ciclo de vida do ciclone TIPO1 para as estações do ano nota-se que os que iniciam mais intensos mantêm-se intensos, em média, e os que iniciam mais

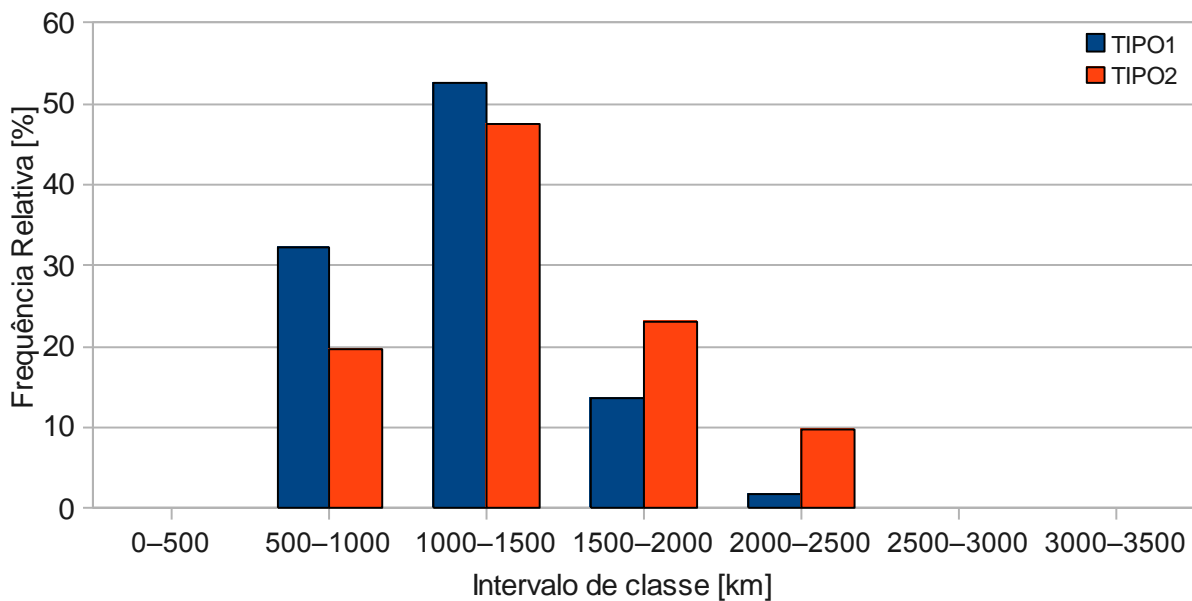
fracos apresentam um ciclo de vida mais fraco (**Tabela 2.1**). Isto não acontece com o sistema do TIPO2 (**Tabela 2.2**), quando os sistemas iniciam-se mais fracos no inverno, mas intensificam-se durante o ciclo de vida.



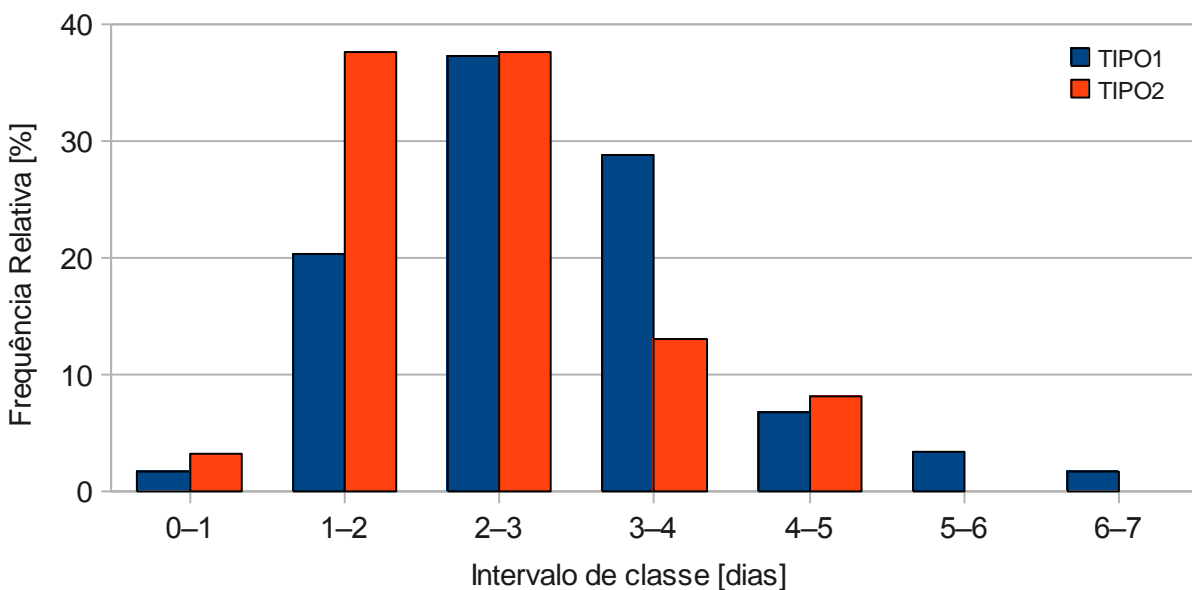
**Figura 2.11** Histograma da frequência relativa de vorticidade relativa inicial a 10 metros de altura (em  $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.



**Figura 2.12** Histograma da frequência relativa de vorticidade relativa média a 10 metros de altura durante o ciclo de vida (em  $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) dos ciclones secundários do TIPO1 e TIPO2.



**Figura 2.13** Histograma da frequência relativa da distância de separação entre o ciclone secundário e primário no início do desenvolvimento do secundário (km) dos TIPO1 e TIPO2.



**Figura 2.14** Histograma da frequência relativa do tempo entre o início do sistema primário e secundário (em dias) dos ciclones secundários TIPO1 e TIPO2.

A distância de separação entre o ciclone secundário e o primário no início do sistema não tem diferenças significativas entre os TIPO1 e TIPO2 (**Figura 2.13**). Para ambos os sistemas a maior frequência situa-se entre 1000 e 1500 km

(em torno de 50%), sendo a segunda distância mais frequente entre 500 e 1000 km para os ciclones do TIPO1 e entre 1500 e 2000 km para os ciclones do TIPO2.

O tempo médio entre o início do ciclone primário e o secundário é de 2,7 dias para os sistemas do TIPO1, enquanto para os do TIPO2 é de 2,3 dias. A **Figura 2.14** mostra a frequência relativa para o tempo entre a formação do ciclone primário e o secundário. Nota-se nesta figura que o ciclone TIPO1 (quase 40%) se forma com maior frequência após 2 a 3 dias do início do ciclone primário, e o TIPO2 (mais de 70%) é mais frequente entre 1 e 3 dias depois do ciclone primário se formar. Em 30% dos eventos do TIPO1 ainda ocorrem de 3 a 4 dias após o desenvolvimento do primário.

### **2.3. CONCLUSÃO PARCIAL**

Durante janeiro de 1980 e dezembro de 2010 foram identificados 120 sistemas secundários. Destes, 59 eventos são do TIPO2, que se formam principalmente a noroeste do sistema primário e afetam mais a costa do sul-sudeste do Brasil, enquanto 61 são do TIPO1, que ocorrem na maioria das vezes a leste do ciclone primário. Uma média de 3,9 sistemas secundários ocorre por ano, com maior frequência nos meses de abril a julho, ou seja, nos meses do outono e inverno. Os meses de menor ocorrência são janeiro e outubro, ou seja, verão e primavera. Como encontrados por vários outros autores, a estação fria é a preferencial para formação de ciclones em geral, e este estudo indica que para os secundários também. Os ciclones do TIPO2 têm tempo de vida mais longo do que os do TIPO1 e tendem a manterem-se estacionários perto do continente, deslocando-se lentamente no outono. Por isso, em relação ao TIPO1, percorrem distâncias maiores se contabilizar o percurso total e distâncias menores quando se considera o deslocamento entre posição inicial e final. No início os sistemas do TIPO2 são mais fracos, mas na média ao longo do ciclo de vida, estes sistemas foram mais intensos. Tanto o ciclone do TIPO1 como o TIPO2 se desenvolvem 2-3 dias após a ciclogênese primária a uma distância média de separação de 1000 a 1500 km do ciclone primário.



## Capítulo 3 - COMPOSIÇÕES

### 3.1. METODOLOGIA PARA COMPOSIÇÃO

Foram selecionados apenas os eventos secundários que formaram um centro de baixa pressão com isóbaras fechadas, traçadas a cada 2 hPa, no campo de pressão ao nível médio do mar. Desta forma, selecionaram-se 47 eventos dos 59 identificados como ciclones TIPO1 e 41 dos 61 do TIPO2. As composições têm a característica de suavizar os campos. Além disso, a localização dos sistemas secundários apresenta grande variação espacial, como mostra a **Figura 3.1**, o que contribui ainda mais para suavizar os campos das composições. Para acentuar os sinais dessas composições, os centros dos sistemas primários foram utilizados como referência, seguindo metodologia similar à de DA ROCHA et al. (2004). Assim como em REBOITA (2008), os campos das 12Z do dia em que o ciclone secundário se iniciou foram considerados como tempo 0h (zero) das composições. Os tempos -6h e +6h correspondem 6 horas antes e 6 horas depois do tempo zero, respectivamente, -12h e +12h, 12 horas antes e 12 horas depois, e assim sucessivamente, a cada 6 horas, até 36 horas antes e depois do tempo zero. Mesmo centralizando os sistemas primários num único ponto, a localização dos ciclones secundários ainda varia ao redor do primário como mostra a **Figura 3.2**.

Após os centros dos ciclones primários de todos os eventos estarem centralizados em um único ponto calcularam-se as médias dos campos para todos os eventos. Adicionalmente, foi imposto que pelo menos 33% dos eventos participassem das médias, pois devido ao deslocamento da grade dos campos durante a centralização no ciclone primário, muitas vezes nas bordas do domínio o número de eventos poderia ser muito pequeno. As regiões com menos de 33% de eventos para o cálculo da média foram consideradas indefinidas e não entraram nas composições e então não aparecerão nas figuras.

O ponto onde foram centralizados todos os ciclones primários estará no centro das composições que utilizaram um domínio de 80° no eixo da longitude (33 pontos de grade) e 60° no eixo da latitude (25 pontos de grade).

## 3.2. RESULTADOS

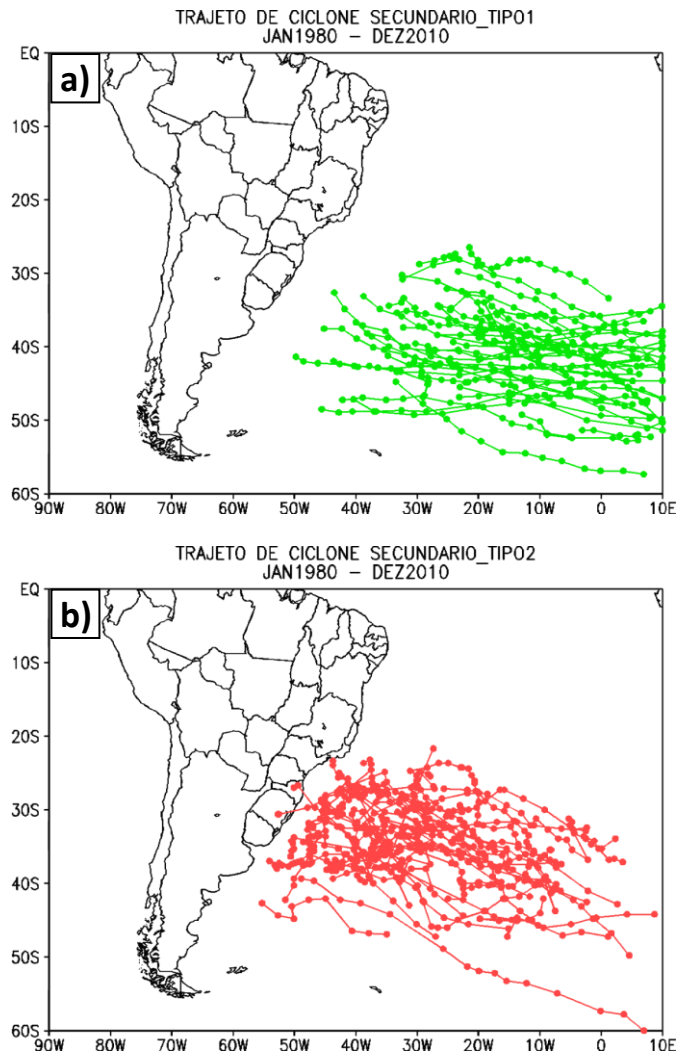
### 3.2.1. TIPO 1

No campo de composição da pressão ao nível médio do mar (**Figura 3.3**) nota-se que não aparece claramente o centro de baixa pressão associado aos ciclones secundários, observando-se apenas que a partir de  $T=-12h$  ocorre um alongamento do centro de baixa pressão primária para leste/sudeste. Isto acontece devido à variação da posição dos ciclones secundário (**Figura 3.2a**). O anticiclone a oeste do ciclone primário, que em  $T=-36h$  estava a noroeste do ciclone primário, a partir de  $T=-24h$  move-se para sul. Esta configuração caracteriza-se pelo lento movimento do sistema de baixa pressão, que em altos níveis está acoplado a um núcleo de anomalia de VP, indicando uma fase barotrópica equivalente na fase madura do ciclone primário. O desprendimento de um núcleo de anomalia de VP indica também a presença de baixa desprendida em 500 hPa (NIETO et al., 2005, LLASAT, MARTIN E BARRERA, 2007, GARREAUD e FUENZALIDA, 2007) como mostra **Figura 3.6d** em  $T=0h$ . Outra grande área de forte anomalia de VP situa-se a sudeste do sistema primário (**Figura 3.3**). A posição deste núcleo está próxima ao local de desenvolvimento do ciclone secundário indicando uma forçante em altos níveis para a formação e/ou intensificação do sistema secundário.

Na **Figura 3.4** nota-se a presença de um núcleo fechado de vorticidade ciclônica associado ao ciclone secundário a leste do ciclone primário em  $T=0h$  e  $T=+12h$  (**Figura 3.4d-e**), além do prolongamento para leste/sudeste da região de convergência a partir de  $T=-12h$ . Na composição dos campos de pseudo-velocidade vertical em 850 hPa (**Figura 3.5**) observa-se mais claramente a localização do segundo centro de movimento ascendente associado ao ciclone secundário. Este segundo centro se localiza na área de intensa advecção quente, a leste do ciclone primário, portanto os ciclones secundários do TIPO1 ocorrem nas regiões de forte advecção quente. A partir de  $T=+12h$ , a região de advecção quente se divide em dois núcleos, um no centro do primário e outro na área de desenvolvimento do secundário (**Figura 3.5e-g**). IWABE et al. (2011) estudaram um caso de desenvolvimento de dois centros de baixa pressão secundários subsequentes a



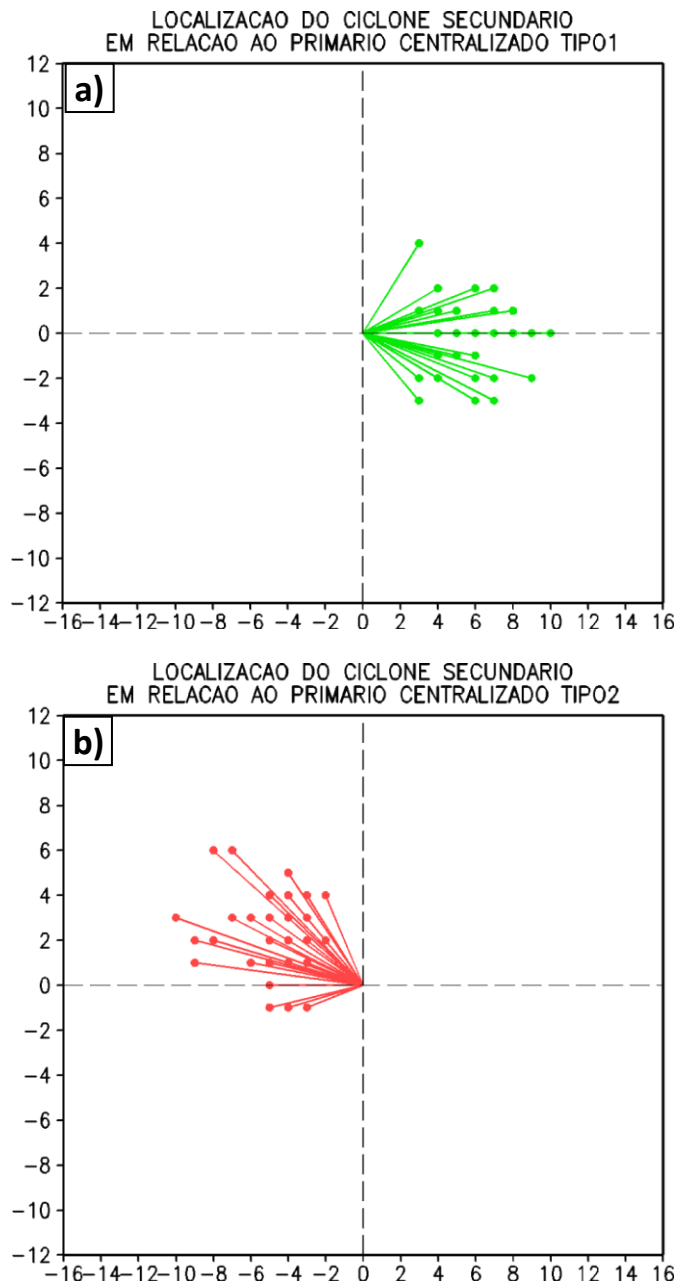
leste de um sistema primário no Atlântico Sul. Os ciclones secundários ocorreram forçados por áreas de máxima advecção quente a leste do ciclone primário.



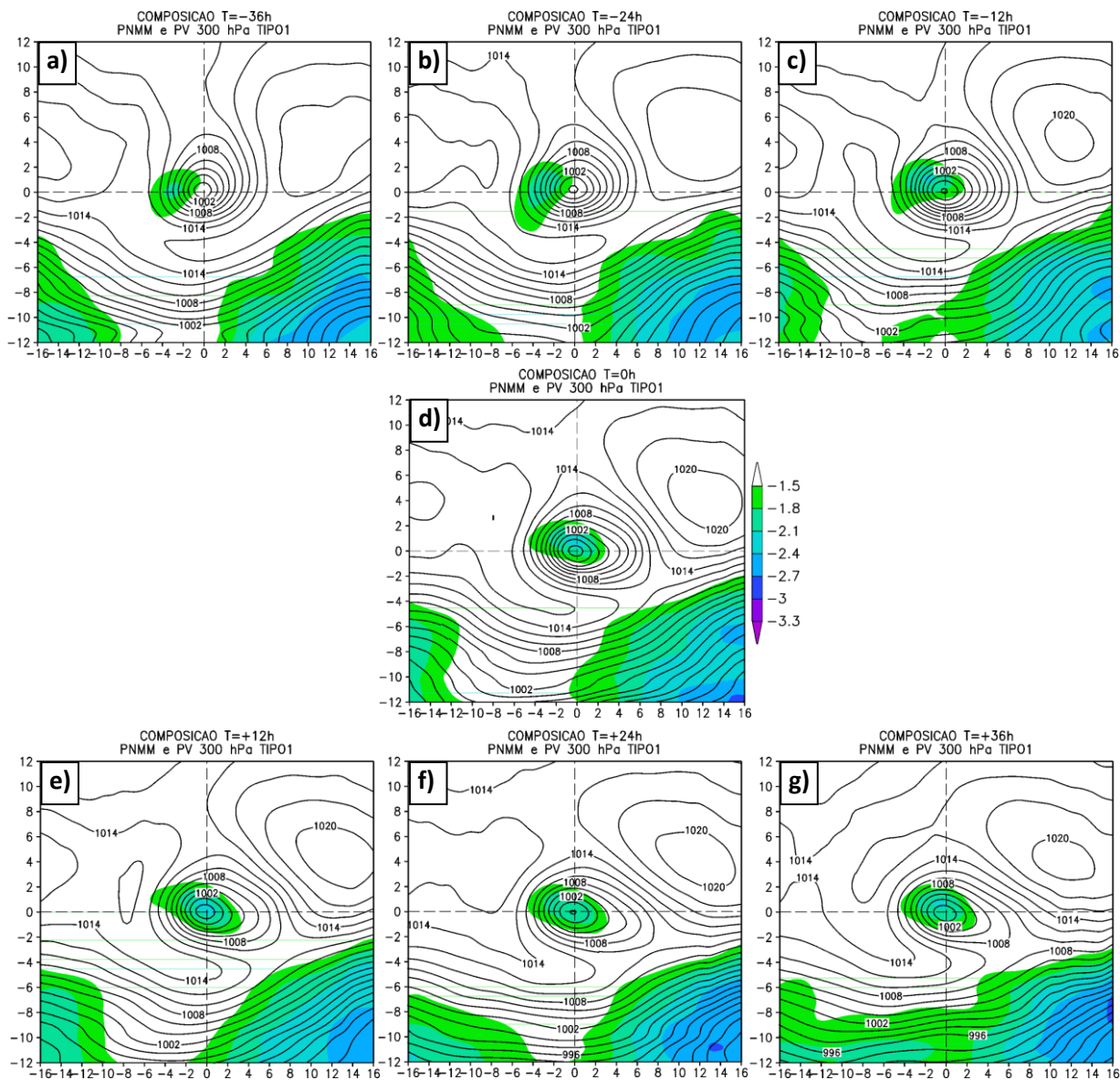
**Figura 3.1** Trajetória dos ciclones secundários selecionados para as composições do ciclones a) TIPO1 e b) TIPO2.

Em níveis médios (**Figura 3.6**), observa-se um cavado relativamente profundo com pouca inclinação para oeste no eixo. A leste deste eixo nota-se intensa advecção de vorticidade absoluta ciclônica, enquanto a oeste advecção de vorticidade absoluta anticiclônica é mais fraca em  $T=-36h$  e  $T=-24h$  (**Figura 3.6a-b**). A partir de  $T=-12h$ , advecção anticiclônica se intensifica (**Figura 3.6a-g**). Em  $T=0h$  o cavado aprofunda-se e ocorre o desprendimento de uma circulação fechada, ou seja, a presença de uma baixa desprendida (**Figura 3.6d**). Inicialmente, padrão do cavado e advecção de vorticidade absoluta de níveis médios da composição para o

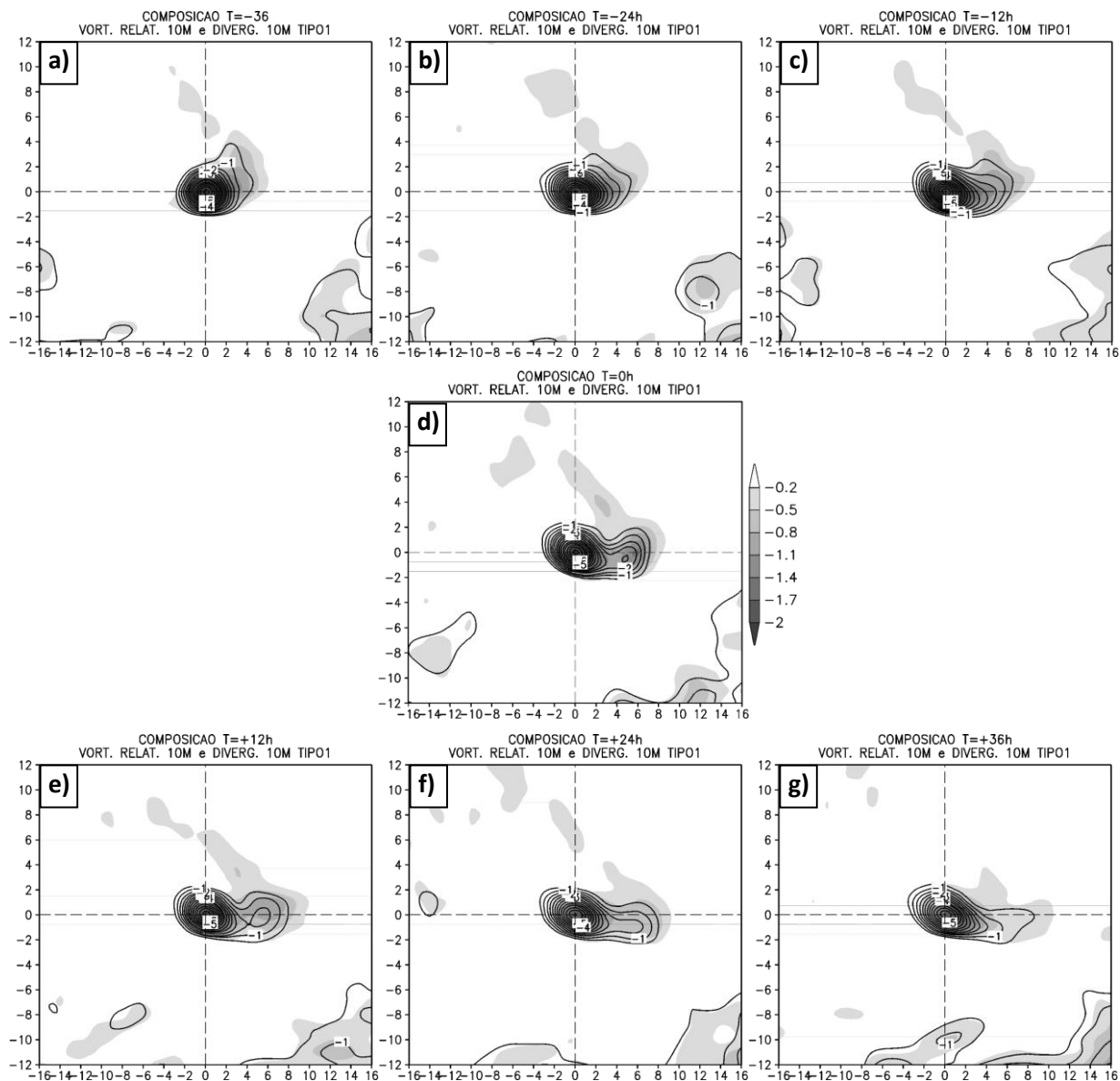
TIPO1 apresenta grande simetria leste-oeste, mas a partir de  $T=+12h$  observa-se que a advecção de vorticidade ciclônica se estende para leste (**Figura 3.6e-g**), indicando que os ciclones secundários seriam forçados por esta advecção ciclônica de níveis médios.



**Figura 3.2** Posição dos ciclones secundários a) TIPO1 e b) TIPO2 após a centralização do ciclone primário como referência.

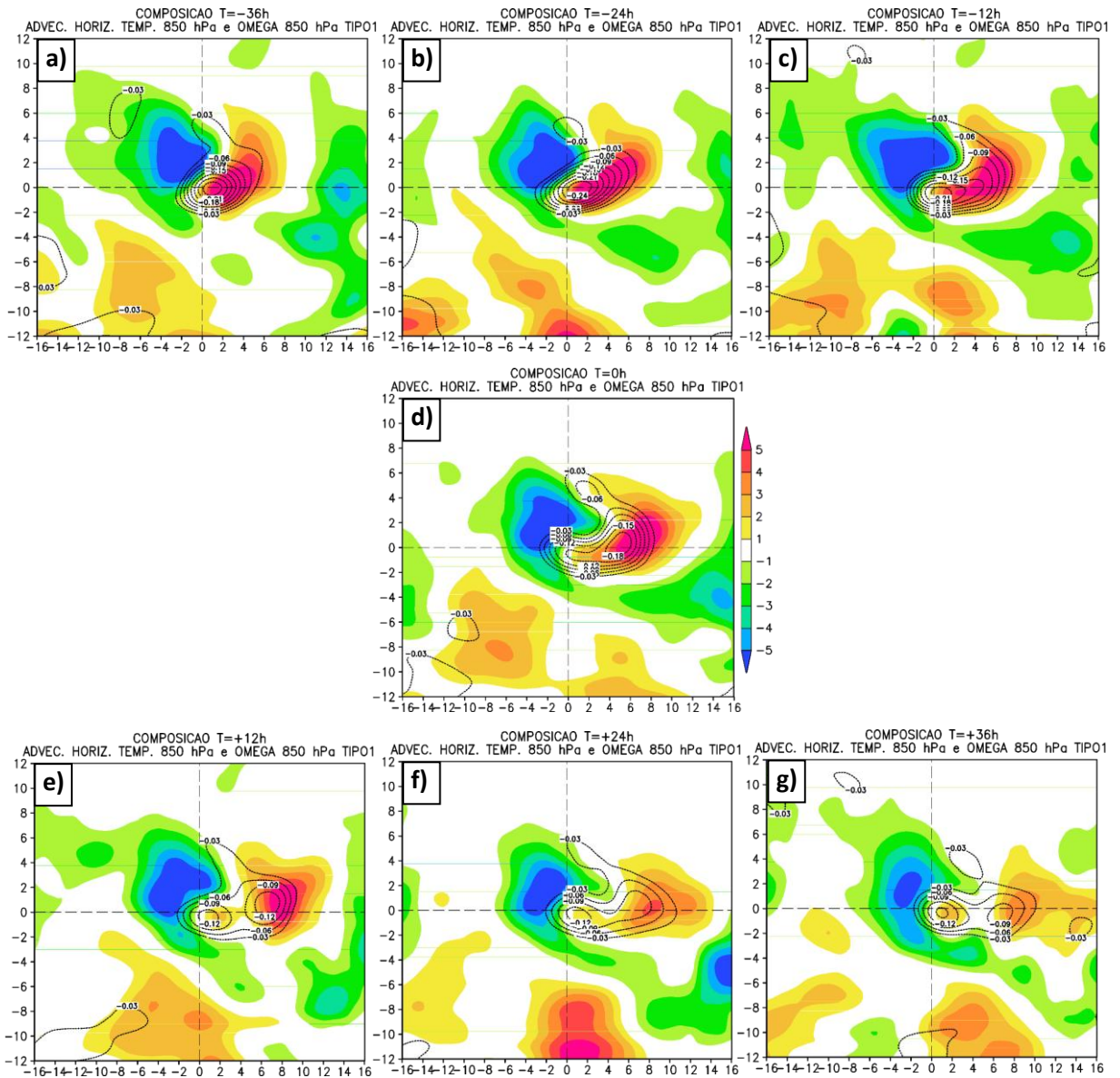


**Figura 3.3** Composição da pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado colorido a cada 0,3 UVP) para o ciclone TIPO1 desde: a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h.

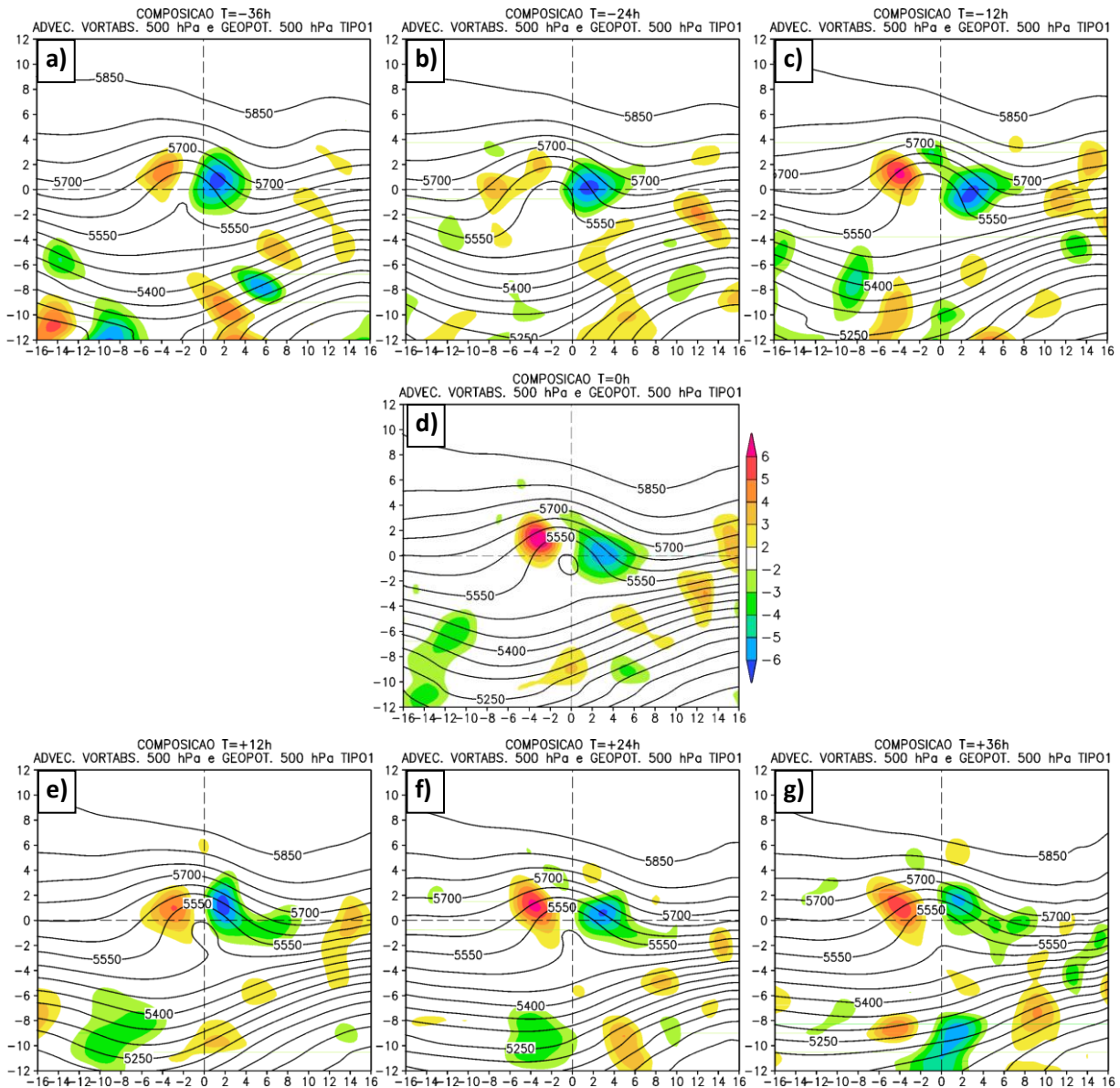


**Figura 3.4** Composição da vorticidade relativa do vento a 10 metros de altura (contornos a cada  $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e divergência de massa a 10 metros de altura (sombreado em cinza a cada  $0,3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) para o ciclone TIPO1 desde: a)  $T=-36\text{h}$ , b)  $T=-24\text{h}$ , c)  $T=-12\text{h}$ , d)  $T=0\text{h}$ , e)  $T=+12\text{h}$ , f)  $T=+24\text{h}$ , g)  $T=+36\text{h}$ .

O desenvolvimento secundário dos sistemas TIPO1 ocorre na confluência dos ventos do jato de altos níveis (**Figura 3.7**) a leste da posição dos ciclones primários ( $\sim x=10$  e  $\sim y=-2$ ). Em  $t=-12\text{h}$ , este núcleo do jato se intensifica (**Figura 3.7c**) permanecendo com a mesma intensidade até  $T=+36\text{h}$  (**Figura 3.7d-g**). Para os sistemas primários o jato associado situa-se ao norte do seu centro ( $\sim x=0$  e  $\sim y=4$ ), com velocidade que atingem entre  $40$  e  $45 \text{ m s}^{-1}$ , a partir de  $T=0\text{h}$  (**Figura 3.7d-g**).

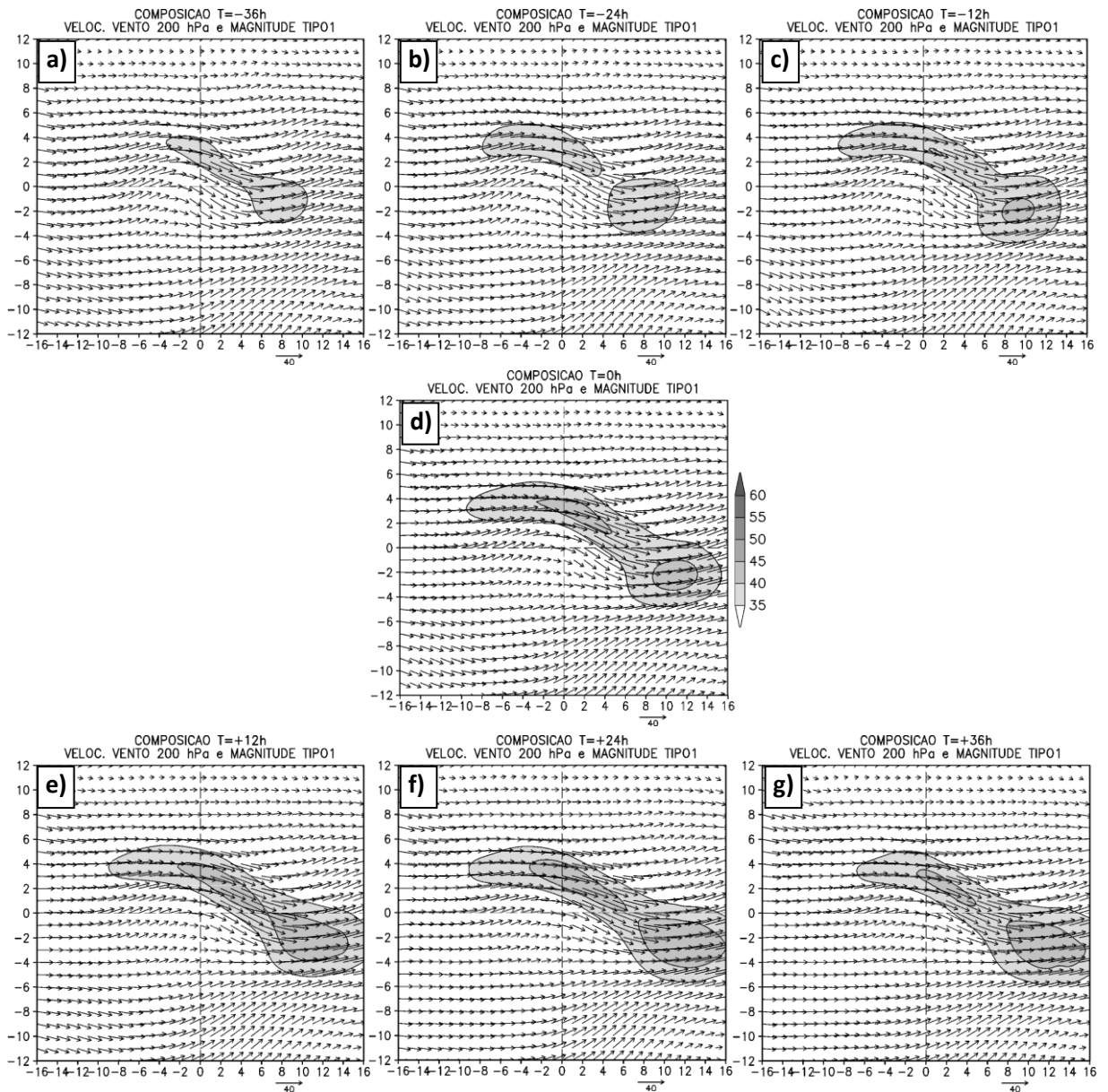


**Figura 3.5** Composição da pseudo-velocidade vertical  $\omega$  em 850 hPa (contornos a cada  $0,03 \text{ Pa s}^{-1}$ ) e advecção horizontal de temperatura em 850 hPa (sombreado colorido a cada  $1 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ ) para o TIPO1. a)  $T = -36h$ , b)  $T = -24h$ , c)  $T = -12h$ , d)  $T = 0h$ , e)  $T = +12h$ , f)  $T = +24h$ , g)  $T = +36h$ .

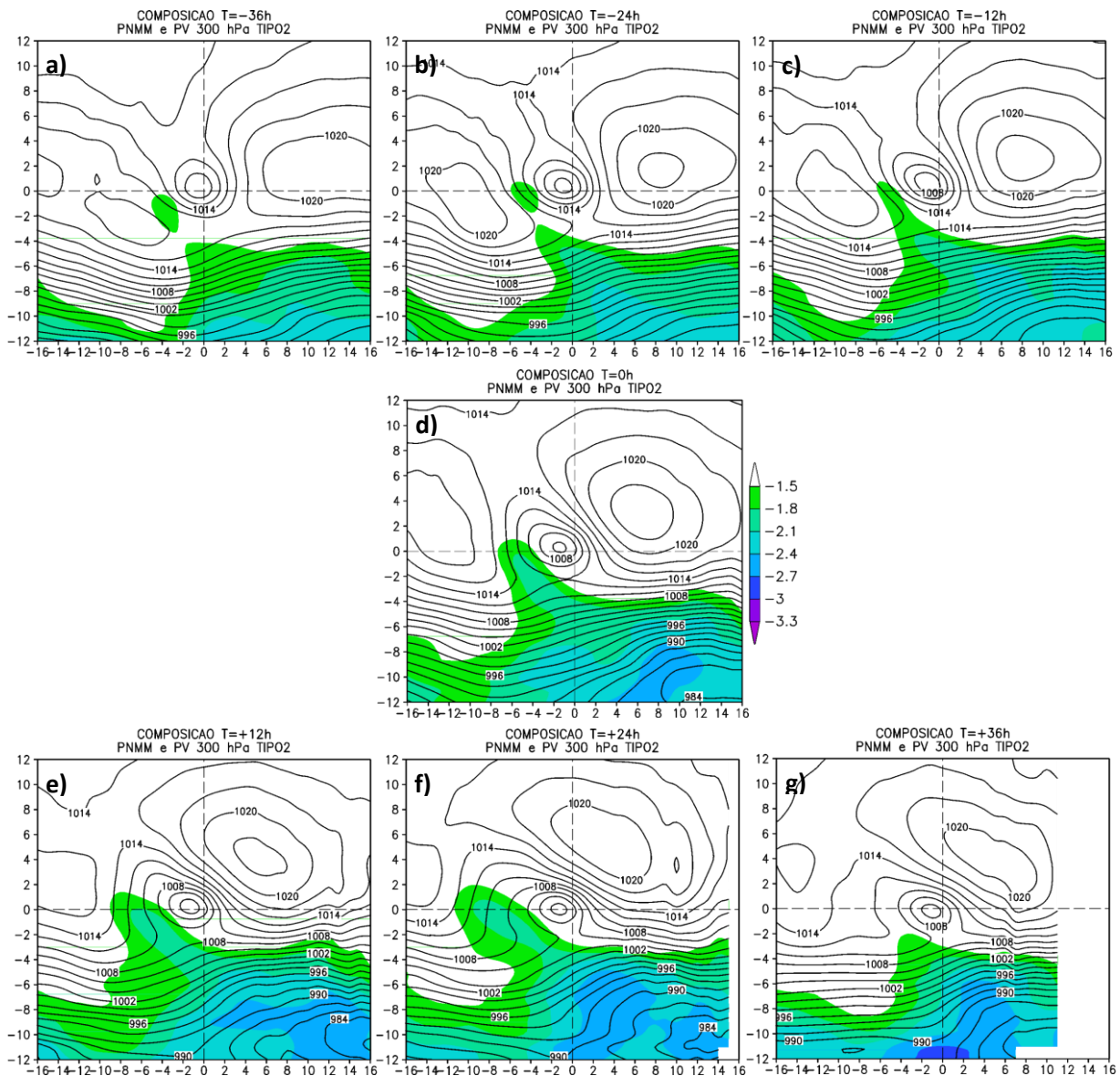


**Figura 3.6** Composição da altura geopotencial em 500 hPa (contornos a cada 50 m) e advecção de vorticidade absoluta (sombreado colorido a cada  $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) para o TIPO1. a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h.





**Figura 3.7** Composição do vetor vento (em vetores) e sua magnitude em 200 hPa (sombreado em cinza a cada  $5 \text{ m s}^{-1}$ ) para o TIPO1. a) T=-36h, b) T=-24h, c) T=-12h, d) T=0h, e) T=+12h, f) T=+24h, g) T=+36h.



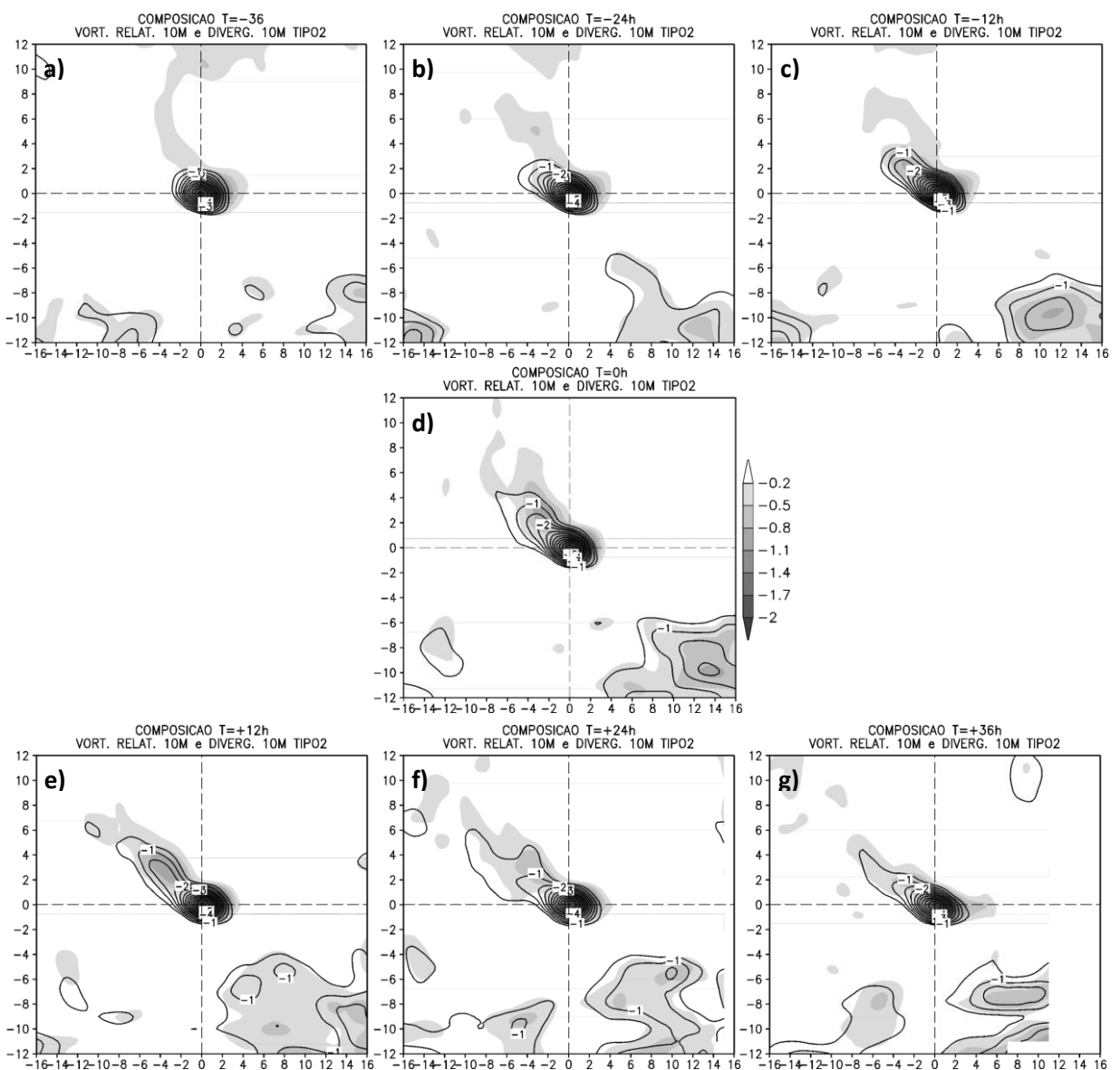
**Figura 3.8** Como na **Figura 3.3**, mas para o ciclone TIPO2.

### 3.2.2. TIPO2

O ciclone primário do TIPO2 apresenta estrutura mais baroclínica, em que a anomalia de VP em 300 hPa situa-se a oeste em relação à baixa pressão em superfície primária (**Figura 3.8**). A forma da anomalia de VP para os ciclones do TIPO2 caracteriza-se por uma banda alongada com inclinação noroeste-sudeste e sobre o ramo oeste do ciclone primário em superfície. THORNCROF e HOSKINS (1990) afirmam que os desenvolvimentos forçados por anomalias de VP atingem amplitudes maiores quando o núcleo de anomalia de VP ainda está preso a sua fonte estratosférica, ou seja, quando ainda não há o desprendimento do núcleo de

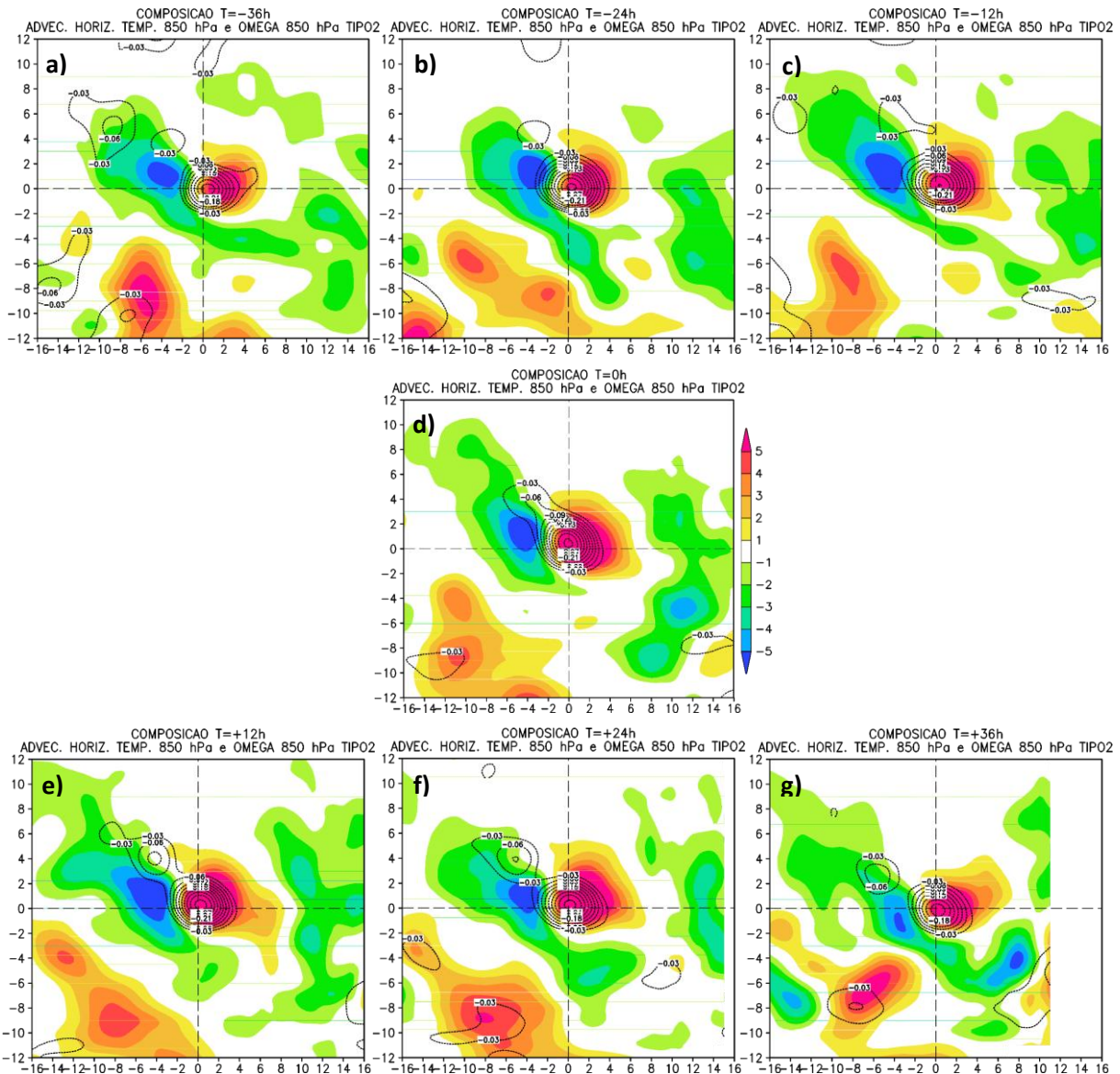


anomalia de VP. Na composição do campo de pressão ao nível médio do mar observa-se o alongamento da baixa pressão para noroeste, região de formação do ciclone secundário (**Figura 3.8**). Isto pode ser observado também no campo de vorticidade relativa ciclônica (**Figura 3.9**), em que a partir de  $T=-12h$  nota-se o prolongamento da vorticidade ciclônica para noroeste e surgimento de convergência de massa. A alta da retaguarda, diferentemente do TIPO1, desloca-se para norte com o passar do tempo, indicando que quando há desenvolvimento de sistemas do TIPO2 pode ocorrer entrada de ar frio mais para norte do continente (**Figura 3.8d-g**).

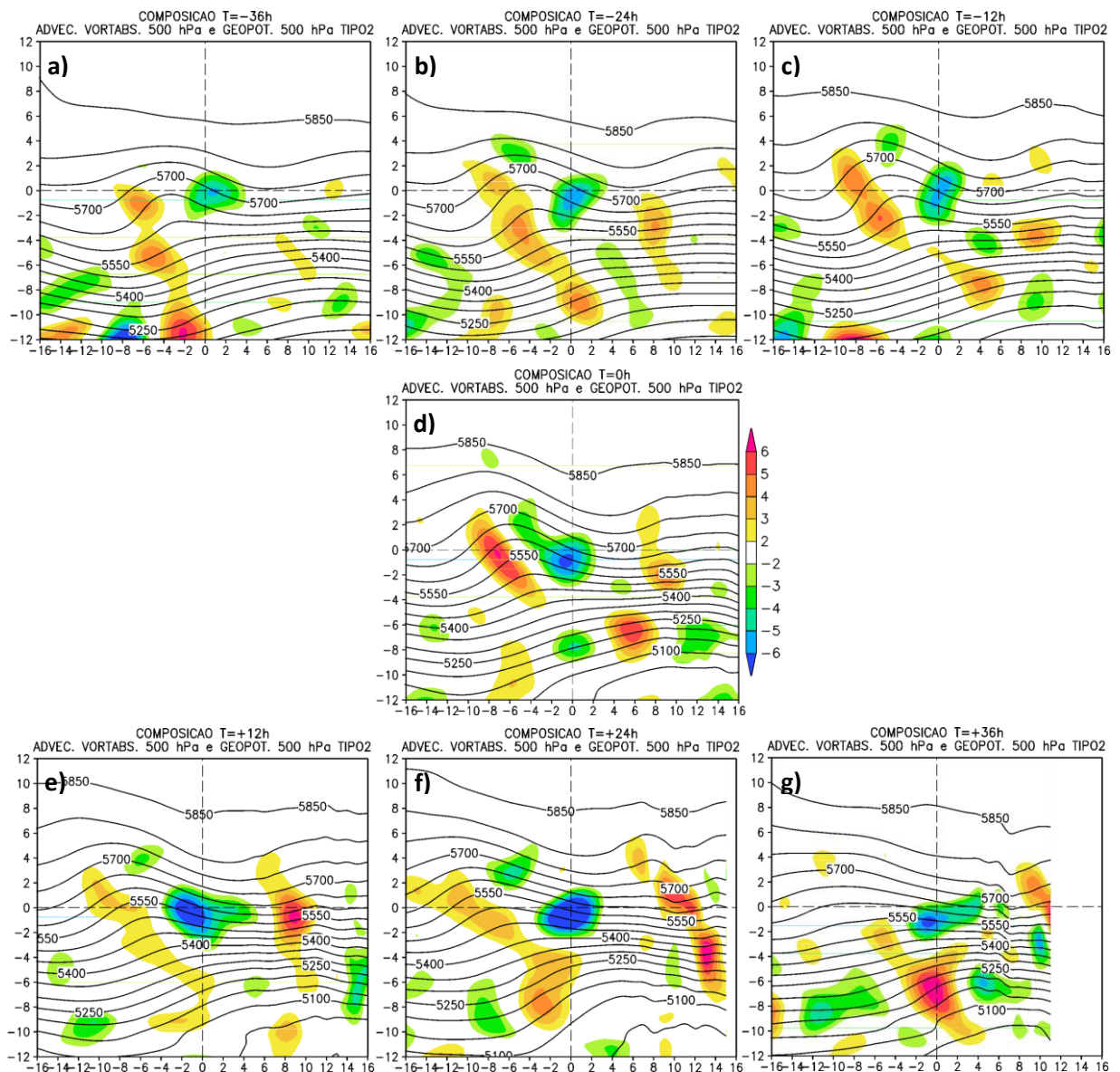


**Figura 3.9** Como na **Figura 3.4**, mas para o ciclone TIPO2.

Os ciclones secundários do TIPO2 se desenvolvem em região de intensa advecção fria (**Figura 3.10d-g**) a oeste/noroeste do ciclone primário. A advecção quente situa-se onde estão os ciclones primários e os acompanha ao longo do tempo. A advecção fria também está presente praticamente o tempo todo do ciclo de vida do ciclone secundário (**Figura 3.10**), mas entre  $T=-12h$  e  $T=+12h$ , a advecção fria se estende para norte-noroeste e alcança latitudes mais ao norte. Em níveis médios, a **Figura 3.11** apresenta um cavado mais inclinado para oeste, menos profundo, mas com extensão norte-sul maior que no TIPO1. Associada a esta maior extensão norte-sul notam-se dois núcleos de advecção de vorticidade ciclônica a leste do eixo do cavado, um sobre o ciclone primário e outro a noroeste deste que contribui para o desenvolvimento do sistema secundário.



**Figura 3.10** Como na **Figura 3.5**, mas para o ciclone TIPO2.



**Figura 3.11** Como na **Figura 3.6**, mas para o ciclone TIPO2.

Nos sistemas do TIPO2, os jatos estão mais próximos do ciclone primário (**Figura 3.12**) e são mais intensos com o núcleo atingindo em torno de  $50 \text{ m s}^{-1}$ . A região de desenvolvimento dos ciclones secundários do TIPO2 não apresenta confluência intensa dos ventos em altos níveis como no caso do TIPO1. O jato de altos níveis no TIPO2 estaria principalmente associado ao sistema primário, tendo pouca influência no desenvolvimento dos sistemas secundários.

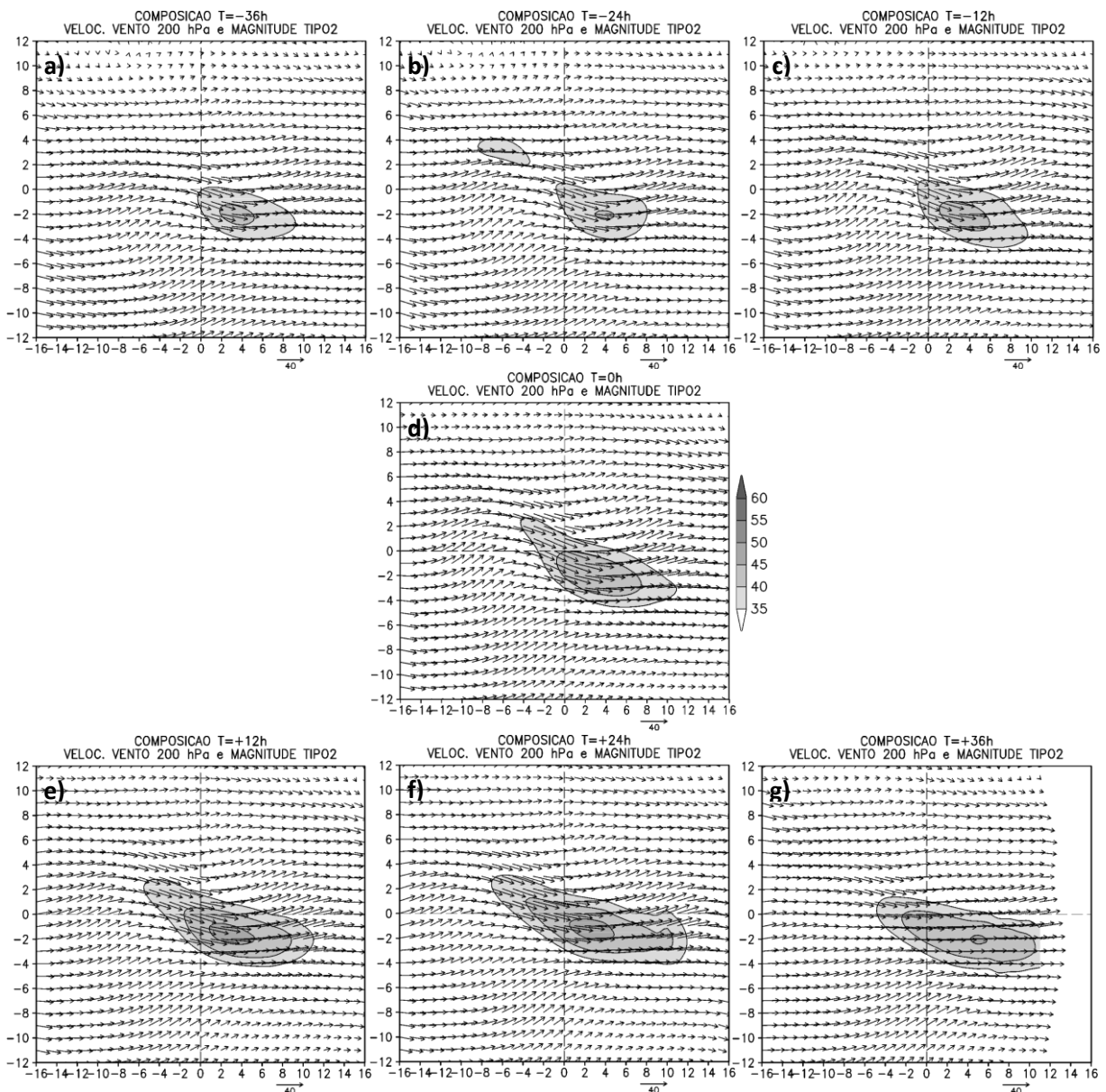


Figura 3.12 Como na Figura 3.7, mas para os ciclones do TIPO2.

### 3.3. CONCLUSÃO PARCIAL

As composições indicam que os sistemas do TIPO1 ocorrem a leste do sistema primário em região de intensa convergência devido à configuração da alta subtropical a nordeste do ciclone primário e da própria circulação do ciclone primário gerando forte advecção quente a leste, ou seja, nas proximidades da frente quente do sistema primário e apresentam trajetória mais zonal em média. Os ciclones do TIPO1 estão associados a um ciclone primário mais intenso e em fase madura, pois

o primário apresenta estrutura vertical barotrópica equivalente. O deslocamento dos sistemas do TIPO1 é em média zonal, para leste, e surgem em geral afastados da costa leste da América do Sul. Em níveis médios apresenta um cavado mais profundo e advecção de vorticidade anticiclônica e ciclônica a oeste e a leste do eixo do cavado, respectivamente. Nos níveis superiores os sistemas secundários do TIPO1 estão associados a um jato de altos níveis, em que os ciclones secundários formam-se na região de confluência do jato. Em relação às anomalias de VP foi observado um núcleo de VP sobre o ciclone primário e uma área de intensa VP a sudeste do sistema primário.

Os ciclones secundários do TIPO2 ocorrem a noroeste do primário na região de advecção fria sob forte anomalia de VP em altos níveis. Os sistemas do TIPO2, em média, deslocam-se para sudeste. Os ciclones primários associados ao TIPO2 apresentam estrutura vertical baroclínica, com cavado em níveis médios inclinando-se para noroeste-sudeste, e a baixa pressão situada a leste deste cavado ao longo do tempo de vida. No entanto, tanto o cavado em níveis médios como a baixa pressão primária associada ao TIPO2 são mais fracos que os do TIPO1. A advecção fria associada ao ciclone do TIPO2 apresenta uma extensão norte-sul maior que no TIPO1, permitindo o deslocamento do anticiclone na retaguarda dos sistemas de baixa pressão para norte. Em níveis médios, a leste do eixo do cavado, dois centros de advecção de vorticidade absoluta ciclônica contribuem para forçar os centros de baixa pressão em superfície. Nos níveis superiores, o núcleo de jato de altos níveis se encontra sobre a região dos sistemas primários com pouca influência para os ciclones secundários.



# Capítulo 4 - SIMULAÇÃO NUMÉRICO COM WRF

## 4.1. DADOS E METODOLOGIA

### 4.1.1. DADOS

As condições iniciais e de fronteiras para realização das simulações numéricas são da reanálise 2 (NCEP2) (KANAMITSU et al., 2002) em formato GRIB1 disponíveis no endereço eletrônico <http://rda.ucar.edu/pub/reanalysis2/>.

### 4.1.2. MODELO *WEATHER RESEARCH AND FORECASTING* (WRF)

Para realizar os experimentos numéricos utilizou-se o modelo atmosférico regional WRF (*Weather Research and Forecasting Model*) versão 3.1 (SKAMAROCK et al., 2005). O modelo WRF é de domínio público e está disponível gratuitamente no endereço eletrônico <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/>.

O WRF é um modelo de área limitada cujas equações descrevem uma atmosfera compressível e não-hidrostática (com opção para hidrostático) em coordenada vertical  $\eta$ . Para discretização espacial utiliza grade C de Arakawa e também permite várias configurações de aninhamento de grades (1-way ou 2-way). O avanço no tempo é realizado através do esquema de terceira ordem de Runge-Kutta que possibilita o uso de passos no tempo relativamente maiores (SKAMAROCK et al., 2005) do que normalmente utilizados em outros modelos de mesoescala. Nas fronteiras laterais o WRF emprega relaxação, e no topo, utiliza fronteira rígida ou radiativa.

O modelo WRF resolve de forma paramétrica os seguintes processos físicos: microfísica de nuvens, convecção cumulus, camada limite planetária, interação solo-planta-atmosfera e processos radiativos na atmosfera, e existem diferentes esquemas para parametrizar cada um destes processos. A seguir faz-se uma síntese destas parametrizações:

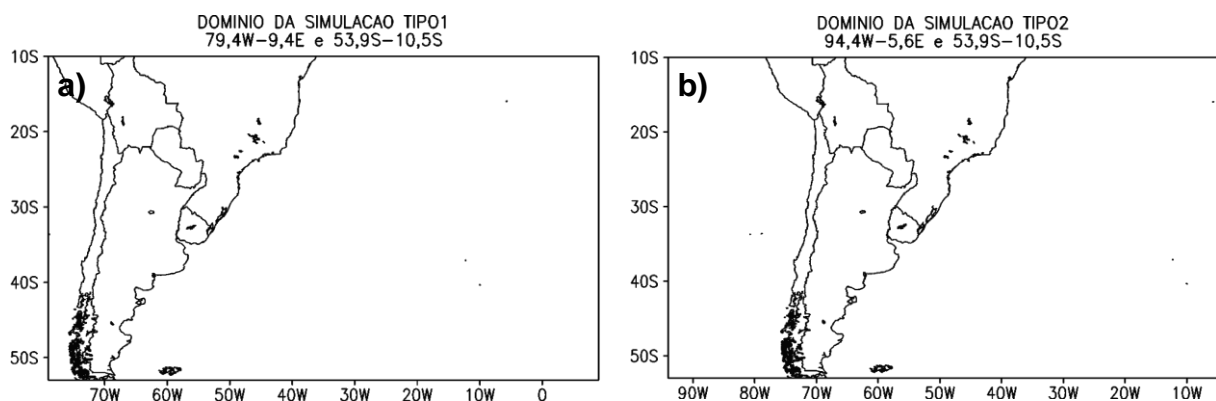
1. **Microfísica de nuvens:** resolve os processos úmidos na escala da grade, isto é, vapor d'água, nuvem (com ou sem a fase gelo) e precipitação. O WRF possui sete diferentes esquemas para resolver este processo;
2. **Parametrização de Cumulus:** estes esquemas são responsáveis pelos efeitos de escala sub-grade da convecção em cumulus profundo. Quando o esquema é acionado fornece o perfil vertical de aquecimento, umedecimento e precipitação associada à convecção cumulus. O WRF possui 4 parametrizações de cumulus;
3. **Modelo de superfície do solo:** possui um modelo de solo-superfície que utiliza na camada da superfície as forçantes radiativas e de precipitação, juntamente com informações sobre o solo para calcular fluxos superficiais de calor e umidade. Estes fluxos representam a condição de fronteira inferior para o transporte vertical turbulento dentro da camada limite planetária;
4. **Camada superficial:** nestas parametrizações são determinadas a velocidade de fricção e coeficientes de troca turbulenta para o cálculo dos fluxos de calor, umidade e momento na camada superficial;
5. **Camada limite planetária (CLP):** a parametrização de CLP considera os fluxos turbulentos superficiais e a difusão vertical turbulenta nas camadas acima. Para este último processo, o WRF possui diferentes parametrizações que permitem determinar os perfis dos fluxos verticais turbulentos e assim as tendências de temperatura, umidade e momento na coluna vertical;
6. **Radiação:** A parametrização de radiação considera explicitamente a interação da radiação de onda longa e curta com nuvens e céu claro. Esta parametrização permite calcular as tendências diabáticas de temperatura na atmosfera devido à radiação e com isto os fluxos radiativos em superfície.

#### 4.1.3. EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

Dois ciclones foram selecionados para realizar simulações numéricas, um evento do TIPO1 (caso de 08 de abril de 2010) e outro do TIPO2 (caso de 17 de abril de 1999). Estes casos foram escolhidos por terem sido eventos intensos com formação de um centro de baixa pressão definido. Desta forma, simulações controle (CTL) utilizaram:



- Domínio para simulação do sistema TIPO1: 79,42°W - 9,42°E e 53,89°S - 10,53°S (**Figura 4.1a**);
- Domínio para simulação do sistema TIPO2: 94,42°W - 5,58°W e 53,89°S - 10,53°S (**Figura 4.1b**);
- Espaçamento de grade horizontal: 30 km (329 pontos na longitude e 199 pontos na latitude);
- Níveis verticais: 28 níveis na vertical em coordenada  $\eta$  (coordenada vertical pressão-hidrostática seguindo o terreno) (LAPRISE, 1992);



**Figura 4.1** Domínio para simulações dos eventos (a) TIPO1 e (b) TIPO2.

As simulações utilizaram opção não-hidrostática e sem amortecimento da velocidade vertical. Os esquemas utilizados para parametrizar os processos físicos descritos em SKAMAROCK et al. (2005) foram:

- Microfísica de nuvens: esquema de Lin;
- Convecção cumulus: esquema de Betts-Miller-Janjic;
- Modelo de superfície do solo: esquema de difusão térmica com 5 camadas (MM5);
- Camada superficial: esquema da teoria da similaridade do MM5;
- Camada limite planetária (CLP): esquema de Yonsei University;
- Radiação de onda longa: esquema RRTM (Rapid Radiative Transfer Model);
- Radiação de onda curta: esquema de Dudhia.

O experimento controle (CTL) para o sistema TIPO2 iniciou-se às 12Z do dia 16 de abril de 1999 e, para o TIPO1, às 00Z do dia 08 de abril de 2010. Ambas as simulações foram integradas por 54 horas.

Além do experimento controle, realizaram-se cinco experimentos de sensibilidade: SFT em que se retira o fluxo turbulento total (sensível + latente) na camada superficial, SSE retira-se somente o fluxo turbulento de calor sensível, SLA exclui somente o fluxo turbulento de calor latente, SPV elimina somente a anomalia de VP de altos níveis e SPV\_SFT retiram-se o fluxo total e a anomalia de VP. A

**Tabela 4.1** sintetiza as características dos experimentos.

**Tabela 4.1** Resumo dos experimentos de sensibilidade.

<b>SIGLA</b>	<b>FLUXO TURBULENTO DE CALOR SENSÍVEL</b>	<b>FLUXO TURBULENTO DE CALOR LATENTE</b>	<b>ANOMALIA DE VP</b>
<b>CTL</b>	PRESENTE	PRESENTE	PRESENTE
<b>SFT</b>	AUSENTE	AUSENTE	PRESENTE
<b>SSE</b>	AUSENTE	PRESENTE	PRESENTE
<b>SLA</b>	PRESENTE	AUSENTE	PRESENTE
<b>SPV</b>	PRESENTE	PRESENTE	AUSENTE
<b>SPV_SFT</b>	AUSENTE	AUSENTE	AUSENTE

Os experimentos SSE e SLA consistiram em zerar os fluxos turbulentos na camada superficial, um de cada vez, dentro do código do modelo. Para o experimento SFT atribuiu-se valor nulo para ambos ao mesmo tempo. Lembrando que os fluxos foram zerados somente sobre o oceano. Para realizar o experimento SPV foi necessário utilizar a técnica de inversão da anomalia de VP. Desta técnica obtiveram-se os campos anômalos da velocidade do vento, geopotencial e temperatura. Para obter as condições iniciais e de fronteira sem a anomalia de VP, os campos anômalos foram subtraídos dos campos da reanálise do NCEP2. Finalmente, os campos resultantes foram escritos em formato apropriado para o WRF e utilizados como condições iniciais e de fronteira no experimento SPV. No experimento SPV\_SFT utilizaram-se as condições iniciais e de fronteira do experimento SPV e os fluxos turbulentos de calor nulos sobre o oceano.

#### 4.1.4. TÉCNICA DA INVERSÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL

Inversão da VP por partes vem sendo aplicada com muito êxito para avaliar os efeitos dinâmicos das anomalias de VP em altos e baixos níveis nas ciclogêneses de superfície. A técnica desenvolvida por DAVIS e EMANUEL (1991) e DAVIS (1992) foi utilizada por HUO et al. (1999), ZHANG et al. (2002), MIKY-FUNATSU et al. (2004), ZHAO et al. (2007) entre outros. Esta técnica é bastante útil, pois dada uma distribuição de VP e condições de fronteira apropriadas, é possível recuperar os campos dinâmicos tridimensionais balanceados (geopotencial e função de corrente) para o escoamento não-divergente, e os campos de vento, temperatura e pressão podem ser obtidos a partir destas duas variáveis. O campo dinâmico recuperado associado às anomalias de VP permite avaliar os impactos das perturbações no desenvolvimento de sistemas na superfície. HUO et al. (1999) estudaram a importância relativa de várias anomalias de VP na formação de um ciclone em superfície. Através de experimentos numéricos utilizando a técnica de inversão da VP, DAVIS e EMANUEL (1991) verificaram que cada anomalia de VP tinha sua importância no desenvolvimento do ciclone em superfície. KORNER e MARTIN (2000) estudaram a estrutura de frontogênese associada a um ciclone do ponto de vista da VP utilizando a técnica de inversão da VP. Eles mostraram que o movimento não balanceado desempenha papel principal no desenvolvimento e manutenção dos sistemas frontais na baixa troposfera. MACTAGGART-COWAN et al. (2001) usaram a inversão da VP e mostraram a importância de anomalias de VP na regeneração de um furacão na costa leste do Estados Unidos.

Além de ser uma técnica útil no diagnóstico da dinâmica de ciclogêneses, a inversão de VP é também utilizada para melhorar as condições iniciais de modelos, baseadas em observações, que simulam ciclones extratropicais, como mostrado em HUO et al. (1998). Ao aplicarem a técnica de inversão de VP para corrigir o campo de observações de temperatura, mostraram que o tratamento dos erros associados à temperatura nos níveis próximos à superfície melhorou a representação da baixa troposfera nas condições iniciais, melhorando consequentemente a previsão do aprofundamento e trajetória do sistema em estudo.

A técnica de inversão da VP de DAVIS e EMANUEL (1991) considera a equação de balanço não-linear de Charney (equação da divergência, CHARNEY,

1955). Esta equação é obtida aplicando o operador gradiente na equação do movimento horizontal:

$$\frac{\partial D}{\partial t} + \vec{V} \cdot \vec{\nabla} D - v \frac{\partial f}{a \cos \phi \partial \lambda} + u \frac{\partial f}{a \partial \phi} - f \frac{\partial v}{a \cos \phi \partial \lambda} + f \frac{\partial u}{a \partial \phi} = -\vec{\nabla}^2 \Phi \quad (4.1),$$

onde a divergência horizontal  $D = \frac{\partial u}{a \cos \phi \partial \lambda} + \frac{\partial v}{a \partial \phi}$ ,  $\Phi$  é a altura geopotencial,  $f$  parâmetro de Coriolis,  $\lambda$  longitude,  $\phi$  latitude,  $a$  é o raio da Terra,  $\vec{V}$  é o vetor velocidade e  $u$  e  $v$  são as componentes horizontal e meridional do vetor velocidade, respectivamente.

Utilizando o Teorema de Helmholtz, o vento horizontal é decomposto em uma parte rotacional não-divergente ( $\vec{V}_\psi = \vec{\nabla} \psi$ , onde  $\psi$  é função de corrente) e outra parte irrotacional divergente ( $\vec{V}_\chi = \vec{\nabla} \chi$ , onde  $\chi$  é potencial de velocidade). Assumindo que a magnitude da componente irrotacional divergente é muito menor que a componente rotacional não-divergente, e fazendo análise de escala (HALTINER e WILLIAMS, 1980), a equação do balanço não-linear de Charney pode ser escrita como (em coordenada esférica):

$$\vec{\nabla}^2 \Phi = \vec{\nabla} \cdot (f \vec{\nabla} \psi) + \frac{2}{a^4 \cos^2 \phi} \left[ \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} - \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \phi} \right)^2 \right]. \quad (4.2)$$

Para fechar o sistema de equações e obter  $\Phi$  e  $\psi$  é necessário incluir a equação da Vorticidade Potencial de Ertel (ROSSBY, 1940; ERTEL, 1942):

$$VP = \rho^{-1} \vec{\zeta}_a \cdot \vec{\nabla} \theta, \quad (4.3)$$

onde,  $\rho$  é a densidade do ar,  $\vec{\zeta}_a$  vetor vorticidade absoluta e  $\theta$  a temperatura potencial. Esta equação conserva a VP para movimentos adiabáticos e sem fricção e tem a vantagem do princípio da invertibilidade, isto é, dada uma distribuição de VP e condições de fronteira apropriadas, é possível obter o campo meteorológico (tais como velocidade do vento, temperatura e altura geopotencial) do escoamento balanceado.

Escrevendo a componente vertical da equação (4.3) em coordenada vertical de pressão (HOSKINS et al., 1985), temos:

$$VP = -g \left[ (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{a \cos \phi \partial \lambda} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{a \partial \phi} \right], \quad (4.4)$$

onde  $g$  é a aceleração da gravidade.

Fazendo uma mudança de coordenada vertical de pressão  $p$  para função de Exner  $\pi$ , definida como:

$$\pi = Cp \left( \frac{p}{p_0} \right)^k, \quad (4.5)$$

onde,  $k = \frac{R_d}{Cp}$ ,  $R_d$  é a constante do gás para o ar seco e  $Cp$  calor específico do ar seco a pressão constante,  $p$  é a pressão e  $p_0$  a pressão num nível de referência (geralmente 1000 hPa). De (4.5) obtém-se:

$$\partial p = \frac{p}{\kappa \pi} \partial \pi. \quad (4.6)$$

Substituindo (4.6) em (4.4), tem-se:

$$VP = -g \frac{\kappa \pi}{p} \left[ (f + \zeta) \frac{\partial \theta}{\partial \pi} - \frac{\partial v}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{a \cos \phi \partial \lambda} + \frac{\partial u}{\partial \pi} \frac{\partial \theta}{a \partial \phi} \right]. \quad (4.7)$$

Aplicando novamente o teorema de Helmholtz na equação (4.7), assumindo que a magnitude da componente irrotacional divergente da velocidade do vento é muito menor comparada à magnitude da componente rotacional não-divergente e considerando o escoamento em balanço hidrostático,

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \pi} = f_0 \frac{\partial \psi}{\partial \pi} = -\theta \quad (4.8),$$

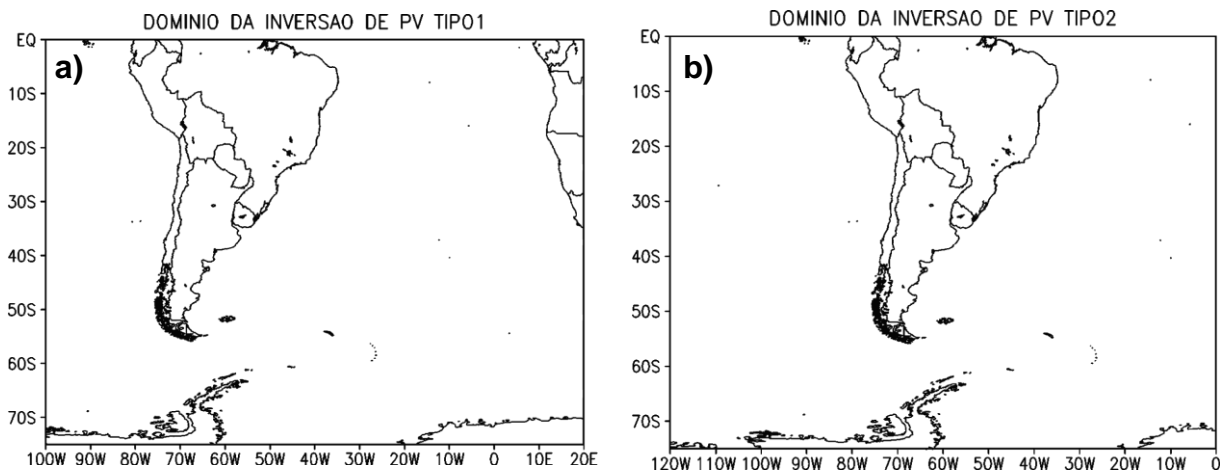
a equação (4.7) pode ser escrita como:

$$VP = \frac{gk\pi}{p} \left[ \left( f + \bar{\nabla}^2 \psi \right) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \pi^2} - \frac{1}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda \partial \pi} - \frac{1}{a^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi \partial \pi} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \phi \partial \pi} \right]. \quad (4.9)$$

As equações (4.2) e (4.9) combinadas formam um sistema fechado de equações elípticas para as variáveis desconhecidas  $\Phi$  e  $\psi$  dado o campo de VP. A solução deste sistema é obtida aplicando o método iterativo de sobre-relaxação sucessiva (*Successive Overrelaxation* - SOR) nas equações na forma de diferenças finitas. As condições de fronteira para este sistema de equações são: condição de Dirichlet para  $\Phi$  e  $\psi$  nas fronteiras laterais e condição de Neumann nas fronteiras horizontais (DAVIS, 1992).

#### 4.1.5. ANÁLISE DA INVERSÃO DE VORTICIDADE POTENCIAL

Os domínios utilizados para aplicar a inversão da VP incluíram de 100°W-20°E e 75°S-0° para o ciclone TIPO1 (**Figura 4.2a**) e 120°W-0° e 75°S-0° para o TIPO 2 (**Figura 4.2b**). Estes domínios equivalem a 49 x 31 pontos de grade leste-oeste e norte-sul, respectivamente, e permitiram que as fronteiras ficassem distantes o suficiente da região de formação dos ciclones secundários.



**Figura 4.2** Domínio utilizado para aplicar a técnica da inversão de VP dos ciclones secundários a) TIPO1 e b) TIPO2.

Primeiramente, a inversão da VP foi aplicada para o campo total (média+perturbação), para certificar a sua consistência. Depois de feito isto, aplicou-

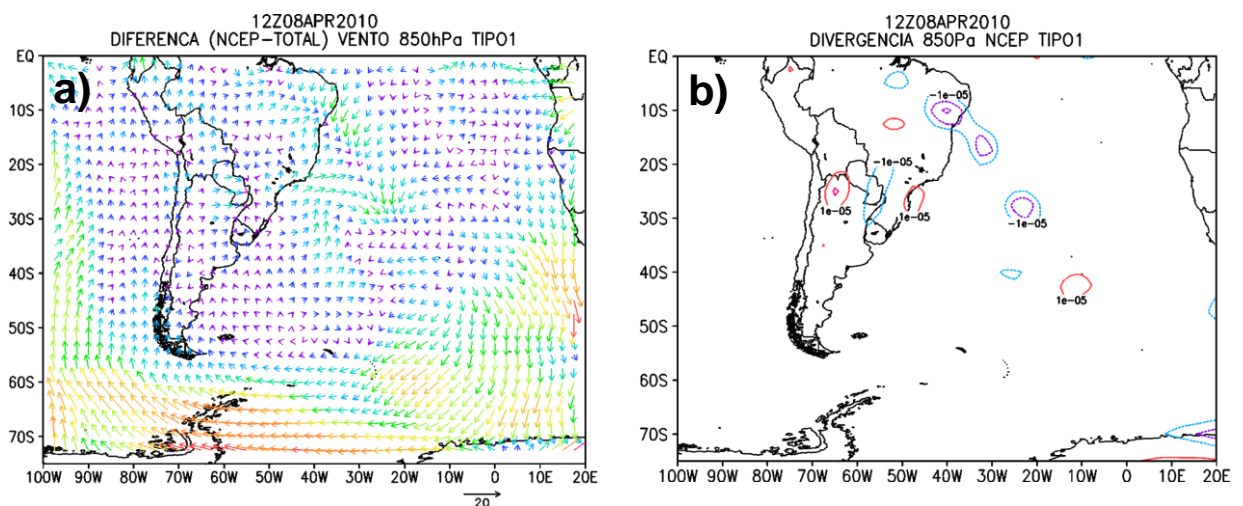
se a técnica para o campo de anomalia de VP obtida subtraindo o campo médio (média do período 15-22 de abril de 1999 para o TIPO1 e 04-11 de abril de 2010 para o TIPO1) do campo total. Da inversão de VP tem-se os campos de geopotencial e vento não-divergente associados à anomalia de VP, enquanto a temperatura foi calculada com a equação hipsométrica dada por:

$$\Phi_2 - \Phi_1 = RT \ln \left( \frac{p_1}{p_2} \right) \quad (4.11)$$

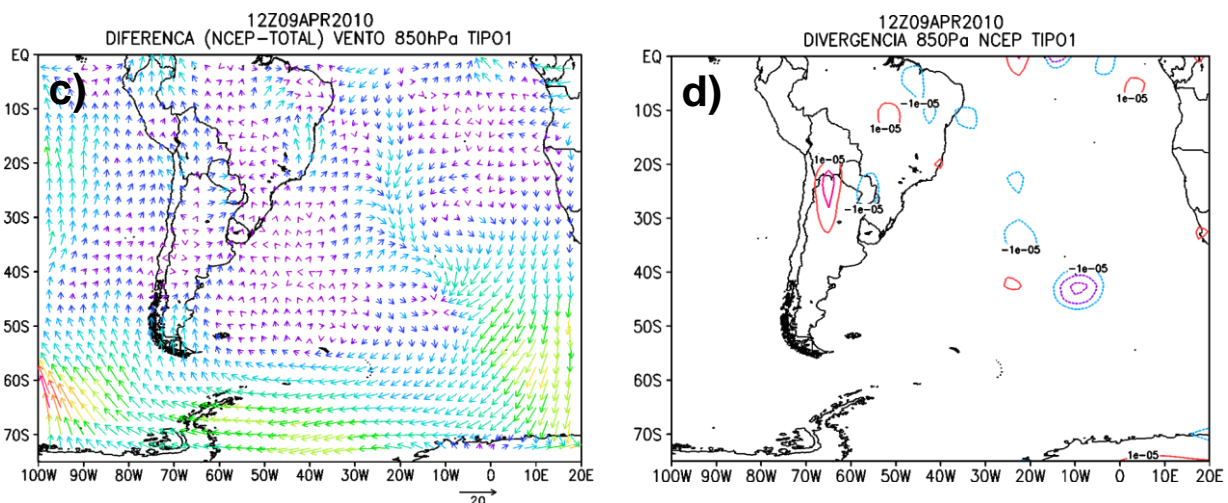
As variáveis meteorológicas associadas à anomalia de VP foram subtraídas das condições iniciais e de fronteira do campo total do NCEP2. As novas condições iniciais e de fronteira, sem a anomalia de VP, foram escritas no formato apropriado para realizar experimentos sem VP (SPV e SPV\_SFT) com o WRF.

#### 4.1.5.1. TIPO1

A **Figura 4.3**, para 12Z dos dias 08 e 09 de abril de 2010, mostra que as regiões de convergência/divergência do vento divergente (**Figura 4.3a e c**), obtido através da diferença entre o campo de vento invertido e do NCEP2, estão de acordo com as áreas de convergência/divergência do vento do NCEP2 (**Figura 4.3b e d**).

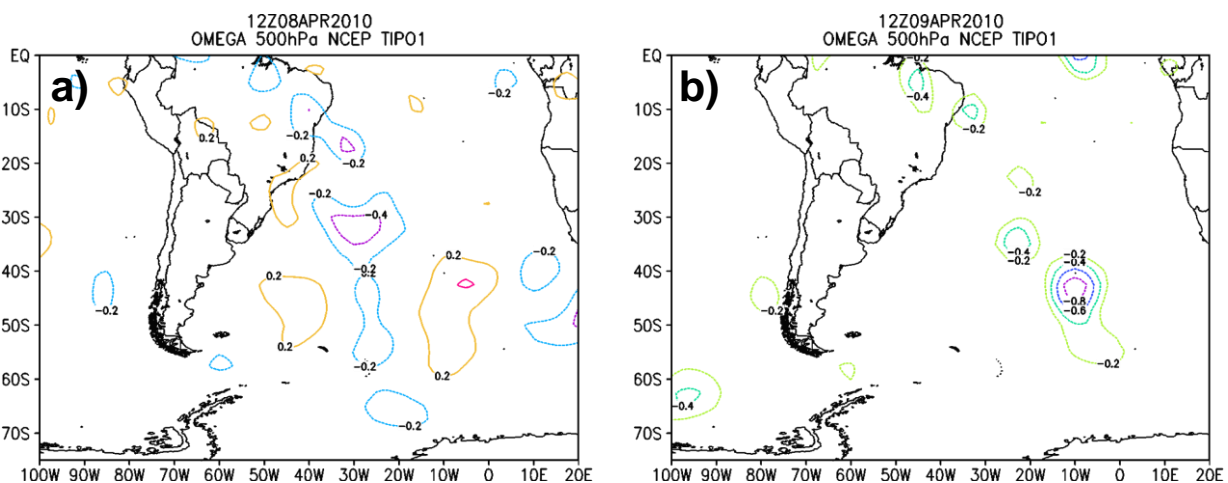


**Figura 4.3** Para o nível de 850 hPa, (a) e (c) diferença entre o campo do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) do NCEP2 e vento não-divergente obtido pela inversão de VP total, b) e d) campo de divergência do NCEP2. a) e b) às 12Z do dia 08, (c) e (d) às 12Z do dia 09 de abril de 2010.



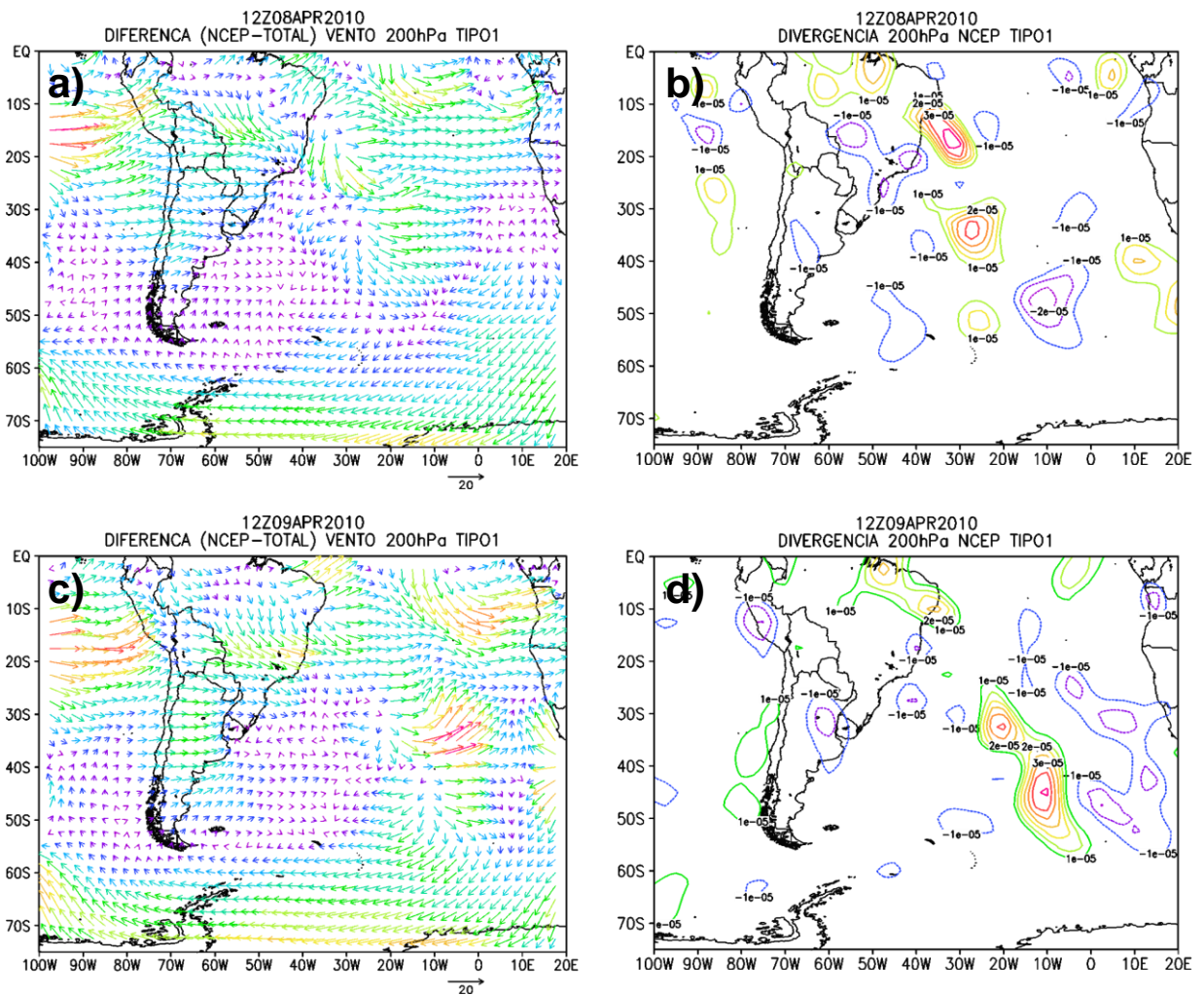
Conclusão da **Figura 4.3**.

As áreas de convergência de massa, sobre o nordeste brasileiro e oceano Atlântico no campo do NCEP2 (**Figura 4.3b e d**), coincidem com áreas de convergência dos vetores do vento divergente (**Figura 4.3a e c**). E as áreas de divergência de massa no NCEP2 sobre o norte da Argentina (**Figura 4.3b e d**), coincidem com a região de divergência dos vetores do vento divergente (**Figura 4.3a e c**).



**Figura 4.4** Campo de velocidade vertical do NCEP2 para o nível de 500 hPa, (linhas contínuas indicam valores positivos e pontilhada negativas para  $\omega$  a cada  $0,2 \text{ Pa s}^{-1}$ ): a) às 12Z do dia 08 e b) às 12Z do dia 09 de abril de 2010.



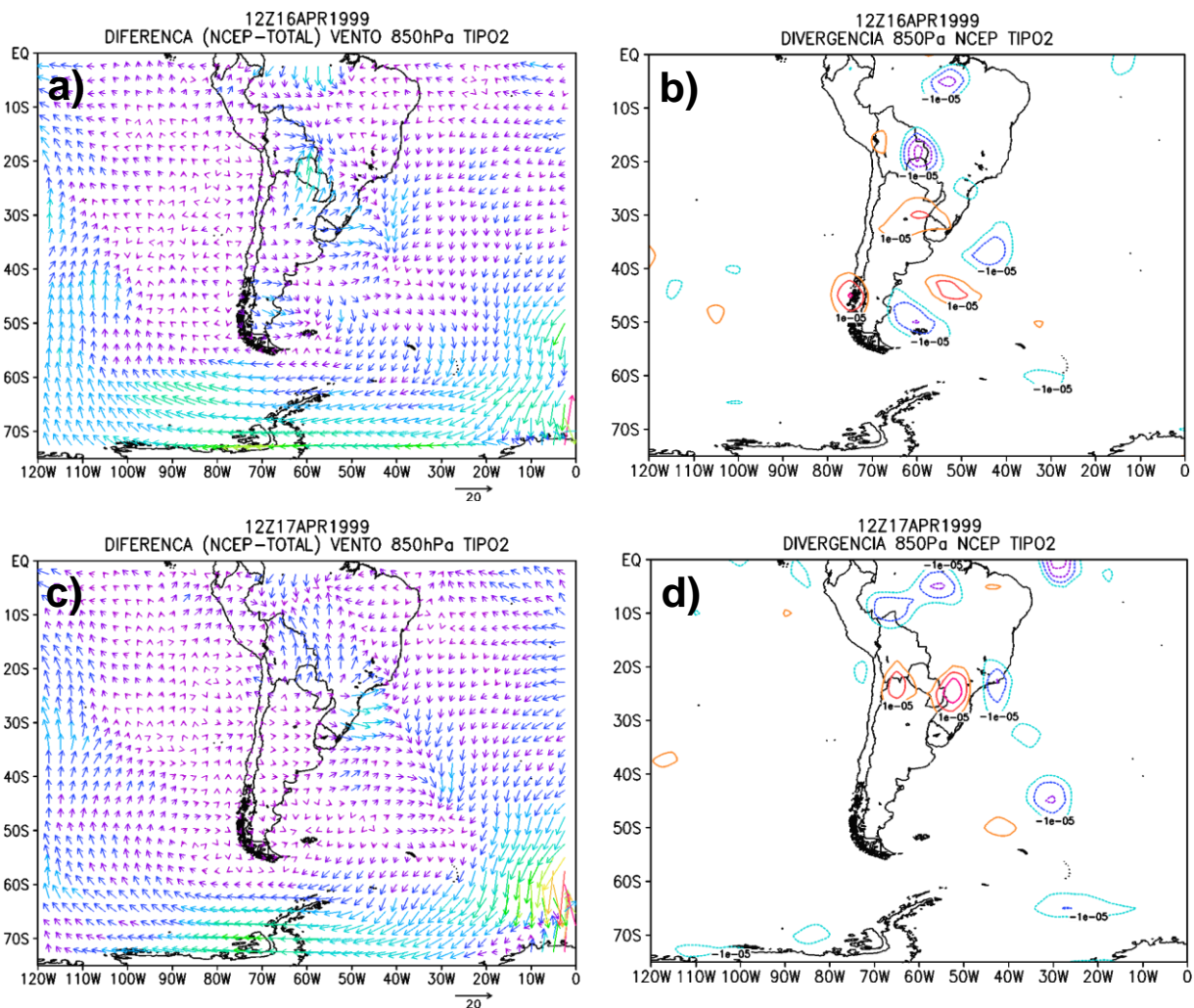


**Figura 4.5** Como na **Figura 4.3**, mas para 200 hPa.

As regiões de divergência/convergência de massa em baixos níveis indicam movimentos descentes/ascendentes, o que é confirmado no campo de velocidade vertical do NCEP2 em 500 hPa (**Figura 4.4**). E, em altos níveis, tem-se divergência/convergência de massa nas áreas de movimento ascendente/descendente em 500 hPa, como mostra a **Figura 4.5**. Observa-se em 200 hPa divergência de massa sobre o nordeste do Brasil e Oceano Atlântico, que por sua vez concorda com as áreas de divergência dos vetores de velocidade do vento divergente. Assim a aplicação da técnica de inversão da VP para o domínio do evento TIPO1 mostra campos dinamicamente consistentes com o NCEP2.

#### 4.1.5.2. TIPO2

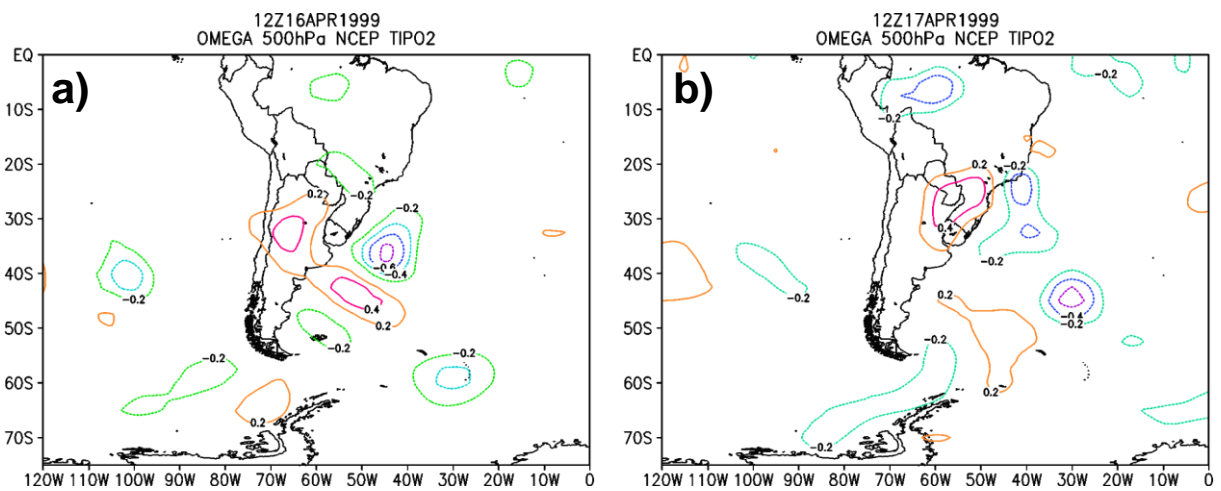
A aplicação da técnica de inversão da VP para o domínio do evento TIPO2 (**Figura 4.2b**) também se mostra dinamicamente satisfatória. Na **Figura 4.6b**, as regiões de convergência de massa sobre o Paraguai e Bolívia, Oceano Atlântico (~35°S) e costa do sul da Argentina estão de acordo com regiões de convergência



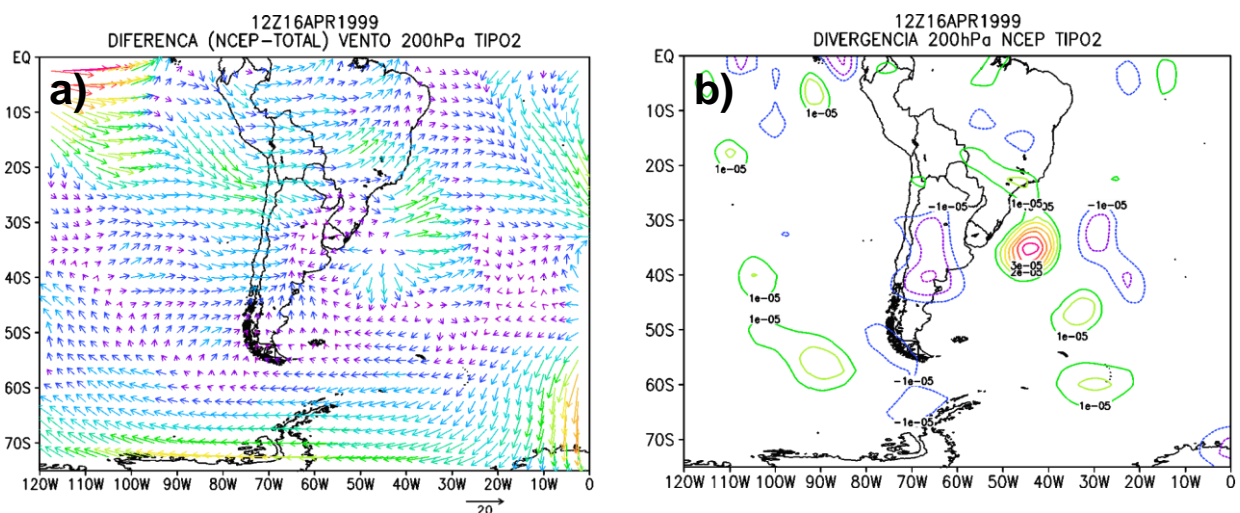
**Figura 4.6** Para o nível de 850 hPa, (a) e (c) diferença entre o campo do vento ( $m s^{-1}$ ) do NCEP2 e vento não-divergente obtido pela inversão de VP total, b) e d) campo de divergência do NCEP2. a) e b) às 12Z do dia 16, (c) e (d) às 12Z do dia 17 de abril de 1999.

dos vetores do vento divergente da **Figura 4.6a**. Nota-se também divergência de massa sobre a porção nordeste da Argentina que está de acordo com divergência do vento divergente. Na **Figura 4.6b** e **Figura 4.6d** também são evidentes áreas de divergência/convergência que coincidem com regiões de divergência/convergência

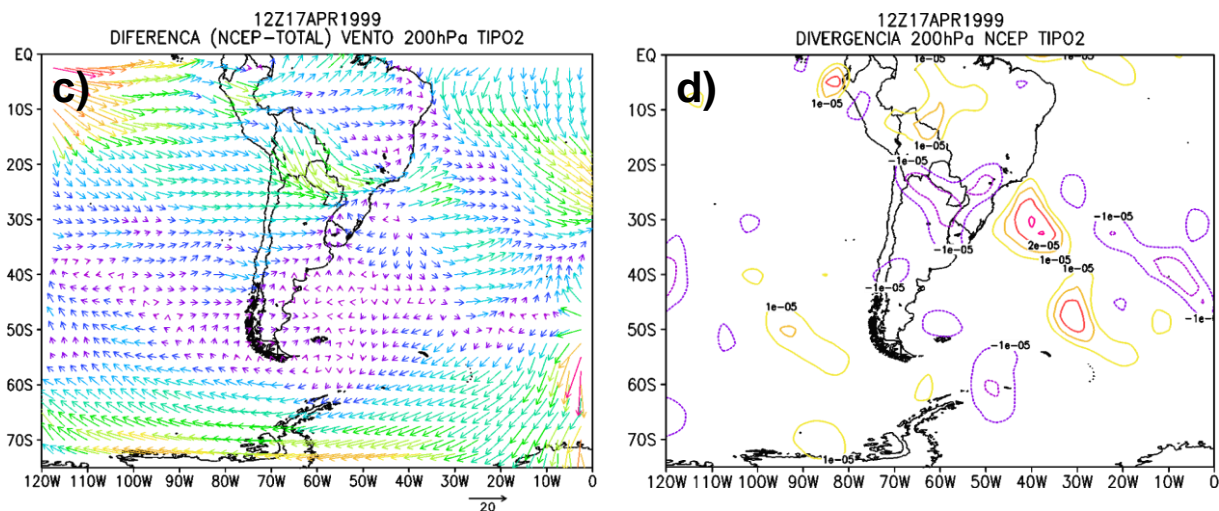
nos campos dos ventos divergentes (**Figura 4.6a e c**). As regiões de máxima velocidade vertical ascendente em 500 hPa (**Figura 4.7**), coincidem com os máximos de convergência em baixos níveis (**Figura 4.6**) e divergência em altos níveis (**Figura 4.8**), bem como as regiões de máxima subsidência com os máximos de divergência e convergência em baixos e altos níveis, respectivamente, representando de forma coerente a dinâmica do evento em estudo e mostrando que a técnica de inversão da VP mostrou-se eficiente para obter o campo dinâmico não-divergente.



**Figura 4.7** Campo de velocidade vertical do NCEP2 para o nível de 500 hPa, (linhas contínuas indicam valores positivos e pontilhada negativas para  $\omega$  a cada  $0.2 \text{ Pas}^{-1}$ ): a) às 12Z do dia 16 e b) às 12Z do dia 17 de abril de 1999.



**Figura 4.8** Como na **Figura 4.6**, mas para 200 hPa.



Conclusão da **Figura 4.8**.

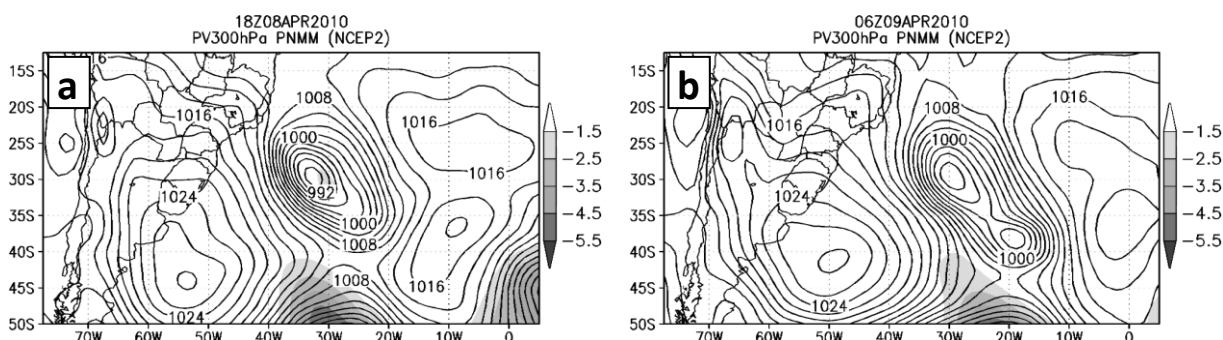
## 4.2. RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

### 4.2.1. EVOLUÇÃO DO CICLONE TIPO1 E SIMULAÇÃO CONTROLE

O ciclone secundário do TIPO1 se desenvolveu sobre o Oceano Atlântico Sul entre 00Z e 06Z do dia 09 de abril de 2010 quando foi observada a formação do centro de baixa pressão em torno de 22,5°W e 35,0°S a sudeste do ciclone primário (**Figura 4.9**). Dois centros de alta pressão, um a leste/nordeste e outro a sudoeste do ciclone primário permanecem quase estacionários ao longo do tempo (**Figura 4.9** e **Figura 4.12a-d**). Observa-se anomalias de VP mais intensas em níveis mais altos (250 hPa), enquanto no caso de abril de 1999 (TIPO2) as anomalias intensas alcançaram níveis mais baixos. A **Figura 4.13** mostra que 12 horas antes do fechamento do centro de baixa pressão (18Z do dia 08) os centros de vorticidade relativa ciclônica e convergência dos ventos associados ao desenvolvimento do sistema secundário já estavam formados (**Figura 4.13a**). Em 500 hPa, na **Figura 4.14a-d** nota-se um cavado amplificado com circulação ciclônica fechada, associada à fase madura do sistema primário, e fraca advecção de vorticidade absoluta ciclônica a leste do eixo do cavado. A partir de 12Z do dia 09, a



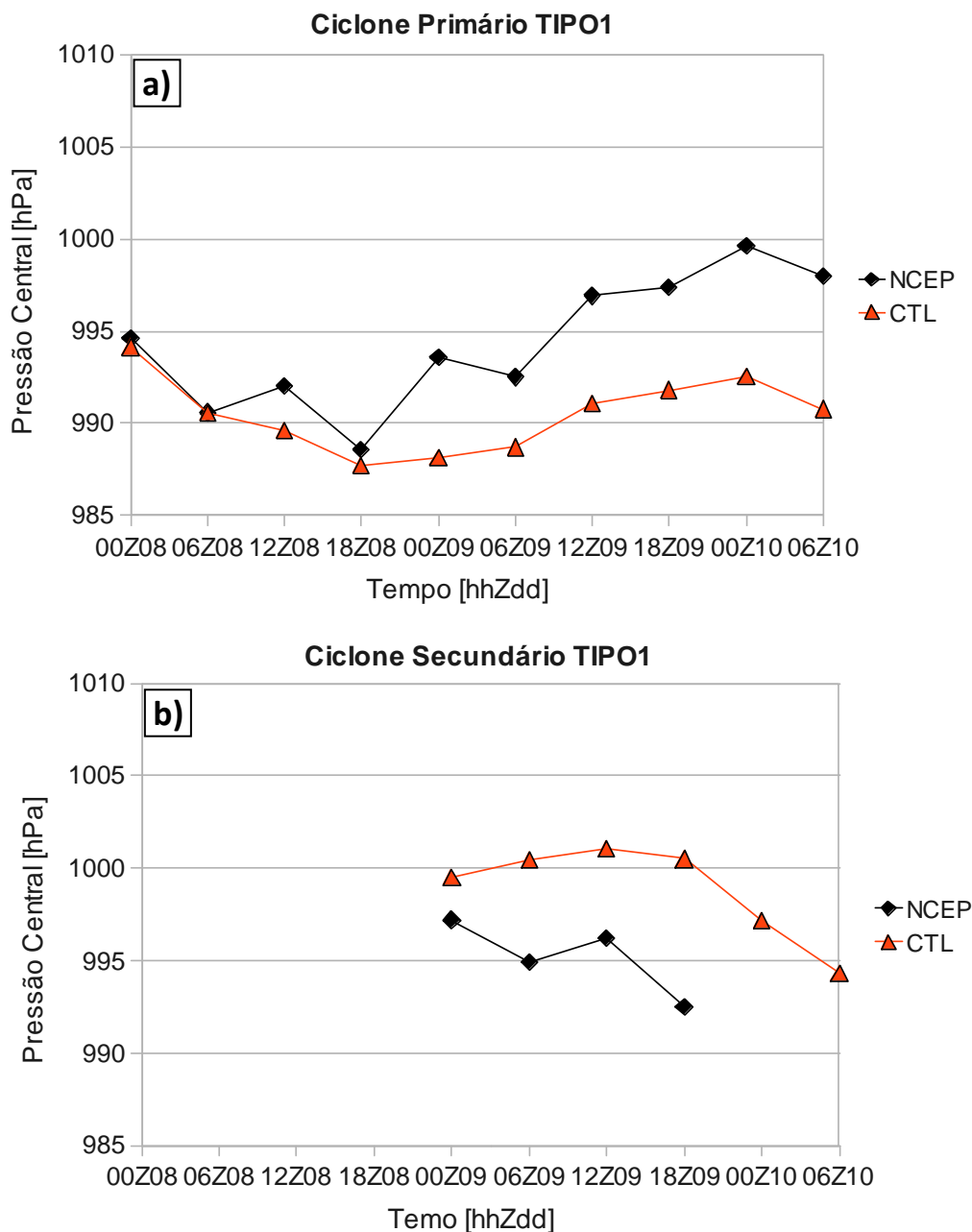
advecção ciclônica associada ao cavado localizado mais ao sul se intensifica e atua sobre o ciclone secundário em superfície (**Figura 4.14d**), que se aprofunda a partir deste horário (**Figura 4.10b**). Na superfície, observam-se fluxos de calor total (sensível+latente) mais intensos principalmente no setor oeste/sudoeste do ciclone primário (**Figura 4.15a-d**). Ao longo do tempo, o máximo principal de fluxos de calor total se prolonga para sudeste (**Figura 4.15a-d**) alcançando o setor noroeste do centro do ciclone secundário.



**Figura 4.9** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) da reanálise do NCEP2. a) às 18Z do dia 08, b) às 06Z do dia 09 de abril de 2010.

A simulação controle (CTL) do ciclone TIPO1, que se inicia às 00Z do dia 08 e vai até 06Z do dia 10, mostra que o WRF captura o desenvolvimento do ciclone secundário (**Figura 4.12e-h**), apesar de apresentar pressão central mais fraca e ter duração maior (**Figura 4.10b**). O ciclone primário do experimento CTL sofre abaixamento de pressão central maior que o NCEP2 (**Figura 4.10a**). O centro de alta pressão a leste dos ciclones apresenta pressão central mais alta que o NCEP2 (**Figura 4.12e-h**). As trajetórias de ambos os ciclones foram simuladas satisfatoriamente, ressaltando que o primário deslocou-se mais lentamente (**Figura 4.11a**) e o secundário se formou a oeste do NCEP2 e durou mais tempo, percorrendo distância maior que o NCEP2 (**Figura 4.11b**). Isto pode ser observado também no campo de vorticidade relativa ciclônica e convergência de massa (**Figura 4.13**), em que o ciclone primário desloca-se mais lentamente para leste e o secundário se desenvolve a oeste do NCEP2. Em comparação com o evento TIPO2, este evento não apresenta anomalia de VP intensa em 300 hPa (**Figura 4.9**). Mas em 250 hPa (**Figura 4.12a-d**) observa-se dois núcleos de anomalias entre -1,5 a -3,5 UVP a sudoeste dos dois centros de baixa pressão em superfície, sendo a

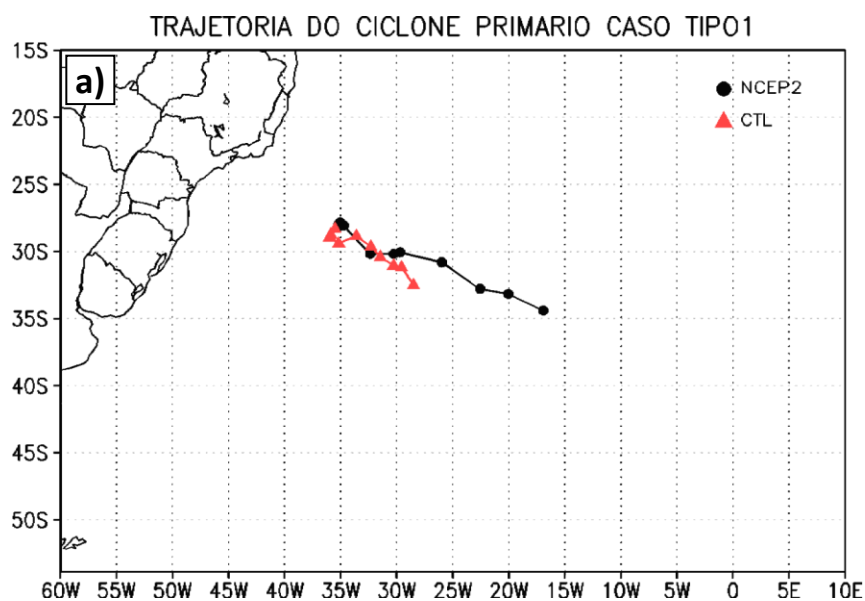
anomalia a sudoeste do ciclone secundário mais intensa (**Figura 4.12c-d**) e nota-se também anomalias mais fracas de VP sobre o ciclone primário (**Figura 4.12a-b**). Na simulação (**Figura 4.12e-h**) notam-se os dois centros de anomalias de VP a oeste dos ciclones menos intensos que no NCEP2.



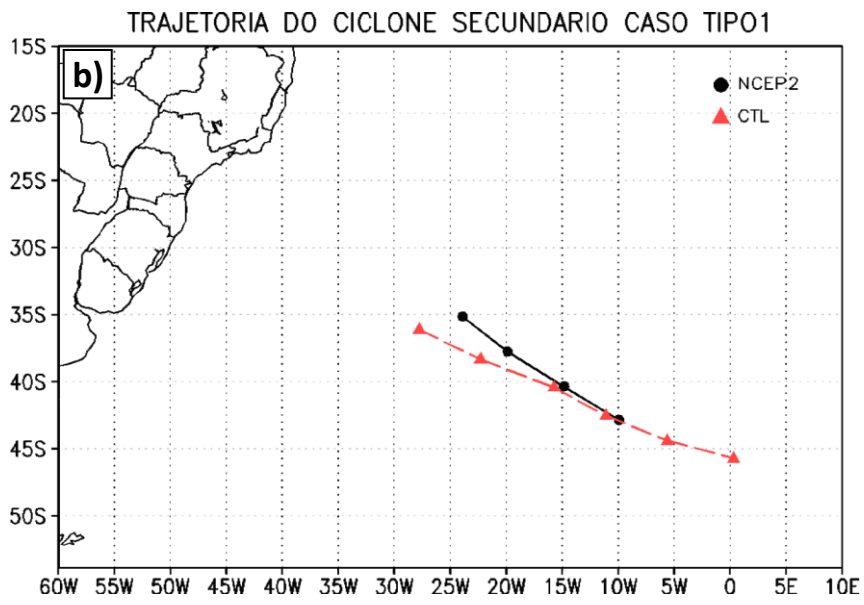
**Figura 4.10** Evolução temporal da pressão central do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO1 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2).

Em níveis médios, a simulação mostra mesmo padrão do NCEP2 para a perturbação no campo de altura geopotencial e vento em 500 hPa (**Figura 4.14e-**

h), mas a advecção de vorticidade ciclônica absoluta no setor sul do domínio é superestimada pelo modelo. Uma pequena amplificação e estreitamento do cavado ao sul da baixa despreendida (**Figura 4.14e-g**) podem estar contribuindo para esta superestimativa. Além disso, a resolução horizontal mais refinada da simulação CTL estaria aumentando a vorticidade, mesmo interpolando para uma grade de  $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ . Apesar dessa superestimação, as localizações das advecções são similares ao NCEP2. A circulação ciclônica da baixa fechada simulada também é semelhante ao NCEP2, exceto às 12Z do dia 09, em que o modelo volta a simular uma circulação fechada (**Figura 4.14h**) que não ocorre no NCEP2 (**Figura 4.14d**). A crista a oeste do cavado se apresenta mais amplificada no CTL, enquanto que na crista a leste as linhas de altura geopotencial são mais altas (**Figura 4.14e-h**). Em relação aos fluxos de superfície, na simulação áreas de máxima intensidade de fluxos de calor sensível e latente estão mais próximas ao continente (**Figura 4.15e-h**). Em termos de intensidade, a simulação apresenta, em geral, fluxos mais fracos, e o prolongamento para sudeste é menor do que no NCEP2. O segundo centro de fluxos máximos (localizado em torno de  $0^{\circ}$  e  $37,5^{\circ}\text{S}$ ) observado às 18Z do dia 08 (**Figura 4.15a-b**) está mais intenso no CTL (**Figura 4.15e-f**). Às 12Z do dia 09, centro de máximos fluxos a nordeste do centro principal se apresenta mais fraco no CTL (**Figura 4.15d e h**). Apesar destas diferenças de intensidade, o padrão dos fluxos de superfície simulados é muito similar ao NCEP2.

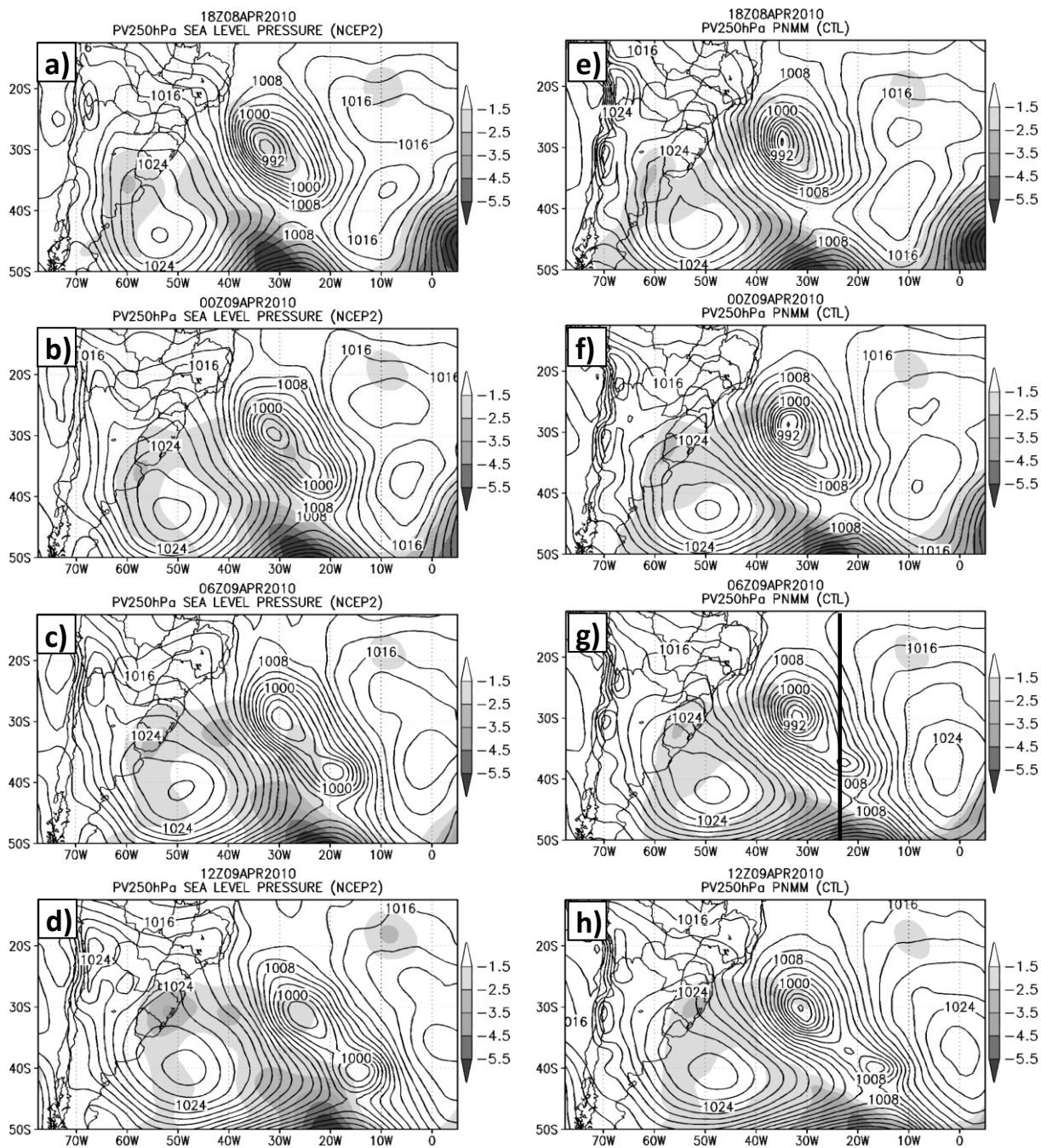


**Figura 4.11** Trajetória do centro do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO1 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2).

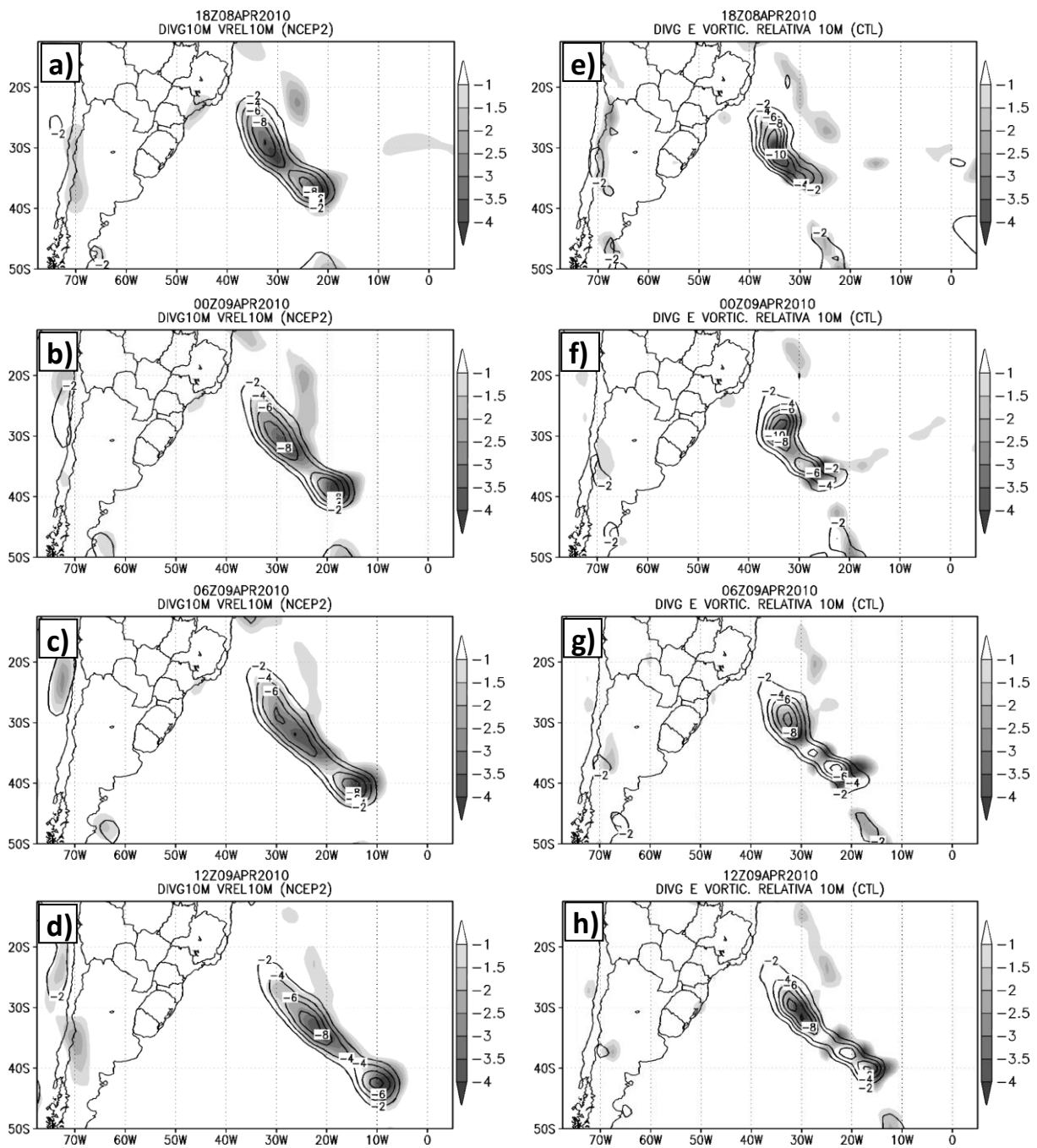


Conclusão da **Figura 4.11.**

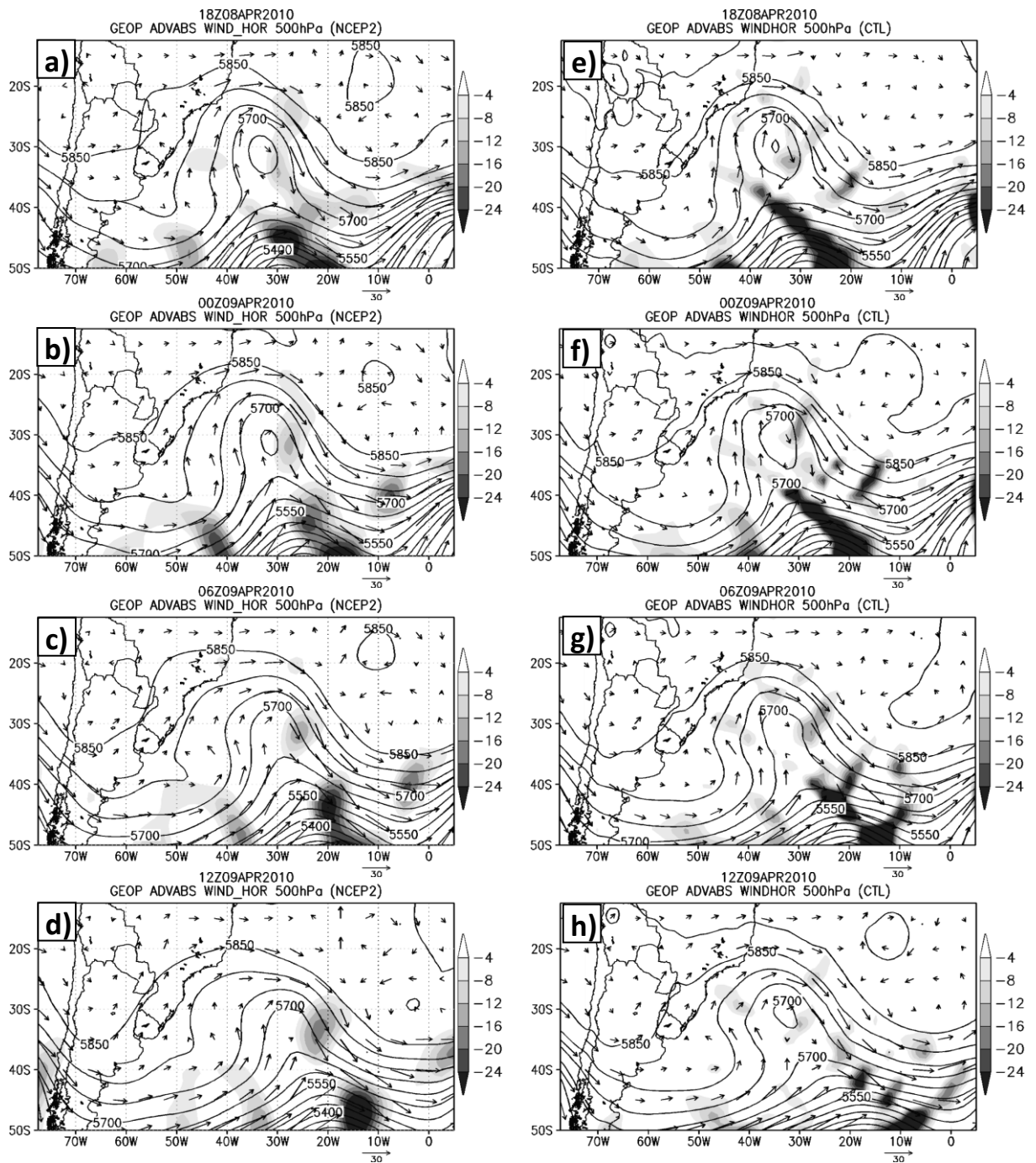




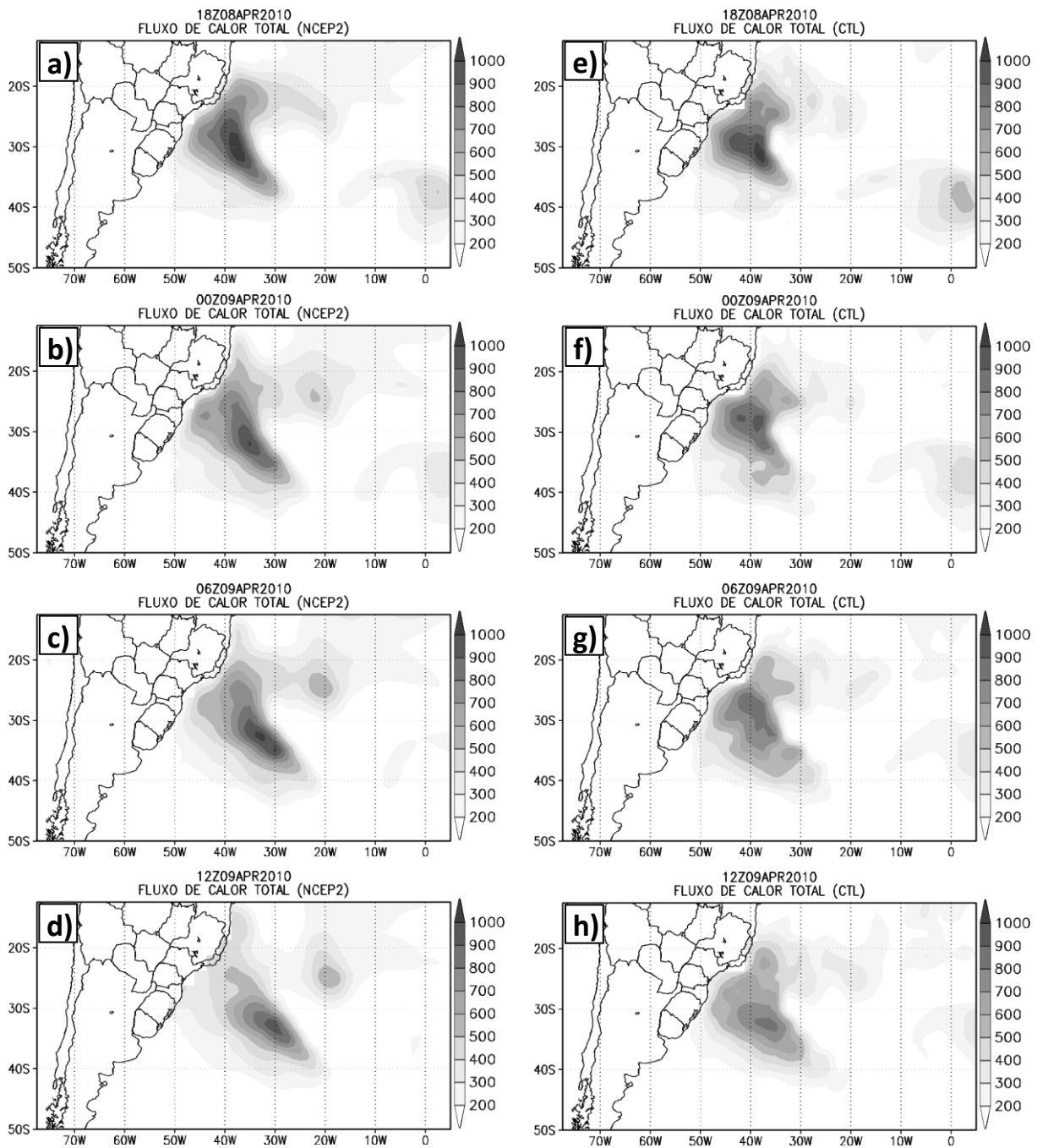
**Figura 4.12** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1 UVP). a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010. A linha grossa em g) indica a localização do corte da **Figura 4.21a**.



**Figura 4.13** Vorticidade relativa ciclônica (contornos a cada  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência (sombreado a cada  $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) obtidos do vento a 10 metros de altura. a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010.



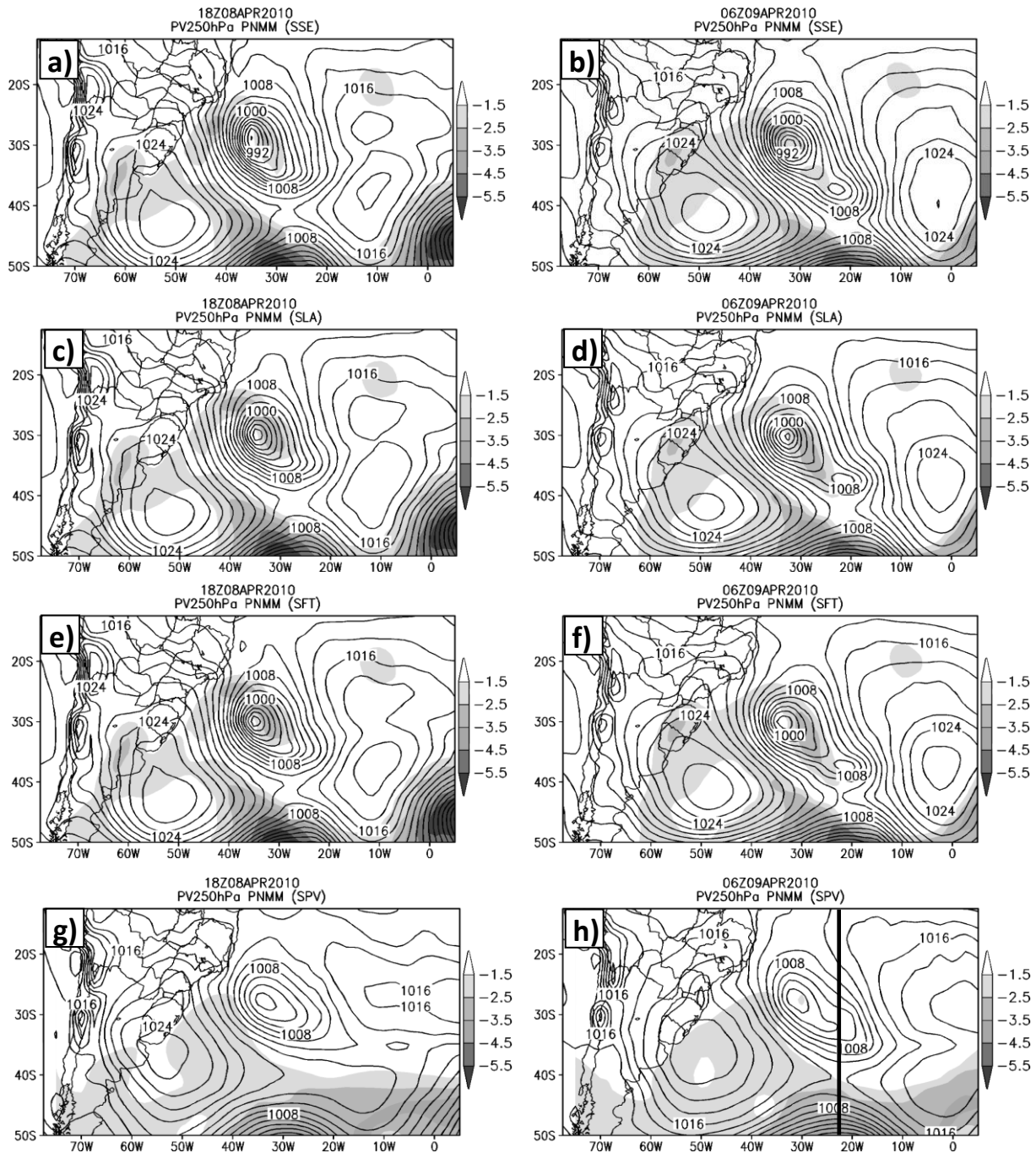
**Figura 4.14** Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada  $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e vetor vento (vetores) em 500 hPa: a), b), c) e d) NCEP2; e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010.



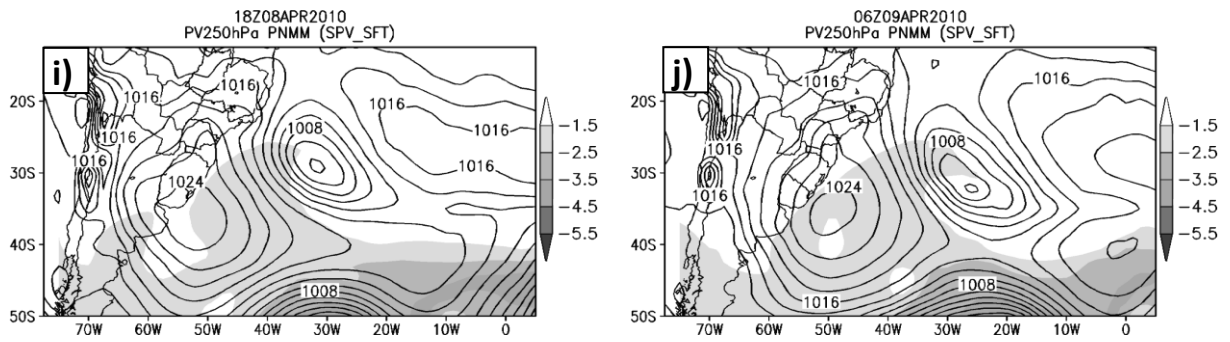
**Figura 4.15** Fluxo turbulento de calor total (sensível+latente) de superfície (sombreado a cada  $100 \text{ W m}^{-2}$ ). a), b), c) e d) NCEP2 e e), f), g) e h) CTL. a) e e) às 18Z do dia 08; b) e f) às 00Z do dia 09; c) e g) às 06Z do dia 09; d) e h) às 12Z do dia 09 de abril de 2010.

#### 4.2.2. EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE PARA O CICLONE TIPO1

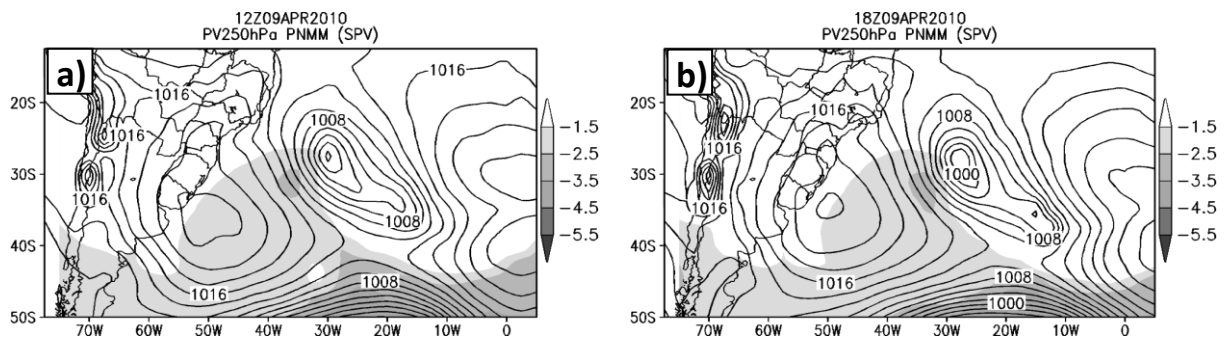
Os testes de sensibilidade mostram que a ausência dos fluxos de superfície não inibe e nem altera muito o local de desenvolvimento do sistema secundário, como mostra a **Figura 4.16a-f** e **Figura 4.19**. O fluxo de calor sensível afeta menos a formação do sistema secundário e também a evolução do primário (**Figura 4.16a-b**, **Figura 4.19a-b** e **Figura 4.20a-b**). A ausência de fluxos de calor latente muda o local de origem do sistema secundário para sudeste e diminui o tempo de vida (**Figura 4.16c-d** e **Figura 4.19b**), além de atrasar o desenvolvimento e enfraquecer o centro de baixa pressão do sistema secundário (**Figura 4.20b**). As trajetórias e intensidades do ciclone secundário nos experimentos SLA e SFT mostram que o calor sensível realmente possui impacto menor neste sistema (**Figura 4.19b** e **Figura 4.20b**), pois existe pequena diferença entre estes dois experimentos. Quando se retira as anomalias de VP (SPV) (**Figura 4.21b**) o ciclone primário torna-se mais fraco (**Figura 4.16g** e **h**) e o desenvolvimento do ciclone secundário atrasa e ocorre deslocado para nordeste em relação ao CTL (**Figura 4.17** e **Figura 4.19b**), mas é mais intenso que os simulados no SLA e SFT (**Figura 4.20b**) devido à atuação dos fluxos de superfície. Observa-se também o enfraquecimento da pressão central do ciclone primário na ausência de anomalias de VP (**Figura 4.20a**). Ao retirar os fluxos de superfície e a anomalia de VP (SPV\_SFT), o ciclone secundário simulado é menos intenso do que no SPV (**Figura 4.18**), mas não tão fraco como nos experimentos SLA e SFT (**Figura 4.20b**). Isto ocorre associado ao fato que a ausência de anomalias de VP (forçante dinâmica) (**Figura 4.21b**) altera o padrão espacial e intensidade dos fluxos de superfície como mostram as **Figura 4.21c-d**. O ciclone primário se desloca mais rapidamente no experimento SPV\_SFT (**Figura 4.19a**), indicando que a anomalia de VP sobre o centro-oeste do ciclone e os fluxos de superfície contribuem para diminuir a velocidade de propagação do ciclone primário para leste/sudeste.



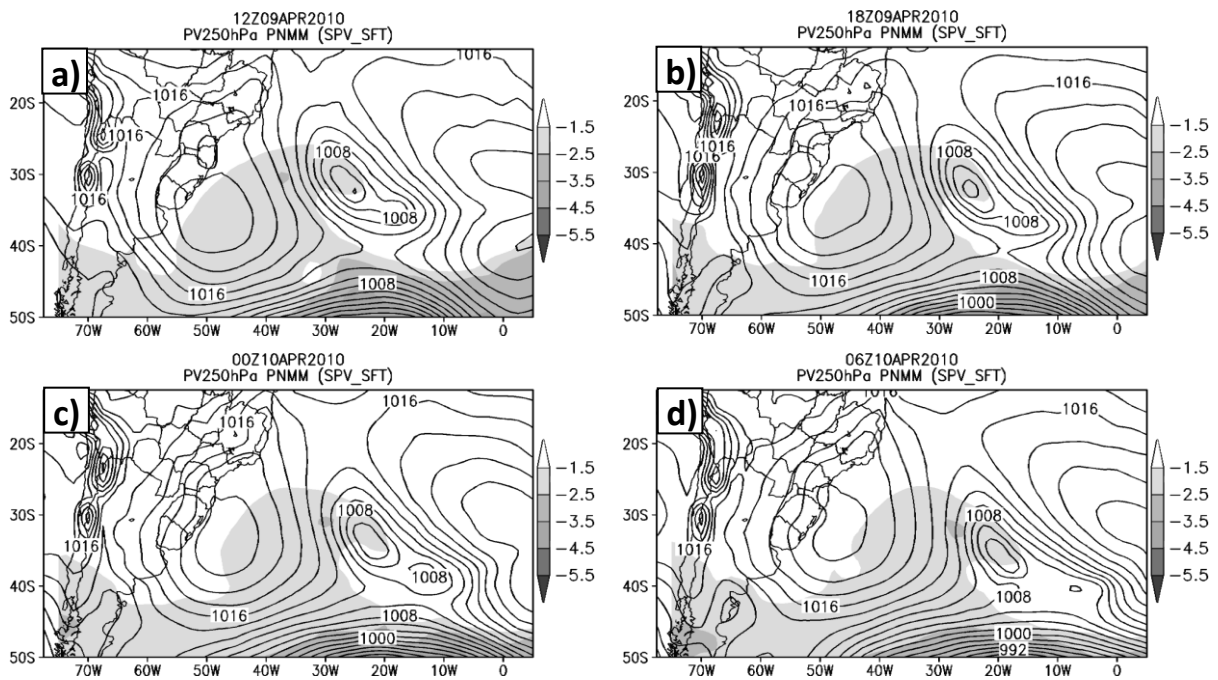
**Figura 4.16** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1 UVP) para os experimentos: a) e b) SSE; c) e d) SLA; e) e f) SFT; g) e h) SPV; i) e j) SPV\_SFT. a), c), e), g), i) às 18Z do dia 08 e b), d), f), h), j) às 06Z do dia 09 de abril de 2010. A Linha grossa em h) indica a localização do corte da Figura 4.21b.



Conclusão da **Figura 4.16**

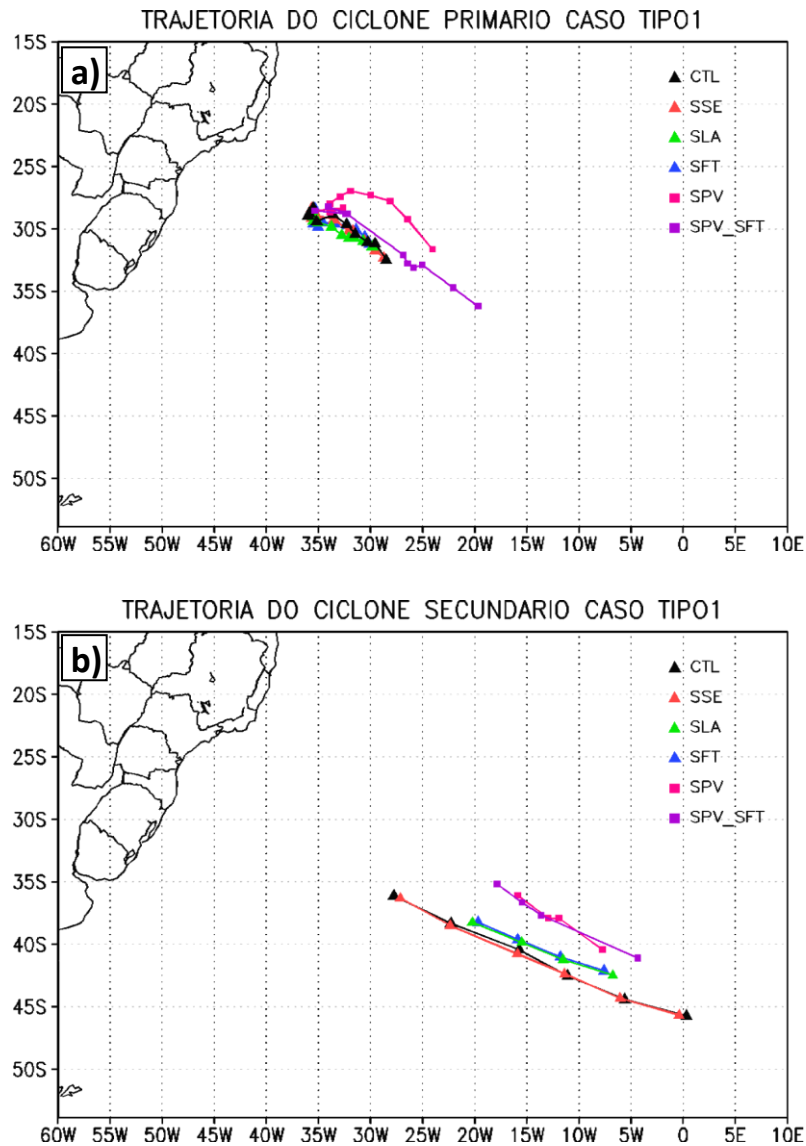


**Figura 4.17** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) experimento SPV. a) às 12Z e b) 18Z do dia 09 de abril de 2010.

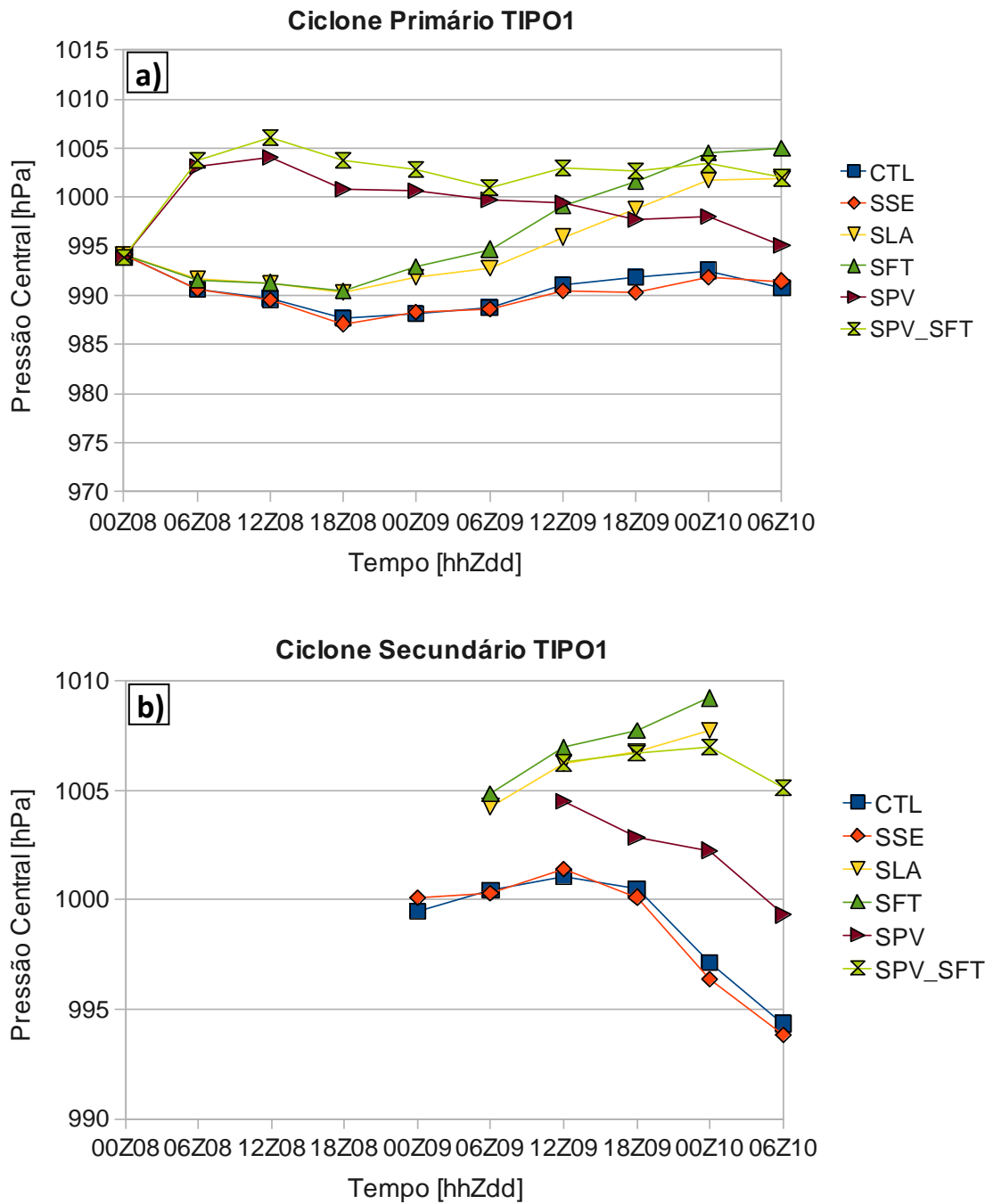


**Figura 4.18** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado a cada 1,0 UVP) para o SPV\_SFT. a) às 12Z do dia 09; b) 18Z do dia 09; c) 00Z do dia 10; d) 06Z do dia 10 de abril de 2010.

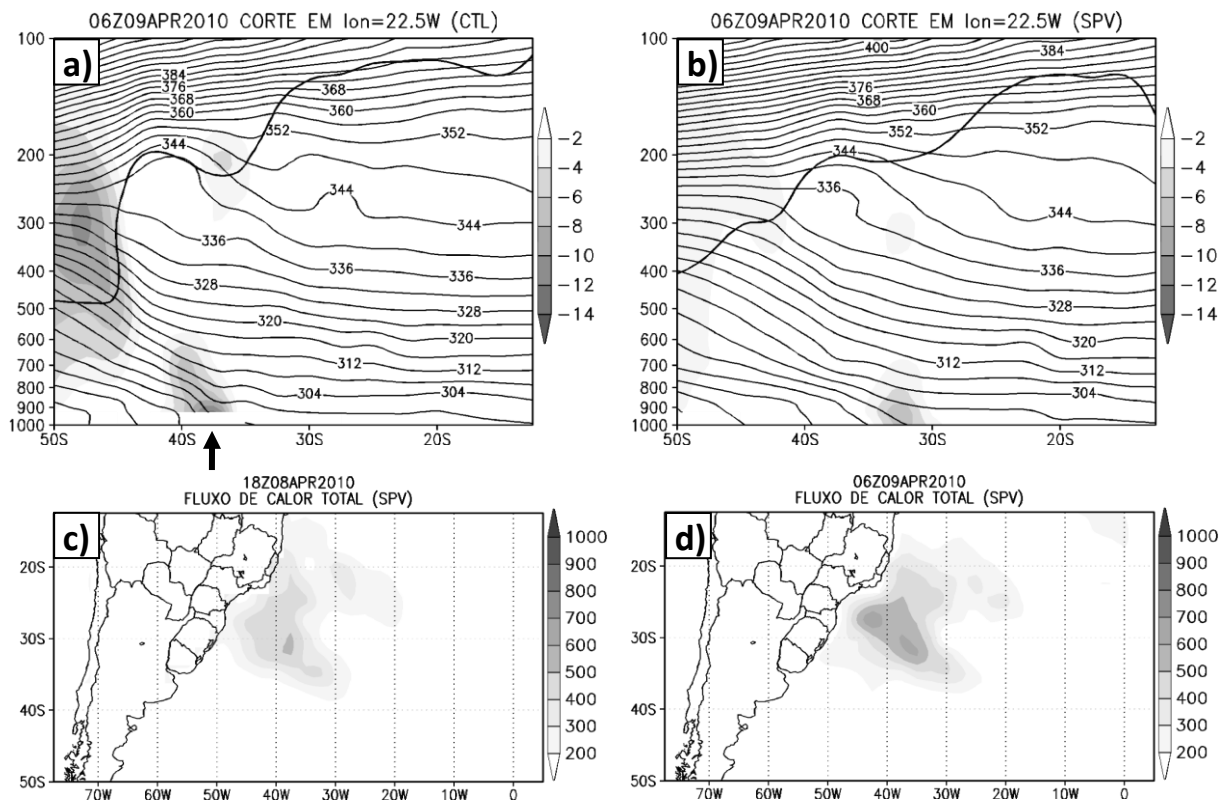




**Figura 4.19** Trajetória da pressão central dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO1 para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV\_SFT.



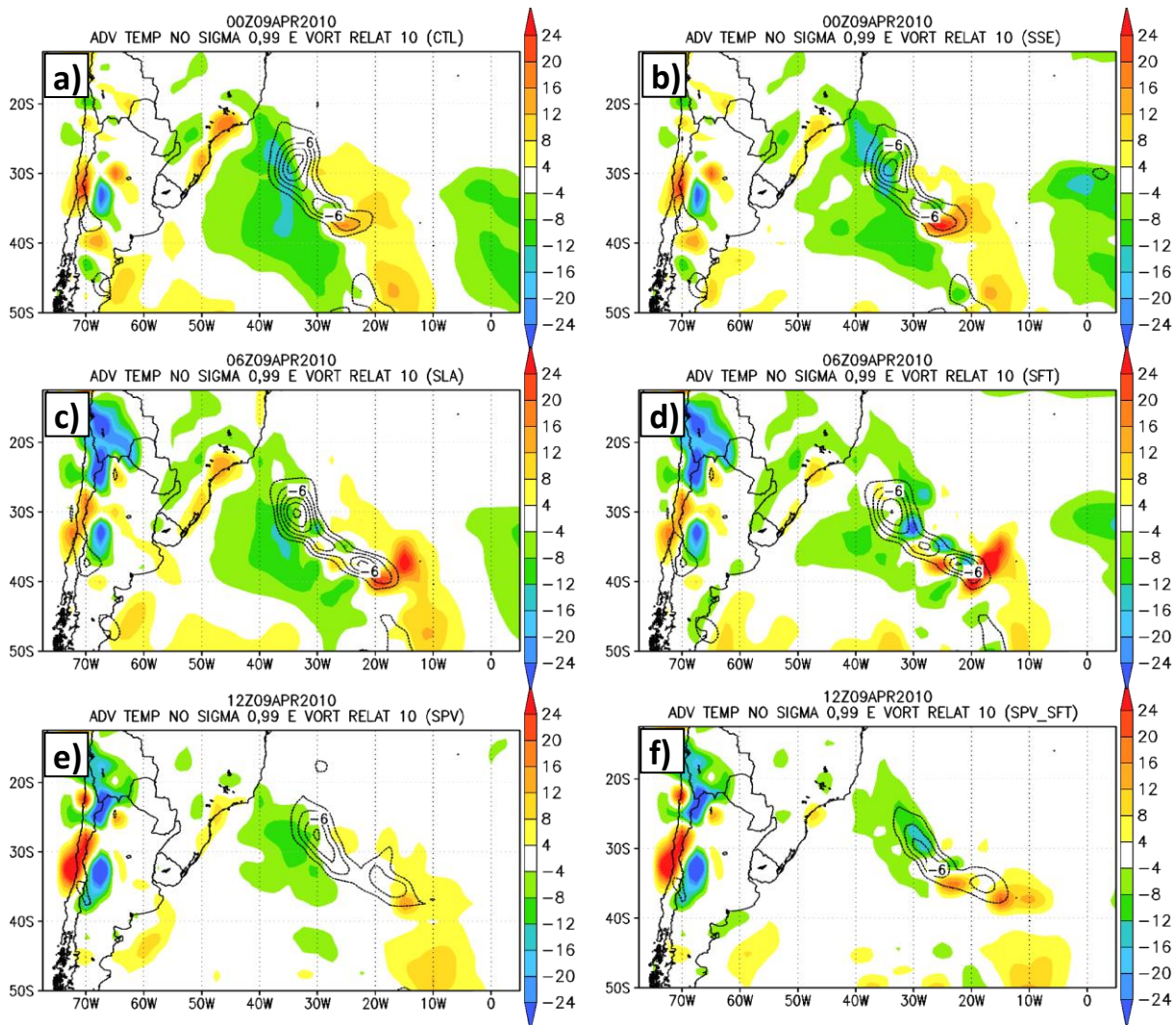
**Figura 4.20** Evolução temporal da pressão central dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO1 para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV\_SFT.



**Figura 4.21** Corte vertical, ao longo de  $22,5^{\circ}$  W de longitude mostrando temperatura potencial (linhas sólidas finas a cada 4 K), vorticidade relativa ciclônica (sombreado a cada  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linha de -1,5 UVP (linha sólida grossa) dos experimentos a) CTL e b) SPV. Fluxos de superfície total dos experimentos SPV c) às 18Z do dia 08 e d) 06Z do dia 09 abril de 2010. A flecha em a) indica a localização do ciclone secundário no CTL.

O ciclone secundário formou-se na região da frente quente onde ocorre intensa advecção de ar quente (**Figura 4.22**). A oeste desta advecção quente, a presença de anomalias de VP intensifica a advecção fria (**Figura 4.22a-d**), pois nos experimentos SPV e SPV\_SFT a advecção fria é muito mais fraca (**Figura 4.22e-f**). A evolução temporal da advecção de temperatura média em torno do ciclone secundário (**Figura 4.23**) mostra que o ciclone se inicia quando a advecção quente é máxima em torno de 00Z do dia 09 para os experimentos CTL, SSE, SLA e SFT, e em 12Z do dia 09 para SPV e SPV\_SFT, indicando papel importante no desenvolvimento do ciclone secundário em superfície. Nota-se também na **Figura 4.22** e **Figura 4.23** que a ausência dos fluxos aumenta a advecção quente, sendo a ausência de ambos, de calor sensível e latente, a mais influente. A intensificação da

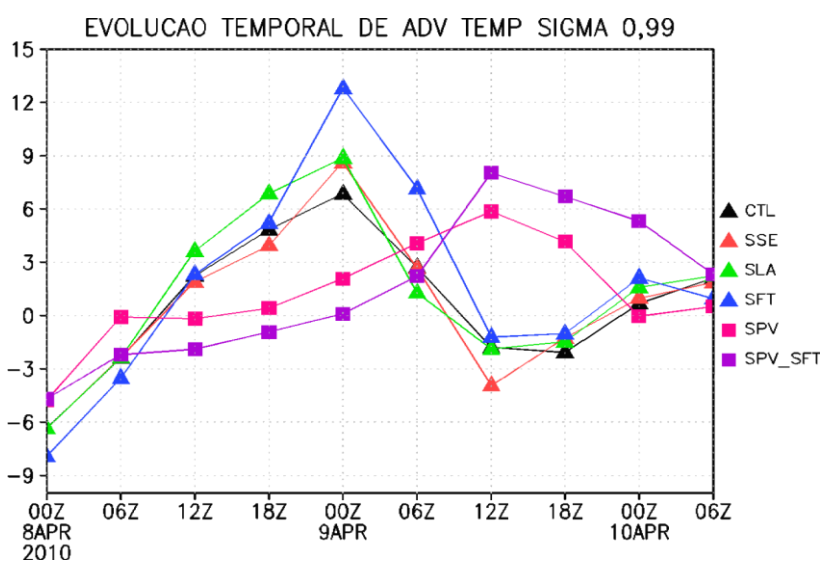
advecção de temperatura ocorre de duas formas: através do aumento da intensidade do vento ou da intensidade do gradiente de temperatura.



**Figura 4.22** Advecção de temperatura no nível  $\eta$  0,99 (sombreado colorido a cada  $4 \times 10^{-5}$  K s<sup>-1</sup>) e vorticidade relativa ciclônica obtida do vento a 10 metros de altura (contornos sólidos a cada  $2 \times 10^{-5}$  s<sup>-1</sup>). a) CTL e b) SSE às 00Z do dia 09; c) SLA e d) SFT às 06Z do dia 09; e) SPV e f) SPV\_SFT às 12Z do dia 09 de abril de 2010.

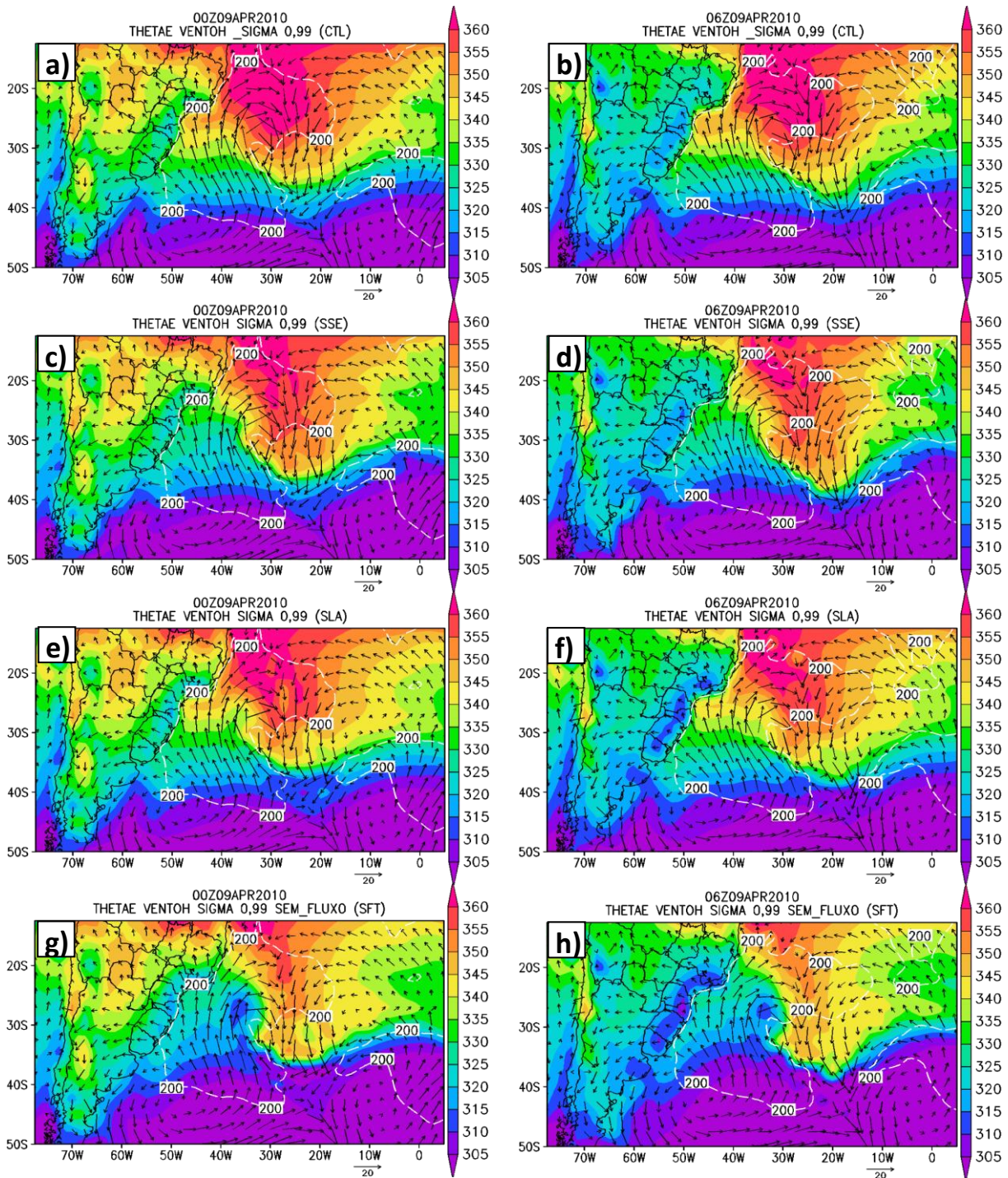
Os campos de temperatura potencial equivalente e vento próximo à superfície do experimento CTL mostram (**Figura 4.24a-b**) que o ciclone secundário se forma na frente quente, região de intensa convergência associada às circulações do ciclone primário e os dois anticiclones a oeste e leste do ciclone secundário. Na **Figura 4.24c-h** observa-se que a ausência de fluxos de calor e umidade na superfície afasta a área de forte gradiente de temperatura do continente. No experimento SSE, o resfriamento do ar próximo da superfície na altura da costa do

Sudeste brasileiro (**Figura 4.24c-d**) é maior do que no experimento SLA (**Figura 4.24e-f**). Em ambos os experimentos, SSE como SLA, a área de ar mais quente se estreita em função do aumento da área de ar mais frio a oeste, afastando o gradiente de temperatura entre estas duas áreas para o oceano em relação ao CTL. Isto é mais evidente no experimento SSE, enquanto no SLA, o gradiente de temperatura na costa apenas enfraquece (**Figura 4.24e-f**). No experimento SFT, o afastamento deste gradiente para o oceano é mais acentuado, diminuindo mais ainda a extensão zonal da região mais quente (**Figura 4.24g-h**). Comparando-se **Figura 4.24c**, **Figura 4.24e** e **Figura 4.24g** com **Figura 4.24a**, nota-se que o gradiente de temperatura na frente quente do experimento SFT é mais intenso, isto explicaria o aumento da advecção de ar quente quando se retira o fluxo total. A onda térmica, por volta de 40°S, suaviza no experimento SPV (**Figura 4.24i-j**) quando comparado aos experimentos com a presença de anomalia de VP (**Figura 4.24a-b**). Os gradientes de temperatura na frente quente e na frente fria ficam mais fracos e deslocados para leste, e a circulação dos anticiclones a oeste e leste também enfraquecem, diminuindo a convergência na região da frente quente (**Figura 4.24i-j**). Observa-se também que a alteração no campo dinâmico pela ausência de anomalias de VP modifica os fluxos de superfície (**Figura 4.21c-d** e **Figura 4.24i-j**). Com a retirada dos fluxos de superfície (SPV\_SFT), a zona baroclínica que estava mais próximo do continente se afasta para o oceano aberto, permitindo a entrada de ar mais frio até latitudes mais baixas perto da costa.

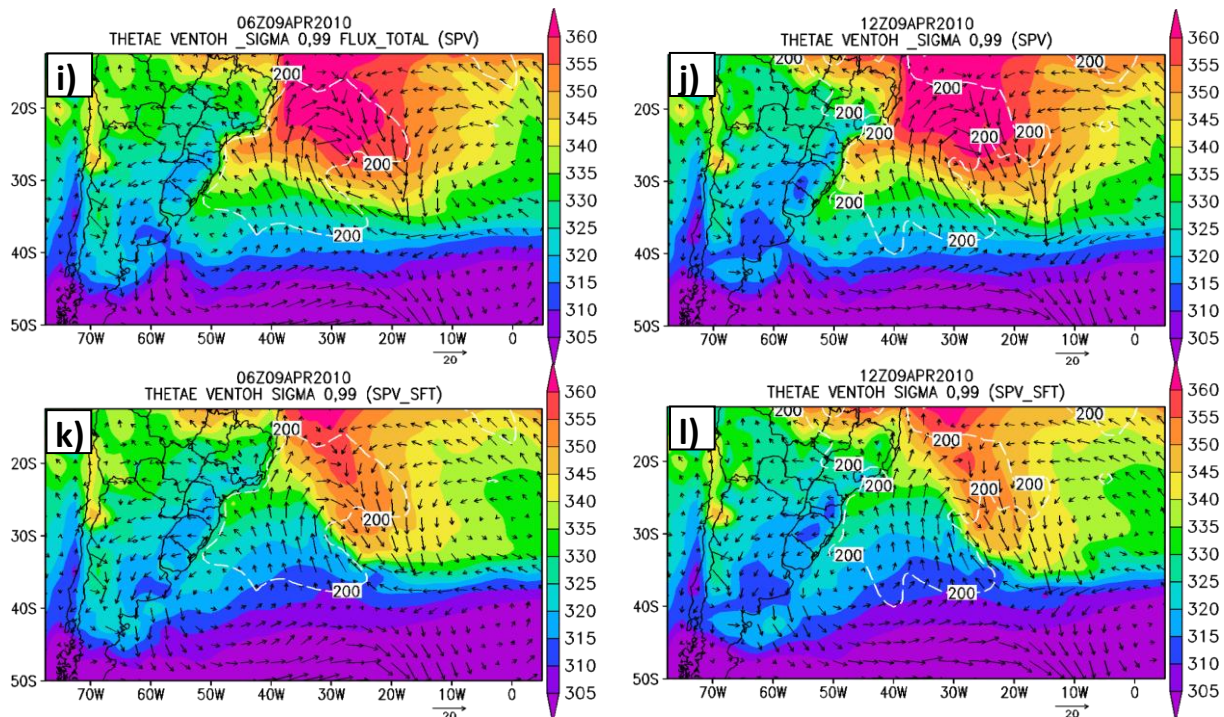


**Figura 4.23** Evolução temporal da advecção de temperatura média na área de 5° x 5° centrada no centro do ciclone secundário TIPO1 no nível  $\eta$  0,99.

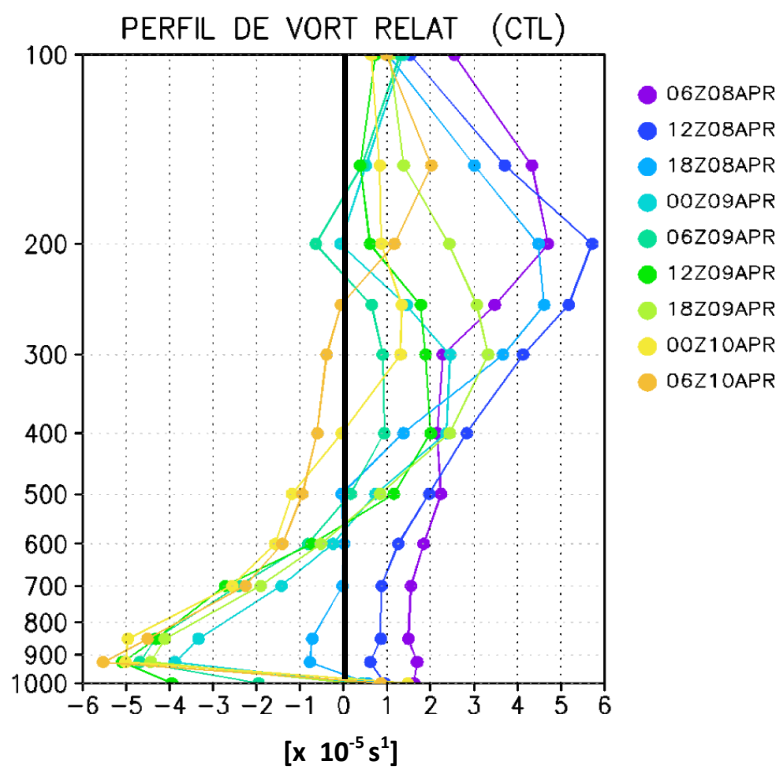




**Figura 4.24** Temperatura potencial equivalente (sombreado colorido a cada 5 K), velocidade do vento (vetores) no nível  $\eta$  0,99 e fluxo de calor total na superfície acima de  $200 \text{ W m}^{-2}$  (tracejado em branco) para os experimentos a) e f) CTL, b) e g) SSE; (c) e (h) SLA; d) e i) SFT e e) e j) SPV nos horários 00Z e 06Z do dia 09 para CTL, SSE, SLA e SFT, e 06Z e 12Z do dia 09 para SPV e SPV\_SFT.



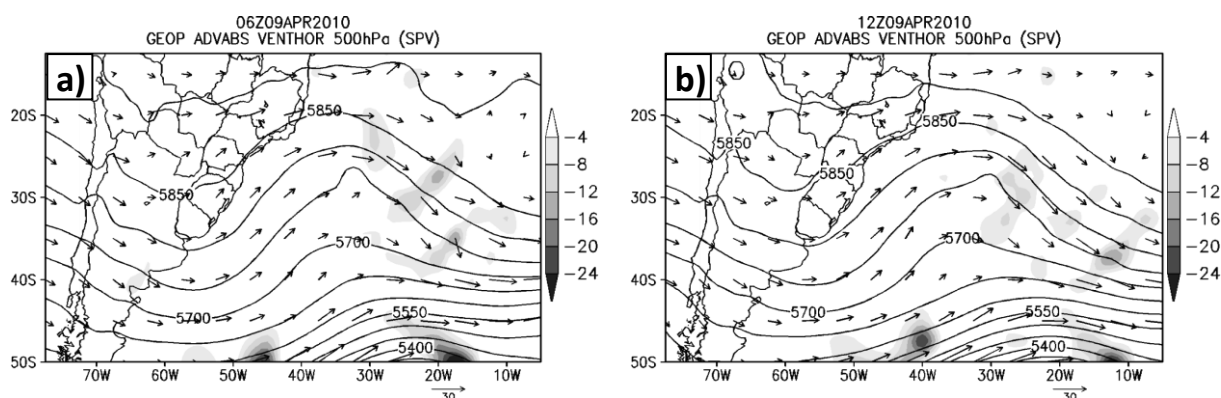
Conclusão da **Figura 4.24**



**Figura 4.25** Evolução temporal do perfil de vorticidade relativa média ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em uma área de  $5^\circ \times 5^\circ$  centrada no ciclone secundário TIPO1.



As anomalias de VP não foram tão intensas neste evento como mostra **Figura 4.12** e **Figura 4.21a**, e sua ausência não inibe completamente a formação do ciclone secundário. A evolução temporal do perfil vertical da vorticidade relativa (**Figura 4.25**) indica que no decorrer do tempo de vida do ciclone secundário, a anomalia de VP de altos níveis não esteve sobre o ciclone em superfície a ponto de influenciar na intensificação da circulação ciclônica na baixa troposfera. A máxima vorticidade ciclônica está confinada aos níveis próximos da superfície e em níveis superiores (acima de 500 hPa), a vorticidade é anticiclônica durante todo o ciclo de vida do ciclone secundário (**Figura 4.25**). Adicionalmente, os experimentos numéricos mostram que a intensidade do ciclone secundário muda em função da ausência da anomalia de VP. Isto porque a advecção de vorticidade ciclônica a leste do cavado associada à anomalia de VP localizada mais ao sul (~47,5°S) (**Figura 4.21a-b**) influenciou o sistema secundário a partir das 12Z do dia 09 de abril e a ausência desta anomalia enfraquece a advecção de vorticidade absoluta ciclônica (**Figura 4.26** e **Figura 4.14g-h**).



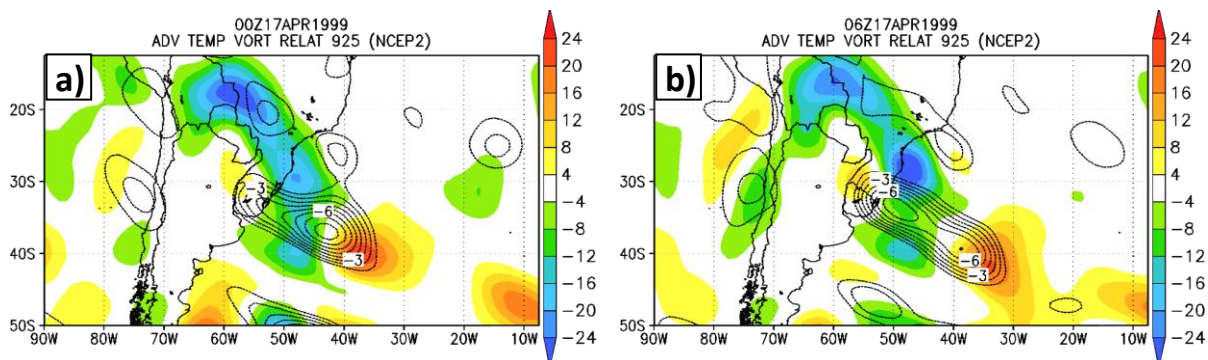
**Figura 4.26** Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada  $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa para o experimento SPV. a) 06Z do dia 09 e b) 12Z do dia 09 de abril de 2010.

### 4.2.3. EVOLUÇÃO DO CICLONE TIPO2 E SIMULAÇÃO CONTROLE

O ciclone secundário do TIPO2 se formou entre 00Z e 06Z de 17 de abril de 1999 a noroeste de um ciclone primário. Como descrito por IWABE e DA ROCHA (2009), este evento se desenvolve 30 horas após a formação do ciclone primário numa região de intensa advecção fria (**Figura 4.27a-b**). Em altos níveis, a



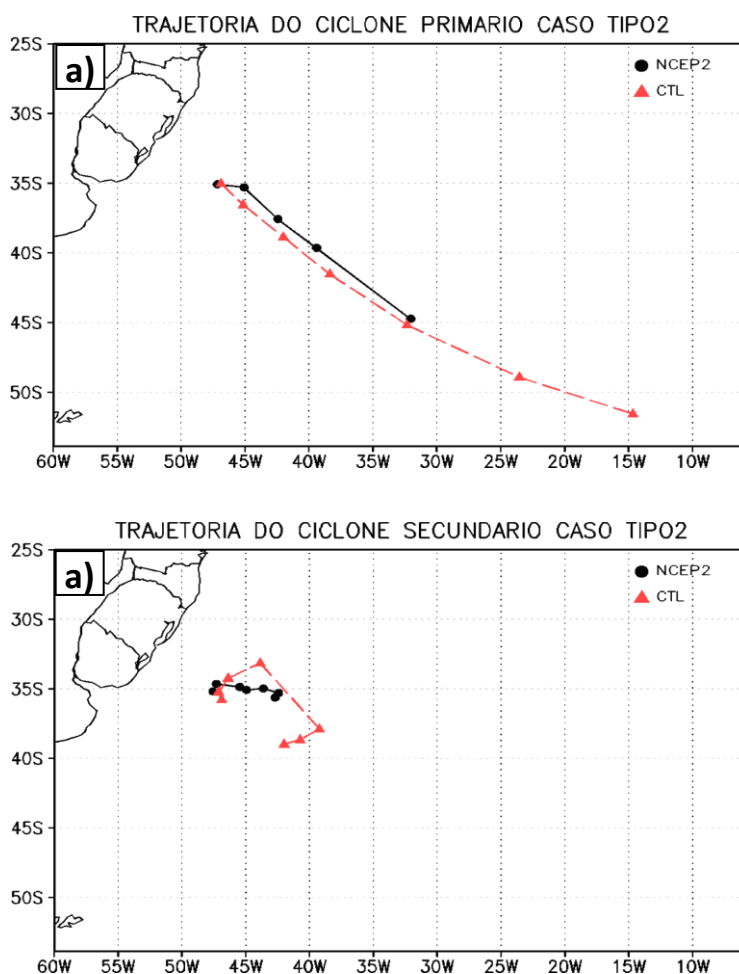
presença de anomalia de VP (**Figura 4.30a-c**) contribui para formar a baixa despreendida em níveis médios (**Figura 4.32**). Em superfície, fluxos de calor e umidade são responsáveis para aquecer e umedecer o ar frio, diminuindo a estabilidade estática do ambiente (**Figura 4.33a-c**).



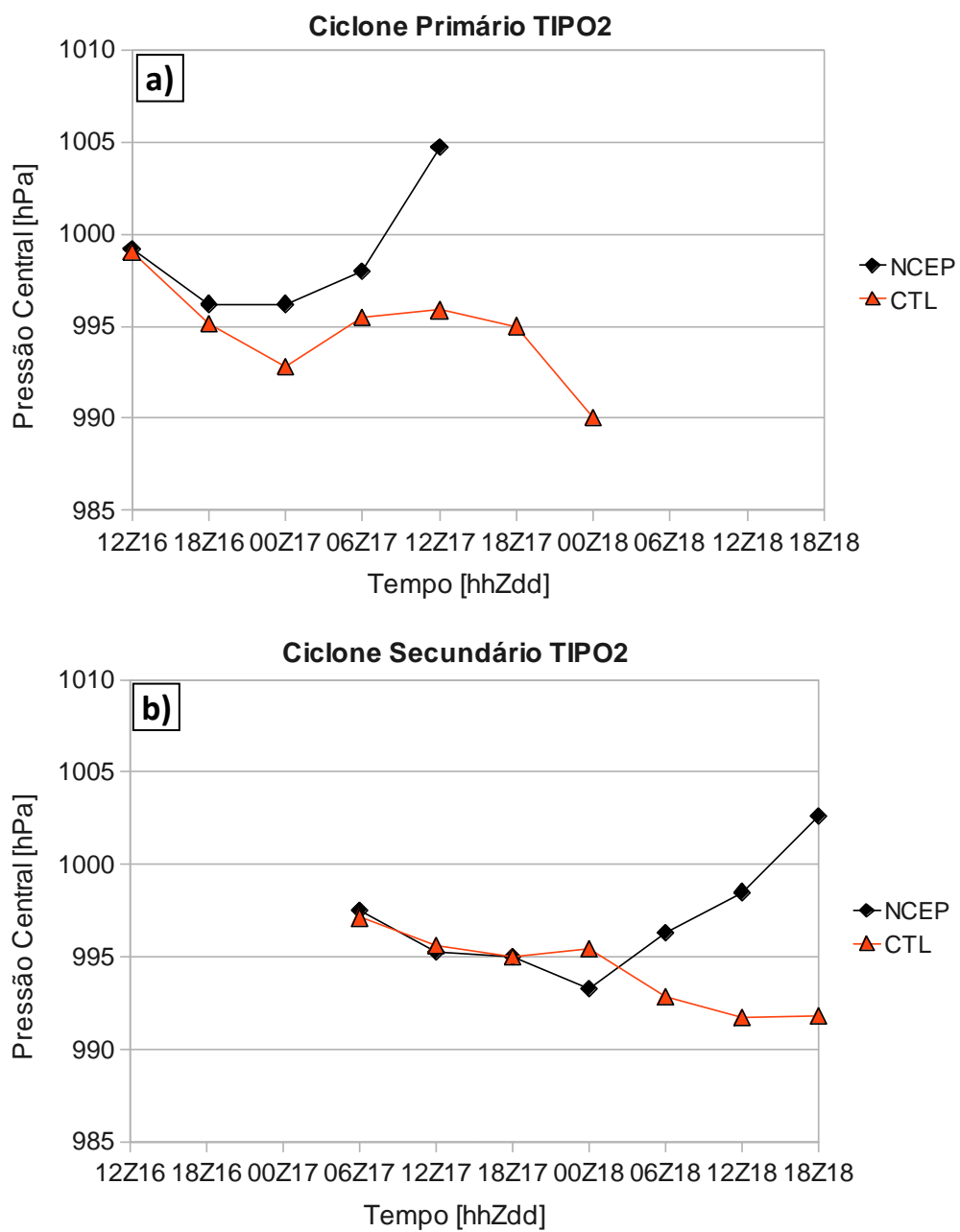
**Figura 4.27** Advecção de temperatura (sombreado colorido a cada  $4 \times 10^{-5} \text{ K s}^{-1}$ ) e vorticidade relativa ciclônica em 925 hPa (contornos sólidos a cada  $-1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) para NCEP2. a) 00Z do dia 17; b) 06Z do dia 17 de abril de 1999.

A simulação CTL, iniciada às 12Z do dia 16, simula no campo de pressão ao nível médio do mar a ciclogênese secundária similar à reanálise do NCEP2 (**Figura 4.30d-f**). Após a fase inicial, existem algumas diferenças notadas na trajetória (**Figura 4.28b**) e na intensidade (**Figura 4.29b**) em relação ao NCEP2. O ciclone secundário da simulação CTL tem praticamente a mesma intensidade do NCEP2 até 00Z do dia 18, a partir deste horário, o ciclone no CTL se aprofunda, enquanto que no NCEP2 enfraquece (**Figura 4.29b**). O ciclone primário simulado apresenta trajetória semelhante e intensidade maior que NCEP (**Figura 4.28a** e **Figura 4.29a**). O núcleo da anomalia de VP em 300 hPa é um pouco mais intenso no experimento CTL (**Figura 4.30**), mas representa adequadamente o padrão da banda alongada de VP presente no NCEP2. No campo de convergência de massa e vorticidade relativa do vento a 10 metros de altura (**Figura 4.31**) já se nota às 18Z do dia 16 e 00Z do dia 17 o núcleo de convergência em superfície associado ao ciclone secundário (**Figura 4.31a-b**), apesar da presença de intensa advecção fria nesta região (**Figura 4.27**). Observa-se também nestes horários, o prolongamento do mínimo de vorticidade ciclônica para noroeste, indicando o início da circulação ciclônica do ciclone secundário. Na simulação CTL este prolongamento ocorre somente às 00Z do dia 17 (**Figura 4.31e**). O padrão nos níveis médios (**Figura 4.32**) mostra o cavado no CTL mais amplificado, devido ao seu estreitamento, e esta

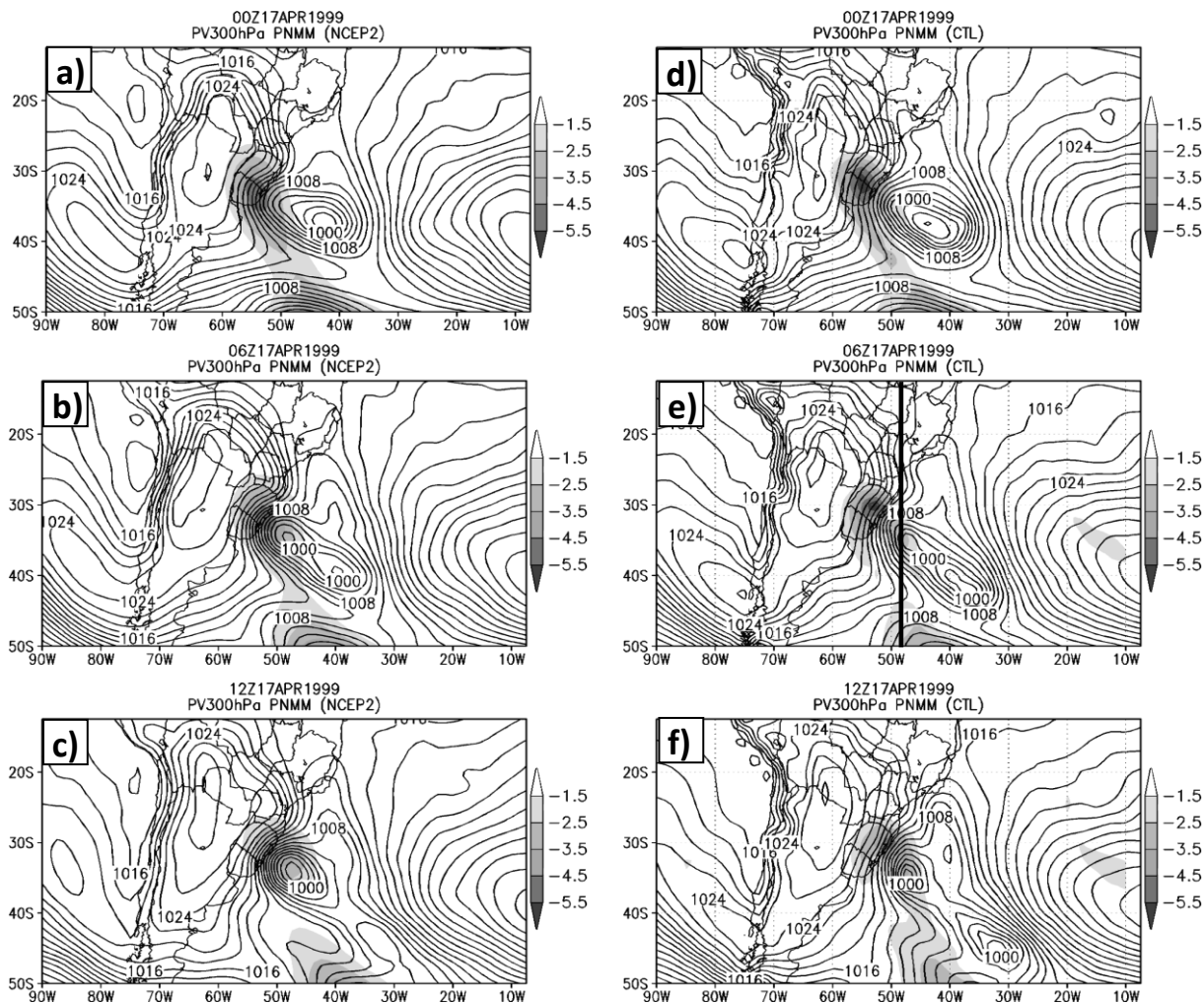
amplificação reflete na maior intensidade da advecção de vorticidade absoluta ciclônica no CTL. Apesar disso, as posições dos máximos de advecção de vorticidade absoluta ciclônica são similares ao NCEP. A crista a oeste do cavado também é mais profundo na simulação (Figura 4.32d-f) induzindo uma alta pressão da retaguarda mais intensa em baixos níveis (Figura 4.30d-f). Os fluxos turbulentos de calor total na superfície simulados pelo CTL são semelhantes ao NCEP2 (Figura 4.33), mas menos intensos principalmente no núcleo máximo ao sul.



**Figura 4.28** Trajetória do centro do ciclone a) primário e b) secundário do TIPO2 do experimento controle (CTL) e da reanálise (NCEP2).



**Figura 4.29** Evolução temporal da pressão central ao nível médio do mar dos ciclones a) primário e b) secundário do TIPO2 para o experimento controle (CTL) e reanálise (NCEP2).

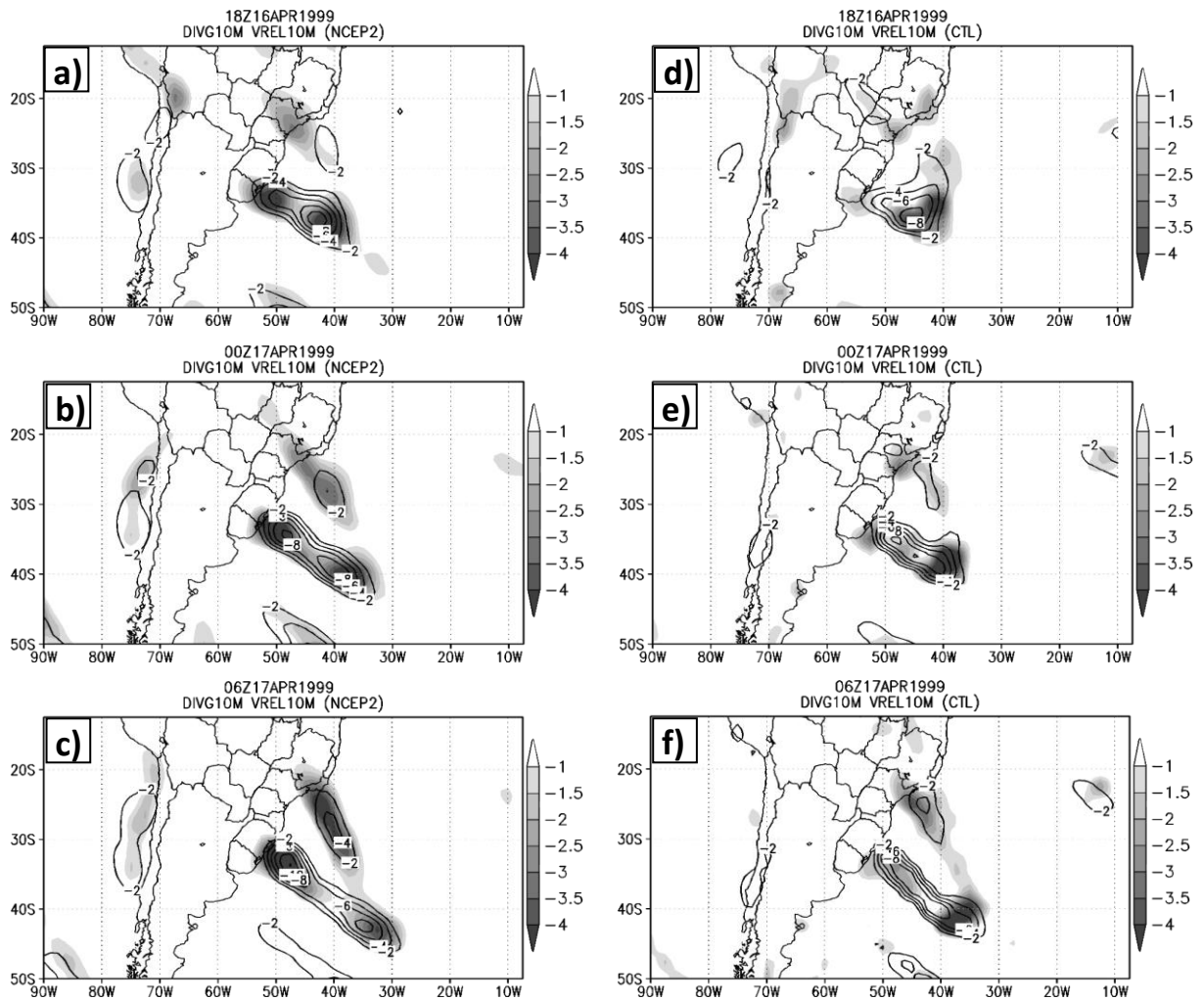


**Figura 4.30** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1 UVP). a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) às 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999. A linha grossa em e) indica a localização do corte da **Figura 4.38a**.

#### 4.2.4. EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE PARA O CICLONE TIPO2

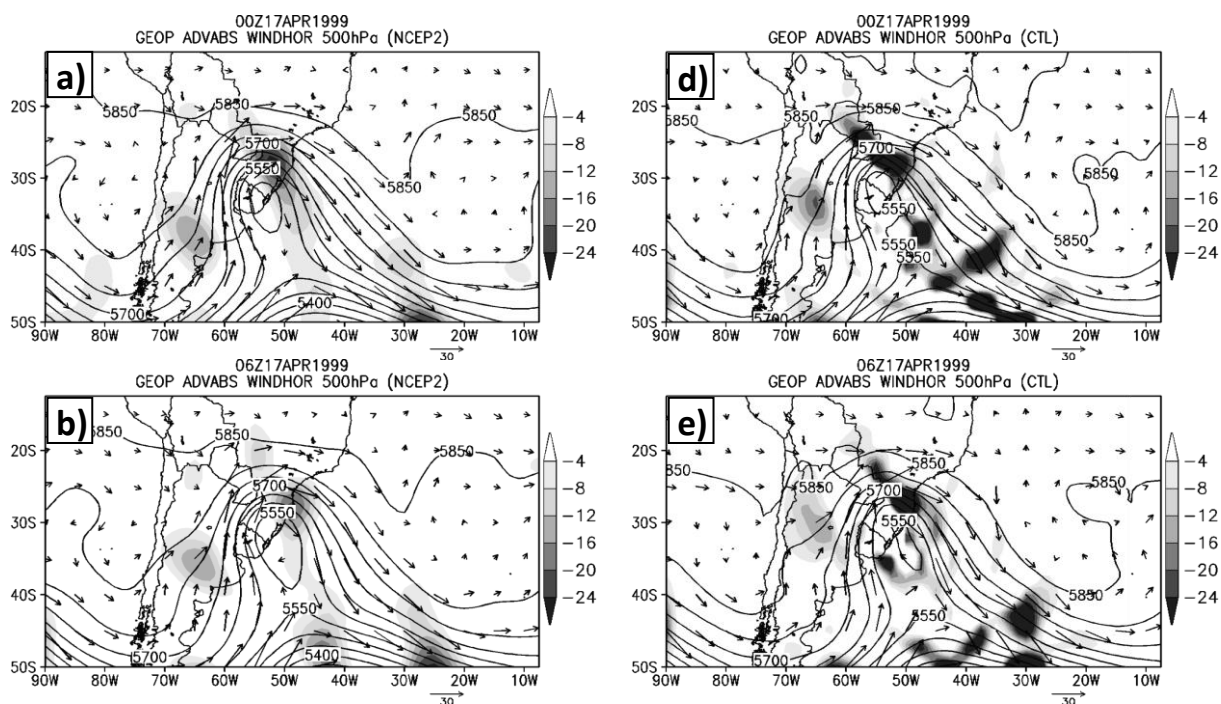
Os testes de sensibilidade mostram que nos experimentos SSE, SLA e SFT o ciclone secundário se desenvolve (**Figura 4.34a-f**), mas no experimento SPV não há formação do ciclone (**Figura 4.34g-h**). A trajetória do ciclone secundário é similar entre os experimentos, mas entre estes a maior alteração ocorre no SFT

(Figura 4.36b), em que o ciclone se forma deslocado para leste. O fluxo de calor sensível interfere pouco na intensidade do ciclone secundário (Figura 4.37b). As maiores diferenças na intensidade são encontradas nos experimentos SLA e SFT (Figura 4.37b), ou seja, a presença de umidade intensifica a queda de pressão e também adianta o desenvolvimento do ciclone secundário em 6 horas. No caso do ciclone primário, somente a ausência de anomalias de VP é capaz de alterar a trajetória do sistema (Figura 4.36a). Nota-se que a trajetória do ciclone primário no SPV e SPV\_SFT é semelhante, e entre CTL, SSE, SLA e SFT também. A intensidade (Figura 4.37a) apresenta característica semelhante à encontrada na trajetória do ciclone primário (Figura 4.36a).

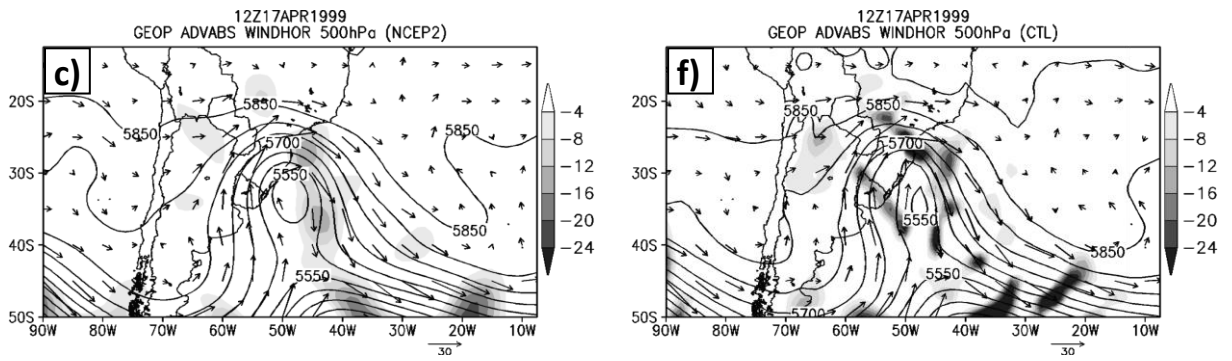


**Figura 4.31** Vorticidade relativa ciclônica (contornos a cada  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e convergência do vento (sombreado a cada  $0,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) a 10 metros de altura. a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999.

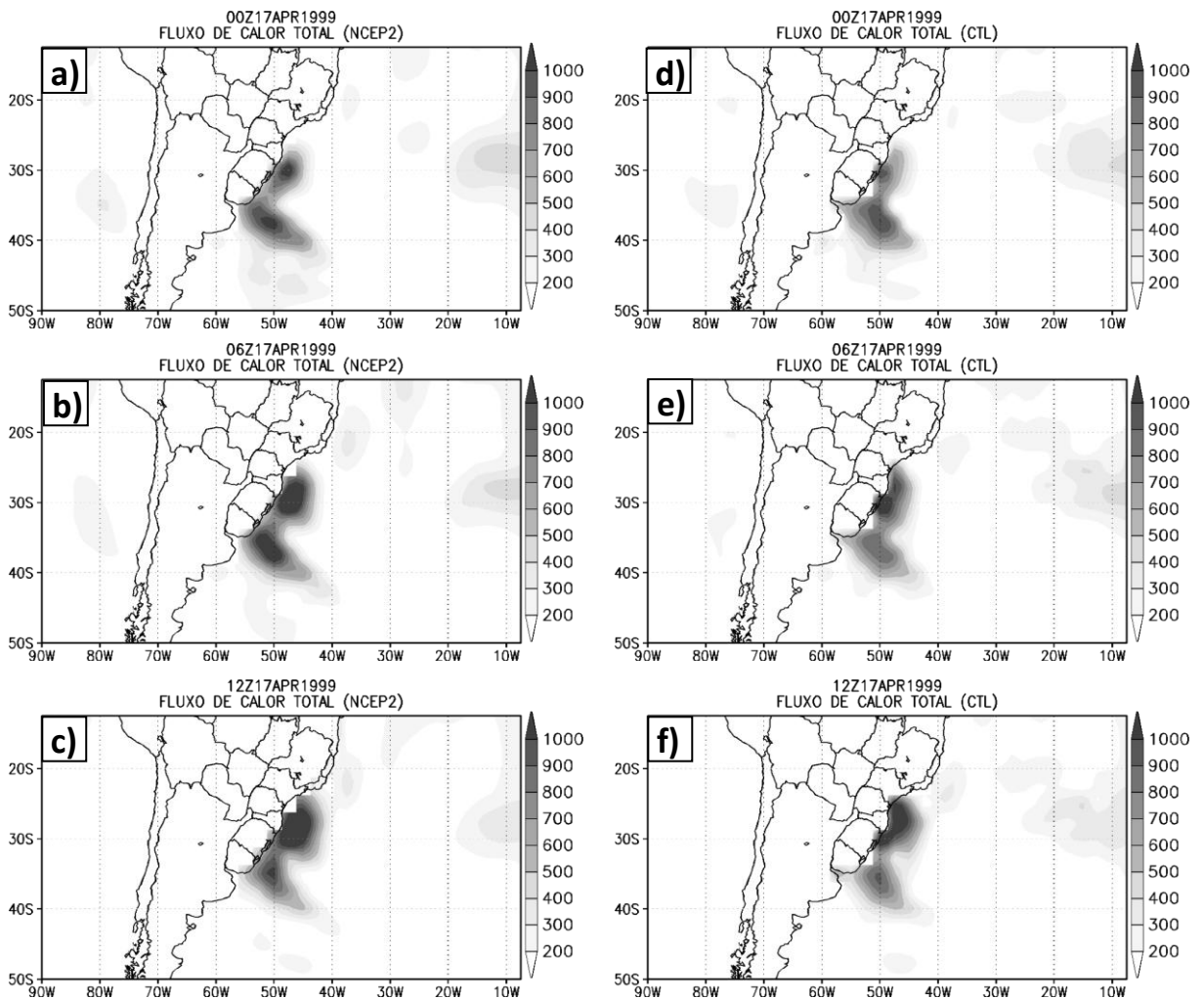
No experimento SPV, o desenvolvimento do ciclone secundário a noroeste do primário não ocorre, e a alta pressão da retaguarda desloca-se rapidamente para leste (**Figura 4.35a-b**), reduzindo o deslocamento do anticiclone polar para norte do continente. Ao retirar a anomalia de VP, a dinâmica da atmosfera se modifica como mostra a **Figura 4.38a-b**, mantendo-se mesmo após 18 horas de integração. Quando a anomalia de VP está presente, a vorticidade relativa ciclônica associada se estende desde os altos níveis até a superfície (**Figura 4.38a**), enquanto que na ausência de VP, a coluna de vorticidade ciclônica fica restrita apenas nos altos níveis entre 500-200 hPa (**Figura 4.38b**). O cavado em níveis médios apresenta pequena amplificação, a baixa desprendida não se forma e a advecção de vorticidade absoluta a leste /sudeste é fraca (**Figura 4.38d**). O fluxo de calor total de superfície sofre intenso enfraquecimento no experimento SPV como mostra a **Figura 4.38c**. A redução dos fluxos de superfície no SFT não muda a dinâmica da atmosfera já que tanto a anomalia de VP (**Figura 4.38e**) como o cavado e advecção ciclônica (**Figura 4.38f**) são semelhantes ao experimento CTL.



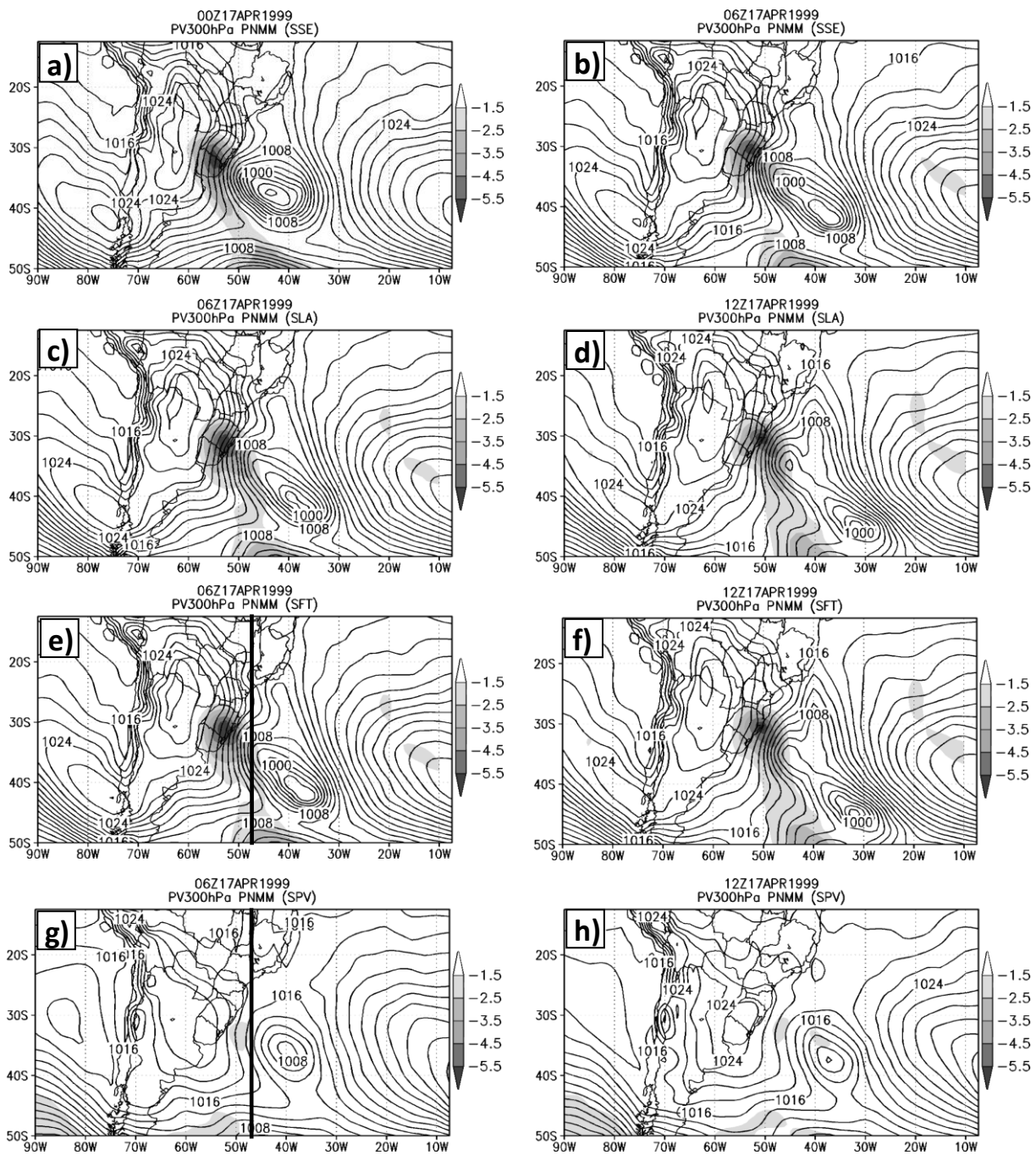
**Figura 4.32** Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada  $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa. a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999.



Conclusão da **Figura 4.32**

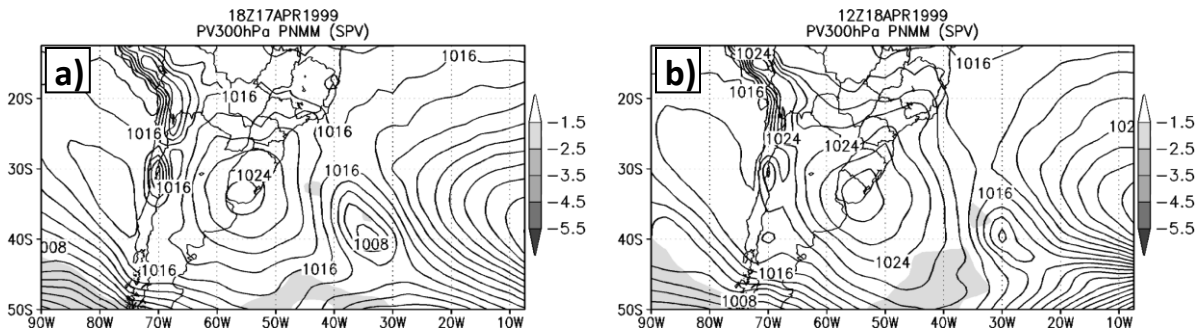


**Figura 4.33** Fluxo turbulento de calor total (sensível+latente) em superfície (sombreado a cada  $100 \text{ W m}^{-2}$ ). a), b) e c) NCEP2 e d), e) e f) CTL. a) e d) 00Z; b) e e) 06Z; c) e f) 12Z do dia 17 de abril de 1999.

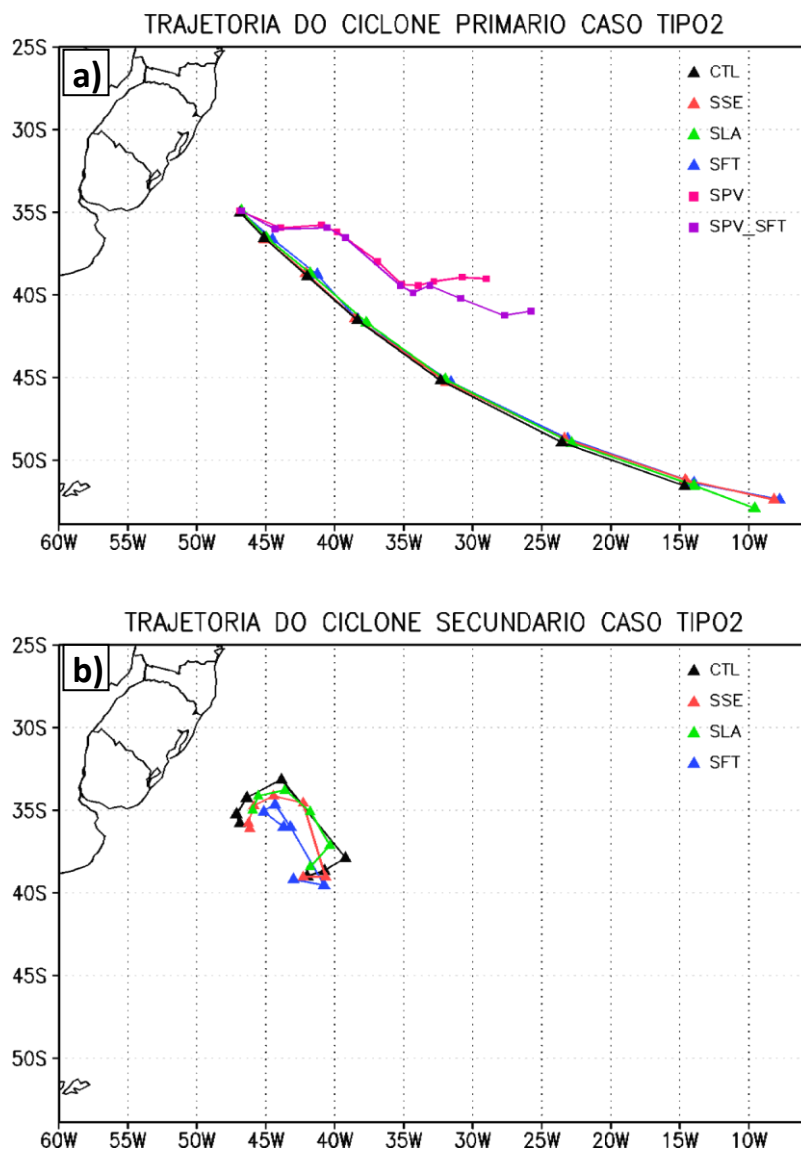


**Figura 4.34** Pressão ao nível médio do mar (contornos a cada 2 hPa) e vorticidade potencial em 300 hPa (sombreado a cada 1 UVP) para experimentos: a) e b) SSE; c) e d) SLA; e) e f) SFT; g) e h) SPV. a) 00Z; b), c), e) e g) 06Z; d), f) e h) 12Z do dia 17 de abril de 1999. A linha grossa em e) e g) indica a localização do corte da **Figura 4.38e** e **Figura 4.38b**, respectivamente.

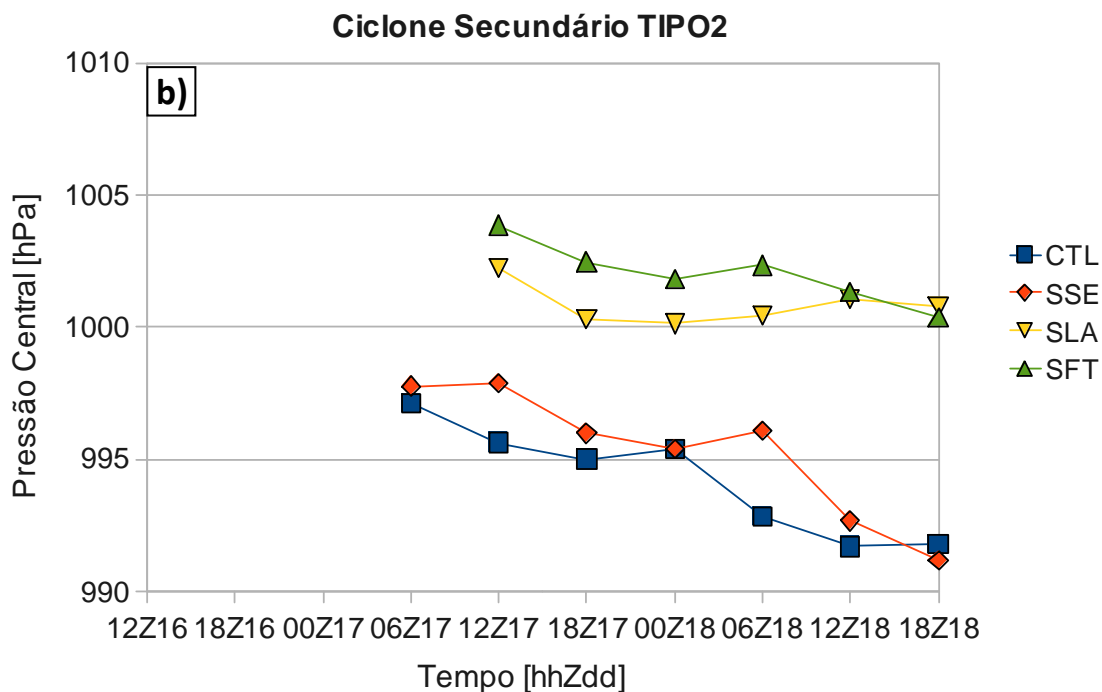
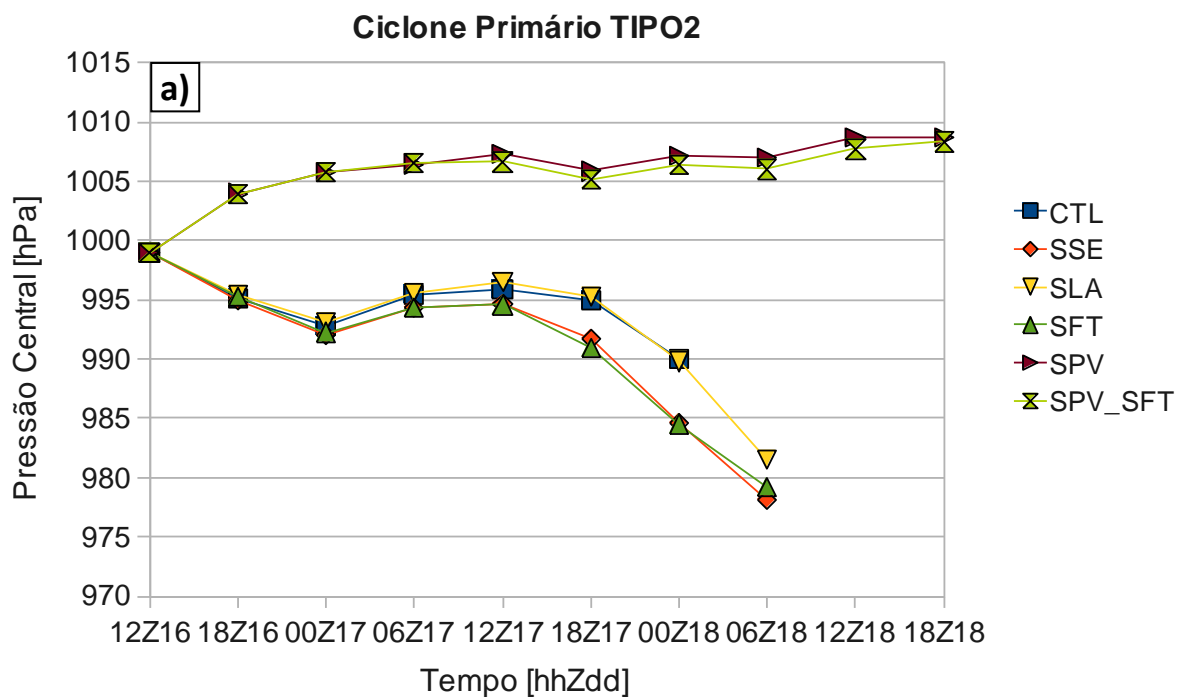




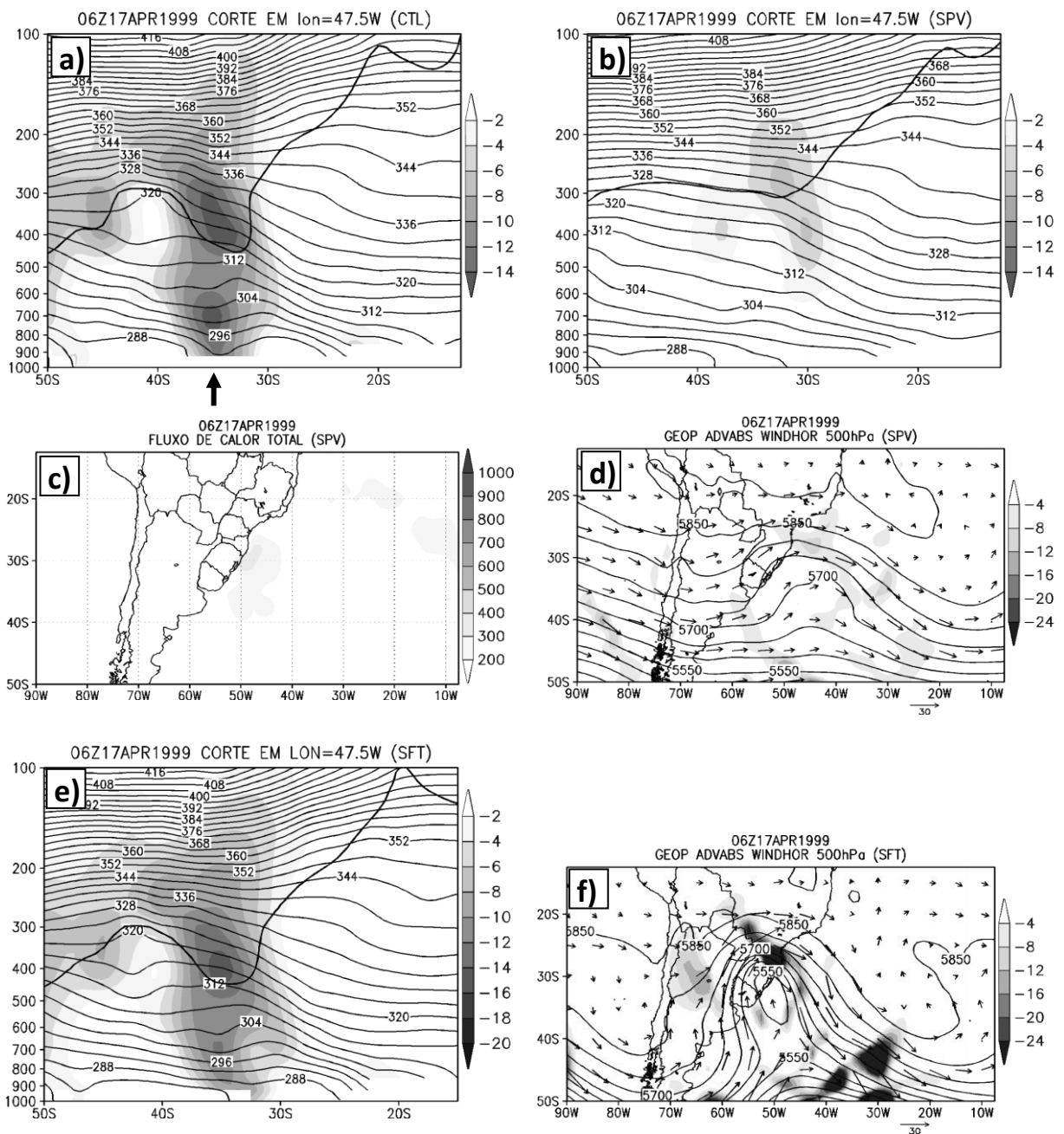
**Figura 4.35** Como na **Figura 4.34**, mas para SPV. a) 18Z do dia 17 e b) 12Z do dia 18 de abril de 1999.



**Figura 4.36** Trajetória da pressão central dos ciclones a) primário para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV\_SFT e b) secundário do TIPO2 para os experimentos CTL, SSE, SLA e SFT.



**Figura 4.37** Evolução temporal da pressão central dos ciclones a) primário para os experimentos CTL, SSE, SLA, SFT, SPV e SPV\_SFT e b) secundário do TIPO2 para os experimentos CTL, SSE, SLA e SFT.



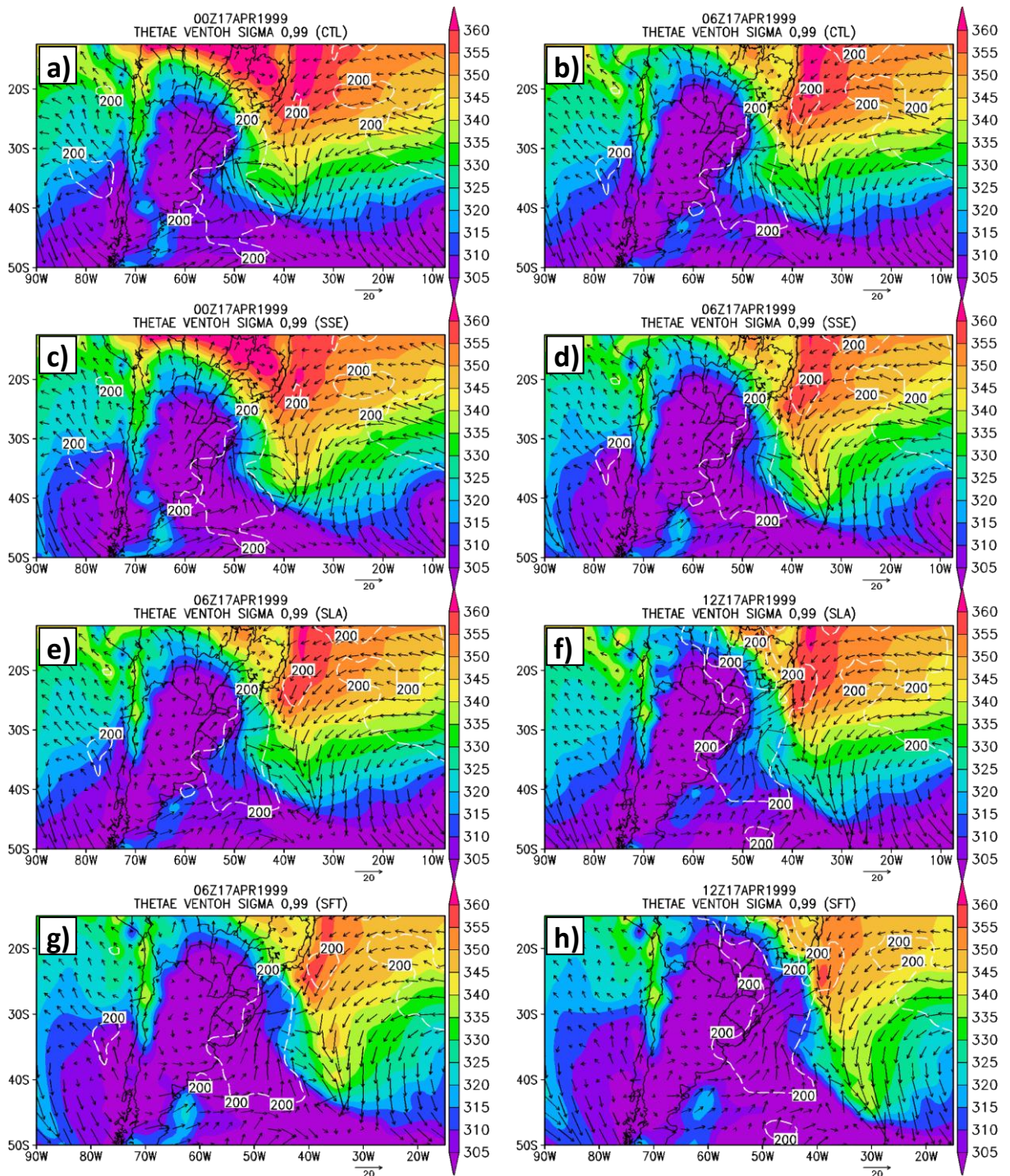
**Figura 4.38** Corte vertical ao longo de  $47,5^{\circ}$  W de longitude mostrando temperatura potencial (linhas sólidas finas a cada 4 K), vorticidade relativa ciclônica (sombreado a cada  $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) e linha de  $-1,5 \text{ UVP}$  (linha sólida grossa) do experimento a) CTL; b) SPV e e) SFT às 06Z do dia 17. c) fluxos turbulentos de superfície total para SPV às 06Z do dia 17. Altura geopotencial (contornos a cada 50 m), advecção de vorticidade absoluta ciclônica (sombreado a cada  $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ ) e velocidade do vento (vetores) em 500 hPa d) para SPV e f) SFT às 06Z do dia 17 de abril de 2010. A flecha em a) indica a localização do ciclone secundário no CTL.

No campo de temperatura potencial equivalente do experimento CTL (**Figura 4.39**) mostra que o ciclone secundário se forma numa zona baroclínica intensa ao longo da costa das regiões Sul-Sudeste do Brasil (**Figura 4.39a-b**). Nesta zona baroclínica observa-se forte convergência dos ventos e áreas de fluxo total acima de  $200 \text{ W m}^{-2}$  (**Figura 4.33d**). A zona baroclínica na costa se assemelha a uma segunda frente fria a oeste da frente fria primária descrita por CHANG et al., (1996) e BROWNING et. al, (1997). A leste e nordeste desta área de convergência se encontra a frente fria, associada ao ciclone primário, indicando que o ciclone secundário ocorre no setor frio da frente fria.

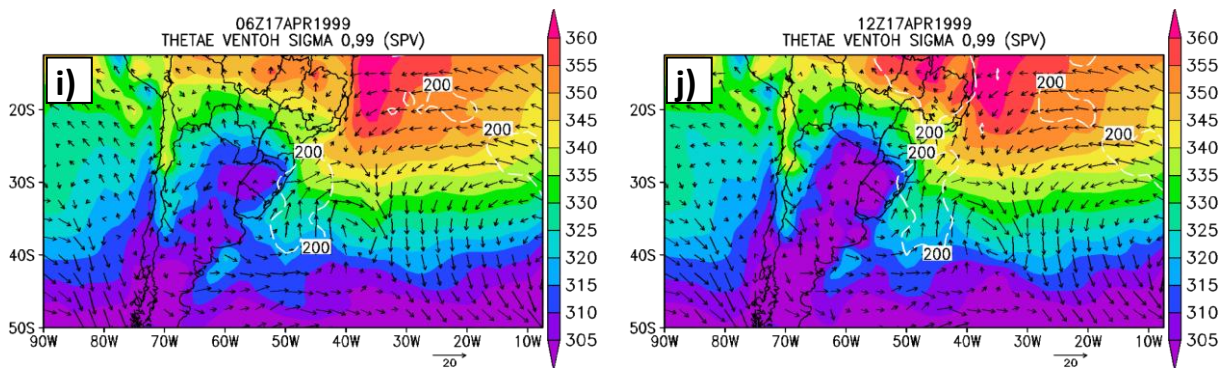
No experimento SSE, a região baroclínica próximo da costa se afasta um pouco do continente (**Figura 4.39c-d**), intensificando o gradiente de temperatura na frente fria primária. O ar frio logo atrás de frente fria torna-se ainda mais frio no experimento SLA (**Figura 4.39f**) intensificando o gradiente de temperatura na frente fria primária. O ar mais ao sul, na altura de  $\sim 37,5^\circ\text{S}$  é menos frio no SLA que no SSE na região de máximos fluxos de superfície, indicando a importância do calor sensível no aquecimento desta região. No SLA, o afastamento para o oceano (para leste) da zona baroclínica é menor do que no experimento SSE, mas houve atraso de seis horas na formação do ciclone secundário neste experimento. Quando os dois fluxos estão ausentes (SFT), o deslocamento da zona baroclínica para o oceano é maior (**Figura 4.39g-h**) e a região de máximos fluxos é mais estável (frio e seco). Junto com o deslocamento para leste da zona baroclínica, a região de convergência dos ventos também se afasta, explicando o deslocamento para leste do local de formação do ciclone secundário no experimento SFT.

No experimento SPV, no qual o ciclone secundário não se forma, os gradientes de temperatura são mais fracos e meridionais (**Figura 4.39i-j**). Comparando os campos de temperatura potencial equivalente na presença de anomalia de VP (**Figura 4.39a-b**) com SPV (**Figura 4.39i-j**) nota-se que a entrada de ar frio e seco sobre o continente não avança para latitudes tropicais no SPV. As anomalias de VP de altos níveis são importantes para gerar as ondas térmicas e baroclinia em superfície. Observa-se na **Figura 4.39i-j** que os ventos também são fracos na ausência de anomalia de VP, enfraquecendo também o ciclone primário (**Figura 4.37a**).

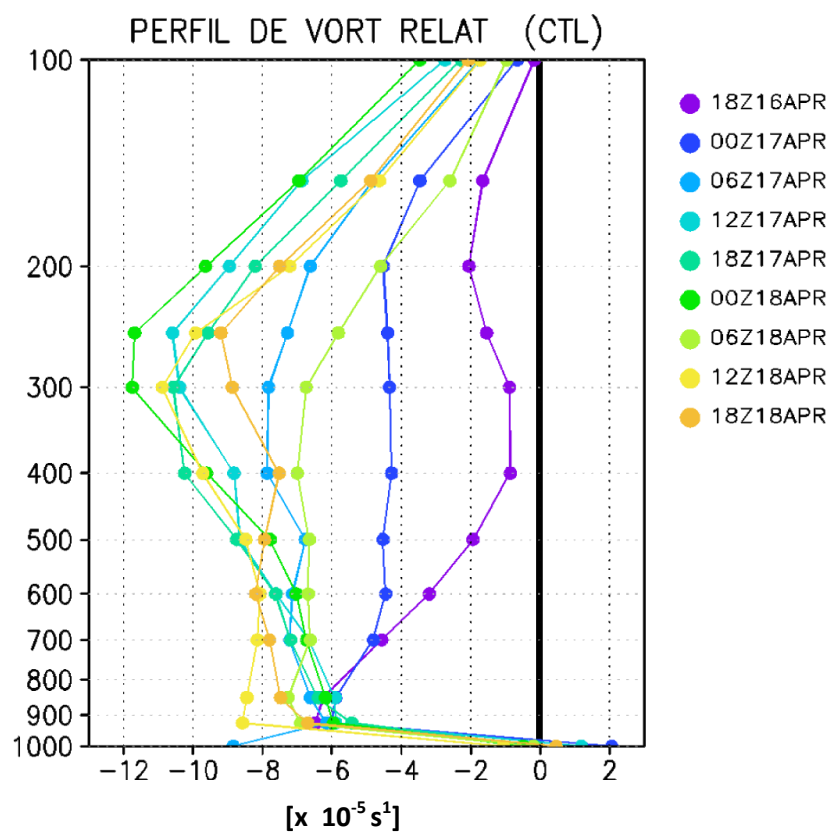




**Figura 4.39** Temperatura potencial equivalente (sombreado colorido a cada 5 K), velocidade do vento (vetores) no nível  $\eta$  0,99 e fluxo de calor total na superfície acima de  $200 \text{ W m}^{-2}$  (tracejado em branco) para os experimentos a) e b) CTL, c) e d) SSE; e) e f) SLA; g) e h) SFT e i) e j) SPV nos horários: a) e c) 00Z; b), d), e), g) e i) 06Z; f), h) e j) 12Z do dia 17 de abril de 1999.



Conclusão da **Figura 4.39**.



**Figura 4.40** Evolução temporal do perfil de vorticidade relativa média ( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) em uma área de  $5^\circ \times 5^\circ$  centrada no ciclone secundário TIPO2.

A anomalia de VP de altos níveis no caso do TIPO2 é muito intensa (**Figura 4.38a**), e se estende até a superfície. A **Figura 4.40** mostra que a vortacidade relativa ciclônica se mantém intenso desde a superfície até altos níveis ao longo do tempo do ciclo de vida do ciclone secundário. Diferentemente do ciclone secundário do TIPO1, a circulação ciclônica do sistema secundário TIPO2 tem grande influência da vortacidade ciclônica associada à anomalia de VP que é trazida da estratosfera para os níveis baixos.

### **4.3. CONCLUSÃO PARCIAL**

As simulações indicam que o sistema secundário TIPO1 se formou a sudeste do ciclone primário, na região de frente quente associada ao sistema primário. Nesta região predominou intensa convergência devido ao posicionamento das altas e baixas pressões. Os fluxos de superfície, principalmente o fluxo de calor latente, atuaram na intensificação do sistema de baixa pressão secundária. A ausência das anomalias de VP em altos níveis contribuiu para enfraquecer a circulação gerada pelas altas e baixas pressões em superfície, diminuindo a convergência e o gradiente de temperatura na região da frente quente. Isto resultou no desenvolvimento do ciclone secundário a nordeste do observado, e um atraso no fechamento da baixa pressão em superfície, resultado este similar ao de HOMAR et al. (2003).

Os experimentos numéricos mostram que o fluxo de calor latente de superfície tem o mesmo impacto que o fluxo total (latente + sensível) na ciclogênese secundária TIPO 2, como também obtido por PIVA et al. (2008) para um ciclone não secundário. No entanto, nestes experimentos (SFT e SLA), existe um atraso de seis horas em relação às observações e experimento controle (CTL) para o desenvolvimento do sistema secundário, enquanto na ausência de calor sensível (SSE) não ocorre este atraso. Em termos de intensidade da pressão central, nos experimentos SFT e SLA a pressão central é maior, e próxima um do outro, que no experimento CTL onde a pressão é mais baixa. A ausência de fluxo de calor sensível, apesar de diminuir a taxa de aprofundamento do ciclone, acompanha o padrão de mudança no tempo do experimento CTL. Segundo KUO et al. (1991), a liberação de calor latente da precipitação, alimentada pela umidade através do fluxo

de calor latente, contribui para aprofundar o sistema e então a falta desta umidade impacta mais a intensidade do sistema. A pressão central do ciclone primário é pouco afetada nos experimentos de sensibilidade. Em relação à posição de formação, nos experimentos SFT e SLA o sistema secundário inicia-se deslocado para leste, enquanto no SSE a posição de formação é a mesma do CTL e da observação. O experimento que exclui a anomalia de VP (SPV) em altos níveis mostra que a estrutura dinâmica da atmosfera e até mesmo a intensidade dos fluxos de superfície sofrem fortes modificações. Assim, o sistema secundário de superfície TIPO 2 não ocorre, devido ao enfraquecimento da zona baroclínica de superfície e ausência de forçantes dinâmicas de altos níveis. Este resultado está de acordo com FEHLMANN e DAVIES (1999) que verificaram que a ausência total da anomalia de VP de altos níveis resulta em eliminação da ciclogênese. A trajetória do sistema primário não sofre impacto da ausência dos fluxos de calor e umidade em superfície. No entanto, a ausência de VP modifica a trajetória do sistema primário em seu estágio final.

A advecção de vorticidade absoluta ciclônica em níveis médios e advecção quente na superfície atuam no desenvolvimento do ciclone TIPO1, enquanto o sistema TIPO2 ocorre mais próximo do centro do cavado, com inclinação sudeste-noroeste maior, onde a advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa é fraca e advecção fria predomina em superfície. Os resultados dos experimentos de sensibilidade à anomalia de VP mostram que o desenvolvimento do ciclone TIPO1 difere do TIPO2. Neste último, o ciclone secundário não se desenvolve na ausência de VP, enquanto a ausência deste processo altera a posição e o horário (atrasado em relação às observações) de formação do TIPO1. Comparativamente, a intensidade do ciclone TIPO1 sofre menor controle da anomalia de VP, já que as simulações mostram um ciclone mais intenso do que na ausência de fluxos de superfície.



# Capítulo 5 - ANÁLISE POR SEPARAÇÃO DE FATORES

## 5.1. MÉTODO DA SEPARAÇÃO DE FATORES

Estudos de sensibilidade através de modelagem numérica permitem avaliar a influência de um ou mais fatores. Normalmente, a avaliação dos efeitos dos fatores é feita através de diferenças entre duas simulações. STEIN e ALPERT (1993) discutem que a avaliação utilizando diferenças pode resultar em conclusões errôneas. Um exemplo apresentado por STEIN e ALPERT (1993) supõe que dois fatores são investigados: topografia e fluxos de calor na superfície. Para isso três simulações são feitas: simulação controle (CON), simulação sem topografia (NOT) e simulação sem fluxos de superfície (NOF). O método da diferença para avaliar a influência da topografia consiste em subtrair o campo da simulação NOT do CON. Os autores defendem que esta diferença mostra o efeito da topografia, mas também da interação entre a topografia e os fluxos de superfície, ou seja, o método da diferença não isola a influência somente da topografia. Desta forma, STEIN e ALPERT (1993) criaram o método da separação de fatores (SF) que permite isolar a contribuição de cada fator e também a contribuição da interação entre os fatores.

Seguindo o artigo de STEIN e ALPERT (1993) o método da separação de fatores (SF) é descrito a seguir. O método de SF propõe que os valores de qualquer campo resultante  $f$  dependem das condições iniciais, de fronteira e do modelo. Em caso de mudança contínua em algum fator  $\psi$ , em geral, a mudança no campo resultante  $f$  será contínua também. Baseado nisso, pode-se formular matematicamente a dependência do campo resultante  $f$  em função dos fatores  $\psi_i$ , onde cada fator  $\psi_i$  é multiplicado por um coeficiente  $c_i$ :

$$\psi_i(c_i) = c_i \psi_i, \quad 0 \leq c_i \leq 1. \quad (1)$$

O campo resultante  $f$  é uma função contínua de  $c$ :

$$f = f(c_1, c_2, c_3, \dots, c_n), \quad (2)$$

onde,  $f = f(c_1, c_2, c_3, \dots, c_n)$  é o valor da simulação controle se  $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n = 1$ , e se  $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n = 0$  é o valor da simulação com todos os fatores omitidos. Assim,  $c_i = 0$  significa que o fator é omitido e  $c_i = 1$  significa que o fator está ativo. Daqui em diante será usada uma nova notação para a função  $f$ , em que,  $f_0$  se refere à  $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n = 0$ ,  $f_1$  à  $c_1 = 1$  e  $c_2, c_3, \dots, c_n = 0$ ,  $f_2$  à  $c_2 = 1$  e  $c_1, c_3, \dots, c_n = 0$ ,  $f_{12}$  à  $c_1, c_2 = 1$  e  $c_3, c_4, \dots, c_n = 0$ , e assim por diante.

A equação (2) pode ser decomposta através da expansão em série de Taylor em uma parte constante  $\hat{f}_0$ , que não depende de  $c$ , e outra parte dependente de  $c$ ,  $\hat{f}(c)$ , assim tem-se:

$$f(c_1, c_2, c_3, \dots, c_n) = \hat{f}_0 + \sum_{i=1}^n \hat{f}_i(c_i) + \sum_{i,j=1,2}^{n-1,n} \hat{f}_{ij}(c_i, c_j) + \sum_{i,j,k=1,2,3}^{n-2,n-1,n} \hat{f}_{ijk}(c_i, c_j, c_k) + \dots + \hat{f}_{123\dots n}(c_1, c_2, c_3, \dots, c_n). \quad (3)$$

Na equação (3)  $\sum_{i,j=1,2}^{n-1,n}$  é a soma de todos os pares ordenados e  $\sum_{i,j,k=1,2,3}^{n-2,n-1,n}$  é

a soma de todos os trios ordenados, e assim por diante. Cada função  $\hat{f}_{ijk\dots}(c_i, c_j, c_k, \dots)$  se torna identicamente zero quando uma das variáveis  $c_i$  for zero. Usando uma notação na qual  $f_{ij}$  é o valor de  $f$  na simulação com  $c_i = c_j = 1$  e todo o restante dos coeficientes iguais à zero, e definindo  $c_i$  ( $i = 1, 2, 3, \dots, n$ ) tanto para  $c = 1$  ou  $c = 0$  em (3), obtém-se:

$$f_0 \equiv f(0, 0, 0, \dots, 0) = \hat{f}_0, \quad (4)$$

$$f_i = \hat{f}_i + \hat{f}_0, \quad (5)$$

$$f_{ij} = \hat{f}_{ij} + \hat{f}_i + \hat{f}_j + \hat{f}_0, \quad (6)$$

$$f_{ijk} = \hat{f}_{ijk} + \hat{f}_{ij} + \hat{f}_{jk} + \hat{f}_{ik} + \hat{f}_i + \hat{f}_j + \hat{f}_k + \hat{f}_0, \quad (7)$$

$$f_{123..n} = \hat{f}_{123..n} + \dots + \sum_{i,j,k=1,2,3}^{n-2,n-1,n} \hat{f}_{ijk} + \sum_{i,j=1,2}^{n-1,n} \hat{f}_{ij} + \sum_{i=1}^n \hat{f}_i + \hat{f}_0. \quad (8)$$

Sendo que  $\hat{f}_{ij}$  representa  $\hat{f}_{ij}(1,1)$  e o mesmo se aplica para todos os outros termos. As equações de (4)-(8) consistem de  $2^n$  equações para  $2^n$  incógnitas  $\hat{f}_0, \hat{f}_1, \dots, \hat{f}_n, \hat{f}_{12}, \dots, \hat{f}_{n-1,n}, \dots, \hat{f}_{123..n}$ . Este conjunto de equações é resolvido por eliminação recursiva de  $\hat{f}_i$  da equação (5),  $\hat{f}_{ij}$  da equação (6) e assim por diante. A solução destas equações no caso de três fatores fornece oito equações como segue:

$$\hat{f}_0 = f_0, \quad (9)$$

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0, \quad (10)$$

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0, \quad (11)$$

$$\hat{f}_3 = f_3 - f_0, \quad (12)$$

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0, \quad (13)$$

$$\hat{f}_{13} = f_{13} - (f_1 + f_3) + f_0, \quad (14)$$

$$\hat{f}_{23} = f_{23} - (f_2 + f_3) + f_0, \quad (15)$$

$$\hat{f}_{123} = f_{123} - (f_{12} + f_{13} + f_{23}) + (f_1 + f_2 + f_3) - f_0. \quad (16)$$

Nota-se que para três fatores são necessárias oito simulações para uma solução completa.  $\hat{f}_1$ ,  $\hat{f}_2$  e  $\hat{f}_3$  são as contribuições únicas dos fatores, e  $\hat{f}_{12}$ ,  $\hat{f}_{13}$ ,  $\hat{f}_{23}$  e  $\hat{f}_{123}$  são os efeitos das possíveis combinações de fatores.

Neste estudo foram avaliados dois fatores ( $n=2$ ): anomalia de VP de altos níveis (fator 1) e fluxos de calor na superfície (latente+sensível) (fator 2). Para isso, são necessárias  $2^n$  simulações, no caso, quatro ( $2^2$ ) simulações para aplicar o método de SF: simulação sem anomalia de VP de altos níveis e sem fluxos turbulentos de calor SPV\_SFT ( $f_0$ ), simulação sem fluxos turbulentos de calor SFT ( $f_1$ ), simulação sem anomalia de VP de altos níveis SPV ( $f_2$ ) e simulação controle CTL ( $f_{12}$ ).

Para avaliar dois fatores as equações do método de SF são:

(a) Efeito não relacionado a nenhum dos fatores

$$\hat{f}_0 = f_0$$

(b) Efeito relacionado somente à anomalia de VP de altos níveis

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0$$

(c) Efeito relacionado somente aos fluxos de calor

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0$$

(d) Efeito relacionado somente com a interação entre anomalia de VP e fluxos de calor

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0$$

Daqui em diante será utilizada a seguinte notação:

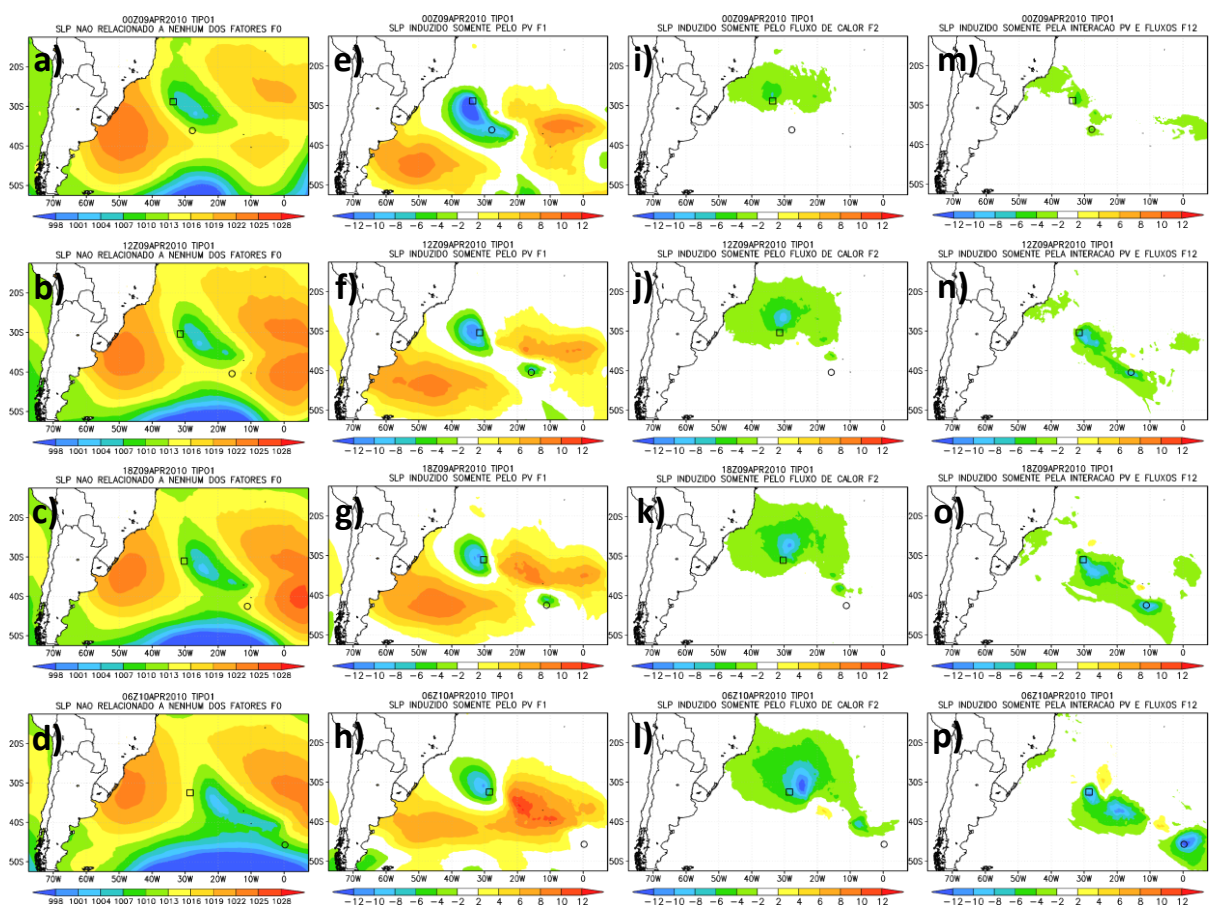
- F0 para efeito não relacionado a nenhum dos fatores;
- F1 para o efeito relacionado somente à anomalia de VP de altos níveis;
- F2 para o efeito relacionado somente aos fluxos turbulentos de calor;
- F12 para o efeito relacionado somente com a interação da anomalia de VP e fluxo de calor.

## 5.2. RESULTADOS

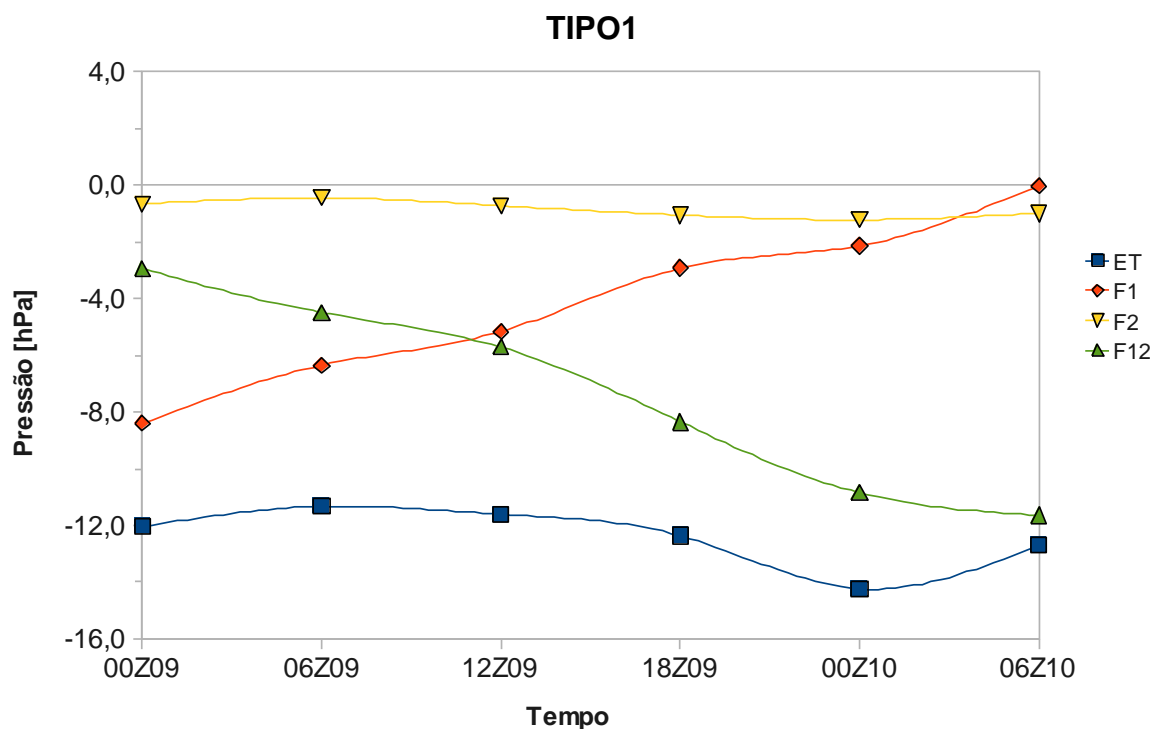
### 5.2.1. CICLONE SECUNDÁRIO TIPO1

Nos campos de pressão ao nível médio do mar não relacionado a nenhum dos fatores (F0) (**Figura 5.1a-d**) nota-se a baixa pressão alongada na direção noroeste-sudeste com duas altas pressões a oeste e leste do seu centro. A porção noroeste da baixa está associada ao ciclone primário, enquanto a porção sudeste contribui para o ciclone secundário. Para o secundário, a influência de F0 é mais intensa a norte/noroeste do centro de baixa pressão durante o tempo todo do ciclo de vida do sistema. A anomalia de VP (F1) afeta o sistema secundário desde o início da ciclogênese (00Z do dia 09) (**Figura 5.1e**) e diminui sua contribuição na

fase final do sistema (**Figura 5.1h**), enquanto a contribuição dos fluxos de superfície (F2) é pequena no início (**Figura 5.1i-j**) e aumenta pouco nas fases de intensificação do sistema secundário (**Figura 5.1k-l**). F2 afeta mais o aprofundamento do sistema primário do que o secundário. Quando se observa a contribuição da interação da anomalia de VP com os fluxos (F12) (**Figura 5.1m-p**), fica evidente que a influência de F12 é de aprofundar o sistema secundário e a anomalia de VP é o disparador (considerando apenas os dois fatores analisados) da ciclogênese secundária, pois nota-se na **Figura 5.1e-h** e **Figura 5.1m-p** que a contribuição de F1 diminui com o tempo, enquanto a da F12 aumenta. F1 contribui para intensificar as regiões de altas pressões a oeste e leste dos ciclones, enquanto F2 e F12 não afetam o desenvolvimento destes sistemas.



**Figura 5.1** Pressão ao nível médio do mar [hPa]: a)-d) F0; e)-h) F1; i)-l) F2; m)- p) F12. As figuras a), e), i) e m) referem-se às 00Z do dia 09; b), f), j) e n) às 12Z do dia 09; c), g), k) e o) às 18Z do dia 09; d), h), l) e p) às 06Z do dia 10 de abril de 2010. Os símbolos quadrado e círculo indicam a localização média do centro do ciclone primário e secundário, respectivamente.

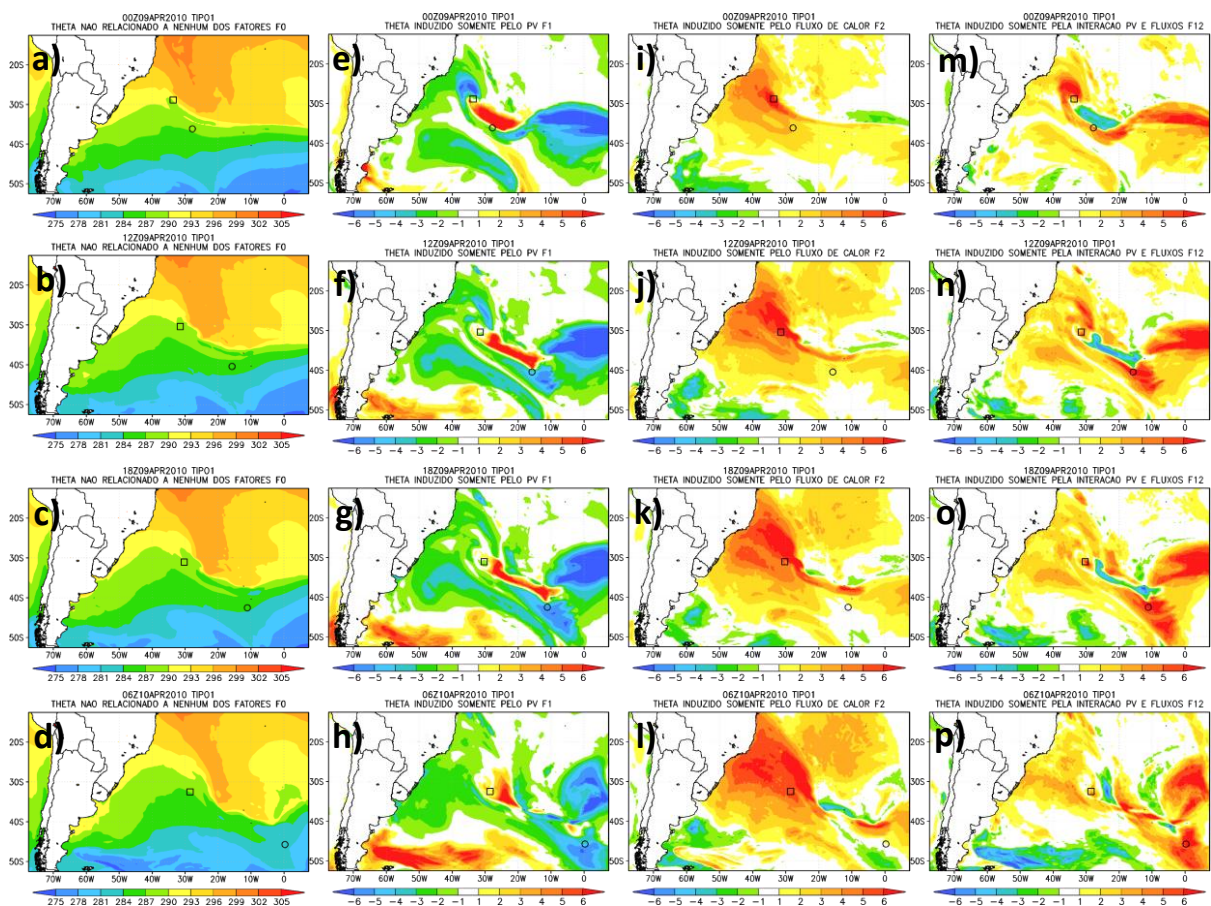


**Figura 5.2** Evolução temporal da contribuição de F1, F2, F12 e efeito total ET (soma de F1, F2 e F12) para pressão ao nível médio do mar média na área de 240 km x 240 km centrada no ciclone secundário TIPO1 (indicado por um círculo na **Figura 5.1**).

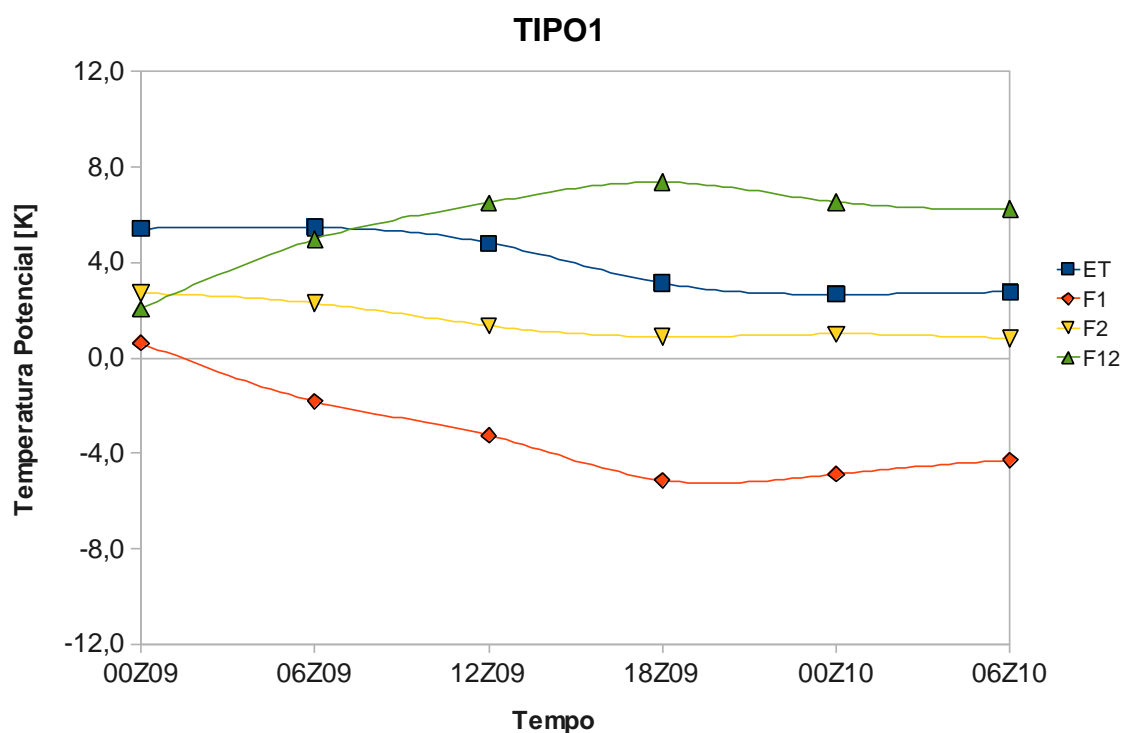
A **Figura 5.2** também mostra que a contribuição da anomalia de VP de altos níveis é maior no início do ciclone secundário e a partir de então começa a decair. Até que às 12Z do dia 09, o efeito da interação F12 passa a ser maior, exercendo um papel intensificador do ciclone. Isto pode ser observado na evolução do efeito total ET (soma de F1, F2 e F12), quando o abaixamento na pressão central do ciclone aumenta a partir de 18Z do dia 09 e se torna praticamente a única contribuição para diminuir a pressão. O efeito dos fluxos de calor F2 manteve-se quase constante durante todo tempo, com apenas um pequeno aumento na fase mais intensa e no final se torna maior que F1.

O campo de temperatura potencial não relacionado a nenhum dos fatores F0 (**Figura 5.3a-d**) mostra a entrada de ar mais frio para latitudes mais baixas e o deslocamento de ar tropical para latitudes mais altas, produzindo uma onda baroclínica na região entre os centros do ciclone primário e secundário. A contribuição da F1 (**Figura 5.3e-h**) indica resfriamento do ar na maior parte do Oceano Atlântico Sul. As áreas mais frias se encontram nas regiões das altas pressões e na retaguarda da frente fria, enquanto na região da frente quente tem-se

aquecimento, mostrando um padrão de advecção de ar frio atrás da frente fria e de advecção de ar quente na frente quente. O ciclone secundário surge onde o gradiente de temperatura potencial criado pela contribuição da anomalia de VP de altos níveis é intenso (**Figura 5.3e**). F1 contribui para aumentar o gradiente de temperatura entre os setores frio e quente do sistema primário, criando uma região baroclínica a sudeste do sistema primário. A indução de F2 contribui para aquecer o ar próximo da superfície como apresenta a **Figura 5.3i-l**, principalmente nas regiões onde os fluxos de superfície são máximos (**Figura 4.15**). A interação entre anomalias de VP e fluxos de superfície (**Figura 5.3m-p**) tende a enfraquecer a contribuição de F1.



**Figura 5.3** Como na **Figura 5.1** mas para temperatura potencial [K] no nível  $\eta$  0,99.



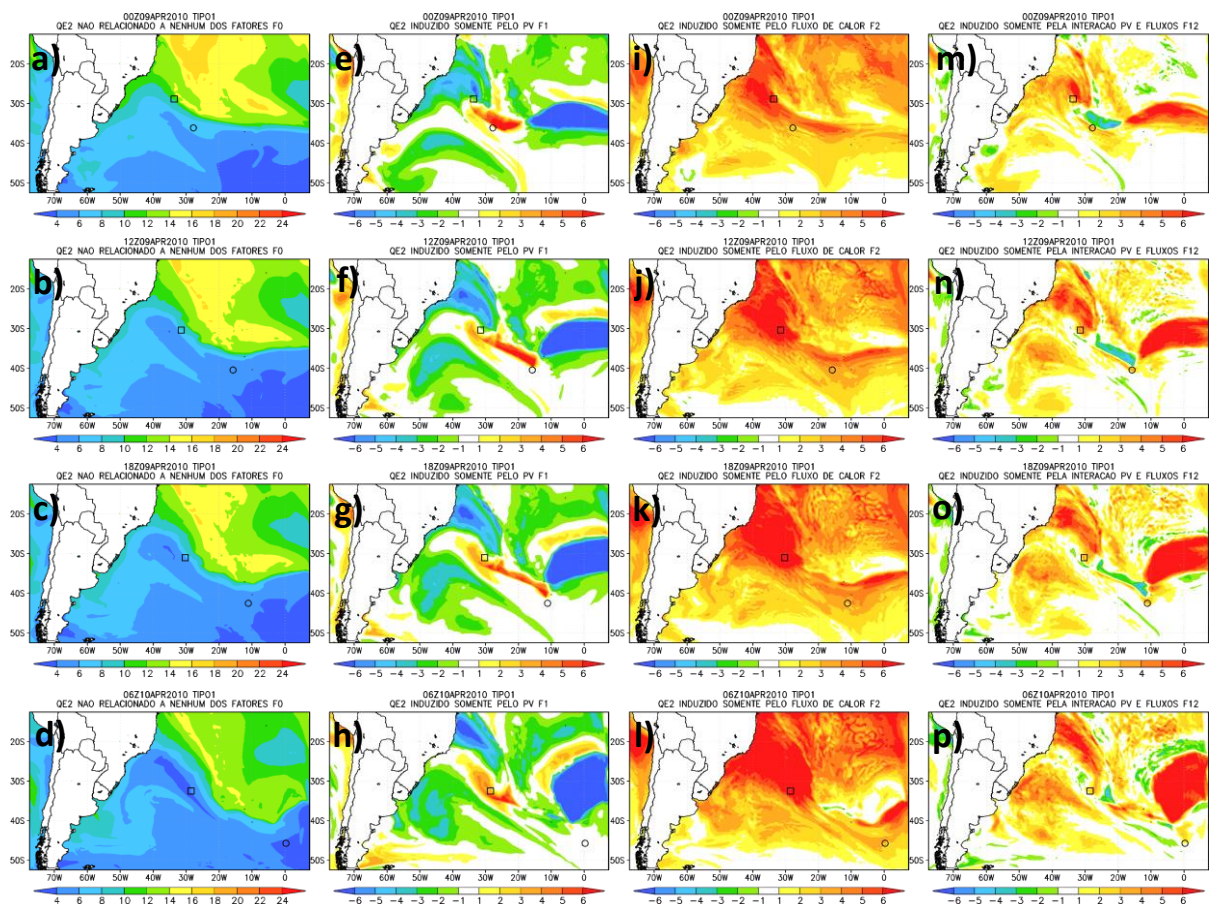
**Figura 5.4** Como na **Figura 5.2**, mas para temperatura potencial no nível  $\eta$  0,99.

Na **Figura 5.4** a evolução temporal do ET mostra que o ciclone secundário TIPO1 surge num ambiente em média mais quente (quase 6 K). A interação F12, os fluxos de superfície F2 e a anomalia de VP F1, contribuem para este aquecimento no momento inicial do sistema secundário. Nas próximas 6 horas, F1 atua para diminuir a temperatura na região central do ciclone, mas o ET ainda indica aquecimento devido à contribuição de F12 e de F2. A partir de 06Z do dia 09, a atuação de F1 no resfriamento aumenta, mas o centro do ciclone continua quente, devido à contribuição maior de F12. O efeito de aquecimento de F12 continua aumentando e o de resfriamento de F1 também aumenta nas próximas horas, mas a contribuição do ET ainda indica aumento de temperatura, porém é menor que no início do ciclone.

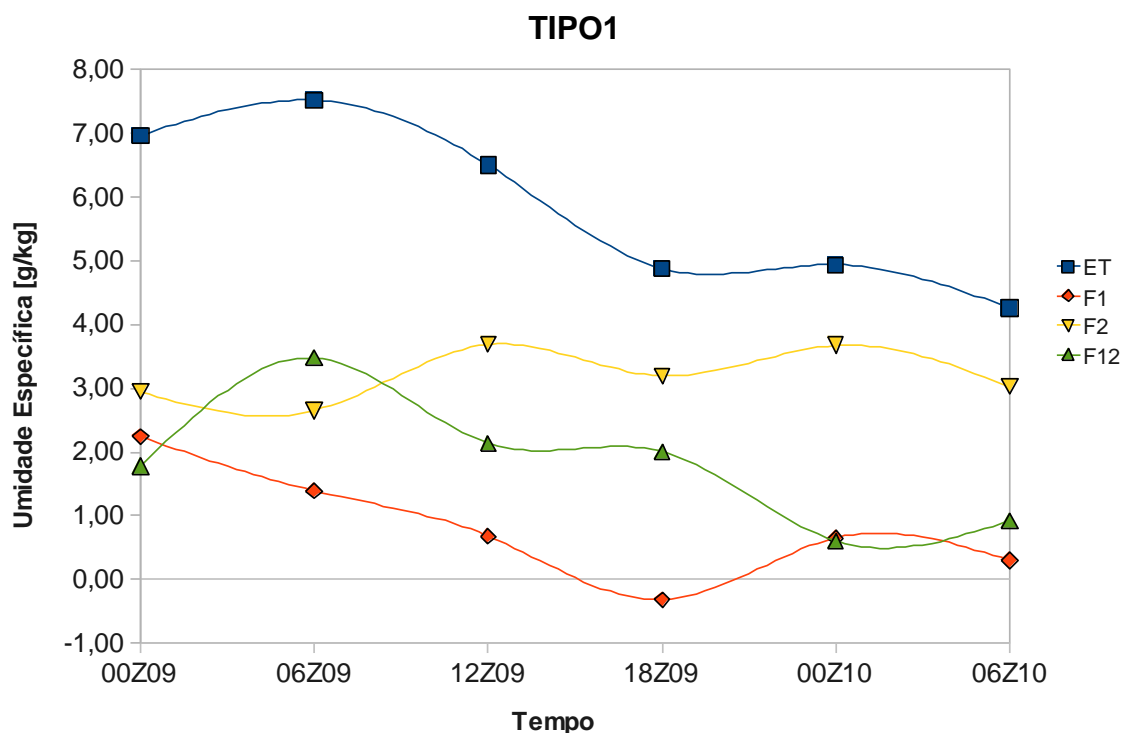
Os campos de umidade específica a 2 metros de altura não relacionados a nenhum dos fatores (F0) (**Figura 5.5a-d**) apresentam uma área alongada mais úmida que se desloca para latitudes mais altas e se espalha para leste próximo da latitude  $32,5^\circ$  S. A oeste desta área, o ar mais seco se desloca para noroeste em direção à costa do sul-sudeste do Brasil. Em geral, o padrão espacial



do campo de umidade específica é semelhante ao de temperatura potencial. F1 atua diminuindo a umidade específica nas regiões das altas pressões e na retaguarda da frente fria, e aumentando a umidade no setor quente do sistema, criando um gradiente de umidade na região entre os dois centros de baixas pressões (**Figura 5.5e-h**). Nota-se nos campos de F1 e F2 que o ciclone secundário se desenvolve num ambiente úmido. Os fluxos de superfície F2 contribuem para aumentar a umidade específica próximo da superfície (**Figura 5.5i-l**), enquanto a interação F12 atua enfraquecendo (ou contrária) a contribuição da F1 (**Figura 5.5m-p**).



**Figura 5.5** Como na **Figura 5.1**, mas para umidade específica a dois metros de altura [ $\text{g kg}^{-1}$ ].



**Figura 5.6** Como na **Figura 5.2**, mas para umidade específica a dois metros de altura.

Observando a evolução temporal do ET para umidade específica na **Figura 5.6** nota-se que o ciclone secundário se desenvolve num ambiente úmido devido à contribuição dos dois fatores F1 e F2 e também da interação entre os fatores F12. Às 06Z do dia 09, o ET atinge um máximo devido ao aumento da contribuição da F12. Após este horário, o ET começa diminuir e permanece praticamente constante após 18Z do dia 09, principalmente devido à diminuição do efeito F12. Na **Figura 5.2** a pressão central do ciclone secundário diminui após 18Z do dia 09. Isto indica que a umidade específica injetada na atmosfera na fase inicial do ciclone atuaria como combustível para o aprofundamento do sistema na fase madura.

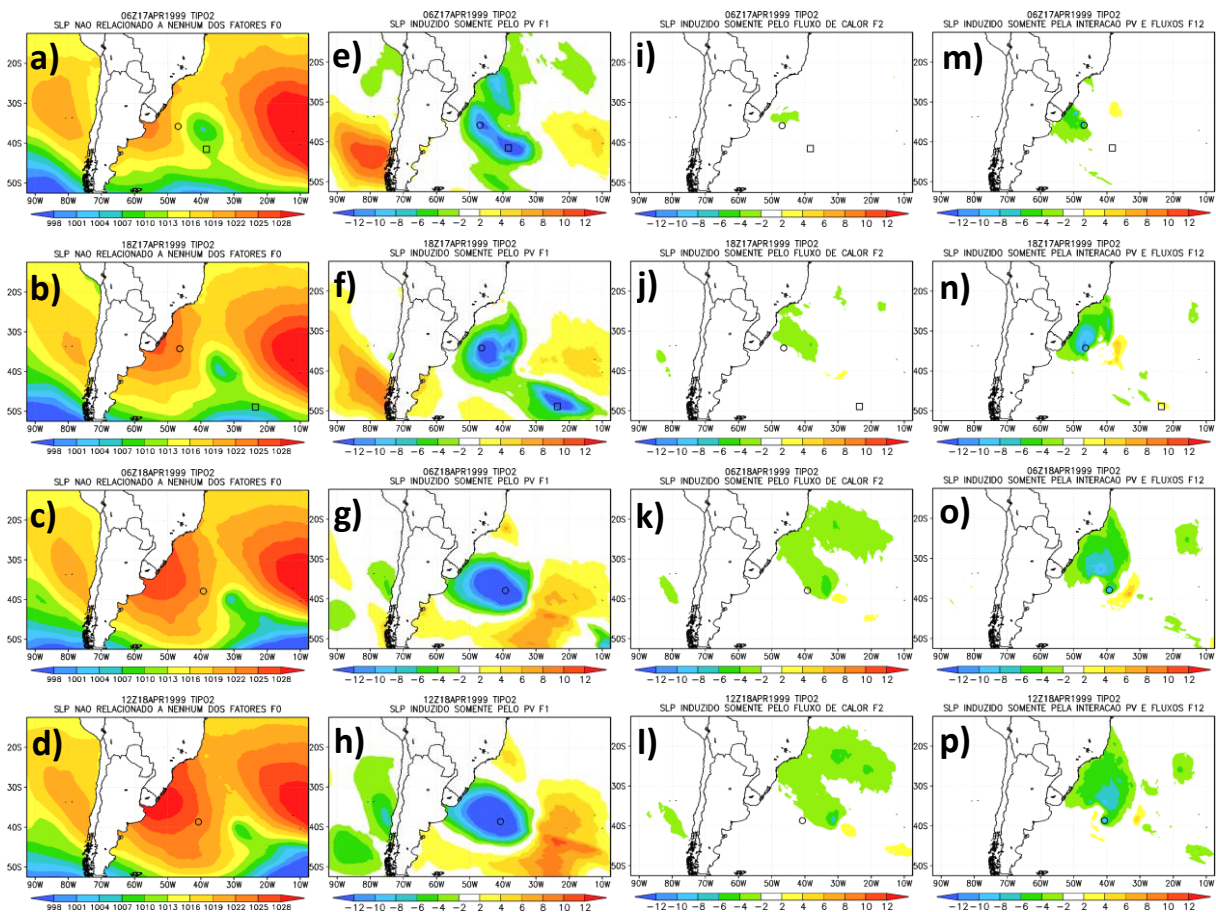
### 5.2.2. CICLONE SECUNDÁRIO TIPO2

Diferentemente do caso de ciclone secundário do TIPO1, é interessante notar que no TIPO2 o campo de pressão ao nível médio do mar não relacionado a nenhum dos fatores (F0) não mostra o abaixamento da pressão na

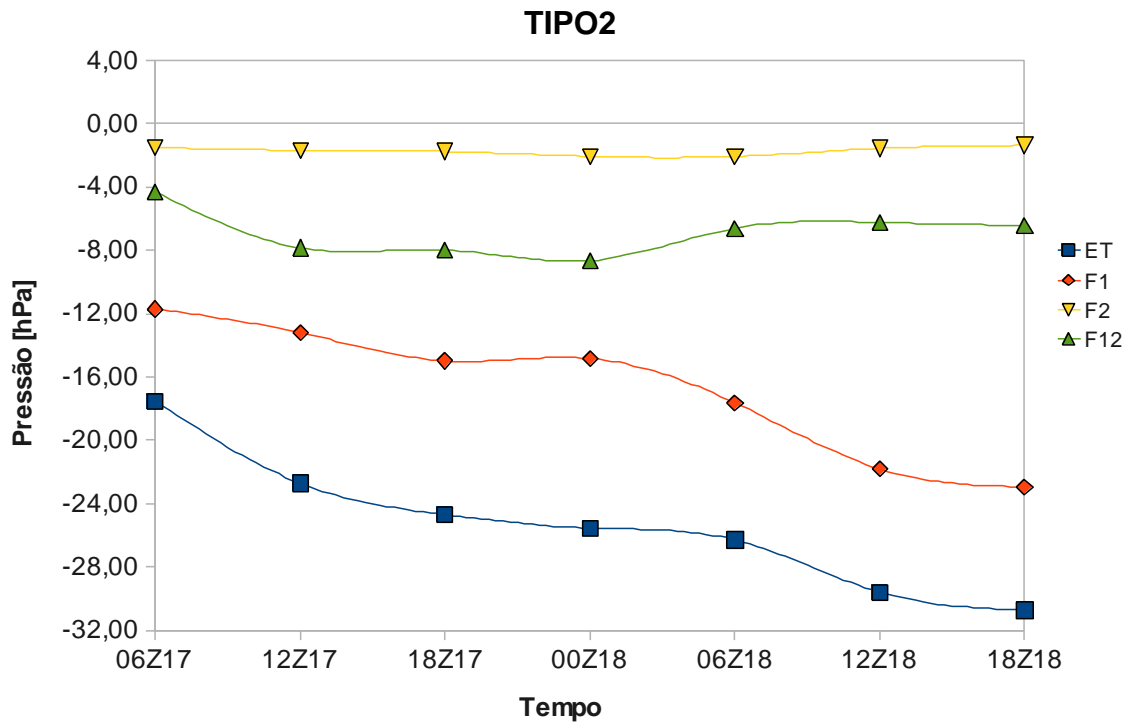
área onde se forma o ciclone secundário (**Figura 5.7a-d**), o que se observa são pressões relativamente mais altas nesta região. O centro de baixa pressão observado na **Figura 5.7a-d** está associado ao ciclone primário, contribuindo para abaixamento da pressão a noroeste do seu centro. Na fase mais intensa do ciclone secundário (**Figura 5.7c-d**) o campo de F0 mostra o domínio de alta pressão no lugar do ciclone secundário. A **Figura 5.7e-h** mostram F1 induzindo queda de pressão intensa desde o início até a fase madura do ciclone secundário. Observa-se também a contribuição de perturbação de altos níveis F1 no ciclone primário. Inicialmente, os fluxos de calor F2 induziram queda de pressão no ciclone secundário, mais fraca do que F1, ao norte e nordeste do centro, aumentando a contribuição para queda de pressão ao longo do tempo (**Figura 5.7i-l**). O efeito da interação F12 (**Figura 5.7m-p**) também induziu queda de pressão ao longo do tempo, que é mais intensa que F2. Esta contribuição é máxima próxima do continente, explicando a baixa velocidade de deslocamento do sistema para leste e sudeste, mantendo-o semi-estacionário perto do continente por vários dias. A evolução temporal da pressão central do ciclone secundário (**Figura 5.8**) mostra a maior contribuição da anomalia de VP de altos níveis F1. Isto ocorre porque, na ausência de anomalias de VP, o ciclone secundário não se desenvolve e a alta pressão na retaguarda ocupa o lugar do ciclone secundário. O efeito da interação F12 é o segundo maior contribuidor para a queda de pressão central e F2 tem efeito menor e constante ao longo do tempo. Observando **Figura 5.7e,i,m** e **Figura 5.8**, o ciclone secundário foi disparado principalmente pelo efeito de F1 e pela interação F12, pois segundo HOSKINS et al. (1985) a anomalia de VP interage com a superfície quando há uma perturbação térmica em superfície. Entre 12Z do dia 17 e 00z dia 18, F12 contribui para abaixar a pressão central e após 00Z do dia 18, F1 é a maior forçante no abaixamento da pressão central.

O campo F0 para temperatura potencial (**Figura 5.9a-d**) exhibe uma onda, com entrada para norte de ar mais frio a oeste e ar mais quente para sul a leste no Oceano Atlântico Sul. Em relação ao sistema TIPO1, no TIPO2 a onda térmica está mais próxima do continente e o ar mais quente atinge latitudes mais altas (**Figura 5.9c-d**). A anomalia de VP (F1) (**Figura 5.9e-h**) contribui para esfriar o ar próximo da costa, onde o ciclone secundário se forma, e aquecer o lado leste, configurando um padrão semelhante ao de advecção fria a oeste e advecção quente

a leste. Lembrando que o ciclone TIPO2 se formou numa região de forte advecção fria (IWABE e DA ROCHA, 2009). No entanto, as contribuições dos fluxos de calor de superfície (F2) e da interação (F12) são de aumentar a temperatura na região da ciclogênese secundária, principalmente próximo do centro do ciclone (**Figura 5.9i-l** e **Figura 5.9m-p**).

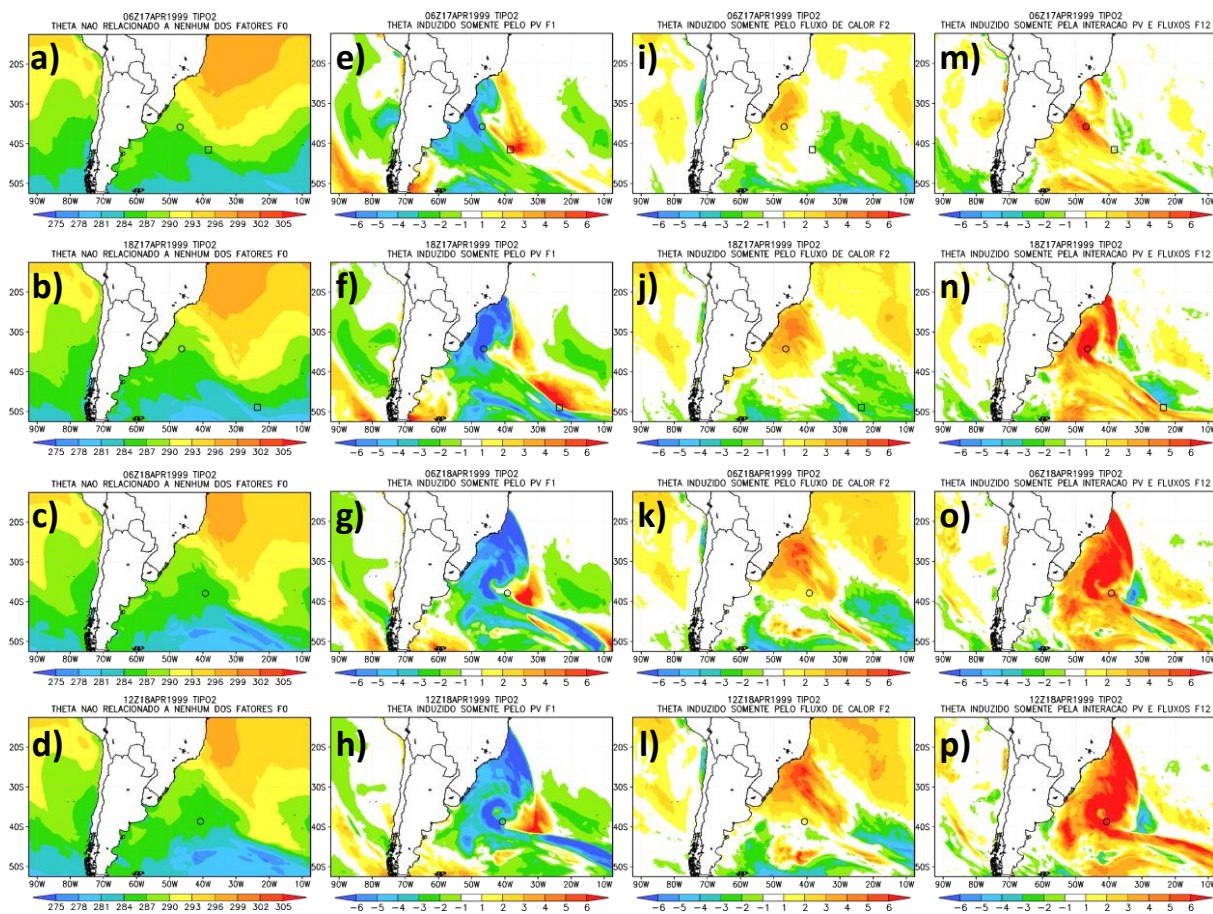


**Figura 5.7** Pressão ao nível médio do mar [hPa]: a)-d) F0; e)-h) F1; i)-l) F2; m)- p) F12. As figuras a), e), i) e m) referem-se às 06Z do dia 17; b), f), j) e n) às 18Z do dia 17; c), g), k) e o) às 06Z do dia 18; d), h), l) e p) às 12Z do dia 18 de abril de 1999. Os símbolos quadrado e círculo indicam a localização média do centro do ciclone primário e secundário, respectivamente.

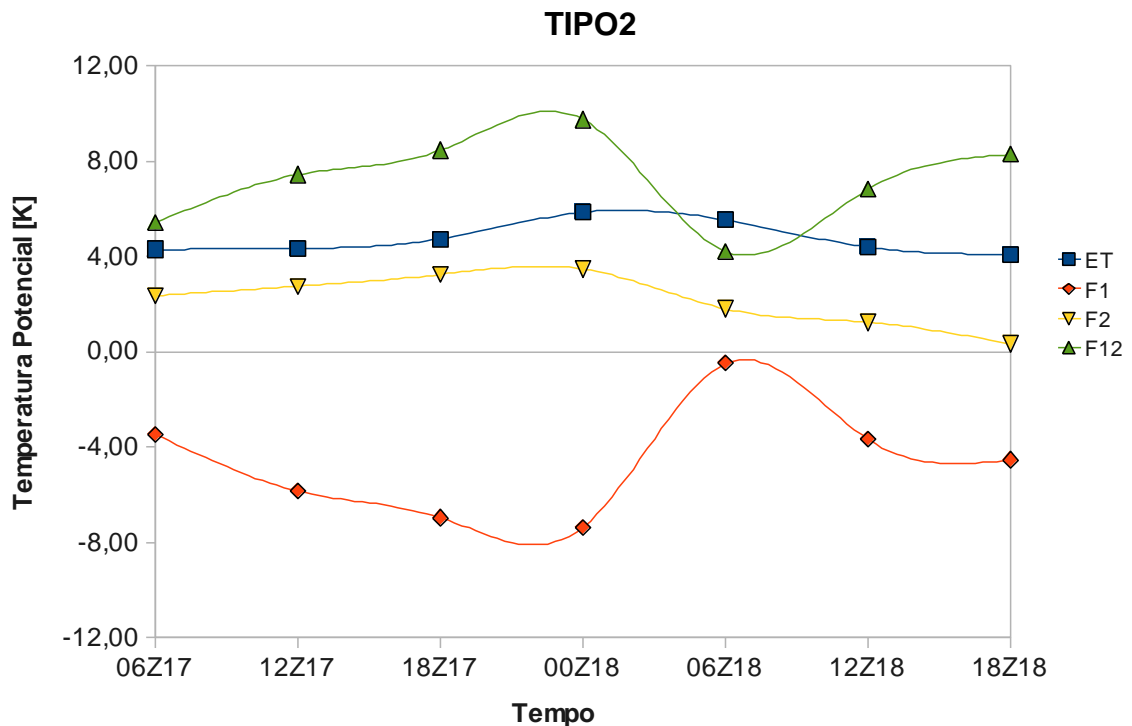


**Figura 5.8** Evolução temporal da contribuição de F1, F2, F12 e efeito total ET (soma de F1, F2 e F12) para pressão ao nível médio do mar média na área de 240 km x 240 km centrada no ciclone secundário TIPO2 (indicado por um círculo na **Figura 5.7**).





**Figura 5.9** Como na **Figura 5.7**, mas para temperatura potencial [K] no nível  $\eta$  0,99.

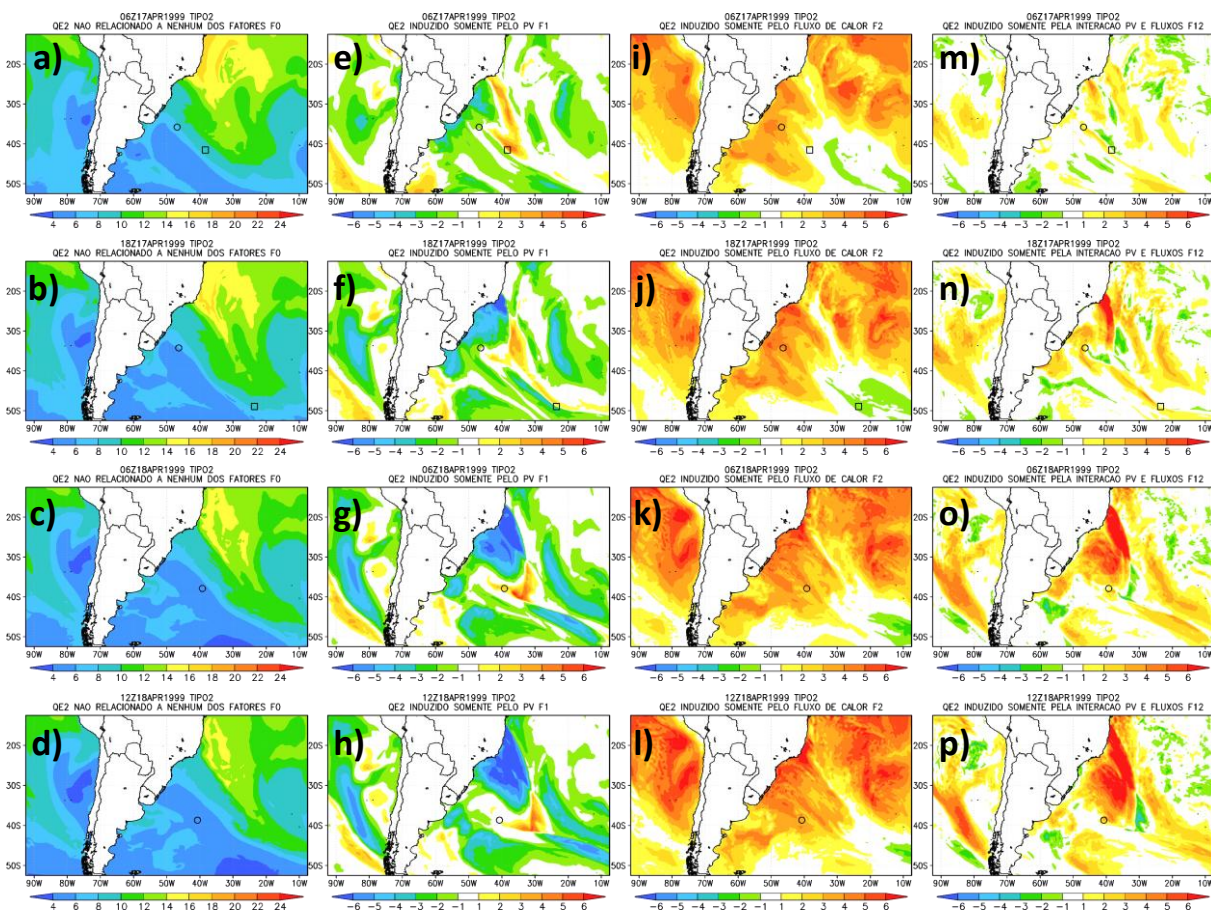


**Figura 5.10** Como na **Figura 5.8**, mas para temperatura potencial no nível  $\eta$  0,99.

Na fase de desenvolvimento do ciclone secundário TIPO2, o ET de aquecimento do centro do ciclone se manteve constante (**Figura 5.10**), sofrendo pequeno aumento às 00Z do dia 18. A maior contribuição para o ET é da interação F12, e em segundo, do fluxo de calor na superfície F2. F1 contribui para esfriar a região de formação do ciclone secundário e F2 e F12 para aquecer, ou seja, a contribuição de F1 estaria associada ao aquecimento/resfriamento do ar através de advecção de temperatura, enquanto F2 e F12 aos mecanismos diabáticos. O efeito de F2 e F12 é mais intenso na fase inicial, até 00Z do dia 18, diminuindo após este horário. Entre 00Z e 06Z do dia 18, o centro do ciclone se localiza em um ambiente um pouco mais quente (**Figura 5.9g**), devido à contribuição de F1. Após estes horários a maior contribuição passa a ser da interação F12.

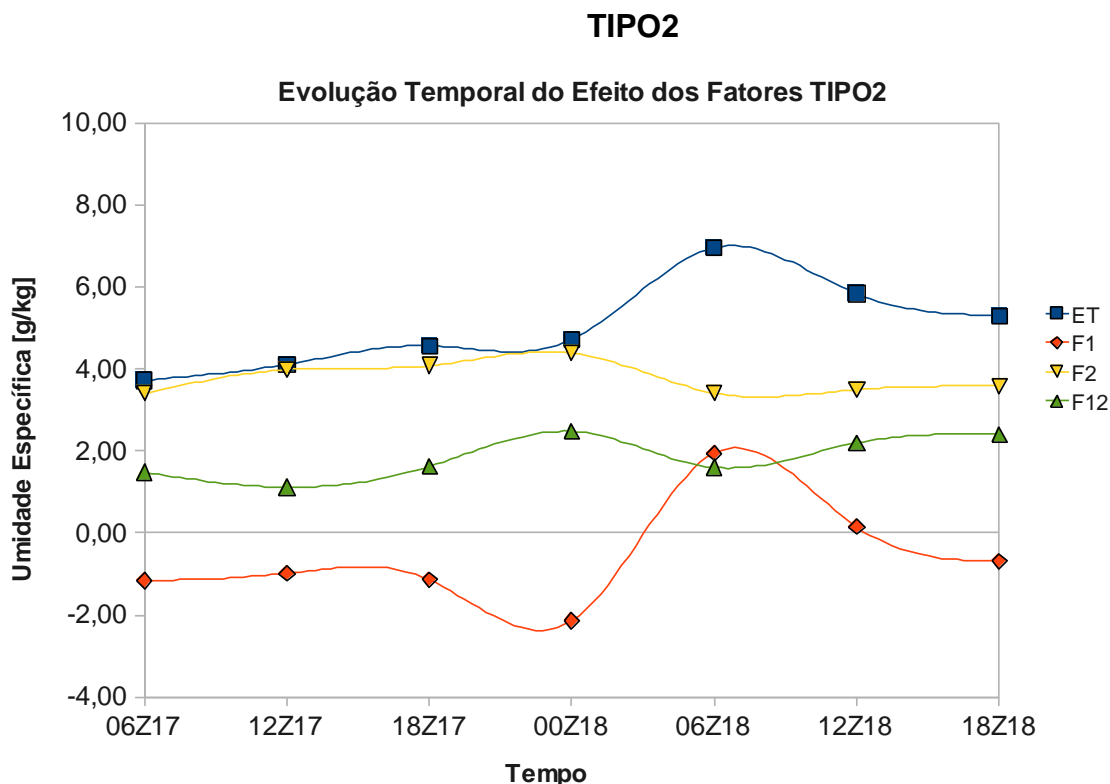
O ar mais úmido que se desloca dos trópicos para sul atinge até a latitude de  $45^\circ$  S sobre o Oceano Atlântico Sul através da contribuição não relacionada a nenhum dos fatores F0 (**Figura 5.11a-d**). O efeito da anomalia de VP

(F1) (Figura 5.11), que se assemelha ao padrão do campo de temperatura potencial (Figura 5.9e-h), exibe ar mais seco próximo da costa e ar mais úmido nas regiões mais quentes (Figura 5.9e-h). A contribuição dos fluxos de calor F2 é de umedecer praticamente toda a atmosfera próxima da superfície (Figura 5.11i-l), exceto no setor leste/sudeste do ciclone primário. A interação F12 umedece o ar próximo ao continente e a norte do centro do ciclone secundário (Figura 5.11m-p). Esta participação de F12 inicia-se fraca (Figura 5.11m) e se intensifica na fase madura do sistema (Figura 5.11o-p).



**Figura 5.11** Como na **Figura 5.7**, mas para umidade específica [ $\text{g kg}^{-1}$ ] a dois metros de altura.





**Figura 5.12** Como na **Figura 5.8**, mas para umidade específica a dois metros de altura.

No início do ciclone secundário, a maior contribuição para o umedecimento da região central do sistema é dos fluxos de calor (F2) (**Figura 5.12**), que é praticamente da mesma intensidade do ET na umidade. Às 06Z do dia 18 há um aumento da umidade devido ao deslocamento do centro do sistema para áreas mais úmidas devido ao F1 (**Figura 5.11g e h**). Este horário é também quando ocorre maior abaixamento da pressão no ciclone secundário (**Figura 5.8**).

### 5.3. CONCLUSÃO PARCIAL

A análise de separação de fatores indica como fator disparador do ciclone secundário do TIPO1 a anomalia de VP de altos níveis quando se analisam apenas os dois fatores avaliados (anomalias de VP e fluxos de calor e umidade). Mas, no caso do TIPO1 existe uma contribuição não relacionada a nenhum dos fatores F0 que atuou para desenvolver o ciclone secundário mesmo na ausência de anomalias de VP. A intensificação do sistema seria atribuída à interação da

anomalia de VP e fluxos de superfície, pois esta contribuição aumenta com o tempo, enquanto a contribuição da anomalia de VP diminui. A anomalia de VP cria o padrão de advecção de ar mais frio/seco a oeste e ar quente/úmido a leste do sistema, e a interação entre anomalia de VP e os fluxos de superfície atua aquecendo/umedecendo o ar frio/seco e resfriando/secando o ar quente/úmido.

O ciclone secundário do TIPO2 desenvolveu-se principalmente pela presença de anomalias de VP e pela interação entre os fatores, pois no campo da contribuição não relacionado a nenhum dos fatores não se nota o abaixamento de pressão na região de desenvolvimento do ciclone secundário. O mecanismo de intensificação também é atribuído à anomalia de VP que mantém a maior contribuição ao longo do ciclo de vida do ciclone, aumentando sua contribuição na fase madura do sistema. A atuação da interação entre anomalias de VP e fluxos de calor/umidade em superfície, também aumenta com o tempo no setor norte do ciclone secundário à medida que aumenta a atuação dos fluxos de superfície. As anomalias de VP contribuem para esfriar o ar onde se forma o ciclone secundário através da advecção fria, que por sua vez intensifica os fluxos de superfície. Esta interação entre as anomalias de VP e os fluxos aquece e umedece o ar próximo da superfície reforçando o ambiente para desenvolvimento e intensificação do ciclone secundário.

# Capítulo 6 - CONCLUSÃO GERAL

## 6.1. CONCLUSÃO GERAL

A climatologia de ciclones secundários mostra que no Atlântico Sul oeste se formam em média 3,9 sistemas secundários por ano, dos quais 1,9 são do TIPO1 e 2,0 do TIPO2. Estes sistemas ocorrem preferencialmente na estação fria quando a frequência de ciclones primários também é maior. As denominações TIPO1 e TIPO2 são utilizadas para sintetizar diferentes características dos ciclones secundários. Os ciclones do TIPO1 se formam no setor leste do ciclone primário maduro, na região da frente quente, sob advecção quente intensa em superfície, e em níveis médios são forçados por advecção de vorticidade absoluta ciclônica. Em altos níveis as anomalias de VP situam-se sobre o centro e sudeste dos ciclones primário e secundário, respectivamente. Adicionalmente, tem-se a presença de jatos em altos níveis mais intensos na região de desenvolvimento dos ciclones secundários. Os ciclones secundários do TIPO2 formam-se a oeste/noroeste do ciclone primário que ainda se encontra na fase baroclínica. Em altos níveis, o TIPO2 se forma sob a parte norte de uma banda de anomalia de VP, que avança de altas para baixas latitudes, situada a oeste/sudoeste do ciclone primário, enquanto em superfície predomina intensa advecção fria. Ambos os tipos de ciclones secundários ocorrem entre 2-3 dias depois da ciclogênese primária a uma distância entre 1000-1500 km do ciclone primário. Os sistemas do TIPO2 são mais estacionários, mantendo-se próximos da costa leste da América do Sul o que pode causar impacto maior nas condições de tempo e para sociedade.

Os experimentos numéricos avaliaram as influências dos fluxos turbulentos de calor e umidade na superfície e anomalias de VP de altos níveis em dois eventos de ciclones secundários (um do TIPO1 e outro do TIPO2). Em ambos os tipos, o fluxo de calor sensível apresenta menor impacto, tanto na intensidade como na trajetória do ciclone secundário. Por outro lado, o fluxo de calor latente impõe maiores mudanças, principalmente na intensidade e horário de desenvolvimento do ciclone secundário. O ciclone do TIPO1 se desenvolve mais fraco e 12 horas atrasado na ausência de anomalias de VP, pois a análise de

separação de fatores indica que existem fatores atuantes na formação deste sistema que não estão relacionados nem aos fluxos de calor/umidade na superfície e nem às anomalias de VP. No caso do TIPO2 a ausência de anomalias de VP inibe o desenvolvimento do ciclone secundário e não se observa contribuição não relacionada a nenhum dos fatores. A contribuição da anomalia de VP no abaixamento da pressão do ciclone secundário TIPO2 indica esse fator como disparador e intensificador. Além disso, a interação da anomalia de VP com os fluxos de calor/umidade de superfície também atua como intensificador à medida que a contribuição dos fluxos e da anomalia de VP aumenta com o tempo. O ciclone do TIPO2 se forma no setor frio do ciclone primário, onde há presença de forte advecção fria e máximos de fluxos de calor/umidade, ou seja, as anomalias de VP contribuem para advectar o ar frio na baixa troposfera, que por sua vez disparam a transferência de calor e umidade do oceano para a atmosfera. Estes fluxos de calor/umidade têm papel importante no aquecimento e umedecimento do ar frio (devido à advecção fria) (IWABE e DA ROCHA, 2009), diminuindo a estabilidade estática da baixa troposfera e permitindo o desenvolvimento da circulação ciclônica de superfície associada ao sistema secundário. Esta circulação ciclônica de superfície somada com a vorticidade relativa ciclônica associada à anomalia de VP de altos níveis intensifica o ciclone secundário.

Diferentemente do TIPO2, o ciclone secundário do TIPO1 se desenvolve na região de advecção quente em superfície, o que é mais comum, pois as teorias de desenvolvimento de ciclones atribuem à advecção quente na baixa troposfera, tendências negativas de vorticidade relativa em superfície (SUTCLIFFE, 1947; PETTERSEN, 1956) e conseqüentemente, desenvolvimento de movimento vertical ascendente no leste/sudeste de sistemas ciclônicos, convergência e abaixamento de pressão na superfície. No caso do ciclone secundário do TIPO1, no horário do seu desenvolvimento, o ciclone primário já se encontra na fase barotrópica equivalente. Assim, o deslocamento fica lento devido à atuação do núcleo de anomalia de VP em altos níveis, baixa despreendida em níveis médios e fluxos de superfície. E ao retardar o deslocamento do ciclone primário para leste/sudeste houve tempo necessário para que a advecção quente a leste/sudeste do ciclone primário induzisse o abaixamento de pressão, formando um segundo centro de baixa pressão independente do ciclone primário. E este segundo centro de

baixa pressão se intensifica pela interação entre a anomalia de VP mais ao sul e os fluxos de calor/umidade de superfície.

## **6.2. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS**

- Investigar a contribuição não relacionada a nenhum dos fatores que atuou para o desenvolvimento do ciclone secundário do TIPO1 mesmo na ausência de anomalias VP e fluxos turbulentos de calor/umidade de superfície;
- Adaptar o algoritmo de rastreamento de ciclones (SUGAHARA, 2000; REBOITA, 2008) para identificação e rastreamento de ciclones secundários no Atlântico Sul;
- Investigar o desenvolvimento de ciclones secundários no Oceano Atlântico Sul do ponto de vista de instabilidade frontal;
- Avaliar a previsibilidade de ciclones secundários no Atlântico Sul junto aos centros de previsão de tempo;
- Investigar a relação entre ciclones secundários do TIPO2 com episódios de friagem na região tropical da América do Sul;
- Analisar os casos do TIPO1 e TIPO2 utilizando o ciclo de energia de Lorenz;
- Investigar o motivo da maior ocorrência de ciclones secundários do TIPO1 em 1984 e do TIPO2 em 1987.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BISHOP, C. H.; THORPE, A. J. Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part I: Linear wave dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 51, 852-873, 1994a.

BISHOP, C. H.; THORPE, A. J. Frontal wave stability during moist deformation frontogenesis. Part II: The suppression of nonlinear wave development. *J. Atmos. Sci.*, 51, 874-888, 1994b.

BROOKS, C. F. Origin of some secondary cyclones on the middle Atlantic coast. *Mon. Wea. Rev.*, 49, 12-13, 192.

BROWNING, K. A.; ROBERTS, N. M; ILLINGWORTH, A. J. Mesoscale analysis of the activation of a cold front during cyclogenesis. *Q. J. R. Meteorol. Soc*, n. 123, p. 2349-2375, 1997.

CARRERA, M. L.; GYAKUN, J. R.; ZHANG, D. –L. A numerical case study of secondary marine cyclogenesis sensitivity to initial error and varying physical processes, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 641-660, 1999.

CHABOUREAU, J. P; THORPE, A. Frontogenesis and the development of secondary wave cyclones in FASTEX. *Q. J. R. Meteorol. Soc*, n. 125, p. 925-940, 1999.

CHANG, S. W.; HOLT, T. R.; SASHEGYI, K. D. A numerical study of the ERICA IOP14 marine cyclone. *Monthly Weather Review*, 124, P. 27-46, 1996.

CHARNEY, J. G. The use of primitive equations of motion in numerical prediction, *Tellus*, 7, 22-26, 1955.

CIONE, J. J.; RAMAN, S; PIETRAFESA; L. J. The effect of Gulf Stream-induced baroclinicity on U.S. East Coast winter cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 121, 421-430, 1993.

DA ROCHA, R. P. Impacto de Parametrização de Convecção em Ciclogênese sobre o Oceano. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 201pg, 1999.

DA ROCHA, R. P.; SUGAHARA, S.; SILVEIRA, R. B. Sea waves generated by extratropical cyclones in the South Atlantic Ocean: Hindcast and validation against altimeter data, *Weather and Forecasting*, 19 (2), 398-410, 2004.

DAVIS C. A. Piecewise potential vorticity inversion, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 49, n.16, 1397-1411, 1992.

DAVIS, C. A.; EMANUEL, K. A. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1929-1953, 1991.

- DIRKS, R. A.; KUETTNER, J. P.; MOORE, J. A. Genesis of Atlantic lows experiments (GALE): An overview. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 69, n. 2, p. 148-160, 1988.
- ERTEL, H. Ein Neuer hydrodynamischer Wirbelsatz, *Meteorologische Zeitschrift*, 59, 271-281, 1942.
- FEHLMANN, R.; DAVIES, e H. C. Role of salient potential-vorticity elements in an event of frontal-wave cyclogenesis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 125, 1801-1824, 1999.
- FORD, R. P.; MOORE, W. K. Secondary cyclogenesis – Comparison of observations and theory, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 427-446, 1990.
- GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America, *Mon. Wea. Rev.*, 119 (5), 1293-1302, 1991.
- GARREAUD, R. D.; FUENZALIDA, H. A. The influence of the Andes on cutoff lows: A modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, 135, 1596-1613, 2007.
- HALTINER G. J. e R. T. WILLIAMS 1980: Numerical Prediction and Dynamic Meteorology, 2<sup>a</sup> Ed., Wiley and Sons, N. Y, 477pp.
- HOLLAND, G. J.; LYNCH, A. H.; LESLIE, L. M. Australian east-coast cyclones. Part I: Synoptic overview and case study, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 3024-3036, 1987.
- HOMAR, V.; ROMERO, R.; STENSRUD, D. J.; RAMIS, C.; ALONSO, S. Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: Dynamical vs. boundary factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 1469-1490, 2003.
- HOSKINS, B. J.; McINTYRE, M. E.; ROBERTSON, W. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 111 (470) 877-946, 1985.
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A New on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, 18, 4108-4129, 2005.
- HUO, Z ZHANG,.; D. –L; GYAKUM, J. R. An application of potential vorticity inversion to improving the numerical prediction of the March 1993 superstorm, *Mon. Wea. Rev.*, 126, 424-436, 1998.
- HUO, Z.; ZHANG, D. –L; GYAKUM, J. R. Interaction of potential vorticity anomalies in Extratropical cyclogenesis. Part I: Static Piecewise Inversion, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2546-2561, 1999.
- HUO, Z.; ZHANG, D. –L; GYAKUM, J. R. Interaction of potential vorticity anomalies in Extratropical cyclogenesis. Part II: Sensitivity to initial perturbations, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2563-2575, 1999.



INNOCENTINI, V.; CAETANO NETO, E. S. A case study of the 9 August 1998 South Atlantic storm: Numerical simulations of the wave activity, *Wea. Forecasting*, 11, 78-88, 1996.

IWABE, C. M. N. 2008: Intrusão estratosférica associada com ciclogêneses na costa do sul do Brasil: uma análise utilizando o conceito de vorticidade potencial, Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 106 pg.

IWABE, C. M. N.; DA ROCHA, R. P. An Event of Stratospheric Air Intrusion and its Associated Secondary Surface Cyclogenesis over the South Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 114, D09101, 1-15, 2009.

IWABE, C. M. N.; REBOITA, M. S.; CAMARGO, R. Estudo de caso de uma situação atmosférica entre 12 e 19 de setembro de 2008, com algumas características semelhantes ao evento Catarina. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.26, n.1, p.67-84, 2011

JOLY, A. The stability of steady fronts and the adjoint method: Nonmodal frontal waves. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3082-3108, 1995.

JOLY, A.; JORGENSEN, D.; SHAPIRO, M. A.; THORPE, A.; BESSEMOULIN, P.; BROWNING, K. A.; CAMMAS, J. P.; CHALON, J. P.; CLOUGH, S. A.; EMANUEL, K. A.; EYMARD, L.; GALL, R.; HILDEBRAND, P. H.; LANGLAND, R. H.; LEMAÎTRE, Y.; LYNCH, P.; MOORE, J. A.; PERSSON, P. O. G.; SNYDER, C.; WAKIMOTO, R. M. The Fronts and Atlantic Storm-Track Experiment (FASTEX): Scientific Objectives and Experimental Design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 9, p. 1917-1940, 1997.

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S. K.; HNILO, J.J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2), *Bull. of the Atmos. Met. Soc.*, November, 1631-1643, 2002.

KORNER, S. O.; MARTIN, J. E. Piecewise Frontogenesis from a Potential Vorticity Perspective: Methodology and a Case Study, *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1266-1288, 2000.

LLASAT, M. -C.; MARTIN, F.; BARRERA, A. From the concept of “Kaltlufttropfen” (cold air pool) to the cut-off low. The case of September 1971 in Spain as an example of their role in heavy rainfalls, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 96, 43-60, 2007.

LESLIE, L. M.; HOLLAND, G. J.; LYNCH, A. H. Australian east-coast cyclones. Part II: Numerical modeling study, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 3037-3053, 1987.

MACTAGGART-COWAN, R.; GYAKUM, J. R.; YAU, M. K. Sensitivity Testing of Extratropical Transitions Using Potential Vorticity Inversions to Modify Initial Conditions: Hurricane Earl Case Study, *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1617-1636, 2001.

MAHER, J. V. The development of secondary cyclones in the area from the eastern bight to Tasmania. *Australian Meteorol. Magazine*, v. 9, p. 14-31, 1955.

MIKY-FUNATSU, B.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America, *Atmósfera*, 17-2, 91-113, 2004.

MILLER J. E. Cyclogenesis in the Atlantic coastal region of the United States, *J. Meteorol.*, 3, 31-44, 1946.

MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust. Meteor. Mag.*, 39, 155-166, 1991a.

NIETO, R.; GIMENO, L.; TORRE, L.; RIBERA, P.; GALLEGRO, D.; GARCIA-HERRERA, R.; GARCIA, J. A.; NUÑEZ, M.; REDAÑO, A.; LORENTE, e J. Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere, *J. Climate*, 18, 3085-3103, 2005.

PAGNOTTI, V.; BOSART, L. F. Comparative diagnostic case study of east coast secondary cyclogenesis under weak versus strong synoptic-scale forcing. *Monthly Weather Review*, 112, p. 5-113, 1984.

PARKER, D. J. Secondary frontal waves on the north Atlantic region: a dynamical perspective of current ideas. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, n. 124, p. 829-856, 1998

PETTERSEN S. *Weather analysis and forecasting*, Vol. I: Motion and motion systems, New York, McGraw Hill Book Co. Inc. 428p, 1956.

PIVA, E. D. Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE-8498-TDI/781, 162 pg, 2001.

PIVA, E. D.; MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície associado a um caso de ciclogênese na costa leste da América do Sul. *Rev. Bras. Meteorol.*, 4, 450-476, 2008.

REBOITA, M. S. 2008. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade, Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 359 pg.

REBOITA S. M.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*; v. 34, n. 6, p. 873-889, 2010.

REED, R. J.; SIMMONS, A. J. Numerical simulation of an explosively deepening cyclone over the North Atlantic that was unaffected by concurrent surface energy fluxes. *Wea. Forecasting*, 6, 117-122, 1991.

RENFREW, I. A.; THORPE, A. J.; BISHOP, C. H. The role of the environmental flow in the development of secondary frontal cyclones. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 1653-1675, 1997).

RIVALS, H.; CAMMAS, J. P.; RENFREW, I. A. Secondary cyclogenesis: The initiation phase of a frontal wave observed over the eastern Atlantic. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, n. 124, p. 243-267, 1998

ROSSBY, C. G. Planetary flow patterns in the atmosphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 66, 68-87, 194).

SATYAMURTY, P.; FONSECA, J. F. B.; BOTTINO, M. J.; SELUCHI, M. E.; LOURENÇO, M. C. M.; GONÇALVES, L. G. G. An early freeze in southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance, *Meteorol. Appl.*, 9, 113-128, 2000).

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Possible mechanisms yielding and explosive coastal cyclogenesis over South America: experiments using a Limited Area Model. *Australian Meteorological Magazine*, v. 47, p. 309-320, 1998.

SINCLAIR, M. R. A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 1601-1619, 1995).

SINCLAIR, M. R. Reply. *Monthly Weather Review*, 124, 2615-2618, 1996.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, M. DUDA, D. M.; HUANG, X. Y.; WANG, W.; POWERS, J. G. A description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-475+STR, 113 pp, 2000).

STEIN, U.; ALPERT, P. Factor Separation in Numerical Simulations. *J. Atmos. Sci.*, 50, 2107-2115, 1993.

STEWART, R. E. Canadian Atlantic Storms Program: Progress and Plans of the meteorological component. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 72, n. 3, p. 364-371, 1991.

SUGAHARA, S. Variação Anual da Freqüência de Ciclones no Atlântico Sul. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, RJ, 2000.

SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 73, 370-383, 1947.

THORNCROFT, C. D.; HOSKINS, B. J. Frontal cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 47, 2317-2336, 1990.

TIBBS, C. RYA Weather Handbook. 2ª Ed. The Royal Yachting Association, Southampton, 109pp, 2007.

ZHANG, D-LCHENG, ; W. Y. Y.; GYAKUM, J. R. The impact of various potential vorticity anomalies on multiple frontal cyclogenesis events, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128, 1847-1877, 2002.

ZHAO B.; WU, G.; YAO, X. Potential vorticity structure and inversion of the cyclogenesis over the Yangtze River and Huaihe River valleys, *Advances in Atmospheric Sciences*, 24:1,44-54, 2007.