

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

LUIZ FELIPPE GOZZO

**CICLONES SUBTROPICAIS SOBRE O SUDOESTE DO
ATLÂNTICO SUL:
CLIMATOLOGIA E FONTES DE UMIDADE**

São Paulo

2014

LUIZ FELIPPE GOZZO

Ciclones Subtropicais Sobre o Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Fontes de Umidade

Versão corrigida. A original encontra-se disponível na unidade.

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

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2014

Aos meus pais, José Roberto, Vera Lúcia
À minha tia, Maria Aparecida
E à minha avó, Letícia (*in memoriam*)

Os maiores incentivadores do meu sonho.

AGRADECIMENTOS

A Deus, pela iluminação, proteção e amparo em todos os momentos, e pelos sonhos inesquecíveis que me permitiu realizar ao longo destes anos de Doutorado.

Aos meus pais, José Roberto e Vera Lúcia, pelo amor incondicional, incentivo, exemplos, puxadas de orelha... por viverem este trabalho junto comigo, e por serem meus mentores, amigos e parceiros em toda a vida. Não tem amor maior neste mundo.

À minha tia, Maria Aparecida, pelo amor e a disposição para me ajudar de todas as formas, em todos os momentos. À minha vovó Letícia (in memoriam), que sempre me deu tanto amor. A toda a minha família, pequena no número de pessoas, mas grande no amor, e que se tornou tão mais unida justamente durante os anos em que realizei este trabalho.

À minha orientadora, Prof. Dr. Rosmeri Porfírio da Rocha, pela orientação, confiança e apoio durante este e outros trabalhos... eu não teria chegado até aqui sem o seu incentivo.

A todos os professores do IAG-USP que me ajudaram a atingir este objetivo, apoiando e compartilhando conhecimento. Especialmente ao Prof. Dr. Tércio Ambrizzi, que me indicou a oportunidade do doutorado-sanduíche.

À CAPES e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq – processos 140839/2011-9 e 238765/2012-1) pelo auxílio financeiro.

Ao Prof. Luis Gimeno Presa e à Prof. Raquel Nieto pela orientação durante o período que passei no Ephyslab da Universidad de Vigo – España, e todo o suporte no uso do modelo Flexpart. Fue un placer conocerlos. À colega Anita Drumond, que se tornou uma amiga querida, a quem agradeço pelas “marujadas” e pela forma nova com que me levou a ver o mundo.

Aos meus colegas e amigos do IAG-USP, pelo companheirismo e tantos bons momentos: Marta, Júnior, Natália, Carol, Leonardo, Bruno, Eduardo, Fabíola... e em especial a: Clara Iwabe, pela longa amizade, discussões científicas e por estar sempre disposta a me ouvir com tanto carinho; Lívia Dutra, pela ajuda fundamental na etapa inicial deste estudo, e pelos lanchinhos e suas ótimas conversas; Maria Custódio, pela grande amizade dentro e fora do trabalho, apoio constante, puxões de orelha, conversas filosóficas e momentos de lazer; e Luana Pampuch, pela amizade que se desenvolveu nestes anos e nestas circunstâncias, pelo carinho e por dividir comigo os momentos felizes e tensos que fazem parte desta jornada do Doutorado.

Aos meus amigos extra-faculdade, pela amizade valiosa e pela paciência inabalável todas as infinitas vezes em que eu disse “Não posso, tenho que fazer meu doutorado!”. Angélica, Camila, Alex, Miro, Raquel, Rosana, Luciana, Daniel, Melissa, Vlamir, Carla, Samantha, Ivi, Daniele, Eunice, Sílvia, André, Fabrício... e tantos outros. Obrigado por fazerem parte da minha vida.

A todos os funcionários do IAG-USP que sempre me atenderam com muita presteza e simpatia.

RESUMO

GOZZO, L. F., 2014: **Ciclones Subtropicais Sobre o Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Fontes de Umidade**. 129 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Ciclone subtropical é um sistema de baixa pressão não frontal que apresenta núcleo quente em baixos níveis e frio em altos níveis. Sua gênese, estrutura, climatologia e previsibilidade são temas de pesquisa recente. O objetivo deste trabalho é apresentar uma climatologia destes ciclones com duas reanálises (ERA Interim e NCEP-NCAR), para o Atlântico Sul, com ênfase no sudoeste do Atlântico, e propor um critério de identificação menos restritivo que o adotado na literatura. Este novo critério possibilita a identificação de ciclones mais rasos e fracos, como ilustrado em um estudo de caso de janeiro de 2008. No período de 1979 a 2011, uma média de 7 ciclones subtropicais se formaram por ano sobre o Atlântico Sul, com maior frequência próximo à costa do sul e sudeste do Brasil, e nos meses de verão. Na comparação entre ERA Interim e NCEP-NCAR, existe grande concordância em relação à intensidade, dimensão horizontal, ciclo anual e distribuição geográfica dos ciclones, porém a correlação entre a variabilidade interanual é quase nula. Composições de campos sinóticos indicam que a formação de ciclones subtropicais é associada a um padrão de bloqueio do tipo dipolo em altos níveis, e o movimento ascendente é intensificado pela presença de uma baixa fria desprendida na média troposfera. Durante os eventos de ciclones subtropicais, os fluxos de calor e umidade na interface oceano-atmosfera sob os ciclones apresentam valores próximos à média climatológica. A análise Lagrangeana de fontes de umidade por meio do modelo Flexpart mostra que grande parte da umidade presente no desenvolvimento destes eventos se origina em uma região afastada, a nordeste dos ciclones, e é transportada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul até a costa sul-sudeste do Brasil. Experimentos de sensibilidade com o modelo numérico *Weather Range and Forecast* (WRF) para dois ciclones subtropicais, indicam que é necessária a soma da evaporação local com a umidade transportada de regiões mais distantes, para criar condições em que tais ciclones possam se desenvolver no sudoeste do Atlântico Sul. Estes resultados permitem compreender a ocorrência dos ciclones subtropicais nesta região onde a temperatura da superfície do mar é relativamente baixa.

Palavras-chaves: ciclogênese subtropical, climatologia, transporte de umidade

ABSTRACT

GOZZO, L. F., 2014: **Subtropical cyclones over the Southwestern South Atlantic: Climatology and moisture sources**. 129 pp. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo.

Subtropical cyclone is a non-frontal low pressure system with warm core in lower troposphere and cold core aloft. Its genesis, structure, climatology and predictability are recent research topics. This work presents a climatology of subtropical cyclones over the South Atlantic Basin, focusing on the southwestern Atlantic, in two reanalyses (ERA Interim and NCEP-NCAR). A broader definition of these cyclones is presented. A case study from January 2008 illustrates a weaker and shallower cyclone that is accounted by the new methodology. From 1979 to 2011, around 7 cyclones formed in southwestern South Atlantic, mainly during summer. Both reanalyses show good agreement in the cyclone's intensity, size, geographical distribution and annual cycle, but the interannual variability is poorly correlated. Anomaly composites show that the subtropical cyclogenesis occurs under a dipole-blocking pattern in upper levels. Upward motion is enhanced by a mid-tropospheric cold cutoff low, while turbulent fluxes in the cyclone region are not above climatological values during the life cycle. Lagrangian analysis of moisture sources with the Flexpart dispersion model shows that most of the water vapor present in the cyclone area originates around 7 degrees to the west, being transported by the South Atlantic Subtropical High gyre to the southeastern coast of Brazil. Sensitivity experiments for two subtropical cyclones using the Weather Range and Forecast (WRF) model suggest that the sum of local evaporation from the ocean and the moisture transport from northeast is necessary to these systems' occurrence over southwestern South Atlantic. These pioneer results demonstrate how such cyclones can develop over relatively cold sea surface temperatures in this region.

Keywords: subtropical cyclogenesis, climatology, moisture sources

LISTA DE SIGLAS

ACE – Accumulated Cyclone Energy
ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul
CAPE – Convective Available Potential Energy
CISK – Convective Instability of Second Kind
COARE – Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
CPS – Cyclone Phase Space
ECMWF – European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
ERAInt – Era Interim
FLEXPART – Flexible Particle Dispersion Model
JBN – Jato de Baixos Níveis
NCEP1 – National Center for Environmental Prediction (Reanalysis 1)
PNMM – Pressão ao nível médio do mar
SAO – Oceano Atlântico Sul
TSM – Temperatura da superfície do mar
UTC – Coordinated Universal Time
UVP – Unidade de Vorticidade Potencial
VP – Vorticidade Potencial
WISHE – Wind Induced Surface Heat Exchange
WRF – Weather Research and Forecast model
ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU – Zona de Convergência de Umidade

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1: Área efetiva de rastreamento dos ciclones (SAO, retângulo azul tracejado) e região ciclogênica 1 (RG1, retângulo preto contínuo). 16
- Figura 3.1: Diagrama de fase do ciclone híbrido raso entre 0000 UTC de 12 de janeiro a 1800 UTC de 13 de janeiro de 2008. (a) B versus $-V_L^T$, (b) $-V_L^T$ versus $-V_U^T$ 26
- Figura 3.2: Imagens do satélite GOES-10 no canal do infravermelho às (a) 0000 UTC de 12 de janeiro, (b) 1200 UTC de 12 de janeiro, (c) 0000 UTC de 13 de janeiro e (d) 1200 UTC de 13 de janeiro de 2008. A letra “L” maiúscula indica o centro da baixa pressão em superfície de acordo com o algoritmo de rastreamento..... 27
- Figura 3.3: Campos meteorológicos para 1200 UTC de 11 de janeiro de 2008. (a) Vento horizontal (vetores, em $m\ s^{-1}$) e vorticidade relativa ciclônica (linhas tracejadas, em s^{-1}) em 925 hPa, e precipitação diária (sombreado, em mm); (b) Fluxo de umidade verticalmente integrado (vetores, em $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$) e sua divergência (sombreado, em $kg\ s^{-1}$); (c) Advecção de temperatura (sombreado, em $K\ dia^{-1}$) e pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa); (d) Corte vertical de anomalia de altura geopotencial (sombreado, em m) e temperatura do ar (contornos, em K) em relação à média zonal em $24^\circ S$ 28
- Figura 3.4: Similar à Figura 3.3, para 1200 UTC de 12 de janeiro de 2008. 29
- Figura 3.5: Similar à Figura 3.3, para 0000 UTC de 13 de janeiro de 2008. 30
- Figura 3.6: Frequência anual (a) do total de ciclones e (b) dos ciclones subtropicais na região SAO..... 32
- Figura 3.7: Média mensal (a) do total de ciclones e (b) de ciclones subtropicais na região SAO. (c) Média sazonal de ciclones subtropicais (barras) e razão entre o total de ciclones e os subtropicais (linhas) na região SAO. 33
- Figura 3.8: Histogramas de (a) tempo de vida (em dias), (b) distância percorrida (em km) e (c) velocidade média (em $m\ s^{-1}$) para ciclones subtropicais da região SAO. 34
- Figura 3.9: Histogramas de (a) mínima vorticidade ciclônica (em $10^{-5}\ s^{-1}$) durante todo o tempo de vida, (b) vento máximo em 925 hPa, (c) raio de vento máximo em 925 hPa e (d) máximo $-V_L^T$, durante o estágio subtropical. 37
- Figura 3.10: Ciclogênese e ciclólise subtropical (número de ciclones por radiano quadrado por dia) para (a), (c) NCEP1 e (b), (d) ERAInt. (e) Média sazonal (barras) e porcentagem de

ciclones subtropicais na quantidade total de ciclones sobre a RG1 para o ERAInt (azul) e NCEP1 (laranja)..... 38

Figura 3.11: Distribuição de frequência dos ciclones subtropicais identificados pelo ERAInt para intervalos de (a) TSM, (b) cisalhamento vertical do vento. Os valores são médios para as primeiras 24 horas de vida dos ciclones, em uma área de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude centrada no ciclone. 39

Figura 3.12: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 42

Figura 3.13: Composição de VP (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$ 43

Figura 3.14: Composição de anomalia de circulação (linhas de corrente) e magnitude do vento horizontal (sombreado, em $m s^{-1}$) em 250 hPa, para os dias de ciclogênese subtropical do verão, em relação à média sazonal (DJF), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = +24h$ 44

Figura 3.15: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical do verão, em relação à média sazonal (DJF), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$ 45

Figura 3.16: Composição de advecção horizontal de temperatura integrada na camada 1000-500 hPa (sombreado, em $K dia^{-1}$) e pseudo-velocidade vertical ω em 700 hPa (contornos, em $Pa s^{-1}$) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 46

Figura 3.17: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^\circ C$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em $W m^{-2}$) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 47

Figura 3.18: Composição de fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em $10^5 kg m^{-1} s^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 48

Figura 3.19: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 49

Figura 3.20: Composição de VP (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$ 50

Figura 3.21: Composição de anomalia de circulação (linhas de corrente) e magnitude do vento horizontal (sombreado, em $m s^{-1}$) em 250 hPa, para os dias de ciclogênese subtropical do outono, em relação à média sazonal (DJF), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$ 51

Figura 3.22: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical do outono, em relação à média sazonal (MAM), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$ 51

Figura 3.23: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^{\circ}C$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em $W m^{-2}$) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = 48h$ 52

Figura 3.24: Composição de fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em $10^5 kg m^{-1} s^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 54

Figura 3.25: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais na primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 55

Figura 3.26: Composição de vorticidade potencial (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais na primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$ 56

Figura 3.27: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical na primavera, em relação à média sazonal (MAM), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$ 57

Figura 3.28: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^{\circ}C$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em $W m^{-2}$) para os ciclones subtropicais da primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$ 57

Figura 3.29: Campos meteorológicos para os ciclones subtropicais rasos no verão: (a), (b), (c) PNMM (contornos, em hPa) e VP em 250 hPa (sombreado, em UVP); (d), (e), (f) vorticidade potencial (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (contornos, em K) na latitude do centro dos ciclones; (g, h, i) Composição de advecção horizontal de temperatura integrada na

camada 1000-500 hPa (sombreado, em $K \text{ dia}^{-1}$) e pseudo-velocidade vertical ω em 700 hPa (contornos, em Pa s^{-1}); (j, k, l) TSM (contornos, em $^{\circ}\text{C}$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em W m^{-2}); (m), (n), (o) fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em $10^5 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado). (a)-(d)-(g)-(j)-(m) $t = -24\text{h}$; (b)-(e)-(h)-(k)-(n) $t = 0$ e (c)-(f)-(i)-(l)-(o) $t = +24\text{h}$ 59

Figura 4.1: Composição dos campos de (E-P) para a RG1 em rastreamento-para-trás para (a) um dia, (b) três dias, (c) cinco dias e (d) sete dias antes do dia de gênese dos ciclones subtropicais no verão. 64

Figura 4.2: Mesmo que a figura 4.1, mas para os ciclones subtropicais no outono. 65

Figura 4.3: Mesmo que a figura 4.1, mas para os ciclones subtropicais na primavera. 66

Figura 4.4: (a) Média sazonal (DJF) de (E-P) integrado para -7 dias (apenas fontes); (b) Composição de (E-P) integrado para 7 dias antes dos dias de ciclogêneses subtropicais de verão (apenas fontes); (c) anomalia de (E-P) integrado para -7 dias no verão. 67

Figura 4.5: O mesmo que a figura 4.4, para (a) o período MAM e (b) os ciclones subtropicais no outono. 68

Figura 4.6: O mesmo que a figura 4.4, para (a) o período SON e (b) os ciclones subtropicais na primavera. 68

Figura 4.7: Campos de fluxo de umidade (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade (sombreado, em kg s^{-1}) integrados em toda a troposfera, no verão: (a) média climatológica (DJF); (b) composição média dos 7 dias anteriores aos dias de ciclogênese subtropical durante o verão; (c) Anomalia (diferença entre a composição média e a média climatológica). 70

Figura 4.8: Idem à figura 4.7, para o outono. 71

Figura 4.9: Idem à fig. 4.7, para a primavera. 73

Figura 5.1: Anomalia de (E-P) em relação à média sazonal de 30 anos (MAM), integrada nos 7 dias anteriores ao dia analisado, para (a) 4, (b) 5, (c) 6 e (d) 7 de março de 1999. O quadrado, centrado no núcleo do ciclone em cada tempo, indica a área onde as partículas de estudo se localizam no tempo $t = 0$ (1200 UTC do dia de ciclogênese). 76

Figura 5.2: Anomalia de (E-P) em relação à média sazonal de 30 anos (MAM), integrada nos 7 dias anteriores ao dia analisado, para (a) 24, (b) 25, (c) 26, (d) 27 e (e) 28 de março de 2004. O quadrado, centrado no núcleo do ciclone em cada tempo, indica a área onde as partículas de estudo se localizam no tempo $t = 0$ (1200 UTC do dia de ciclogênese). 77

Figura 5.3: Domínio de simulação e média do fluxo de calor latente de superfície (sombreado, em $W m^{-2}$) durante o tempo de vida dos ciclones analisados para os experimentos (a) CIC99–SFNL, (b) CIC99–SFL, (c) CAT–SFNL e (d) CAT–SFL. 79

Figura 5.4: Campos meteorológicos para o CIC99 a partir da reanálise ERAInt. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em $K dia^{-1}$) e fluxo de umidade integrado (vetores, em $kg m^{-1} s^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 04 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 05 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 06 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 07 de março de 1999. 81

Figura 5.5: Campos meteorológicos para o CIC99–CTRL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em $K dia^{-1}$) e fluxo de umidade integrado (vetores, em $kg m^{-1} s^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999. 83

Figura 5.6: Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para (a)-(c) a reanálise ERAInt e (d)-(f) o CIC99–CTRL. Os campos correspondem a (a)-(d) 0000 UTC de 04 de março; (b)-(e) 0000 UTC de 05 de março; (c)-(f) 0000 UTC de 06 de março de 1999. 84

Figura 5.7: Campos meteorológicos para o CIC99–SFNL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em $K dia^{-1}$) e vento horizontal em 850 hPa (vetores); (i)-(l) fluxo de umidade integrado (vetores, em $kg m^{-1} s^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade (sombreado, em $kg s^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999. 86

Figura 5.8: (a)-(d) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para o CIC99–SFNL, e (e)-(h) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em $K dia^{-1}$), para os experimentos CIC99–CTRL CIC99–SFNL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março; (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março; (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999. 88

Figura 5.9: Campos meteorológicos para o CIC99–SFL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em $K dia^{-1}$) e fluxo de umidade integrado (vetores, em

kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março e (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março de 1999. 90

Figura 5.10: (a)-(c) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, e (d)-(f) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em K dia⁻¹), para o experimento CIC99-SFL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março e (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março de 1999. 91

Figura 5.11: Campos meteorológicos para o CAT a partir da reanálise ERAInt. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004. 93

Figura 5.12: Evolução temporal da pressão central do ciclone Catarina segundo a reanálise ERAInt, o rastreamento de McTaggart-Cowan et al. (2006) e a simulação CAT-CTRL..... 95

Figura 5.13: Campos meteorológicos para o CAT-CTRL. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004. 96

Figura 5.14: Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para (a)-(e) a reanálise ERAInt e (f)-(j) o CAT-CTRL. Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004. 98

Figura 5.15: Campos meteorológicos para o CAT-SFNL. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (f)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004. 100

Figura 5.16: Campos meteorológicos para o CAT-SFL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em

$\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março e (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março de 2004. . 101

Figura 5.17: Evolução temporal da pressão central do ciclone Catarina no CAT-CTRL, no CAT-SNLF e no CAT-SFL..... 102

Figura 5.18: (a)-(e) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone , e (f)-(j) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em K dia^{-1}), para o experimento CAT-SFNL. Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004. 104

Figura 5.19: (a)-(d) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone , e (e)-(h) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em K dia^{-1}), para o experimento CAT-SFL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 de 24 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 26 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 27 de março..... 106

SUMÁRIO

CAPITULO 1. INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação e objetivos	1
1.2 Revisão Bibliográfica.....	2
1.2.1 Ciclones Subtropicais.....	2
1.2.2 O Papel Da Umidade Nas Ciclogêneses	7
1.2.3. Identificação de Regiões Fonte De Umidade Para Ciclogêneses	8
CAPITULO 2. DADOS E METODOLOGIA.....	11
2.1 Dados	11
2.2 Rastreamento De Ciclones	12
2.3 Cyclone Phase Space (CPS).....	13
2.4 Metodologia De Identificação Dos Ciclones Subtropicais	15
2.5 Diagnóstico De TSM E Cisalhamento Vertical Do Vento.....	17
2.6 O Modelo De Dispersão Lagrangeano Flexpart	18
2.7 O Modelo WRF	20
2.8 Perfis Verticais Médios Da Equação Da Termodinâmica.....	23
CAPITULO 3. CLIMATOLOGIA DE CICLONES SUBTROPICAIS	25
3.1 Estudo De Caso – Ciclone Subtropical Raso	25
3.2 Climatologia De Ciclones Subtropicais	31
3.3 Análise de Composições	40
3.3.1 Metodologia Para Composições	40
3.3.2 Ciclones Subtropicais No Verão (DJF).....	41
3.3.3 Ciclones Subtropicais No Outono (MAM)	49
3.3.4 Ciclones Subtropicais Na Primavera (SON)	55
CAPITULO 4. FONTES DE UMIDADE ASSOCIADAS AOS CICLONES SUBTROPICAIS – ANÁLISE LAGRANGEANA E EULERIANA	61
4.1 Transporte De Umidade Sazonal Para A RG1 E Ciclones Subtropicais – Análise Lagrangeana.....	62
4.2 Anomalia Sazonal Do Balanço De Umidade – Análise Lagrangeana.....	66
4.3 Anomalias Sazonais De Fluxo De Umidade –Análise Euleriana.....	69

CAPITULO 5. FONTES DE UMIDADE – EXPERIMENTOS NÚMERICOS.....	75
5.1 Descrição Dos Experimentos Numéricos.....	75
5.2 Experimentos De Sensibilidade – CIC99.....	80
5.2.1 Análise Sinótica E Simulação Controle.....	80
5.2.2 Experimento CIC99–SFNL.....	85
5.2.3 Experimento CIC99–SFL.....	89
5.3 Experimentos De Sensibilidade – Ciclone Catarina.....	92
5.3.1 Análise Sinótica E Simulação Controle.....	92
5.3.2 Experimentos CAT-SFNL E CAT-SFL.....	99
CAPITULO 6. CONCLUSÕES E ETAPAS FUTURAS.....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111
APÊNDICE A.....	125

CAPITULO 1. INTRODUÇÃO

1.1 Motivação e objetivos

O Oceano Atlântico Sul é uma região com alta frequência de ciclones extratropicais, em três regiões bem definidas de grande atividade ao longo da costa sudeste da América do Sul (Gan e Rao, 1991; Sinclair, 1995; Hoskins e Hodges, 2005, Mendes, 2010, Reboita et al., 2010). A climatologia destes ciclones de natureza frontal e núcleo frio em toda a troposfera, bem como sua estrutura, ciclo de vida, impactos e simulações numéricas são extensamente investigados na literatura.

Por outro lado, a ocorrência de ciclones tropicais no Atlântico Sul é extremamente rara. O principal inibidor do desenvolvimento tropical nesta região é o intenso cisalhamento vertical do vento (Gray, 1968) e os valores médios de temperatura da superfície do mar (TSM) na região entre 22°C e 25°C (Yu et al., 2008; Reboita et al. 2010b), intervalo inferior ao limiar teórico necessário para que a evaporação do oceano sustente o desenvolvimento de furacões (Gray, 1998).

Devido a este ambiente pouco favorável, a ocorrência do furacão Catarina, em março de 2004, surpreendeu a comunidade científica e modificou o paradigma de que ciclones de núcleo quente não se desenvolvem na bacia do Atlântico Sul. A partir deste evento, foi crescente a atenção dada aos sistemas tropicais e subtropicais nesta região do globo. Em 2010 e 2011, as tempestades subtropicais Anita e Arani, respectivamente, voltaram a chamar atenção de cientistas e da mídia para a ocorrência destes fenômenos e demonstraram que as condições atmosféricas que levam à formação de sistemas híbridos não são raras sobre este oceano.

Apesar de ocorrerem com certa frequência, pouco se conhece ainda das características dos ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul. Com exceção do furacão Catarina, que foi amplamente estudado desde sua ocorrência, poucos trabalhos existem na literatura sobre estes sistemas, e todos se dedicam a estudos de caso. Até o presente momento, não se realizou um estudo da estrutura média dos ciclones subtropicais nesta região, e apenas um trabalho apresentou uma climatologia, dedicada a tempestades subtropicais (Evans e Braun, 2012). Compreender melhor estes ciclones, tanto do ponto de vista teórico como para auxiliar na

previsão operacional de tempo, é de grande importância. A previsibilidade dos ciclones subtropicais no Atlântico Sul atualmente é baixa: modelos numéricos e reanálises ainda são deficientes para prever e representar tais sistemas (Mathias, 2012; da Rocha e Abreu, 2013; Silva, 2014). Sua ocorrência regular próximo a regiões densamente povoadas e de grande importância econômica (costa do sul e sudeste do Brasil) tornam o problema ainda mais relevante.

A fim de contribuir com este tema, o presente trabalho tem como objetivo geral apresentar uma climatologia e o ambiente sinótico em que ocorrem as ciclogêneses subtropicais sobre o Oceano Atlântico Sul, com ênfase no setor sudoeste (próximo à costa leste da América do Sul). Como objetivos específicos, pretende-se:

1) Obter a climatologia de ciclones subtropicais na região do Atlântico Sul, por meio de metodologia que identifique todos os ciclones de núcleo híbrido (tanto os ciclones profundos, com ventos intensos associados, como as baixas rasas e com ventos mais fracos);

2) Comparar a climatologia de ciclones subtropicais obtidas por duas reanálises com diferentes resoluções horizontais, para determinar em cada uma as principais características climatológicas dos sistemas;

3) Analisar a estrutura destes ciclones e o ambiente sinótico médio na gênese, a partir da análise de composições;

4) Determinar as regiões fontes de umidade para ciclogênese subtropical e a importância relativa do fluxo de calor latente de superfície local e não local no processo de formação de tais ciclones.

1.2 Revisão Bibliográfica

1.2.1 Ciclones Subtropicais

Os ciclones, circulações atmosféricas associadas a regiões de baixa pressão em superfície, foram divididos, durante as primeiras décadas do século XX, em duas categorias bem definidas e distintas: extratropicais e tropicais.

Ciclones extratropicais se formam em latitudes médias (Bjerknes e Solberg, 1922; Ulbrich et al., 2009), por meio da instabilidade baroclínica devido à presença de forte cisalhamento vertical do vento horizontal associado aos gradientes horizontais de temperatura

nestas regiões (Charney, 1947; Eady, 1949). A circulação ciclônica, ocorrendo nestas regiões de contraste entre massas de ar de diferentes temperaturas, origina frentes frias e quentes. O processo de intensificação do ciclone ocorre principalmente através da advecção de temperatura em baixos e médios níveis da troposfera, que amplificam as ondas em altos níveis e conseqüentemente o gradiente vertical de vorticidade ciclônica (Sutcliffe, 1947). No estágio de dissipação, denominado oclusão, os gradientes horizontais de temperatura enfraquecem e o sistema perde força. Os ciclones extratropicais apresentam diâmetro de milhares de quilômetros e são caracterizados pela assimetria térmica horizontal (presença de frentes), e por um núcleo frio em toda a troposfera, que se inclina para oeste com a altura (Charney, 1947).

Os ciclones tropicais, por sua vez, se originam nas regiões equatoriais do globo (Knapp et al., 2010). Uma perturbação ciclônica em baixos níveis é necessária para iniciar a ciclogênese tropical; uma vez formado, o ciclone se intensifica através de convecção intensa e organizada, alimentada pela evaporação da superfície do oceano (Ooyama, 1982; Craig e Gray, 1996). A transferência de calor latente do oceano para a atmosfera é mais eficiente quanto maior a TSM, portanto o oceano abaixo dos ciclones tropicais deve apresentar temperatura elevada; teoricamente, acima de 26°C (Gray, 1998). Estes ciclones formam-se em regiões de fraco gradiente horizontal de temperatura em baixos níveis, pois necessitam de fraco cisalhamento vertical do vento horizontal (DeMaria et al., 2001), para que o aquecimento por convecção na coluna atmosférica tenha maior eficiência (Gray, 1968). Os ciclones tropicais possuem diâmetro da ordem de centenas de quilômetros, são simétricos e apresentam uma região central de ventos fracos e céu claro, conhecida como “olho” (Willoughby, 1998). Caracterizam-se por um núcleo quente verticalmente alinhado (barotrópico) e muito profundo, indo desde a superfície até a tropopausa; o maior aquecimento ocorre nas camadas superiores da troposfera (Emanuel, 2003). Esta grande extensão vertical do núcleo quente é a chave da sustentação do ciclone pelos fluxos de calor latente intensos da superfície do oceano, segundo o mecanismo mais aceito atualmente para o desenvolvimento tropical (o *Wind Induced Surface Heat Exchange*, ou WISHE – Emanuel, 1986).

As diferenças de gênese e estrutura entre ciclones extratropicais e tropicais determinaram sua separação bastante definida como sistemas distintos. Porém, os estudos de furacões que adquirem estrutura frontal e tornam-se extratropicais (Pierce, 1939; Jones et al., 2003) e de ciclones extratropicais que desenvolvem núcleo quente durante seu estágio maduro

(Shapiro e Keyser, 1990), podendo até mesmo transformar-se em furacões (Davis e Bosart, 2003), mostram que esta divisão de classes não é tão rígida quanto a princípio se imaginava. Atualmente, os ciclones são vistos como um contínuo, onde em uma das extremidades estão os sistemas extratropicais puros, e na outra os tropicais puros (Beven, 1997). Entre estes dois tipos, porém, podem ocorrer sistemas híbridos, como as baixas polares (Emanuel e Rotunno, 1989; Rasmussen e Turner, 2003), as baixas mediterrâneas (Tous e Romero, 2013) e os ciclones subtropicais.

O termo “ciclone subtropical” foi introduzido por Simpson (1952) para designar ciclones que ocorrem durante o inverno no Oceano Pacífico Leste. Também conhecidos como *Kona Lows* ou Tempestades Kona, estes sistemas são inicialmente ciclones de núcleo frio. Durante seu ciclo de vida desenvolvem um núcleo quente semelhante às tempestades tropicais e causam intensa precipitação nas ilhas do Havaí. Este tipo de ciclogênese pode ocorrer (1) a partir de um ciclone extratropical ocluso, isolado do escoamento de oeste e do ar frio de latitudes mais altas por um anticiclone ao norte, ou (2) devido ao deslocamento de um cavado de altos níveis ou uma baixa desprendida fria na média troposfera (*cut-off low*) para latitudes mais baixas, induzindo ciclogênese sobre regiões de intenso fluxo de calor latente em superfície. Ramage (1962) e Morrison e Businger (2001) reafirmam a presença de baixas desprendidas na gênese dos ciclones subtropicais Kona, e Otkin e Martin (2004) através de análises de composições mostram que um cavado e ventos fracos em 300 hPa são características comuns na formação das *Kona Lows*.

Os trabalhos pioneiros sobre a gênese, estrutura e climatologia dos ciclones subtropicais na bacia do Atlântico (Norte) são Guishard (2006), Evans e Guishard (2009) e Guishard et al. (2009). Segundo estes trabalhos, tais ciclones formam-se e se aprofundam quando uma baixa desprendida fria em altos níveis se posiciona sobre uma perturbação ciclônica em baixos níveis, em uma atmosfera de fraca estabilidade estática.

A necessidade de uma perturbação ciclônica em baixos níveis representa uma característica semelhante entre os ciclones tropicais e subtropicais, porém a natureza desta perturbação é distinta: enquanto para os ciclones tropicais ela pode se originar de uma onda de leste equatorial, no caso dos subtropicais é comum que a origem seja em região de cisalhamento associada a uma frente fria. Combinada com valores mais elevados de vorticidade planetária (pois se localizam em latitudes mais altas), estas perturbações subtropicais podem apresentar intensidade até uma ordem de grandeza superior às perturbações tropicais (Guishard, 2006).

Os ciclones subtropicais apresentam núcleo quente relativamente raso, não ultrapassando os 500 hPa, e portanto não podem ser mantidos unicamente pela retroalimentação entre a circulação e intensos fluxos de calor latente do oceano, como ocorre com os ciclones tropicais (Guishard et al., 2009). Assim, um mecanismo adicional é necessário para a intensificação do movimento ascendente, e é este o papel das baixas desprendidas. Estas circulações ciclônicas de centro frio na média e alta troposfera forçam movimento ascendente quase-geostrófico, aprofundando e mantendo o ciclone em superfície (Holton, 2004; Emanuel, 2005). Quando o ciclone subtropical ocorre a leste de um cavado, iniciado por um processo baroclínico, a quebra de onda de Rossby em um ambiente com cisalhamento anticiclônico (Thorntcroft et al., 1993) e/ou com liberação de calor latente associado à atividade convectiva (Posselt and Martin, 2004) podem causar o desprendimento da baixa em altos níveis, reduzindo a escala do cavado e intensificando a interação desta circulação com o ciclone em baixos níveis (Evans e Guishard, 2009).

A presença de uma baixa desprendida ou um cavado pronunciado no escoamento de leste em médios níveis, sobre uma região de intensa baroclinia em superfície devido a diferenças de temperatura entre continente e oceano, também formam um ambiente de ciclogênese subtropical intensa ao longo da costa da Austrália, sobre o mar da Tasmânia (Holland et al., 1987). Esta região do globo apresenta características semelhantes às da costa leste da América do Sul, tais como a presença de uma cadeia de montanhas próxima à costa e o transporte de águas quentes tropicais para latitudes mais altas por uma corrente oceânica, gerando condições dinâmicas e termodinâmicas propícias ao desenvolvimento de sistemas híbridos (Braun, 2009). Além disso, tais ciclones subtropicais podem formar-se durante episódios de transição tropical. O ciclone Duck, em 2001, chegou a desenvolver um "olho" e um núcleo quente em 500 hPa (Garde et al., 2010).

Em termos climatológicos, Guishard et al. (2009), a partir da análise de 45 anos de dados do ERA-40 (Uppala et al., 2005), mostram que a maior parte dos ciclones subtropicais da bacia do Atlântico Norte formam-se com cisalhamento vertical inferior a $12,5 \text{ m s}^{-1}$ e TSM média de $24,6^\circ\text{C}$. A média anual de ciclogêneses é de 4,4 ciclones/ano, e o mês preferencial de formação, é outubro. Nesta época do ano, ocorre a sobreposição mais favorável entre a forçante baroclínica e altos valores de TSM, favorecendo a formação do ciclone e sua posterior intensificação via convecção.

Embora a ciclogênese subtropical ocorra climatologicamente em um ambiente com características tropicais, Guishard et al. (2009) apontam que os valores médios de

cisalhamento vertical do vento e TSM apresentam um considerável desvio padrão, e ressaltam que uma porcentagem dos ciclones subtropicais formam-se em ambiente com características muito distintas (foram encontrados ciclones formando-se com TSM de 15°C, e cisalhamento vertical de 39,4 m s⁻¹). Esta variedade de condições para a ciclogênese também é destacada por Evans e Guishard (2009), que inclusive dividem as ciclogêneses subtropicais de acordo com as características de cisalhamento e TSM, em quatro categorias: ambiente tropical, subtropical, extratropical 1 (E1) e extratropical 2 (E2). Através de um estudo numérico idealizado, Davis (2010) reafirma que os ciclones subtropicais podem se desenvolver em condição de cisalhamento vertical bastante intenso.

Esta ampla gama de ambientes sinóticos nos quais os ciclones subtropicais podem se desenvolver indica que não existe impedimento para que estes sistemas ocorram também sobre o Oceano Atlântico Sul. O mais intenso e organizado ciclone subtropical já registrado na região foi o Catarina, que se originou a partir de um ciclone extratropical, tornou-se subtropical e posteriormente passou por um processo de transição tropical. Por ser um sistema com características tão singulares, é o que vem sendo mais extensamente investigado, do ponto de vista sinótico (McTaggart-Cowan et al., 2006; Pereira-Filho et al., 2010), climatológico (Pezza et al., 2009), energético (Veiga et al., 2008) e numérico (Silva, 2014). Sua interação com as correntes superficiais do Oceano Atlântico (Vianna et al., 2010) e até mesmo o impacto do ciclone na população local de pássaros marítimos (Bugoni et al., 2007) também foram estudados.

Em março de 2010, o ciclone subtropical Anita se desenvolveu associado a um padrão de dipolo em altos níveis semelhante ao Catarina, e atingiu categoria de tempestade subtropical, com ventos superiores a 20 m s⁻¹ em grande parte de seu ciclo de vida (Dutra, 2012). Porém, o Anita não apresentou transição tropical, e sim extratropical, devido ao enfraquecimento dos fluxos de calor latente e à interação do ciclone com um distúrbio extratropical situado a sudoeste (Dias Pinto et al., 2013). Em março de 2011, mais um ciclone subtropical atinge categoria de tempestade, recebendo o nome de Arani (Mathias, 2012).

Apesar de não apresentarem a mesma estrutura organizada e intensidade dos casos já mencionados, outros sistemas com características semelhantes foram registrados sobre o Atlântico Sul. No outono de 1974, um ciclone de núcleo quente relativamente profundo se desenvolveu na altura do Uruguai, em um ambiente sinótico semelhante ao do Catarina (McTaggart-Cowan et al., 2006). Através do estudo da energética, Dias Pinto e da Rocha (2011) discutem que a principal fonte de energia de um ciclone desenvolvido na costa do

sudeste do Brasil em 2005 foi a conversão barotrópica. Além disso, há indícios de que pelo menos dois ciclones tropicais de fraca intensidade possam ter ocorrido sobre o Atlântico Sul em um passado recente (Silva Dias et al., 2004 apud Pezza e Simmonds, 2005).

A primeira, e até o momento única climatologia de ciclones subtropicais sobre o Oceano Atlântico Sul foi apresentada em Evans e Braun (2012). Obtida a partir de dados da reanálise ERA-40, de 1957 a 2002, esta climatologia mostra a ocorrência média de 1,3 tempestades/ano nesta região do globo, predominantemente durante o outono. Os valores de TSM (cisalhamento vertical do vento) são inferiores (superiores) àqueles presentes nos ciclones do Atlântico Norte. Em relação ao processo ciclogênético, este trabalho discute que o mecanismo de formação seria semelhante ao dos ciclones do Atlântico Norte (interação com uma baixa desprendida em médios níveis), mas sugere que a presença do cavado semi-permanente a leste dos Andes, posicionado sobre a região da corrente quente do Brasil, forma um ambiente ainda mais favorável à ciclogênese. Apesar da importância fundamental deste trabalho dentro da investigação dos ciclones subtropicais, é preciso ressaltar que, assim como Guishard et al. (2009), ele apenas apresenta a climatologia dos ciclones que atingiram a categoria de tempestade subtropical.

1.2.2 O Papel Da Umidade Nas Ciclogêneses

A presença do vapor d'água na atmosfera terrestre tem grande influência sobre o desenvolvimento de todas as classes de ciclogênese, principalmente devido ao aquecimento por liberação de calor latente na coluna atmosférica, resultante da conversão deste vapor em nuvem.

Na ciclogênese extratropical, a liberação de calor latente em toda a extensão vertical da troposfera aumenta significativamente a taxa de crescimento e a velocidade de fase das ondas baroclínicas instáveis, além de possibilitar a instabilização de distúrbios com comprimento de onda mais curto (Mak, 1982). Esta influência é confirmada por Bonatti e Rao (1987) através do estudo de mesociclones extratropicais (baixas polares) no Pacífico Norte e na costa da América do Sul. O crescimento mais acelerado dos sistemas na presença de umidade ocorre porque o aquecimento da média troposfera amplifica o movimento vertical associado ao ciclone, acelerando a conversão da energia potencial disponível em energia cinética (Gutowski et al., 1992). O papel da umidade no desenvolvimento dos ciclones-bomba (Sanders e Gyakum, 1980) é extensamente estudado – nestes casos, a presença abundante de

vapor d'água na atmosfera durante o estágio de pré-aprofundamento é condição necessária para o desenvolvimento explosivo (Kuo et al., 1991). Dal Piva et al. (2008) chegam a esta mesma conclusão no estudo numérico da influência dos fluxos de superfície em uma ciclogênese explosiva sobre o Oceano Atlântico sudoeste: a ausência do fluxo de calor latente na fase de pré-aprofundamento reduz a intensificação e impacta todo o desenvolvimento do ciclone. Por outro lado, a supressão dos fluxos de calor sensível quase não altera o aprofundamento. Ainda no Atlântico sudoeste, da Rocha (1999) discute numericamente a importância do fluxo de calor latente no aprofundamento e deslocamento de um ciclone extratropical, e Gozzo e da Rocha (2013) mostram que a diminuição da atividade convectiva na ausência do fluxo de calor latente sob uma ciclogênese do tipo Shapiro-Keyser inibe a intensificação do ciclone e altera a trajetória da baixa em superfície.

Enquanto a formação de um ciclone extratropical pode ocorrer, embora com diferentes características, na ausência de umidade, o mesmo não ocorre na ciclogênese tropical. A presença abundante de umidade nas camadas inferiores da troposfera é condição indispensável para o desenvolvimento de um furacão, seja na formulação da ciclogênese via CISK (“instabilidade condicional de segundo tipo” – Charney e Eliassen, 1964), via WISHE, ou em modificações das teorias mais aceitas (Montgomery et al., 2009). Ciclones subtropicais também necessitam de grande quantidade de umidade em baixos níveis para seu desenvolvimento; nesta situação, a fraca estabilidade estática e a propagação da forçante baroclínica de médios níveis até camadas mais próximas da superfície facilitam o desenvolvimento convectivo (Guishard et al., 2009).

1.2.3. Identificação de Regiões Fonte De Umidade Para Ciclogêneses

A umidade presente em um processo de ciclogênese pode ter origem no próprio local (através dos fluxos de calor latente de superfície) ou em regiões afastadas. O tempo de residência médio do vapor d'água na atmosfera terrestre é de 10 dias (Numaguti, 1999), durante os quais ele pode ser transportado por grandes distâncias pela circulação atmosférica. Estudos observacionais de ciclones tropicais no noroeste do Oceano Pacífico indicam que cerca de 60% da umidade presente na ciclogênese tem origem além de um raio de 8° de distância das tempestades (Lee, 1989). A frequência de ciclones extratropicais na costa da América do Sul diminui quando a combinação entre os eventos El-Niño e Oscilação Decadal do Pacífico agem para enfraquecer o Jato de Baixos Níveis (JBN) minimizando o transporte

de umidade desde latitudes mais baixas até as regiões ciclogênicas em latitudes médias (da Silva et al., 2011). Estes exemplos ilustram a importância do estudo das fontes distantes de umidade para as ciclogêneses. Uma forma de identificar estas fontes é a análise Lagrangeana, na qual mudanças na quantidade de umidade de parcelas de ar (através dos processos de evaporação e precipitação) são contabilizadas ao longo da trajetória destas parcelas, desde a origem até o ponto de interesse, indicando em que regiões houve ganho ou perda de umidade (Sodemann et al., 2008). A aplicação do modelo Lagrangeano *Flexible Particle Dispersion Model* (Flexpart) para estudos do ciclo hidrológico global é vasta, compreendendo numerosas regiões do planeta: Europa Central (Stohl e James, 2004), Sahel (Nieto et al., 2006), Islândia (Nieto et al., 2007), América tropical (Durán-Quesada et al., 2012) e China (Drumond et al., 2012). Gimeno et al. (2010, 2013) investigam a precipitação continental em escala global utilizando esta metodologia. Sobre a América do Sul, Drumond et al. (2008) mostram que a umidade presente no balanço hidrológico das regiões do Brasil central e bacia do Prata se origina em grande parte no Oceano Atlântico tropical.

No estudo de ciclogêneses, esta ferramenta vem sendo utilizada quase exclusivamente para os ciclones extratropicais. Wernli et al. (2002) identifica qualitativamente que a origem da umidade associada a um intenso ciclone de inverno provinha da evaporação de uma área de alta TSM. Bao et al. (2006), utilizando análise Lagrangeana, mostram que os ciclones extratropicais transportam ar úmido desde os trópicos até altas latitudes sobre o Oceano Pacífico oeste, através de suas esteiras transportadoras quentes (*warm conveyor belts*) e frentes frias associadas. Ordóñez et al. (2013) também identificam este processo como uma fonte tropical de umidade para o desenvolvimento de ciclones explosivos próximos ao continente europeu. Liberato et al. (2013) confirmam este resultado mostrando que o transporte de ar úmido dos subtropicais esteve presente durante todo o ciclo de vida de um ciclone explosivo que atingiu a Europa; inclusive, este transporte intensificou-se exatamente no período anterior à maior queda de pressão em superfície do ciclone. Em relação à América do Sul, da Rocha (1999) utiliza a análise de trajetórias para investigar a intrusão de ar seco no desenvolvimento de um ciclone extratropical, mostrando que este ar tem sua origem principal em camadas superiores da troposfera, a oeste do centro do sistema. Durán-Quesada et al. (2010) discute as fontes de umidade associadas a três ciclones extratropicais desenvolvidos na costa leste do continente, enfatizando as diferentes regiões fonte de acordo com a posição geográfica da ciclogênese: os ciclones que se originam na costa do sudeste do Brasil, e em altas latitudes na costa leste da Argentina, têm como principal fonte de umidade o Oceano

Atlântico Sul, enquanto o ciclone formado na costa do Uruguai recebe aporte de umidade através do JBN sul-americano.

Poucos estudos existem sobre fontes de umidade associadas a ciclogêneses subtropicais. Um dos únicos trabalhos nesta área mostra que parcelas de ar presentes no desenvolvimento do ciclone Duck, na costa leste da Austrália, originaram-se em regiões tropicais (extratropicais) distantes em baixos (altos) níveis, evidenciando a estrutura híbrida deste sistema (Garde et al., 2010). Até o momento, destaca-se que não existem estudos de fontes distantes de umidade através de análise Lagrangeana para ciclogêneses de qualquer tipo, do ponto de vista climatológico.

CAPITULO 2. DADOS E METODOLOGIA

2.1 Dados

A climatologia de ciclones subtropicais e composições de variáveis atmosféricas foram realizadas com dados da reanálise ERA-Interim (Dee et al., 2011) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), referidos neste trabalho como ERAInt, dispostos em grade regular com resolução horizontal de 1,5° graus de latitude por 1,5° de longitude, em 10 níveis verticais de pressão (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250 e 200 hPa) e em quatro horários diários (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC). O período de análise compreende desde as 0000 UTC do dia 01 de janeiro de 1979 até 1800 UTC de 31 de dezembro de 2011. Este conjunto de dados conta com um sistema quadri-dimensional de assimilação de dados (4D-VAR) e uma nova análise de umidade (Hólm et al., 2003), que reduz problemas apresentados pela reanálise ERA40.

Os dados da reanálise ERAInt foram também utilizados como condição inicial e de fronteira para alimentar os modelos Flexpart e WRF.

TSM e fluxos de calor sensível e latente foram obtidos a partir do projeto *Objectively Analyzed air-sea Heat Fluxes* (OAFlux), do *Woods Hole Oceanographic Institute* (WHOI). O objetivo deste projeto é combinar as melhores observações e estimativas das variáveis atmosféricas e oceânicas, utilizando dados de diferentes fontes, com o melhor algoritmo de *bulk* para obter um cálculo mais preciso dos fluxos (Yu et al., 2008). Na versão utilizada, a parametrização de fluxos turbulentos é obtida com o algoritmo COARE 3.0 (Fairall et al., 2003), que foi desenvolvido inicialmente para situações convectivas sobre o Pacífico Oeste tropical (Fairall et al., 1996), mas vem sendo adaptado com sucesso para condições de latitudes médias, águas mais frias e ventos mais intensos (Bradley et al., 2000). Verifica-se neste algoritmo acurácia superior a 5% para ventos entre 0 e 10 m s⁻¹ e 10% para ventos entre 10 e 20 m s⁻¹ (Yu et al., 2008). As variáveis necessárias para os cálculos são o vento horizontal a 10 metros, TSM, temperatura do ar e umidade do ar nas camadas próximas ao oceano. A velocidade do vento a 10 m é obtida por três sensores de satélite, sendo dois radiômetros passivos (SSM/I e AMSR-E) e um ativo (QuickSCAT). Para a umidade do ar, Chou et al. (1995, 1997) desenvolveram uma técnica para extrair esta variável das medidas de

água precipitável total do sensor SSMI e de radiosondagens ao redor de todo o globo; com isto obtiveram um campo com erro médio inferior a 2 g kg^{-1} quando comparado a sondagens reais. A TSM vem da análise de Reynolds et al. (2007), oriunda de dados do sensor AVHRR em infravermelho e dos dados do sensor AMSR-E em microondas, corrigidos por observações *in-situ* de navios e bóias em todo o planeta. Para complementar o conjunto de dados, e fornecer informações para o período anterior a 1985, são utilizadas as reanálises 1 e 2 do *National Center for Environmental Prediction* – NCEP (Kalnay et al., 1996) e ERA40. Os fluxos são computados e disponibilizados como médias diárias, com resolução horizontal de 1° sobre todo o globo, no período de 1985 a 2011.

Como dados de entrada para o algoritmo Flexpart, foram utilizados dados procesados separadamente a partir da ERAInt, com 1° de resolução horizontal, 60 níveis verticais e em 8 horários diários (0000, 0300, 0600, 0900, 1200, 1500, 1800 e 2100UTC).

Para comparação entre reanálises dentro do período estudado, a climatologia também foi construída utilizando dados da reanálise 1 do NCEP, referido a partir de agora como NCEP1, com resolução horizontal de 2.5° de latitude por 2.5° de longitude, e níveis verticais e horários idênticos aos da ERAInt.

2.2 Rastreamento De Ciclones

O algoritmo de identificação e rastreamento de ciclones utilizado neste trabalho foi desenvolvido por Sugahara (2000), com metodologia semelhante à descrita em Sinclair (1994, 1995). Neste algoritmo a trajetória de ciclones é definida como uma sequência de mínimos (no hemisfério Sul) locais de vorticidade no vento em 925 hPa. Antes da aplicação do método de rastreamento, os campos analisados são suavizados duas vezes pelo método de Cressman (Cressman, 1959), com raio de influência de 500 km, para eliminar centros espúrios de vorticidade e reduzir ruídos em zonas de cisalhamento alongado (Reboita et al., 2010). Através do método do vizinho mais próximo (*nearest neighbor search*), um ponto de grade neste campo é considerado centro do ciclone se apresentar vorticidade menor do que os pontos vizinhos, e menor ou igual a um limiar pré-estabelecido. Após a identificação, o algoritmo corrige a posição fazendo uma nova busca ao redor deste ponto, dentro de um raio de 250 km (Sugahara, 2000; Reboita, 2008), onde a grade original é interpolada para mais alta resolução ($0,28^\circ$ de latitude x $0,28^\circ$ de longitude), através de uma função polinomial bi-

cúbica. São definidos desta maneira dois pontos de mínimo em tempos consecutivos, e a diferença de posição entre eles fornece a velocidade de deslocamento do sistema. Esta velocidade será empregada como uma primeira estimativa (*first guess*) da posição do sistema no tempo futuro, e ao redor desta nova posição estimada, o algoritmo repete o método do *nearest neighbor search* para identificar precisamente a próxima posição. A sucessiva aplicação deste algoritmo gera a trajetória do ciclone, até que os limites previamente estabelecidos de vorticidade relativa mínima e/ou o tempo de vida máximo sejam atingidos. Explicações mais detalhadas deste procedimento podem ser encontradas em Reboita (2008) e Reboita et al. (2010).

A utilização da vorticidade relativa como variável de rastreamento de ciclones apresenta vantagens em relação à pressão ao nível do mar, pois na utilização desta última os ciclones só são identificados quando as isóbaras se fecham em torno do centro, o que pode ocorrer apenas em estágios avançados do ciclo de vida. Além disso, o fechamento de isóbaras e a correta localização do centro de baixa através da pressão são dependentes do escoamento em que o ciclone está embebido. Estas limitações, e as vantagens do uso alternativo da vorticidade relativa são discutidos em Sinclair (1994).

O algoritmo de identificação dos ciclones fornecerá data e horário, posição (latitude e longitude) e pressão central ao nível do mar dos sistemas ao longo do tempo de vida ao código do *Cyclone Phase Space* (CPS), a partir do qual será possível separar os sistemas subtropicais considerando os critérios apresentados na seção 2.3.

2.3 O Espaço de Fase do Ciclone (CPS)

O CPS (Hart, 2003), do inglês *Cyclone Phase Space*, descreve a estrutura tridimensional dos ciclones baseado em três parâmetros calculados unicamente a partir do campo tridimensional de altura geopotencial: simetria térmica (B), vento térmico em baixos níveis ($-V_T^L$) e vento térmico em altos níveis ($-V_T^U$).

O parâmetro de simetria térmica (B), que considera a diferença de espessura em dois semicírculos de raio 500 km em torno do centro do ciclone, é calculado como:

$$B = h \left(\overline{\phi_{600 \text{ hPa}} - \phi_{900 \text{ hPa}}} |_{DIREITO} - \overline{\phi_{600 \text{ hPa}} - \phi_{900 \text{ hPa}}} |_{ESQUERDO} \right) \quad (1)$$

onde ϕ é a altura geopotencial, h é igual a +1 no hemisfério Norte e -1 no hemisfério Sul; *DIREITO* e *ESQUERDO* referem-se respectivamente aos semi-círculos direito e esquerdo em relação ao centro do ciclone.

Sistemas extratropicais exibem valor elevado de assimetria térmica nos estágios iniciais de desenvolvimento (setor frio e setor quente claramente distintos), enquanto sistemas tropicais apresentam simetria térmica que resulta em $B \approx 0$. Um limiar conveniente e fisicamente apropriado para a distinção destes dois tipos de ciclones é $B = 10$ m (Hart, 2003). Portanto, sistemas tropicais apresentarão $-10 \text{ m} < B < +10 \text{ m}$, e sistemas extratropicais em formação e desenvolvimento terão $B \gg 0$. Para ciclones subtropicais, pode-se esperar um valor de B superior a 10 m, mas não muito elevado.

Os parâmetros de vento térmico $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ são definidos como a mudança de espessura entre dois níveis de pressão localizados, respectivamente na baixa troposfera (índice L) e na alta troposfera (índice U). Estes parâmetros são calculados como:

$$-|V_T^L| = \frac{\partial(Z_{\max} - Z_{\min})}{\partial \ln p} \Big|_{900}^{600} = \frac{(Z_{\max} - Z_{\min})/_{600} - (Z_{\max} - Z_{\min})/_{900}}{\ln 600 - \ln 900} \quad (2)$$

$$-|V_T^U| = \frac{\partial(Z_{\max} - Z_{\min})}{\partial \ln p} \Big|_{600}^{300} = \frac{(Z_{\max} - Z_{\min})/_{300} - (Z_{\max} - Z_{\min})/_{600}}{\ln 300 - \ln 600} \quad (3)$$

Em ciclones extratropicais, temos $-|V_T| < 0$ em ambas as camadas (com o módulo da magnitude de $-|V_T^U|$ superior à de $-|V_T^L|$). Neste caso, pelo balanço do vento térmico deve existir um gradiente horizontal de temperatura positivo a partir do centro do sistema, ou seja, há uma anomalia fria no centro do ciclone. Em sistemas tropicais, a perturbação é mais intensa em baixos níveis (decrece com a altura), e $-|V_T| > 0$. Novamente, pelas considerações do balanço do vento térmico, este resultado implica em um sistema de núcleo quente, e tanto $-|V_T^L|$ como $-|V_T^U|$ serão positivos, pois a profundidade deste núcleo quente se estende por toda a troposfera. Ciclones subtropicais, apresentam núcleo quente apenas em baixos níveis e

núcleo frio na alta troposfera, portanto espera-se $-|V_r^L| > 0$ e $-|V_r^U| < 0$ (Evans e Guishard, 2009; Evans e Braun, 2012).

2.4 Metodologia De Identificação Dos Ciclones Subtropicais

Utilizando o algoritmo de rastreamento descrito na seção 2.2 foram identificados todos os ciclones do período de estudo, na área compreendida entre 70°W-5°W e 50°S-10°S, indicada por um retângulo azul tracejado na figura 2.1. Daqui por diante esta região será referida como SAO (*Southwestern South Atlantic Ocean*). Na mesma figura também está delimitada a área de ciclogênese Região 1 (RG1, linha preta contínua), conforme definida em Reboita et al. (2010), uma região que será analisada com mais detalhes no decorrer deste estudo. Foi considerado um ciclone todo centro de vorticidade relativa negativa menor ou igual a $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ que persista por mais de 24 horas no campo de vento horizontal em 925 hPa. Tal valor de vorticidade foi escolhido por possibilitar a identificação de ciclones relativamente fracos, em latitudes subtropicais (Reboita et al., 2010). O critério não exige a presença de isóbaras fechadas no campo de pressão ao nível médio do mar (PNMM), pois muitas vezes elas não ocorrem devido unicamente à intensidade do escoamento em que o núcleo de vorticidade está embebido (Sinclair, 1994); além disso, mesmo sistemas que não apresentam isóbaras fechadas podem causar significativas mudanças de tempo e impactos sociais (Sugahara, 2000).

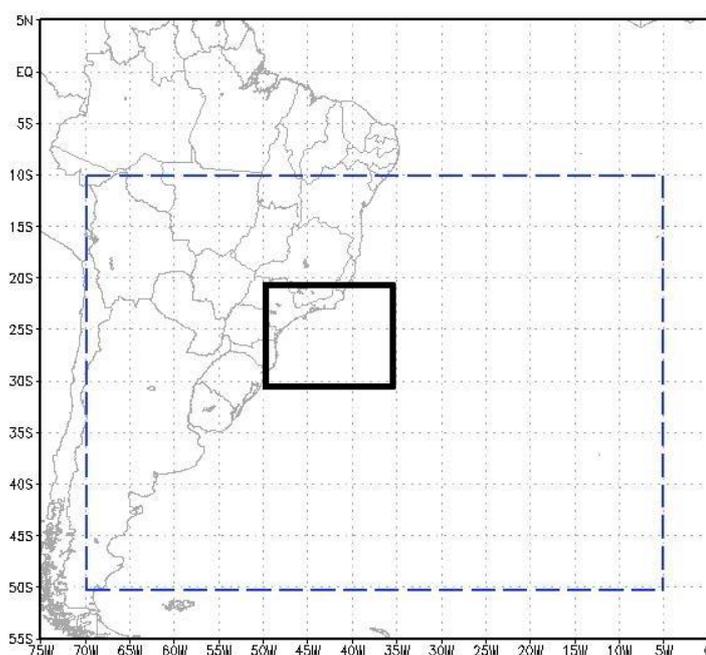


Figura 2.1. Área efetiva de rastreamento dos ciclones (SAO, retângulo azul tracejado) e região ciclogênica 1 (RG1, retângulo preto contínuo).

Após o rastreamento de todos os ciclones formados na região SAO, os dados de horário, posição e PNMM são repassados ao algoritmo CPS (seção 2.3) para a classificação dos sistemas entre extratropicais e subtropicais. Neste trabalho, um ciclone é considerado subtropical se:

1) Forma-se entre 40°S e 20°S, conforme Guishard et al. (2009) e Evans e Braun (2012). Na região de estudo, este critério evita a inclusão de baixas polares, vórtices de mesoescala que se formam em altas latitudes e que apresentam núcleo quente na troposfera devido à intensa liberação de calor latente por convecção (Rasmussen e Turner, 2003). Simulações numéricas e observações mostram que este tipo de atividade ciclônica de mesoescala ocorre durante todo o ano, em todas as longitudes, ao redor do círculo polar antártico (Carrasco et al., 2003);

2) possui estrutura térmica híbrida, com núcleo quente em baixos níveis e núcleo frio em altos níveis, persistindo por tempo igual ou superior a 36 horas consecutivas (maior que um ciclo diurno). Os limiares de vento térmico utilizados neste trabalho são $-|V_T^L| \geq -50$ e $-|V_T^U| \leq -10$. O valor de $-|V_T^L|$ foi determinado mais negativo em relação ao utilizado por Evans e Guishard (2009), pois o parâmetro de vento térmico em baixos níveis pode fornecer valores baixos, ou até negativos, mesmo para ciclones tropicais de categoria 1 (Manning e Hart, 2007 apud Braun, 2009). Além disso, o cálculo é bastante sensível à resolução dos dados utilizados, e com esta margem se garante que todos os sistemas subtropicais sejam efetivamente identificados;

3) apresenta simetria térmica ($B < 25$ m) por 36 horas ou mais, simultaneamente aos valores de vento térmico do item 2, sobre o oceano. A climatologia de Guishard et al. (2009) encontrou um valor de B médio de 11,1 com desvio padrão de 13,9 para os ciclones do Atlântico Norte; a condição de $B < 25$, engloba este intervalo;

4) atinge os valores de B, $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ descritos nos itens (2) e (3) dentro das primeiras 24 horas de vida do ciclone. Isto garante que apenas ciclones subtropicais puros (não

resultantes de transição) sejam contabilizados, e evita a inclusão de ciclones extratropicais oclusos (que possuem estrutura térmica no CPS semelhante aos ciclones subtropicais).

Os critérios de vento mínimo sustentado de 17 m s^{-1} (*gale force winds*) e baixa desprendida em 500 hPa não são utilizados para esta climatologia, levando à definição de ciclone subtropical apenas como um sistema de baixa pressão não frontal com estrutura térmica vertical híbrida. Esta definição mais abrangente contabiliza sistemas que, apesar de serem rasos e não atingirem ventos tão intensos, podem causar mudanças de tempo significativas na costa do Brasil. Um exemplo deste tipo de sistema será apresentado na seção 3.1.

A análise visual de campos de altura geopotencial em 500 hPa e temperatura do ar em 925 hPa para todos os ciclones que atendem aos critérios 1 a 4 completa a seleção dos eventos, garantindo que apenas ciclones separados do escoamento baroclínico principal sejam considerados.

2.5 Diagnóstico De TSM E Cisalhamento Vertical Do Vento

Altos valores de TSM e fraco cisalhamento vertical do vento horizontal são condições fundamentais para o desenvolvimento de ciclones tropicais, e como a princípio estes fatores devem também ter forte influência sobre os ciclones subtropicais, suas magnitudes serão calculadas para todos os sistemas.

A TSM e o cisalhamento dentro da troposfera (entre 925 e 200 hPa) foram calculados como médias nas primeiras 24 horas de vida dos ciclones, em uma área de 10° de latitude por 10° de longitude, centrada a cada tempo no núcleo do ciclone. A magnitude do cisalhamento vertical é expressa, seguindo Guishard, Evans e Hart (2009), como:

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial z} = \sqrt{(u_U - u_L)^2 + (v_U - v_L)^2} \quad (4)$$

onde os subscritos U e L indicam o vento no nível de 200 hPa e 925 hPa, respectivamente.

2.6 O Modelo De Dispersão Lagrangeano Flexpart

O Flexpart (Stohl et al., 2005; Stohl e James, 2005) é um modelo lançado em 1998, para descrever o transporte e a difusão de traçadores na atmosfera através da análise da trajetória de um grande número de “partículas” (parcelas de ar infinitesimalmente pequenas). Este modelo foi inicialmente desenvolvido para estudos de dispersão de poluentes, mas hoje é utilizado em diversas aplicações meteorológicas (como no caso deste trabalho, na análise do ciclo do vapor de água de uma dada região do globo), por cerca de 35 grupos de pesquisa em 14 países diferentes.

Os campos meteorológicos de entrada necessários para o Flexpart são vento horizontal (u , v), vento vertical (w), temperatura do ar (T) e umidade específica (q), em coordenada η , que segue a topografia. Valores de temperatura do ar a 2 metros de altura, vento a 10 metros de altura e q no primeiro nível vertical são utilizados como condições de superfície. Também são utilizados os campos de calor sensível e calor latente em superfície, PNMM, precipitação, topografia e tensão em superfície.

O Flexpart utiliza um esquema onde a posição no tempo de cada partícula é dada por

$$x(t + \Delta t) = x(t) + \vec{v}(x, t)\Delta t \quad (5)$$

onde \vec{x} é o vetor posição de cada partícula rastreada e $\vec{v} = \bar{v} + \vec{v}_t + \vec{v}_m$, sendo \bar{v} o vetor vento total, \bar{v} o vento na escala de grade, \vec{v}_t a flutuação turbulenta do vento e \vec{v}_m a flutuação de mesoescala do vento.

A partir do Flexpart versão 5.0, houve um aumento da acurácia numérica dos cálculos pela inclusão de uma iteração no esquema de Petterssen (1940) para correção da posição obtida pelo esquema.

A altura da camada limite planetária no Flexpart é calculada segundo Vogelezang e Holtslag (1996), utilizando o conceito de número de Richardson crítico.

A convecção úmida, um mecanismo de transporte importante dentro do ciclo hidrológico, é resolvida na escala de grade na vertical. Porém, na horizontal é um processo de subgrade, e o esquema de parametrização de Emanuel e Zvkovic-Rothman (1999) é utilizado para calcular o transporte do traçador pelas correntes ascendentes e descendentes em nuvens convectivas.

Neste trabalho, o Flexpart é utilizado em seu modo *backward* (rastreamento-para-trás), ou seja, o modelo é integrado para trás no tempo, buscando as posições de origem de todas as partículas presentes na área de interesse no tempo inicial. Neste caminho para trás, contabiliza-se perdas e ganhos de umidade em cada partícula.

Para diagnosticar o fluxo de água em uma área A, as mudanças de umidade em todas as partículas na coluna atmosférica são calculadas pelo somatório:

$$E - P \approx \frac{\sum_{N=1}^K (e - p)}{A} \quad (6)$$

onde E (P) é a taxa de evaporação (precipitação) por unidade de área, (E-P) é o fluxo de água (integrado na coluna), e (p) é taxa de aumento (diminuição) de umidade da partícula ao longo da trajetória, e K é o número total de partículas.

Desde que a área seja suficientemente grande, e que a quantidade de partículas seja também grande o suficiente para garantir que o número de partículas por coluna de grade exceda o número de níveis do modelo, a relação (6) se aproxima da equação de balanço Euleriano

$$E - P = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{g} \int_0^{p_i} q dp \right) + \bar{\nabla} \cdot \frac{1}{g} \int_0^{p_i} q \bar{v} dp \quad (7)$$

na qual g é a aceleração da gravidade, q é a umidade específica, e \vec{v} é o vetor vento (Stohl e James, 2005).

O Flexpart, através da expressão (6), calcula a resultante de E-P, mas não cada processo individualmente. Assumindo que E e P não coexistem no mesmo local no mesmo passo de tempo, temos que (E-P) > 0 indica uma região de evaporação, ou seja, região onde está aumentando a umidade nas partículas, e (E-P) < 0 mostra uma área de perda de vapor d'água pelas partículas (esta perda pode estar associada a precipitação ou a mudanças de estado da água).

2.7 O Modelo WRF

Os experimentos numéricos apresentados neste trabalho foram realizados utilizando o núcleo *Advanced Research* (ARW) do modelo *Weather Research and Forecast* (WRF) versão 3.5.1 (Skamarock et al., 2008). O ARW-WRF resolve as equações dinâmicas completas não-hidrostáticas e totalmente compressíveis, discretizadas em uma grade horizontal do tipo C de Arakawa. As coordenadas verticais acompanham o terreno; a condição de fronteira inferior é fornecida por dados de reanálise e a condição de fronteira superior é uma superfície de pressão constante com mecanismos de absorção de ondas de gravidade. A integração no tempo do WRF é do tipo “time-split”, utilizando o esquema de Runge-Kutta de 2ª ou 3ª ordem com um passo de tempo menor para modos acústicos e ondas de gravidade. Maiores detalhes sobre o modelo podem ser obtidos em Skamarock et al. (2008) e Gozzo (2010).

Os principais esquemas de parametrização utilizados nas simulações deste trabalho são descritos a seguir:

- Microfísica

Resolve explicitamente os processos de vapor d'água, nuvem e precipitação. Os cálculos são realizados como um processo de ajuste ao final de cada passo de tempo. Para cada um dos dois estudos de caso presentes neste trabalho, foi utilizado um esquema diferente, visando obter os resultados mais próximos às estimativas e observações dos ciclones simulados:

a) *New Thompson et al. scheme*: este esquema foi desenvolvido para a versão atual do WRF, apropriado para simulações de alta resolução. É uma parametrização tipo bulk, baseada em Lin et al. (1983), que explicitamente prediz a razão de mistura de cinco espécies líquidas e sólidas (água de nuvem, chuva, gelo de nuvem, neve e graupel). A descrição completa da parametrização está em Thompson et al. (2004) e novas características específicas da versão em uso são apresentadas em Thompson et al. (2008)

b) *Goddard microphysics scheme*: parametrização do tipo *bulk* também baseada em Lin et al. (1983), com as seguintes modificações: novas técnicas de saturação (Tao et al., 1989, 2003) para garantir que supersaturação (subsaturação) não ocorra em um ponto de grade sem nuvem (com nuvem); tratamento equivalente de processos microfísicos que não envolvam mudança

de fase; impedimento de que a soma de todos os processos de sumidouro associados a determinada espécie não exceda a massa da espécie (Skamarock et al., 2008).

- Radiação de onda curta e onda longa

O esquema radiativo do modelo calcula o aquecimento da atmosfera devido aos processos de divergência do fluxo de radiação e o balanço de energia radiativa no solo. Os cálculos são realizados a cada 30 minutos de integração. Todos os esquemas radiativos no modelo WRF são unidimensionais, tratando cada coluna atmosférica independentemente, e os fluxos correspondem aos incidentes sobre um plano infinito horizontalmente uniforme. Esta é uma boa aproximação para simulações onde a espessura vertical do modelo é muito menor do que o comprimento horizontal da grade.

No cálculo de onda longa, é utilizado o Rapid Radiative Transfer Model (RRTM), baseado em Mlawer et al. (1997), para 16 bandas espectrais. Esta parametrização utiliza tabelas pré-definidas para representar processos de interação entre onda longa e vapor d'água, ozônio, CO₂ e gases-traço, e também para considerar a profundidade óptica das nuvens.

Para o cálculo de ondas curtas, é utilizado o esquema de Dudhia (1989), que considera o espalhamento da radiação solar pelo ar claro, absorção pelo vapor d'água, e reflexão e absorção por nuvens.

- Interação solo-planta-atmosfera

A parametrização solo-planta-atmosfera utiliza informações dos esquemas de camada superficial, radiação e precipitação (microfísica), junto com dados de uso do solo, para calcular os fluxos de calor, umidade e momento sobre superfícies de terra e gelo marinho.

O esquema utilizado é o *Noah Land Surface Model* (Chen e Dudhia, 2001), que conta com quatro camadas de solo e inclui efeitos da zona de raízes, evapotranspiração, drenagem e escoamento superficial. As categorias de vegetação e sua variabilidade mensal também são consideradas. Fluxos de calor sensível, latente e momento sobre o solo são calculados por esta parametrização e passados ao esquema de camada limite.

- Camada limite superficial

Esta parametrização fornece coeficientes de troca de calor e velocidade de fricção. Sobre a superfície de terra, estes valores são passados à parametrização de solo-planta-

atmosfera para cálculo dos fluxos de calor. Sobre a superfície oceânica, os fluxos de calor latente, sensível e momento são computados diretamente.

Neste trabalho foi utilizada a teoria da similaridade (Monin e Obhukov, 1954), com funções de estabilidade de Paulson (1970), Dyer e Hicks (1970) e Webb (1970) para computar os coeficientes de troca de calor, umidade e momento. Uma descrição detalhada deste esquema pode ser encontrada em Gozzo (2010). Nas primeiras versões do WRF, um termo de velocidade convectiva (Beljaars, 1995) foi utilizado para computar corretamente os fluxos de superfície. No WRF versão 3, esta formulação é substituída sobre pontos de grade de água (oceanos, lagos, etc) por um esquema proporcional apenas ao gradiente térmico vertical, para um cálculo mais preciso sob condições de vento fraco.

- Camada limite planetária

Esta parametrização é responsável pelos fluxos em escala de sub-grade, devido ao transporte vertical turbulento. Ela calcula os perfis de fluxo dentro da camada limite determinando assim as tendências de temperatura, umidade (e nuvens) e momento em toda a coluna atmosférica.

O esquema da Universidade Yonsei (Hong et al., 2006) é utilizado nas simulações deste trabalho. Ele é baseado na teoria K não-local (Troen e Mahrt, 1986), que determina os fluxos a partir do gradiente das propriedades. O entranhamento no topo da camada limite planetária recebe um tratamento explícito (Hong e Pan, 2006). Mais detalhes deste esquema podem ser encontrados em Gozzo (2010). No WRF versão 3, um algoritmo de difusão para camada limite estável (Hong, 2007) foi incluído para permitir mistura mais profunda em situações de vento mais intenso.

- Convecção cumulus

Este esquema é responsável pelos efeitos na escala de sub-grade devido à formação de nuvens profundas e/ou rasas. Ele resolve os fluxos verticais devido a correntes ascendentes e descendentes que não são resolvidas diretamente na grade do modelo, além dos movimentos compensatórios fora das nuvens. Seus cálculos, atualizados a cada 5 minutos de integração, fornecem perfis verticais de temperatura e umidade para a coluna atmosférica devido a esses efeitos. Assim como no caso da microfísica, cada estudo de caso exigiu uma parametrização cumulus diferente para representação mais realística dos ciclones estudados.

a) Kain-Fritsch: É baseado no esquema descrito em Kain e Fritsch (1990), onde a convecção ocorre para remover a energia potencial convectiva disponível (CAPE) em um ponto de grade. A troca de massa entre a nuvem e o ambiente (entranhamento e desentranhamento) é calculada como função do empuxo devido a diversas razões de mistura de ar claro e nuvem. Este esquema também assegura a conservação de massa, energia térmica, umidade total e momento. Modificações no esquema original, descritas em Kain (2004), são: imposição de um entranhamento mínimo para controlar convecção em ambientes marginalmente instáveis e relativamente secos, convecção rasa permitida para correntes ascendentes que não atinjam a profundidade mínima para nuvens precipitantes, taxa de entranhamento variável em função da convergência em baixos níveis, e mudanças no cálculo das correntes descendentes.

b) Betts-Miller-Janjic: Origina-se do esquema de Betts (1986), que gera convecção para ajustar o perfil de temperatura e umidade da coluna atmosférica em direção a um estado de referência. Tal estado é parcialmente determinado pela climatologia, e parcialmente calculado durante o processo, e apresenta características distintas para convecção rasa e profunda (Betts e Miller, 1993). O perfil de convecção profunda é variável e dependente de um parâmetro chamado “eficiência de nuvem”, que é proporcional à temperatura média da nuvem e à mudança de entropia no processo (Janjic, 1994). Modificações vêm sendo realizadas neste esquema (especialmente no mecanismo de disparo da convecção) para melhores resultados em simulações de alta resolução.

2.8 Perfis Verticais Médios Da Equação Da Termodinâmica

Para discutir a importância dos processos termodinâmicos de aquecimento diabático e advecção horizontal de temperatura nos ciclones subtropicais, e como estes processos se modificam com a alteração das fontes de umidade nos experimentos de sensibilidade para dois estudos de caso, foram calculadas médias simples dos termos da equação da energia termodinâmica em uma caixa centrada em cada tempo no núcleo do ciclone estudado (ou, no caso dos experimentos onde os ciclones não se desenvolvem, na mesma coordenada do centro do ciclone no experimento controle). A equação utilizada foi (segundo Holton, 2004):

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right) - \left(\frac{\alpha}{c_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \omega = \frac{J}{c_p} \quad (8)$$

(I) (II) (III) (IV)

onde T é a temperatura do ar, u e v são respectivamente as componentes zonal e meridional do vento, α é o volume específico, p é a pressão atmosférica, ω é a pseudo-velocidade vertical e c_p é o calor específico a pressão constante ($1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$). O termo J representa a taxa de aquecimento diabático, somando contribuições dos processos radiativos, calor sensível e liberação de calor latente por mudança de fase da água.

O primeiro termo da equação (I) representa a variação local de temperatura. (II) é a advecção horizontal, (III) é o termo que contabiliza as mudanças de temperatura devido à expansão/compressão adiabática e à advecção vertical, e (IV) é o termo de aquecimento/resfriamento diabático.

As dimensões da caixa de análise em que foram realizadas as médias são proporcionais às dimensões de cada ciclone estudado no capítulo 5: o ciclone de 1999 apresenta raio de ventos máximos de aproximadamente 280 km ($2,5^\circ$) e sua caixa de análise foi definida com $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude; já os ventos máximos no Catarina ocorreram em um raio de 45 km ($0,4^\circ$), portanto a caixa de análise neste caso foi delimitada com $2,5^\circ \times 2,5^\circ$.

CAPITULO 3. CLIMATOLOGIA DE CICLONES SUBTROPICAIS

O critério de identificação de ciclones subtropicais descrito na metodologia (capítulo 2) segue basicamente aquele definido por Guishard et al. (2009) para o Atlântico Norte e Evans e Braun (2012) para o Atlântico Sul e Pacífico Sul, mas com uma importante alteração: a climatologia inclui ciclones rasos (cuja circulação ciclônica não atinge 500 hPa) e fracos (ventos sustentados inferiores a 17 m s^{-1}). Esta alteração se justifica pela ocorrência frequente destes sistemas, especialmente na costa do sudeste do Brasil, causando impactos significativos nas condições de tempo em regiões litorâneas.

Desta forma, definimos ciclone subtropical simplesmente como um sistema de baixa pressão não-frontal com um núcleo quente em baixos níveis, e núcleo frio em altos níveis, com vorticidade mínima inferior a $-1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e duração superior a 36 horas consecutivas. Embora fique evidente na climatologia que grande número de ciclones atinge ventos superiores a 17 m s^{-1} em algum momento de seu ciclo de vida e/ou estendem sua circulação até 500 hPa, a retirada destas condições resulta em uma climatologia substancialmente diferente daquela obtida por Evans e Braun (2012).

3.1 Estudo De Caso – Ciclone Subtropical Raso

Esta seção traz uma breve análise sinótica de um ciclone subtropical raso ocorrido em janeiro de 2008 na costa do estado de São Paulo, e ilustra o tipo de sistema incluído na climatologia a partir da definição proposta neste trabalho. Este evento foi escolhido pois sua formação e ciclo de vida ocorrem próximos à costa do sudeste do Brasil (principal região de ciclogênese subtropical sobre o Atlântico sudoeste, como será discutido posteriormente, e também uma área densamente povoada e de grande interesse econômico e social), durante o verão (estação de maior atividade de ciclones subtropicais na região), em um período onde a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) não estava configurada.

O ciclone foi detectado pelo algoritmo de tracking às 0000 UTC de 12 de janeiro de 2008, persistindo por mais de 36 horas (até 1800 UTC de 13 de janeiro de 2008). Durante todo este tempo, o ciclone apresentou valores reduzidos de B e valores positivos (negativos) de $-V_L^T$ ($-V_U^T$), localizando-o na região dos sistemas “rasos, simétricos e de núcleo quente”

do CPS (Fig. 3.1). Ele se formou próximo à costa do sudeste do Brasil, sem forçantes significativas em altos níveis (a corrente de jato estava localizada a sul do ciclone, enquanto sobre a baixa em superfície a velocidade do vento em altos níveis era menor que 15 m s^{-1} durante todo o ciclo de vida; figura não mostrada). A TSM na região era de $25\text{-}26^\circ\text{C}$, e os fluxos de calor latente e sensível de superfície atingiram máximos de 90 W m^{-2} , valor próximo da média climatológica segundo Reboita et al. (2010).

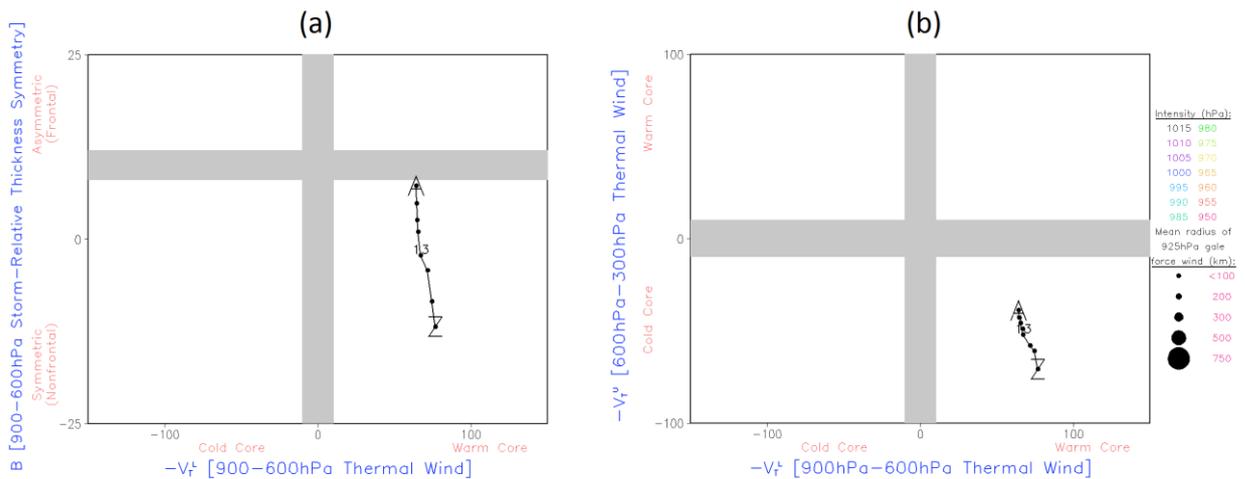


Figura 3.1: Diagrama de fase do ciclone híbrido raso entre 0000 UTC de 12 de janeiro a 1800 UTC de 13 de janeiro de 2008. (a) B versus $-V_L^T$, (b) $-V_L^T$ versus $-V_U^T$.

A imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho às 0000 UTC do dia 12 de janeiro de 2008 mostra que o ciclone se forma sobre o Oceano Atlântico próximo à costa do Brasil, na fronteira entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro, em uma região de pouca nebulosidade (Fig. 3.2.a). Nuvens de grande desenvolvimento vertical estão presentes sobre o continente, mas não se observa o padrão característico da ZCAS. Às 1200 UTC de 12 de janeiro e 0000 UTC de 13 de janeiro (Figs. 3.2.b e 3.2.c), a banda de nuvens associada a uma frente fria se propaga desde o sul, e na região do ciclone, predominam nuvens rasas. Às 1200 UTC de 13 de janeiro (Fig. 3.2.d), uma região de convecção mais intensa ocorre a sul do centro do ciclone, no momento em que o sistema já está em fase de desintensificação. Uma característica notável deste ciclone subtropical é a ausência de nuvens convectivas organizadas durante o ciclo de vida.

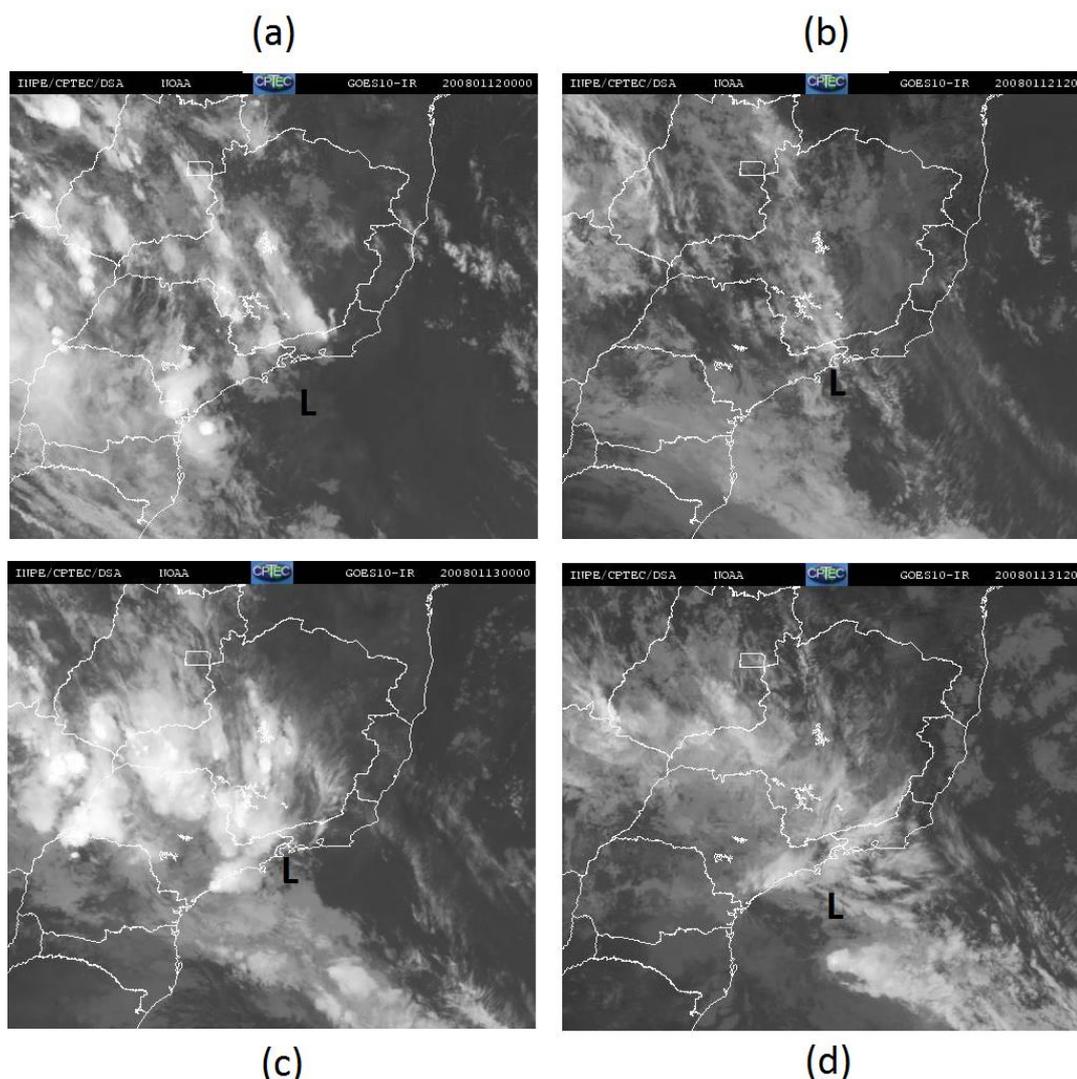


Figura 3.2: Imagens do satellite GOES-10 no canal do infravermelho às (a) 0000 UTC de 12 de janeiro, (b) 1200 UTC de 12 de janeiro, (c) 0000 UTC de 13 de janeiro e (d) 1200 UTC de 13 de janeiro de 2008. A letra “L” maiúscula indica o centro da baixa pressão em superfície de acordo com o algoritmo de rastreamento.

O campo de vorticidade ciclônica e vento horizontal em 925 hPa mostra que em 11 de janeiro de 2008, um dia antes do ciclone ser detectado pelo algoritmo de rastreamento, uma perturbação ciclônica pré-existente situa-se em $43^{\circ}\text{W}-25^{\circ}\text{S}$ (Fig. 3.3.a). Ao sul, uma frente fria se estende do oceano até o norte da Argentina, passando pelo centro do Rio Grande do Sul, como indica a banda noroeste-sudeste de vorticidade relativa ciclônica. Na região pré-frontal sobre o oceano, ocorre chuva moderada, e sobre o estado de São Paulo o acumulado em 24 horas chega a 40 mm. A perturbação ciclônica localiza-se em uma área de advecção quente e apresenta configuração de cavado no campo de PNMM (Fig. 3.3.c). O campo de vento horizontal mostra um escoamento de noroeste desde a região Centro-Oeste até o Oceano Atlântico Sul, advectando grande quantidade de umidade (Figs. 3.3.a e 3.3.b).

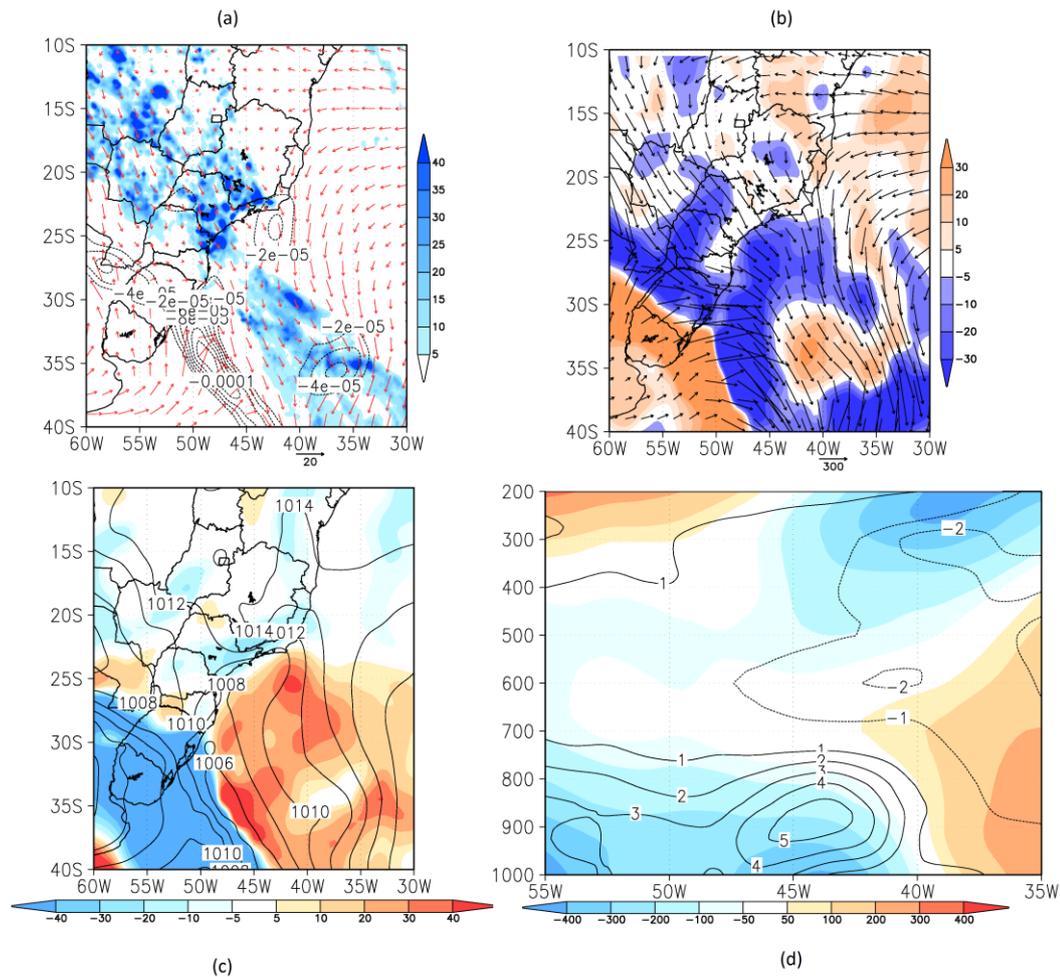


Figura 3.3: Campos meteorológicos para 1200 UTC de 11 de janeiro de 2008. (a) Vento horizontal (vetores, em m s^{-1}) e vorticidade relativa ciclônica (linhas tracejadas, em s^{-1}) em 925 hPa, e precipitação diária (sombreado, em mm); (b) Fluxo de umidade verticalmente integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) e sua divergência (sombreado, em kg s^{-1}); (c) Advecção de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa); (d) Corte vertical de anomalia de altura geopotencial (sombreado, em m) e temperatura do ar (contornos, em K) em relação à média zonal em 24°S .

A perturbação ciclônica precursora localiza-se em uma região de advecção quente intensa ($\sim 40 \text{ K dia}^{-1}$) e convergência de fluxo de umidade ($\sim -10 \text{ kg s}^{-1}$), situações favoráveis para o desenvolvimento ciclogênético. A seção vertical de anomalia em relação à média zonal de altura geopotencial e temperatura do ar, ao longo da latitude de 24°S (cortando o centro do núcleo de vorticidade ciclônica), mostra uma grande “bolha” de ar quente desde a superfície até o nível de 700 hPa. O ar quente originado pelo aquecimento da superfície do continente avança sobre o oceano até a longitude de 40°W e a mais intensa anomalia de temperatura localiza-se em 45°W (Fig. 3.3.d). Neste dia, a velocidade do vento máxima em 925 hPa registrada ao redor da perturbação ciclônica é de 9 m s^{-1} .

Às 1200 UTC de 12 de janeiro, a frente fria se desloca para nordeste, e localiza-se próximo do núcleo de vorticidade ciclônica em 44°W-25°S (Fig. 3.4.a). Precipitação moderada (40 mm em 24h), possivelmente intensificada pelo levantamento orográfico do escoamento de sudeste, ocorre ao longo da costa de São Paulo. Na região de ciclogênese ainda há convergência horizontal do fluxo de umidade, e os vetores de fluxo de umidade integrado indicam que, diferentemente do dia anterior, a maior parte da umidade está sendo transportada pelos ventos de nordeste sobre o oceano, e não vem mais do interior do continente pelo escoamento de noroeste (Fig. 3.4.b). A advecção quente enfraquece em comparação ao dia anterior, e o ciclone atinge a menor pressão central (1012 hPa) (Fig. 3.4.c). Neste horário, ocorre o vento mais intenso de seu ciclo de vida ($13,4 \text{ m s}^{-1}$), abaixo do limite de *gale force wind*. Em baixos níveis, permanece a bolha de ar quente por volta de 900 hPa, em torno de 44°W (Fig. 3.4.d).

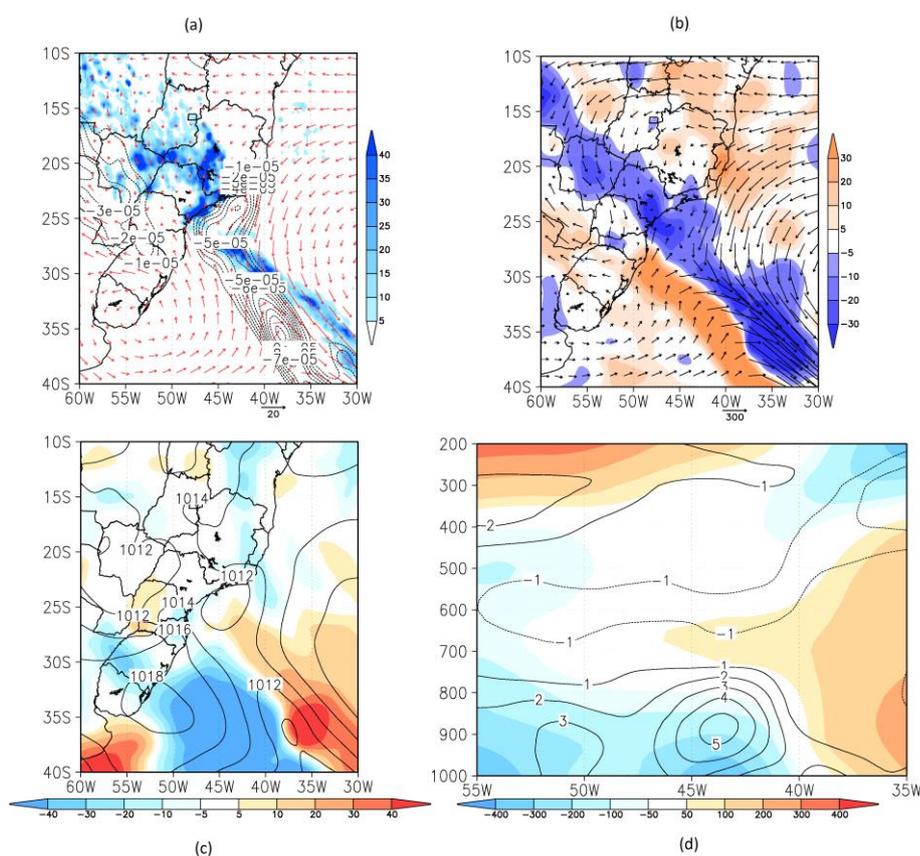


Figura 3.4: Similar à Figura 3.3, para 1200 UTC de 12 de janeiro de 2008.

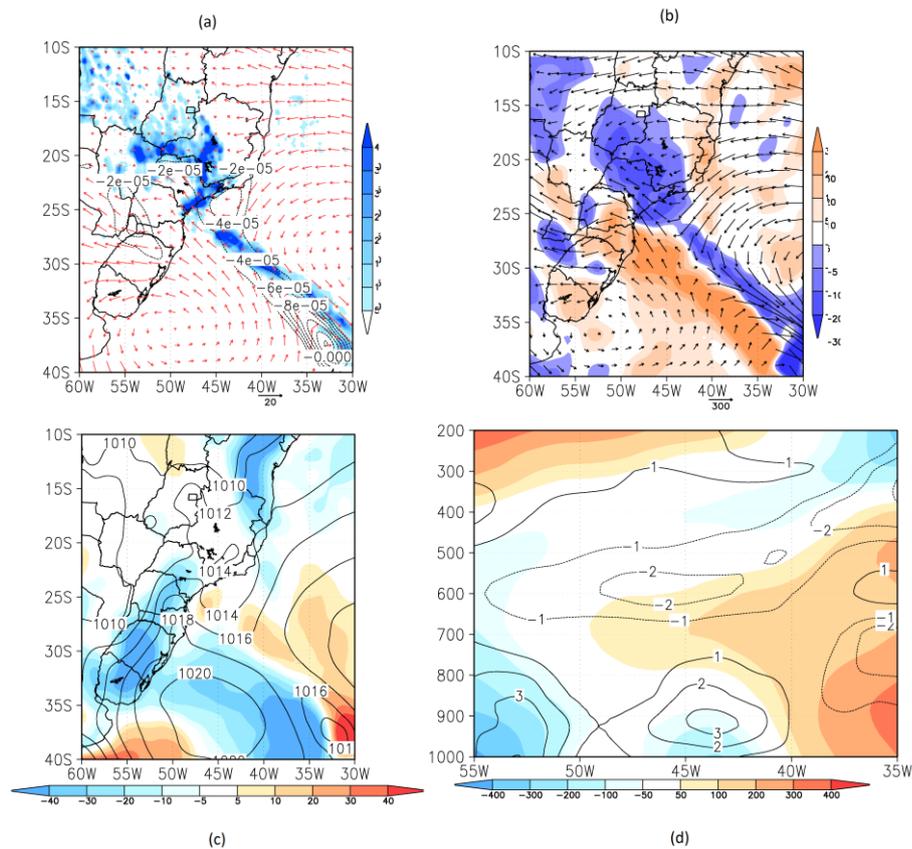


Figura 3.5: Similar à Figura 3.3, para 0000 UTC de 13 de janeiro de 2008.

O ciclone, centrado em $44^{\circ}\text{W}-25^{\circ}\text{S}$ começa a enfraquecer às 0000 UTC de 13 de janeiro (Fig. 3.5.a). Precipitação moderada a forte persiste ao longo da costa de São Paulo e também mais ao sul na frente fria sobre o oceano, ambas regiões de convergência de fluxo de umidade. A pressão central do ciclone sobe a 1013 hPa, e o vento máximo é de $9,9 \text{ m s}^{-1}$; a advecção quente torna-se negligenciável na região do ciclone (Fig. 3.5.c). A bolha de ar quente em baixos níveis perde força, enquanto os médios níveis se tornam mais frios (Fig. 3.1.4d); esta estrutura híbrida persiste até as 1200 UTC do dia 13. Neste horário, a pressão central do ciclone continua subindo, e ele se desconfigura do campo de pressão ao nível do mar. A advecção de temperatura se mantém fraca, e a convergência do fluxo de umidade é drasticamente reduzida, tornando-se quase nula (figuras não mostradas); quando isto ocorre, a baixa rapidamente se desintensifica. Este cenário sugere que a convergência alimenta suficiente atividade convectiva para manter o ciclone, contrabalançando a ausência de fluxos intensos de umidade do oceano para a atmosfera. O aprofundamento de ciclones extratropicais por atividade convectiva é um assunto extensivamente investigado (Gyakum, 1983; Nuss e Anthes, 1987; etc). Sardie e Warner (1985) mostram que o desenvolvimento de

baixas polares é facilitado quando a liberação de calor latente associado à convecção ocorre em níveis baixos da troposfera, induzindo convergência mais intensa de ar quente e úmido próxima à superfície. Este pode ser um mecanismo de manutenção mais importante do que a convecção profunda, que não ocorre neste ciclone, e talvez seja uma situação comum a numerosos ciclones subtropicais menos intensos no Atlântico Sul.

Embora este ciclone subtropical satisfaça as condições 1-4 do critério de identificação de ciclones subtropicais apresentado na seção 2.4, ele não seria incluído nas climatologias anteriores, por apresentar vento inferior ao limite de *gale force winds* em 925 hPa e circulação rasa. O presente trabalho sugere que estes sistemas também são ciclones subtropicais, apesar de não adquirirem magnitude de tempestade, e devem ser incluídos na climatologia desta região.

3.2 Climatologia De Ciclones Subtropicais

Esta seção apresenta a climatologia de ciclones para toda a região do Atlântico sudoeste (SAO), a partir das reanálises ERAInt e NCEP1. Embora o foco deste trabalho sejam os ciclones subtropicais, serão apresentados também resultados do total de ciclones (isto é, a soma dos sistemas extratropicais + subtropicais), para validar o rastreamento através da comparação com a literatura.

No período de 1979 a 2011, ocorreram em média $181,4 \pm 13,3$ ciclones (de todos os tipos) na reanálise NCEP1, e $194,7 \pm 13,4$ na ERAInt. Estes valores são semelhantes aos obtidos por Reboita et al. (2010) e Krüger et al. (2011) (embora um pouco menores, pois tais autores realizaram o rastreamento sobre uma área mais extensa do Atlântico). O número maior de ciclones na ERAInt decorre do fato desta análise ser capaz de resolver ciclones de menor dimensão horizontal, devido à maior resolução horizontal em relação ao NCEP1.

Ambas as reanálises apresentam variabilidade interanual semelhante (Fig. 3.6.a), com correlação de Pearson moderada (+0,51). Dentro da década de 1990, a variabilidade apresentada pela ERAInt é comparável à de Reboita et al. (2010), com grande ocorrência de ciclones no começo da década e no ano de 1995. O NCEP1 mostra uma evolução temporal durante a década de 1990 mais distinta dos resultados do trabalho citado, embora seus autores tenham calculado a climatologia a partir da reanálise 2 do NCEP.

Os ciclones subtropicais apresentaram média e desvio padrão anual praticamente idênticos para as reanálises ERAInt e NCEP1: $7,2 \pm 2,8$ e $7,1 \pm 2,8$, respectivamente. Estes valores são elevados em comparação à média de 1 ciclone/ ano obtido por Evans e Braun (2012), e mostra que ciclones subtropicais rasos e com ventos menos intensos são recorrentes nesta região.

A variabilidade interanual dos ciclones subtropicais é bastante irregular (Fig. 3.6.b), e a concordância entre as reanálises é baixa (correlação de Pearson de +0,26). Os dois conjuntos, porém, apresentam leve tendência de aumento do número de ciclones subtropicais com o tempo (coeficientes de regressão de +0,022 e +0,024 para o NCEP1 e para o ERAInt, respectivamente).

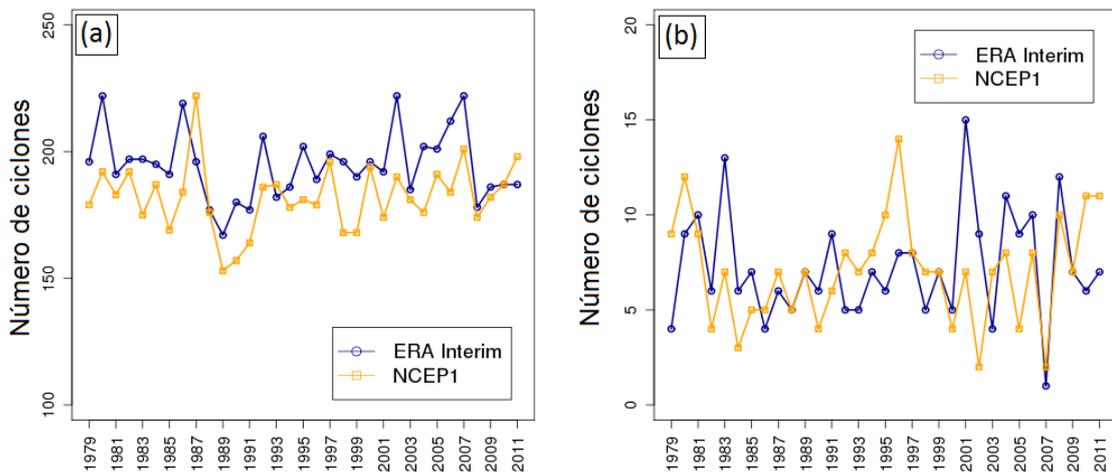


Figura 3.6: Frequência anual (a) do total de ciclones e (b) dos ciclones subtropicais na região SAO.

Os meses de maior ocorrência de ciclones (de todos os tipos) na região SAO foram julho (na ERAInt) e agosto (no NCEP1), e as duas séries apresentaram forte correspondência na representação do ciclo anual (correlação de Pearson de +0,89) (Fig. 3.7.a). O mínimo no mês de fevereiro ocorre em ambas as reanálises, e também está presente em Reboita et al. (2010). Já os ciclones subtropicais ocorrem em sua maioria no mês de janeiro (Fig. 3.7.b); novamente, a correlação entre as duas séries é bastante alta (+0,90) mostrando que ambas apresentam ciclo anual semelhante para este tipo de sistema. O NCEP1 apresenta maior número de ciclogêneses subtropicais em março, mês que também se destaca no ERAInt (embora neste último seja janeiro o mês mais ativo) e é o mês do ano onde ocorreram os ciclones subtropicais mais intensos e divulgados pela mídia brasileira (Catarina, em 2004; Anita, em 2010; Arani, em 2011).

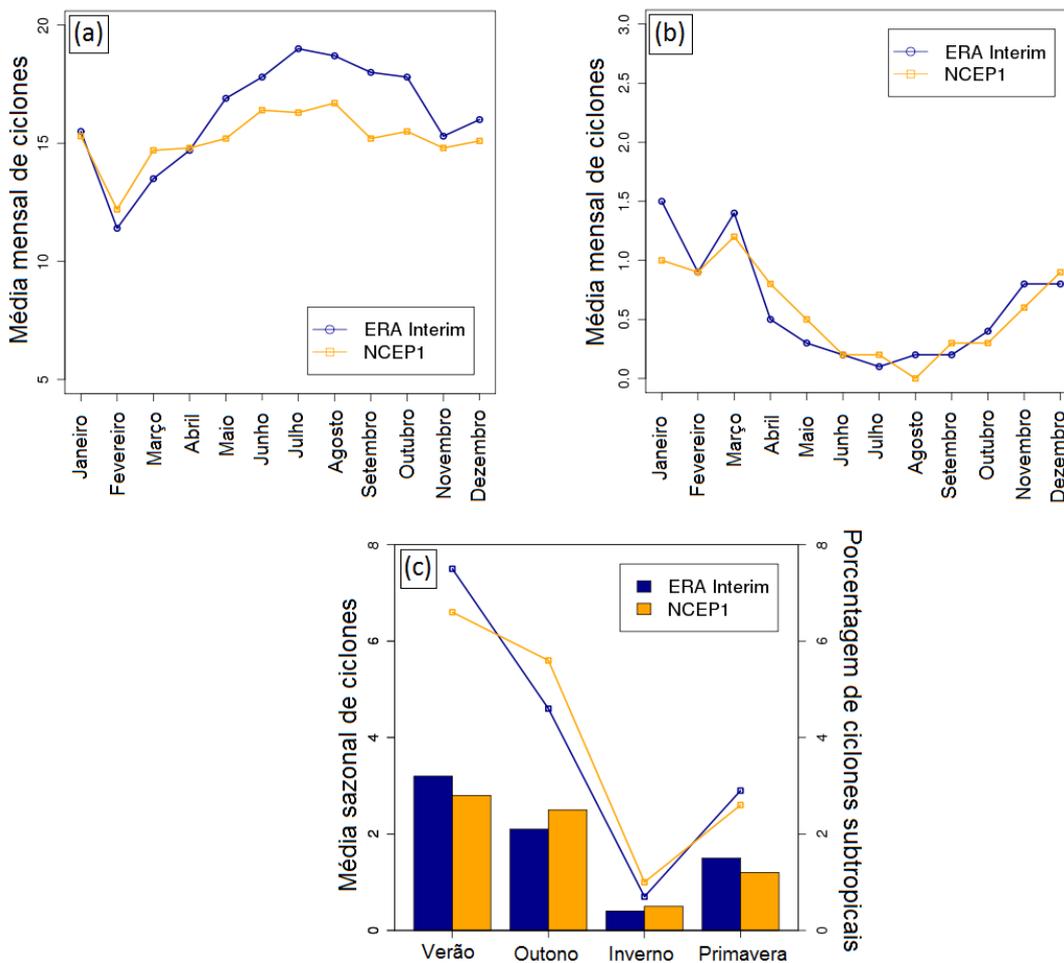


Figura 3.7: Média mensal (a) do total de ciclones e (b) de ciclones subtropicais na região SAO. (c) Média sazonal de ciclones subtropicais (barras) e razão entre o total de ciclones e os subtropicais (linhas) na região SAO.

Ciclones subtropicais no Atlântico Sul são mais frequentes nos meses de verão para as duas reanálises, seguidos por outono e primavera, e finalmente o inverno aparece como a estação de menor atividade (Fig. 3.7.c). Isto difere da distribuição sazonal de Evans e Braun (2012), que encontraram o outono e o inverno como meses de maior atividade ciclogênica subtropical, mas novamente isto se deve à mudança nos critérios de definição de um ciclone subtropical: no verão, formam-se no Atlântico Sul ciclones híbridos com profundidade menor e ventos menos intensos do que aqueles que conseguem formar-se no inverno, e tais sistemas não são contabilizados pela metodologia de Evans e Braun (2012).

No verão, os sistemas subtropicais correspondem a quase 8% (7%) do total de ciclones rastreados no ERAInt (NCEP1) dentro da SAO. As outras estações apresentam menor porcentagem de sistemas híbridos.

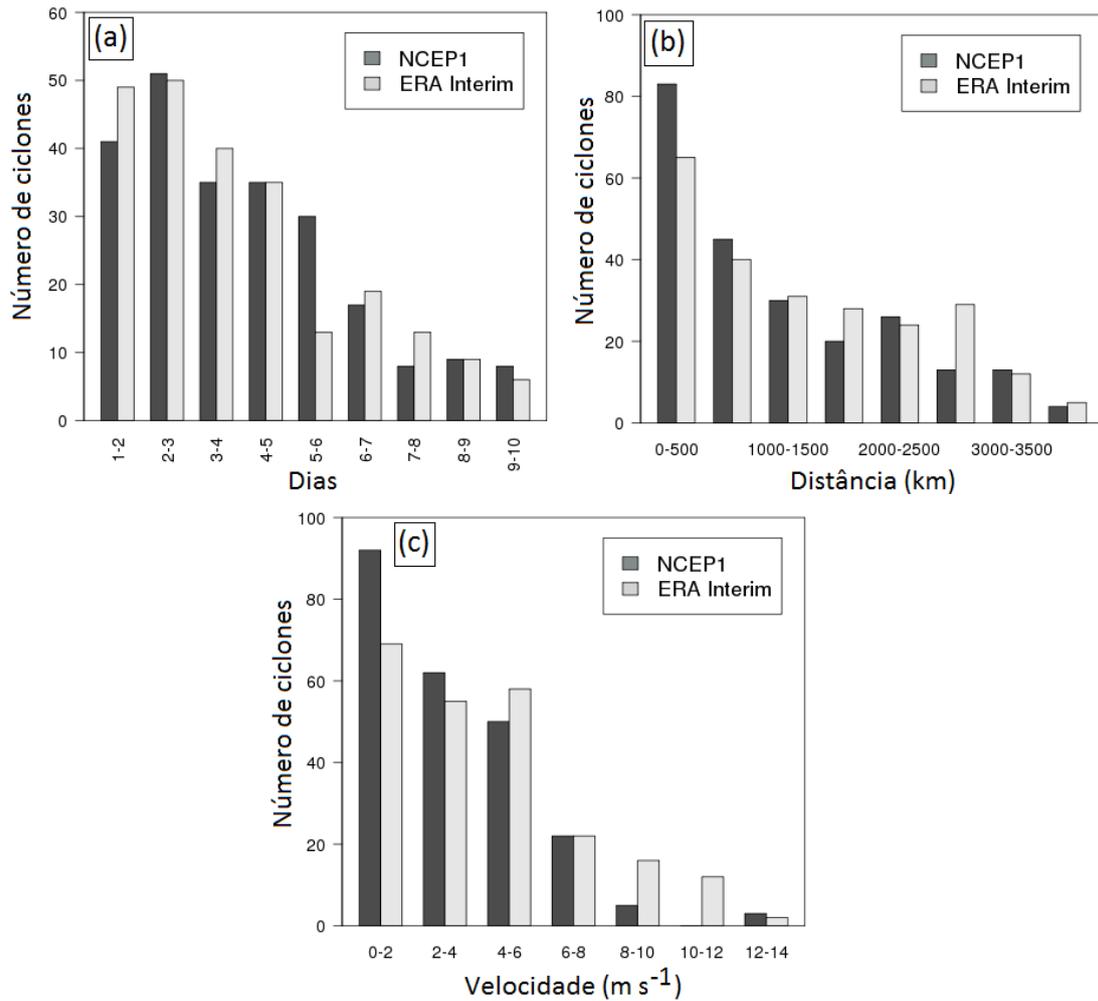


Figura 3.8: Histogramas de (a) tempo de vida (em dias), (b) distância percorrida (em km) e (c) velocidade média (em $m s^{-1}$) para ciclones subtropicais da região SAO.

Em média, os ciclones subtropicais na ERAInt (NCEP1) apresentam tempo de vida de 4,1 (4,2) dias, percorrendo neste período uma distância direta (entre o ponto de gênese e o ponto de ciclólise) de 1397,0 (1172,4) km, com velocidade de deslocamento de 4,10 (3,17) $m s^{-1}$. Sua duração é, portanto, semelhante à dos ciclones extratropicais (Simmonds e Keay, 2000; Tilinina et al., 2013), mas o deslocamento e a velocidade média são menores (Reboita et al., 2010; Krüger et al., 2011). O menor deslocamento e a velocidade mais lenta permitem aos ciclones subtropicais uma interação mais longa com o ambiente instável em que se formam; além disso, tanto os ciclones de grande desenvolvimento vertical como as baixas híbridas mais rasas formadas próximas à costa do sul/sudeste do Brasil tornam-se importantes fatores de mudança de tempo, atuando de forma duradoura sobre regiões litorâneas. Mendes et al. (2010) mostram que durante o verão e o outono, na costa da América do Sul, ocorre um

máximo de ciclones que percorrem uma distância muito inferior à média de todo o hemisfério; embora não tenha sido feita distinção entre as classes de ciclone naquele trabalho, provavelmente este máximo está associado aos subtropicais.

Estas características cinemáticas são bastante semelhantes nas duas reanálises (Fig. 3.8.a-b-c). A principal diferença é que o ERAInt apresenta um segundo máximo no tempo de vida (6-7 dias) e na distância percorrida (2500-3000 km), e também maior ocorrência de ciclones com velocidade superior a 8 m s^{-1} . Isto ocorre porque muitos ciclones neste conjunto formam-se e se mantêm subtropicais nas primeiras 36 horas de vida, e logo depois adquirem estrutura extratropical; com isso, apresentam maiores tempo de vida, deslocamento e velocidade.

Estes ciclones que passam por transição extratropical são mantidos na climatologia de ciclogênese subtropical, pois formam-se com características híbridas e permanecem com esta estrutura por no mínimo 36 horas. Para analisar a distribuição de intensidade e tamanho máximo, porém, é importante assegurar que estas informações correspondam apenas ao período onde os ciclones ainda são subtropicais. Dentro do conjunto analisado, 74,8% (66,7%) dos ciclones rastreados atingem a intensidade máxima durante o estágio subtropical, na reanálise ERAInt (NCEP1), e portanto as estatísticas de intensidade, raio e $-V_L^T$ máximos e vorticidade relativa mínima serão apresentados apenas para esta porcentagem dos casos.

A distribuição de intensidade máxima dos ciclones subtropicais no Atlântico Sul, a partir da vorticidade relativa no nível de 925 hPa (Fig. 3.9.a), mostra que os sistemas do NCEP1 estão fortemente concentrados em torno de uma fraca vorticidade máxima, enquanto o ERAInt apresenta distribuição menos concentrada e a ocorrência de ciclones de maior intensidade máxima. Este mesmo padrão foi obtido por Hodges, Lee e Bengtsson (2011) para ciclones extratropicais e Strachan et al. (2013) para ciclones tropicais: quanto maior a resolução horizontal da reanálise, mais espalhada é a distribuição de vorticidade máxima. Apesar desta diferença, a maior parte dos ciclones, nas duas reanálises, são fracos, com máximos entre -2 e $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Sinclair (1995) e Reboita et al. (2010) apontam que para a amostra total de ciclones, estes máximos concentram-se entre -3 e $-6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

A existência de um número grande de ciclones híbridos de fraca intensidade justifica a remoção do critério de vento mínimo sustentado para definir de forma geral os ciclones subtropicais nesta região. A figura 3.9.b mostra a distribuição de frequência de vento máximo durante o estágio subtropical, onde nota-se que mais de 50 (70) ciclones no ERAInt (NCEP1) apresentam vento máximo em 925 hPa inferior a 17 m s^{-1} , embora tenham apresentado todas

as outras características impostas na seção 2.4. No NCEP1 ocorrem mais casos de ciclones com ventos abaixo deste limiar, o que pode indicar que esta reanálise tende a subestimar os ventos máximos associados aos ciclones subtropicais.

Guishard et al. (2009) apresentaram uma definição de ciclones subtropicais, adotada pela *US National Weather Service*, onde estes sistemas apresentam ventos máximos ocorrendo em um raio de 100 milhas (aproximadamente 160 km) ou mais do centro da circulação. Entre os ciclones do Atlântico Sul, um número pequeno não poderia ser incluído nesta definição: apenas 24 (8) ciclones apresentaram ventos máximos em distância inferior a 150 km no ERAInt (NCEP1) (Fig. 3.9.c), mas foram contabilizados nesta climatologia por apresentarem todas as características da metodologia proposta de classificação de ciclones subtropicais. A maior parte dos ciclones do Atlântico Sul apresentam raio entre 300 e 450 km para ambas as reanálises, e a amostra do NCEP1 contém ciclones com ventos máximos mais afastados do centro; o contrário ocorre para os sistemas no ERAInt.

ERAInt e NCEP1 mostram a intensidade do núcleo quente em baixos níveis dos ciclones subtropicais de forma semelhante, com a maioria deles apresentando valor máximo de $-|V_r^L|$ entre +40 e +60 (Fig. 3.9.d) e uma distribuição praticamente simétrica em torno deste valor. Da mesma forma que a vorticidade relativa, a reanálise de maior resolução apresenta distribuição mais espalhada, registrando maior número de ciclones híbridos com intensidade do núcleo quente entre -40 e 0, e acima de 100.

Regiões preferenciais de ciclogênese e ciclólise são descritas a partir de mapas de densidade calculados pelo método de *spherical kernel* (Hodges, 1996; Bombardi et al., 2013), que obtém a densidade ciclogênética (ciclólítica) de uma região a partir da superposição das áreas de influência da posição inicial (final) de cada ciclone.

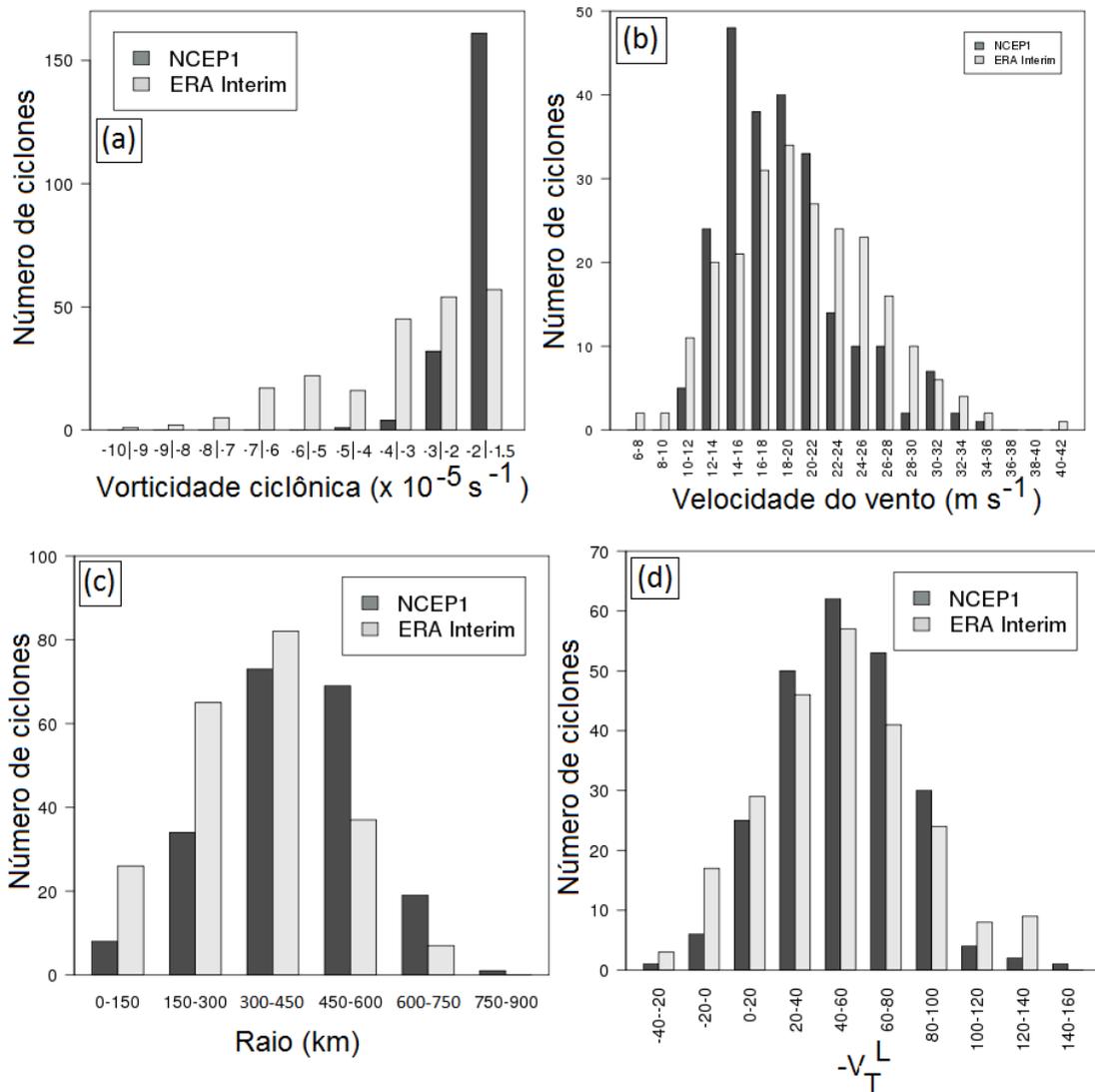


Figura 3.9: Histogramas de (a) mínima vorticidade ciclônica (em 10^{-5} s^{-1}), (b) vento máximo em 925 hPa, (c) raio de vento máximo em 925 hPa e (d) máximo $-V_T^L$, durante o estágio subtropical dos ciclones.

A gênese de ciclones subtropicais ocorre em todo o intervalo de latitudes analisado, e entre 60°W e 10°W ; o principal núcleo ciclogênético se localiza próximo da costa dos estados brasileiros de São Paulo e Rio de Janeiro (Figs. 3.10a,b) para ambas as reanálises. Regiões de alta densidade de ciclólise ocorrem entre 50 e 20°W , muito próximas aos próprios locais de gênese (Figs. 3.10.c,d), devido ao pequeno deslocamento apresentado pela maioria destes ciclones. Um segundo máximo de ciclólise ocorre por volta de 40°S - 10°W , principalmente associado ao posicionamento da fronteira de rastreamento em 5°W . Este segundo núcleo é mais intenso para a ERAInt, pois esta reanálise apresenta maior número de sistemas que passam de subtropicais a extratropicais, atingindo esta longitude.

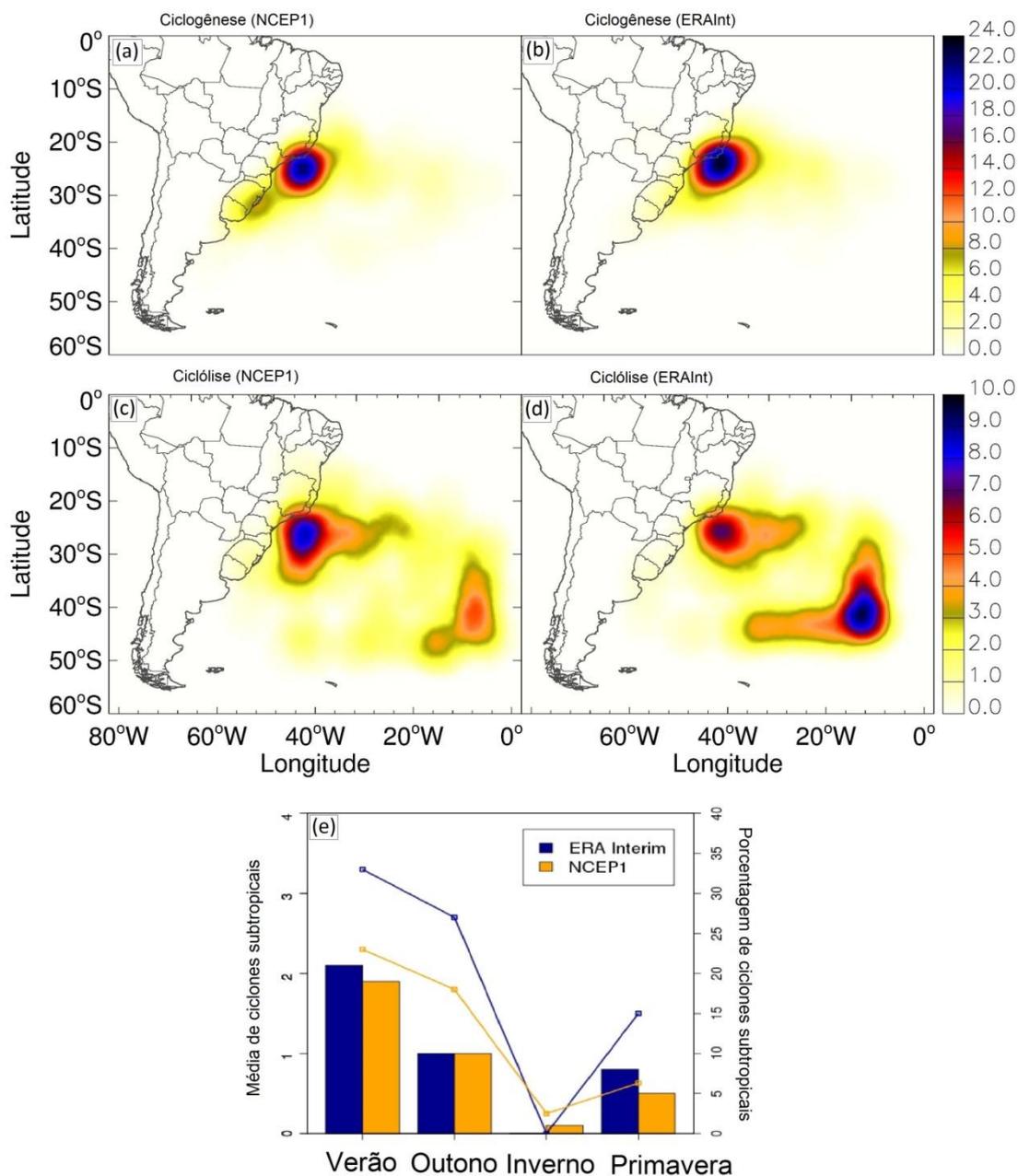


Figura 3.10: Ciclogênese e ciclólise subtropical (número de ciclones por radiano quadrado por dia) para (a), (c) NCEP1 e (b), (d) ERAInt. (e) Média sazonal (barras) e porcentagem de ciclones subtropicais em relação ao total de ciclones sobre a RG1 para o ERAInt (linha azul) e NCEP1 (linha laranja).

O núcleo de máxima atividade ciclogénica subtropical nas Figs. 3.10.a-b coincide com a região “RG1” definida em Reboita et al. (2010) e também identificada por Sinclair (1995), Hoskins e Hodges (2005) e Krüger et al. (2011). Segundo estes autores, a RG1 é o local de formação de ciclones pouco intensos, que por vezes nem chegam a configurar uma

baixa fechada no campo de PNMM, razão pela qual climatologias a partir do campo de pressão (por exemplo, Mendes et al., 2010) não reportam sua existência.

A RG1 mostra-se ao mesmo tempo uma região de intensa ciclólise subtropical para ambas as reanálises, ressaltando a característica semi-estacionária destes sistemas (Fig. 3.10.c-d). Um segundo núcleo de ciclólise surge a sudeste, devido ao posicionamento da fronteira da região de rastreamento. A maior intensidade do segundo núcleo na Fig. 3.10.d evidencia o maior número de ciclones que tornam-se extratropicais e apresentam trajetória mais longa, dentro do conjunto ERAInt.

Reboita et al. (2010) mostram que o verão (inverno) é a estação com maior (menor) atividade ciclogénica da RG1. Os autores discutem a climatologia de ciclones extratropicais, mas pelas características apresentadas supõe-se que uma parcela considerável dos ciclones ali formados seja na verdade subtropical. Com efeito, 34% (22%) de todos os ciclones rastreados no verão sobre a RG1 na ERAInt (NCEP1) são subtropicais (Fig. 3.10e).

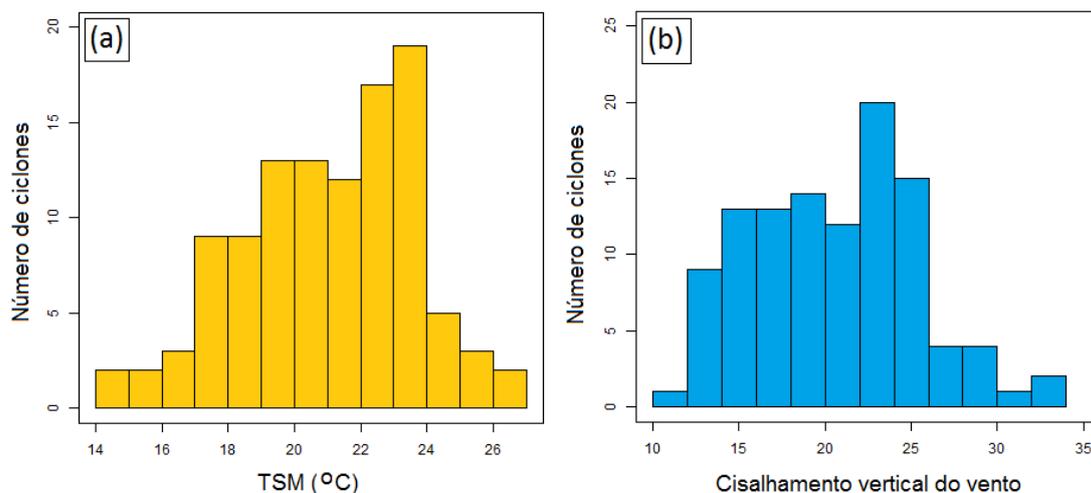


Figura 3.11: Distribuição de frequência dos ciclones subtropicais identificados pelo ERAInt para intervalos de (a) TSM, (b) cisalhamento vertical do vento. Os valores são médios para as primeiras 24 horas de vida dos ciclones, em uma área de $10^\circ \times 10^\circ$ de latitude e longitude centrada no ciclone.

Para os ciclones rastreados neste trabalho no conjunto ERAInt, a TSM está entre 14°C e 27°C , com a maior parte deles (19 ciclones) desenvolvendo-se no intervalo de $23\text{-}24^\circ\text{C}$ (Fig. 3.11.a). O intervalo de cisalhamento vertical do vento em que estes sistemas se desenvolvem, calculado pela equação (4), vai de 10 m s^{-1} a 34 m s^{-1} (Fig. 3.11.b). Ambas as distribuições apresentam assimetria para a esquerda, indicando maior ocorrência de ciclones subtropicais para cisalhamentos verticais mais fracos que 24 m s^{-1} e TSM inferior a 23°C . Os ciclones

subtropicais obtidos da reanálise NCEP1 têm distribuição praticamente idêntica (figura não mostrada).

A distribuição de frequência de ciclones de acordo com a TSM indica que na bacia do Atlântico Sul tais sistemas se formam sobre águas relativamente frias; Evans e Braun (2012) também mostram a mesma distribuição e comparam à média de TSM sobre os ciclones do Atlântico Norte, que é mais elevada. Sobre uma região de menor TSM, os ciclones subtropicais devem receber menor aporte de umidade do oceano para a atmosfera, e sendo a umidade um fator importante no desenvolvimento destes sistemas, ela deve estar presente através de outros processos; esta discussão será abordada nos capítulos 4 e 5.

3.3 Análise de Composições

3.3.1 Metodologia Para Composições

Para descrever a estrutura média dos ciclones subtropicais e as características sinóticas do ambiente em que se desenvolvem, foram calculadas composições centradas. O centro do ciclone corresponde aqui às coordenadas do centro do núcleo de vortacidade rastreado pelo algoritmo de rastreamento. Na maioria das vezes, este centro não coincide com o centro de baixa no campo de PNMM.

As composições foram calculadas a partir de 121 casos de ciclones subtropicais, formados dentro da RG1 no período de 1979 a 2011, sendo 66 casos no verão, 30 casos no outono e 25 casos na primavera. A análise foi limitada aos ciclones desta região, pois aqueles que se formam em outras áreas (costa do Uruguai, setor norte da circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul - ASAS) podem apresentar influências e configurações distintas e não convém serem incluídos em uma mesma média; de qualquer forma, a análise é representativa da região de maior atividade ciclogênica subtropical. Seguindo Reboita (2008), o campo de tempo zero ($t = 0$) representa as 1200 UTC do dia de gênese do ciclone. Os tempos $t = -24h$ e $t = +24h$ representam as composições para 24 horas antes e depois de $t = 0$, assim como $t = -48h$ e $t = +48h$ indica as composições para 48 horas antes e depois de $t = 0$.

A região de análise abrange 40° de latitude por 40° de longitude, garantindo que todas as características sinóticas em torno dos ciclones sejam retratadas. Os perfis verticais de

vorticidade potencial (VP) e temperatura potencial (θ) são mostrados para a latitude do centro do ciclone e um intervalo de 70° de longitude.

3.3.2 Ciclones Subtropicais No Verão (DJF)

O campo de PNMM 48 horas antes da ciclogênese subtropical de verão mostra que esta ocorrerá na região intermediária entre um núcleo de baixa pressão centrado 20° a oeste (pelo posicionamento da RG1 em relação à América do Sul, este núcleo deve corresponder a uma baixa de origem térmica sobre o continente) e a ASAS, com centro em aproximadamente 20° a leste (Fig. 3.12.a). A VP em 250 hPa mostra valores mais elevados em altas latitudes, mas nenhuma estrutura definida próxima ao centro do ciclone. Em $t = -24h$, a baixa pressão se estende para leste (desde o continente em direção ao oceano Atlântico, Fig. 3.12.b) e em $t = 0$, forma-se um centro de isóbaras fechadas com 1010 hPa (Fig. 3.12.c). Desde 24 horas antes da gênese e durante todo o período subsequente (Figs 3.12.b-c-d-e), o ciclone em superfície localiza-se a leste de uma região de anomalia de VP em altos níveis. Esta localização favorece o desenvolvimento, pois corresponde a uma área de movimento ascendente, mas é interessante notar como este padrão difere daquele para ciclones subtropicais no Hemisfério Norte, associados ao destacamento de um núcleo de VP do reservatório através do mecanismo de *Rossby wave break* (Evans e Guishard, 2009). Tampouco se verifica aqui o padrão de *PV cradling*, onde o reservatório de VP “abraça” a baixa em superfície (Braun, 2009). As composições apresentadas aqui, com um núcleo de mínima VP (no hemisfério Sul) a oeste do ciclone, e ar com alta VP a leste (associada à circulação anticiclônica divergente), é qualitativamente similar ao padrão de “superposição favorável” de intensificação de ciclones tropicais descrita em Hanley et al. (2001): a intensificação se dá pela redução do cisalhamento horizontal e o estabelecimento de um escoamento divergente em altos níveis corrente abaixo do ciclone. Nos quatro dias analisados, o núcleo de VP não ultrapassa o centro do ciclone (o que reverteria o desenvolvimento) devido ao efeito combinado da advecção de VP positiva pelo escoamento divergente e da redistribuição de VP pelo aquecimento diabático (Molinari et al., 1998; Hanley et al., 2001)

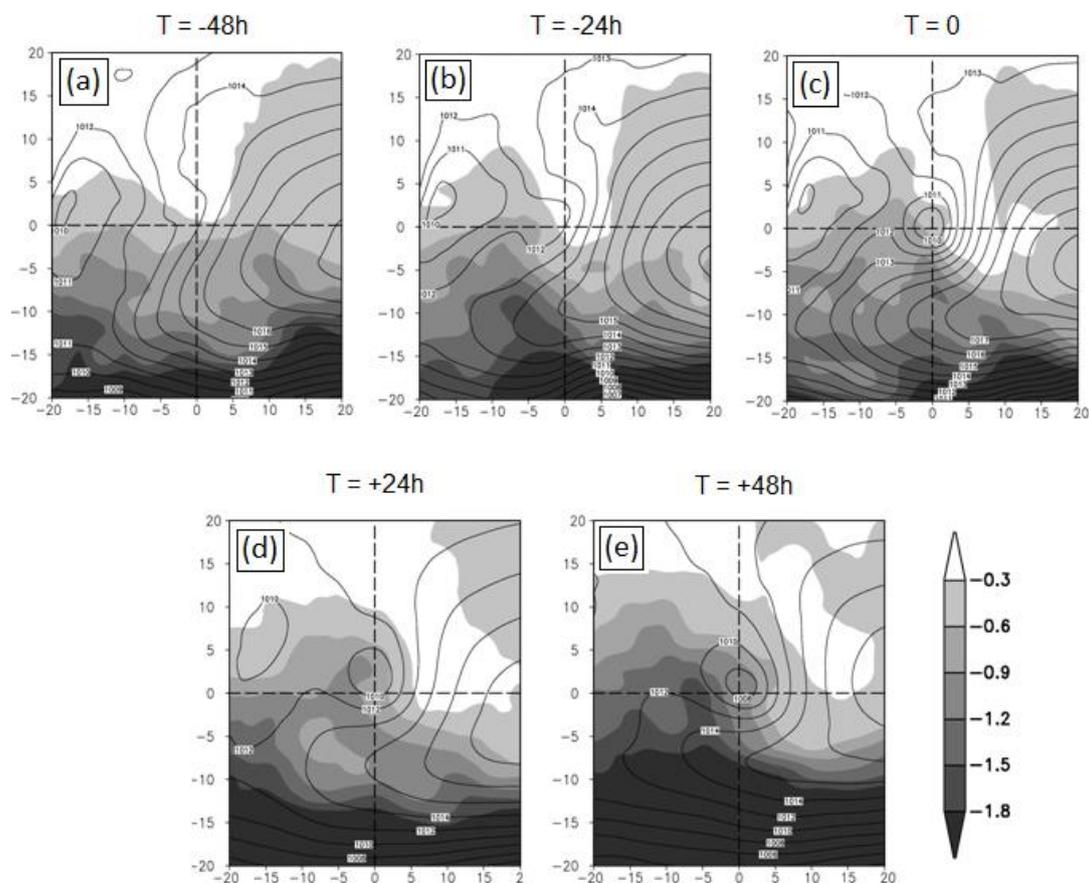


Figura 3.12: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$.

O perfil vertical de VP na região onde o ciclone subtropical se desenvolverá mostra uma anomalia negativa em altos níveis a oeste, entre -10° e -5° , nos dois dias anteriores à gênese (Figs. 3.13.a-b). Esta anomalia induz circulação ciclônica, que pode se propagar a médios e baixos níveis de acordo com a instabilidade da atmosfera local, e também induz movimento ascendente a leste (Hoskins et al., 1985). No tempo zero, a anomalia, em cerca de -5° , está ainda mais intensa, e surgem no eixo central do ciclone dois núcleos de VP (Fig. 3.13.c), induzidos por anomalias de temperatura na camada (Hoskins et al., 1985). A anomalia inferior, entre 900 e 700 hPa, está associada ao núcleo quente em baixos níveis característico dos ciclones subtropicais, enquanto a anomalia entre 700 e 450 hPa surge pelo aquecimento da troposfera via condensação de nuvens. As isolinhas de temperatura potencial nesta mesma figura mostram alguma expansão das camadas isentrópicas pelo aquecimento (entre 270 e 290 K, e entre a superfície e 300 K).

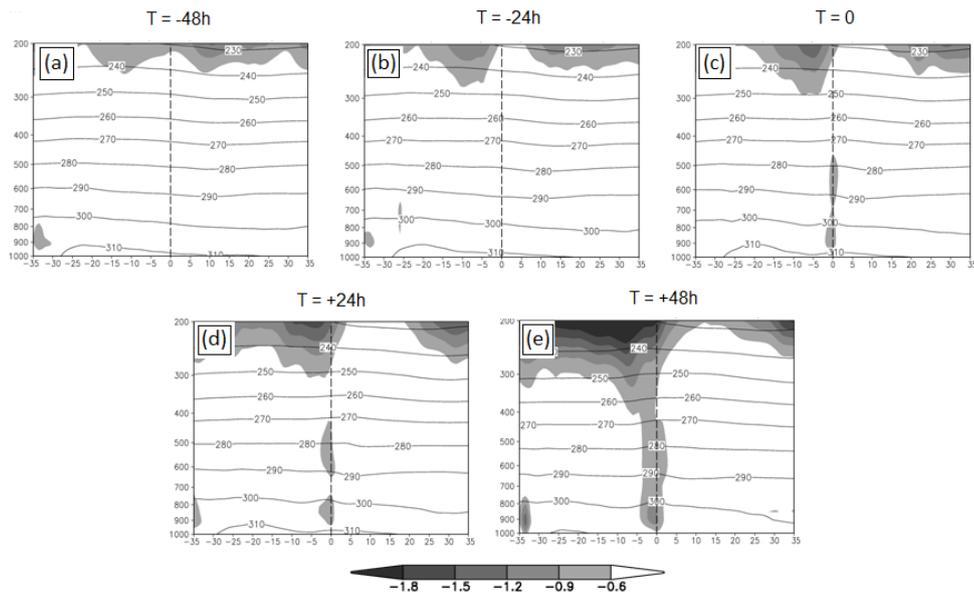


Figura 3.13: Composição de VP (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$.

Os núcleos de VP se mantêm e intensificam conforme aumenta o aquecimento do núcleo quente e a atividade convectiva, em $t = 24h$ (Fig. 3.13.d), e após 48 horas da gênese subtropical, forma-se no eixo central do sistema uma única coluna de VP que se estende desde a superfície até 200 hPa (Fig. 3.13.e), em uma estrutura semelhante à das tempestades subtropicais do Atlântico Norte (Evans e Guishard, 2009), porém com menor intensidade (o módulo da VP central nos ciclones do Atlântico Norte ultrapassa 1 unidade de vorticidade potencial (UVP) em toda a coluna, enquanto para os casos da RG1 ficam entre 0,6 e 0,9 UVP). Embora a magnitude seja menor do que a dos ciclones subtropicais no Atlântico Norte, este intervalo de VP nos ciclones da RG1 é comparável ao valor médio na coluna para ciclones extratropicais de média intensidade no oeste do Atlântico Norte (Čampa e Wernli, 2012). Em baixos níveis, em torno de 900 hPa, o centro quente que progressivamente se intensifica nestes sistemas híbridos induz VP superior a 1 UVP.

A anomalia de VP em altos níveis, evidente nos cortes verticais, está associada à intrusão de ar estratosférico (mais estável) nas camadas superiores da troposfera. Esta intrusão é frequente em ciclones extratropicais e secundários na região (Iwabe e da Rocha, 2009; Iwabe, 2012), e está bem caracterizada também no desenvolvimento do ciclone subtropical Anita (Dias Pinto et al., 2013). Em todos os trabalhos mencionados, a ondulação da tropopausa possui intensidade muito maior do que a observada na figura 3.13, mas aqui

valores menores devem-se à suavização dos campos, inerente à técnica de composições (Bierly e Winkler, 2001). De qualquer modo, a magnitude pouco inferior a -1 UVP é próxima àquela para a tropopausa em baixas latitudes (Hoskins et al., 1985).

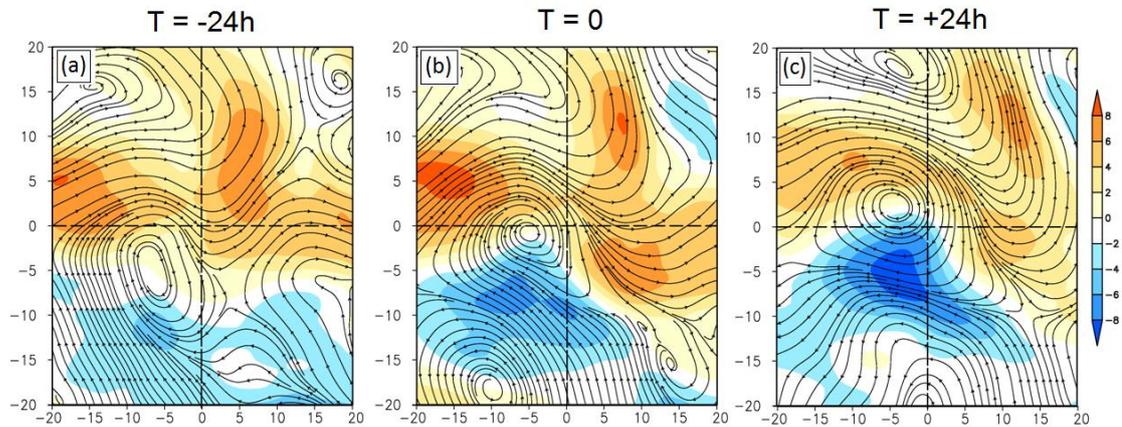


Figura 3.14: Composição de anomalia de circulação (linhas de corrente) e magnitude do vento horizontal (sombreado, em m s^{-1}) em 250 hPa, para os dias de ciclogênese subtropical do verão, em relação à média sazonal (DJF), para a) $t = -24\text{h}$, b) $t = 0$ e c) $t = +24\text{h}$.

As composições de anomalia em relação à média sazonal (DJF) do vento horizontal em 250 hPa (Fig. 3.14) mostram claramente o núcleo ciclônico associado ao ar mais estável que, na intrusão para a troposfera, adquire rotação pelo princípio da conservação da VP isentrópica. O ciclone anômalo em altos níveis está configurado desde 24 horas antes da ciclogênese em superfície até 24 horas depois de sua ocorrência, sempre posicionado cerca de 5° a oeste do centro da baixa em superfície (na mesma região das anomalias de vorticidade potencial das Figs. 3.12 e 3.13). No lado polar deste ciclone e praticamente na mesma longitude, situa-se um anticiclone, e ambos formam um padrão de bloqueio do tipo Rex (Rex, 1950a), com lento deslocamento zonal, que diminui a velocidade do vento em altos níveis (Figs. 3.14.b-c) e conseqüentemente o cisalhamento vertical do vento. Tal situação favorece a organização da atividade convectiva alinhada na vertical associada ao ciclone.

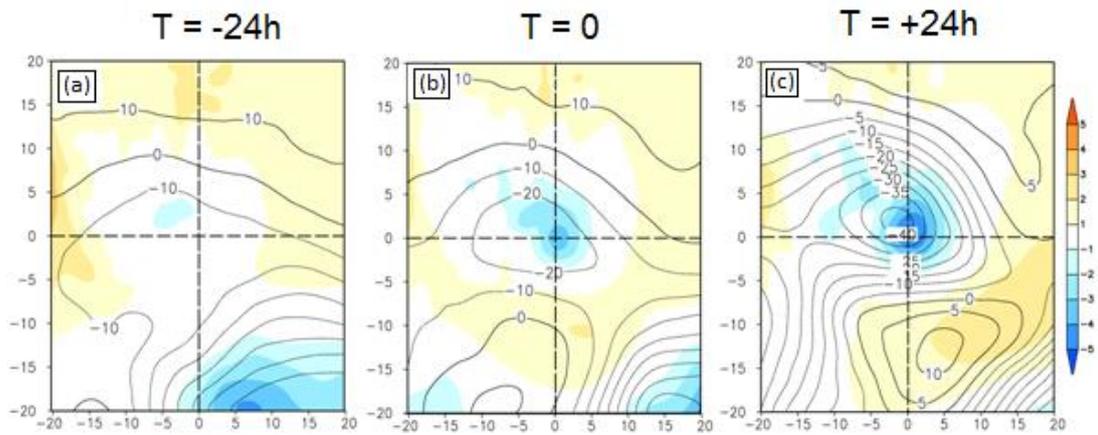


Figura 3.15: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical do verão, em relação à média sazonal (DJF), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$.

Em médios níveis, um núcleo de anomalia negativa de altura geopotencial está presente a oeste da baixa em superfície em $t = -24h$ (Fig. 3.15.a), associada a um cavado que promove advecção de vorticidade relativa ciclônica sobre a região de ciclogênese. Em $t = 0$ e 24 horas depois da gênese, o núcleo de anomalia negativa se fecha e intensifica, representando o destacamento de uma baixa despreendida do escoamento principal de oeste. Esta circulação ciclônica despreendida está praticamente alinhada na vertical com o ciclone em 250 hPa, indicando a estrutura barotrópica equivalente do sistema, e causa forte instabilização da baixa troposfera, por mecanismos dinâmicos (por ser um núcleo de forte vorticidade ciclônica, promovendo movimento ascendente quase-geostrófico) e termodinâmicos (sendo uma circulação de núcleo mais frio, tornando a coluna atmosférica instável). Esta configuração é semelhante àquela dos ciclones do Atlântico Norte formados sobre TSM inferior a 25°C (Evans e Guishard, 2009). Outra semelhança entre os ciclones das duas regiões é a presença de uma anomalia anticiclônica no campo de PNMM (neste caso, a sul e sudeste da baixa em superfície nos tempos 0 e +24h, Figs. 3.15.b-c).

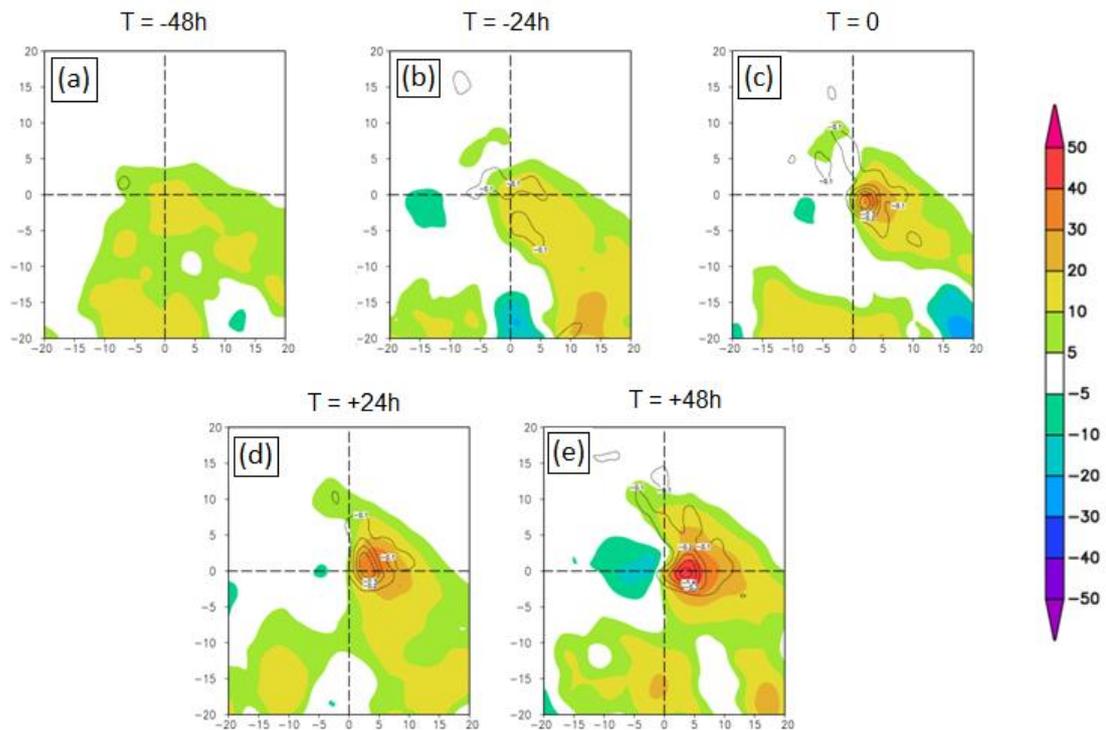


Figura 3.16: Composição de advecção horizontal de temperatura integrada na camada 1000-500 hPa (sombreado, em K dia^{-1}) e pseudo-velocidade vertical ω em 700 hPa (contornos, em Pa s^{-1}) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48\text{h}$, b) $t = -24\text{h}$, c) $t = 0$, d) $t = +24\text{h}$, e) $t = +48\text{h}$.

A instabilização termodinâmica causada pelo resfriamento anômalo em médios níveis é potencializada pela ocorrência de intensa advecção quente na baixa troposfera (Fig. 3.16), que aumenta ainda mais o gradiente vertical de temperatura na região do ciclone. Desde $t = -48\text{h}$, já ocorre forte advecção, entre 10 e 20 K dia^{-1} (Fig. 3.16.a), e 24 horas antes surge uma região de movimento vertical ascendente (Fig. 3.16.b). No tempos zero, +24h e +48h (Figs. 3.16.c-e), a advecção quente se torna ainda mais intensa a leste do centro da baixa, atingindo mais de 40 K dia^{-1} dois dias após a formação do ciclone. Neste último tempo, o padrão de advecção começa a se assemelhar ao dos ciclones extratropicais, com transporte de ar frio a oeste da baixa (entre -10 e -20 K dia^{-1}); daí em diante, como já foi mencionado seção 3.2, alguns sistemas adquirem estrutura extratropical, na qual a advecção de temperatura fria na retaguarda e quente na vanguarda da baixa é essencial para a intensificação do sistema.

A coincidência entre a região de maior movimento ascendente e mais intensa advecção quente não é devido apenas à diminuição da instabilidade atmosférica: exatamente acima desta região, a leste do centro da baixa, ocorre escoamento difluente em altos níveis (Fig. 3.14); estes dois processos conjuntos (diminuição da estabilidade estática da coluna

atmosférica pela advecção quente e retirada de massa pelo escoamento de altos níveis) favorecem o movimento vertical ascendente neste setor do ciclone, que atinge -0.5 Pa s^{-1} .

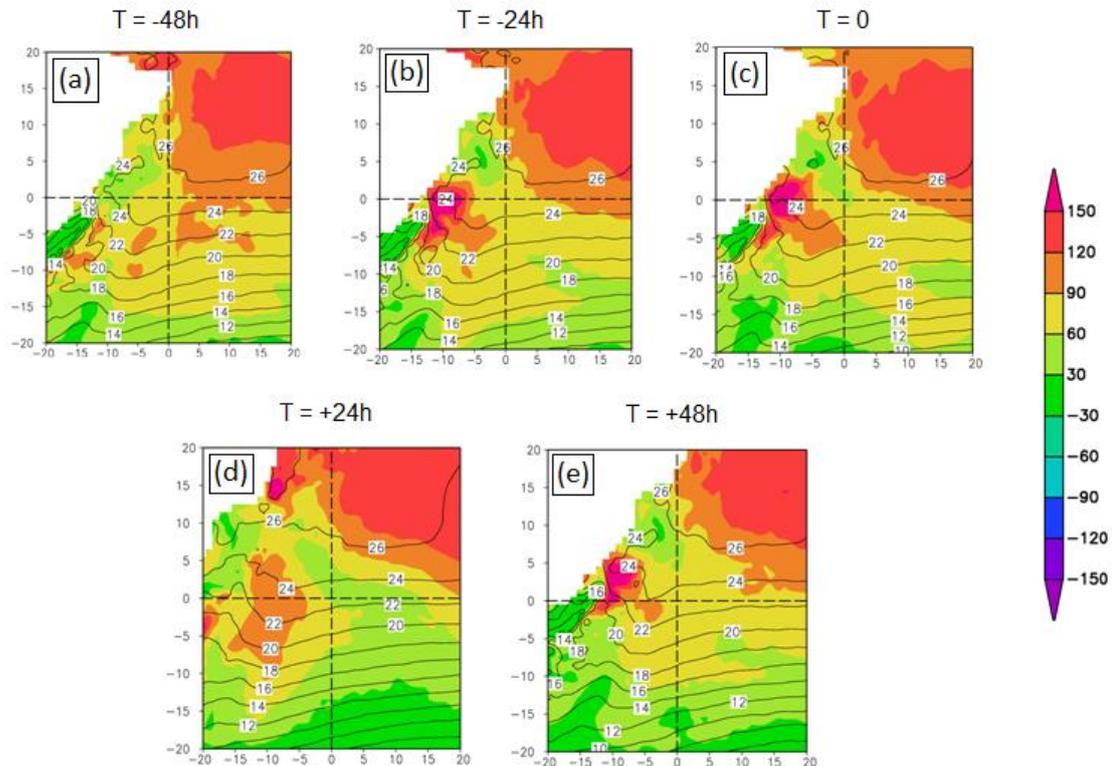


Figura 3.17: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^{\circ}\text{C}$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em W m^{-2}) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48\text{h}$, b) $t = -24\text{h}$, c) $t = 0$, d) $t = +24\text{h}$, e) $t = +48\text{h}$.

Evans e Guishard (2009) e Evans e Braun (2012) já haviam apontado a advecção de ar quente em baixos níveis como um mecanismo fundamental na intensificação do potencial convectivo de ciclones formados sobre TSM relativamente fria, ou seja, onde os fluxos de calor de superfície não sejam fortes o suficiente para intensificar os vórtices via CISK ou WISHE. Este é o caso dos ciclones subtropicais de verão no Atlântico Sul: em nenhum momento de seu ciclo de vida estes se encontram sobre águas com temperatura superior a 26°C (Figs. 3.17.a-b), e os fluxos de calor total (sensível + latente) do oceano para a atmosfera estão entre 60 e 90 W m^{-2} antes da formação do ciclone, valores que não diferem da média anual para esta região (Reboita et al., 2010b). Em $t = 0$ e $t = +24\text{h}$, estes fluxos diminuem ainda mais (30 - 60 W m^{-2}), e em $t = +48\text{h}$ os fluxos voltam à magnitude que apresentavam antes da formação do sistema (Figs. 3.17.c-e). Estes campos indicam que tais ciclones não

estão associados a fluxos intensos de calor de superfície. Uma característica notável durante todo o período analisado é a presença de uma grande área do oceano com fluxos de superfície mais intensos (acima de 120 W m^{-2}) a nordeste da região de formação dos ciclone. A umidade transferida do oceano para a atmosfera nesta área de fluxos intensos pode ser transportada para a região de ciclogênese pelo giro da ASAS.

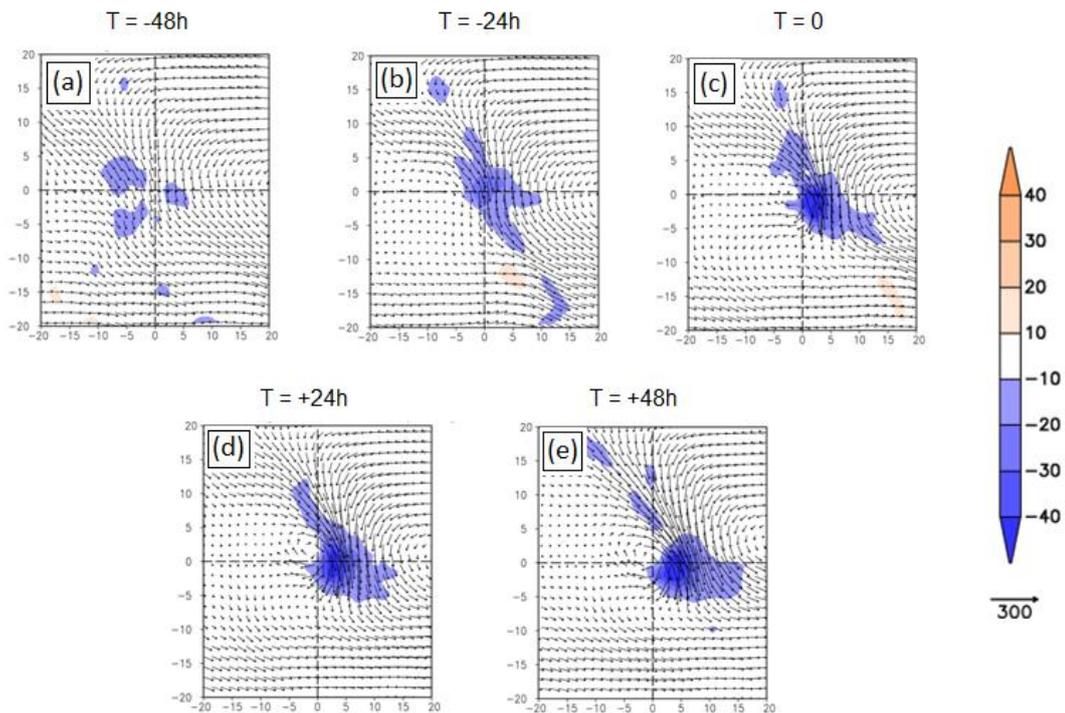


Figura 3.18: Composição de fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em $10^5 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado) para os ciclones subtropicais do verão, em a) $t = -48\text{h}$, b) $t = -24\text{h}$, c) $t = 0$, d) $t = +24\text{h}$, e) $t = +48\text{h}$.

Este transporte de umidade pode ser visto nos campos de fluxo de umidade integrado na vertical (Fig. 3.18): durante todo o período, o escoamento de nordeste associado à ASAS transporta umidade para a região do ciclone, e em $t = -24\text{h}$ já está ocorrendo forte convergência de fluxo de umidade onde a baixa irá se formar (Fig. 3.18.b). Esta convergência ocorre devido à confluência dos escoamentos de nordeste (giro da ASAS), e de noroeste, associada a uma circulação ciclônica desenvolvida pelo aquecimento continental (centrada a -10° de longitude do centro do ciclone) ou ao JBN. Além da confluência dos dois escoamentos na RG1, o vento de norte em ambos desacelera pela redução do gradiente de pressão abaixo de 5° a sul do centro do ciclone (Fig. 3.12.b), intensificando a convergência do fluxo de

umidade. Nos dias seguintes, a convergência se mantém a leste do ciclone em superfície (onde também está ocorrendo maior advecção quente e movimento ascendente).

A climatologia de ciclones subtropicais e a análise de composições para os meses de verão, apresentadas neste capítulo, estão publicadas no *Journal of Climate* (Gozzo et al., 2014).

3.3.3 Ciclones Subtropicais No Outono (MAM)

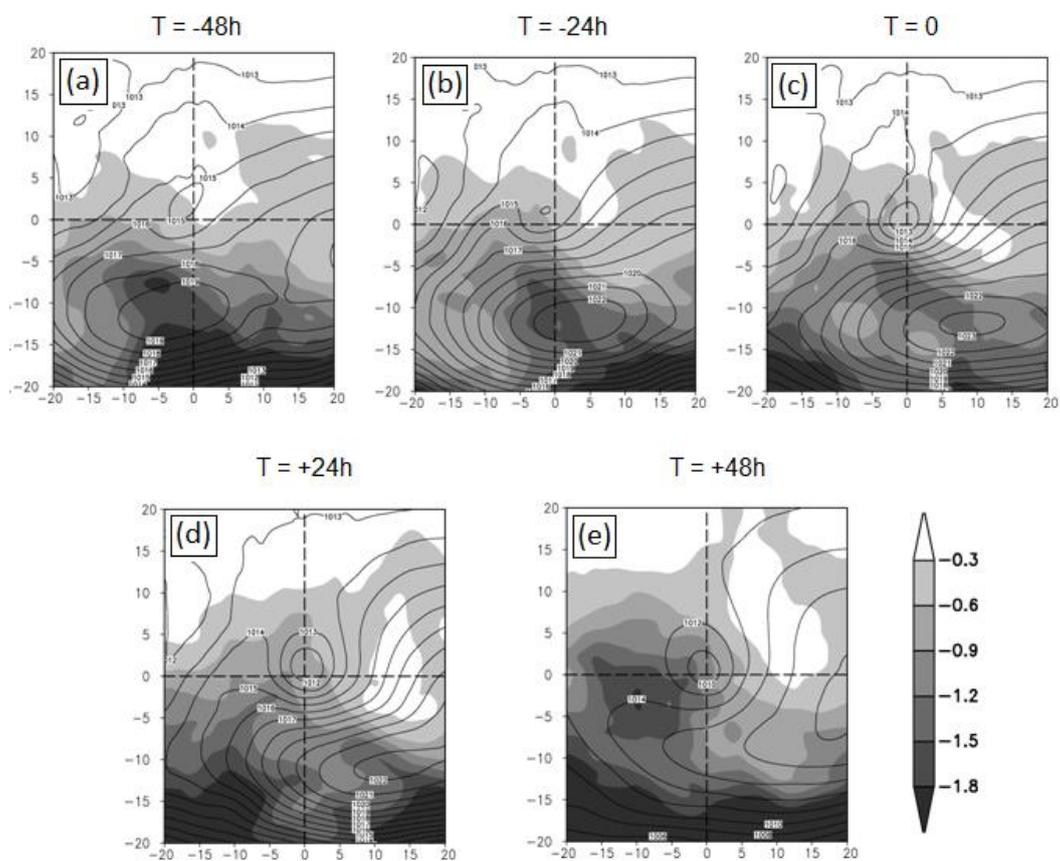


Figura 3.19: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$.

Para os ciclones subtropicais do outono, o padrão de VP em altos níveis é semelhante ao verão: a oeste da baixa, uma região de mais intensa VP se estende até latitudes mais baixas (Fig. 3.19). No campo de PNMM, em $t = -48h$ e $t = -24h$ já se configura uma baixa fechada, mas a intensidade da vorticidade relativa ainda não é suficiente para ser rastreada pelo

algoritmo. Na composição para o verão, observa-se que o ciclone se forma adjacente à ASAS, deformando-a: tanto a leste como a sul, a baixa é envolvida pelo escoamento do anticiclone semipermanente. No outono, por outro lado, uma alta transiente se localiza a sul do ciclone desde 48 horas antes de sua formação, permanecendo até o tempo zero, quando então se funde à ASAS (Figs. 3.19.b-c). Nos dois dias seguintes, o campo de pressão é muito semelhante ao do verão.

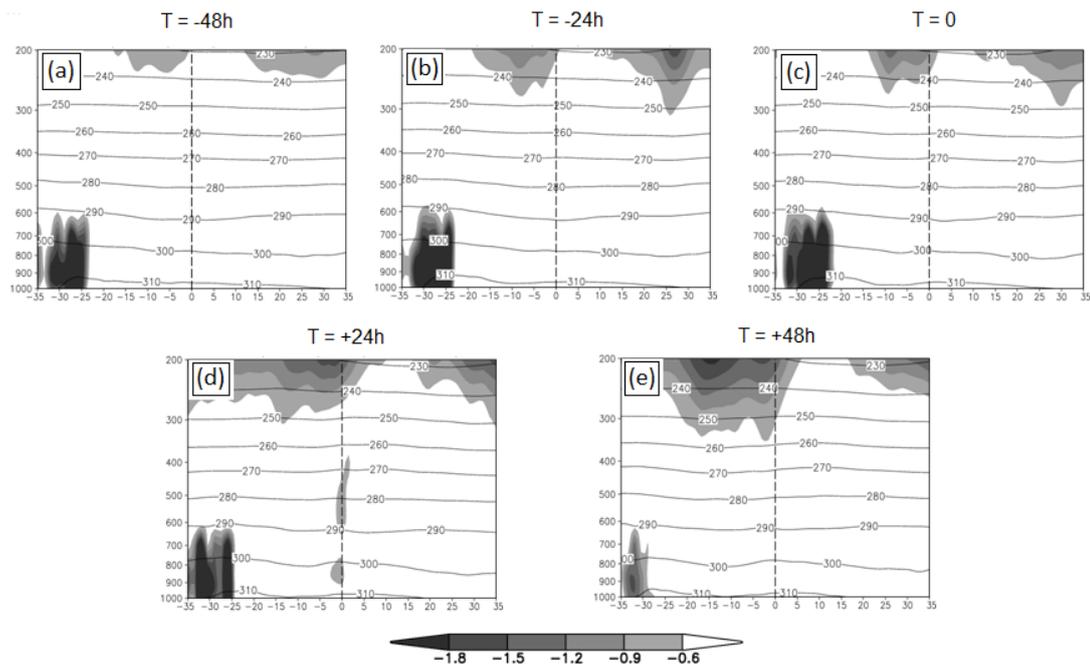


Figura 3.20: Composição de VP (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$.

Os ciclones subtropicais do outono não desenvolvem uma coluna de VP bem definida como nos casos de verão. Em altos níveis, a anomalia negativa de VP está presente durante todo o período, a cerca de 10° de longitude do centro do ciclone (Fig. 3.20), porém os núcleos em médios e baixos níveis se configuram apenas em $t = +24h$ (Fig. 3.20.d), desaparecendo no dia seguinte (Fig. 3.20.e). O perfil da figura mostra-se contraditório com o número elevado de ciclones subtropicais intensos documentados nos meses de outono na região, mas é preciso lembrar que estes sistemas podem ter desenvolvido suas estruturas maduras em um tempo superior a 48 horas depois da formação, e, portanto, não apareceriam nesta análise; efetivamente, o Catarina tornou-se híbrido apenas 5 dias depois da sua formação (McTaggart-Cowan et al., 2006) e o Anita, 4 dias depois (Dias Pinto et al., 2013). O ciclone em superfície

pode ainda interagir com a anomalia de VP em altos níveis, que está mais intensa em $t = +48h$ (Fig. 3.20.e). Dentro do contexto deste trabalho, observa-se que os ciclones do verão adquirem sua estrutura madura mais rapidamente que os do outono.

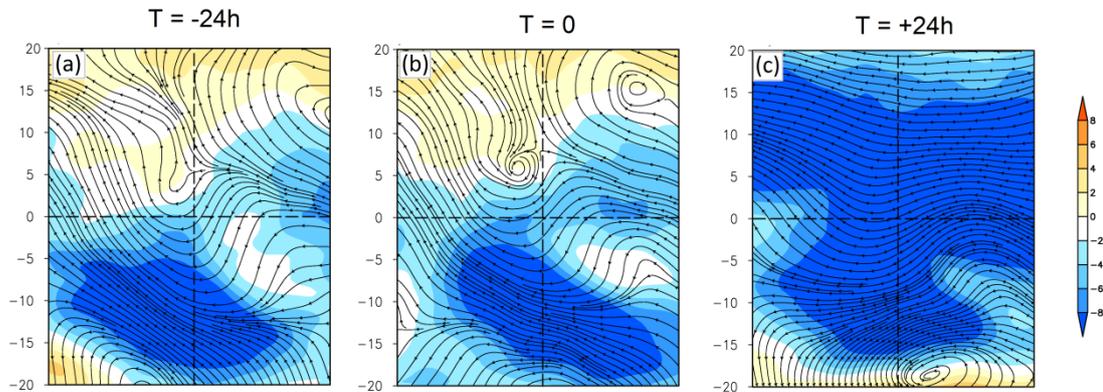


Figura 3.21: Composição de anomalia de circulação (linhas de corrente) e magnitude do vento horizontal (sombreado, em $m\ s^{-1}$) em 250 hPa, para os dias de ciclogênese subtropical do outono, em relação à média sazonal (MAM), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$.

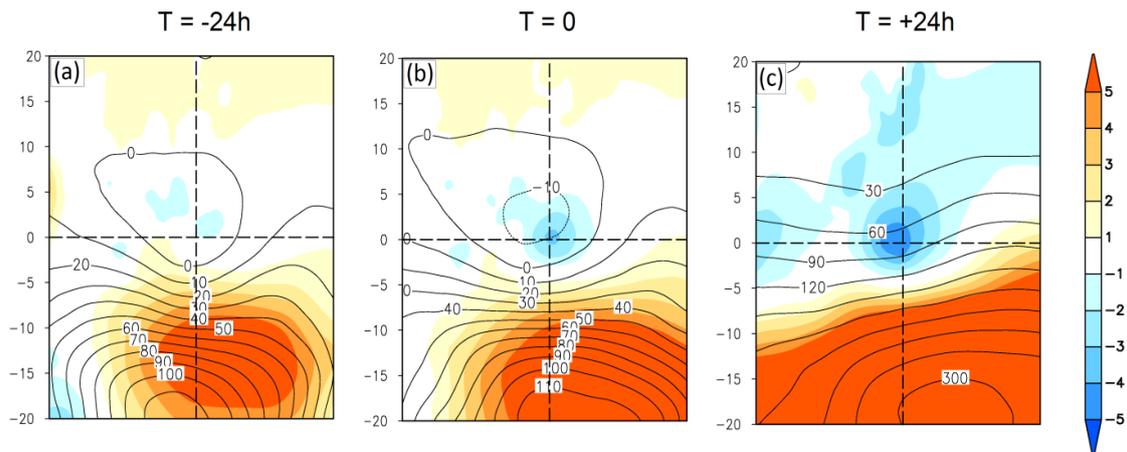


Figura 3.22: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical do outono, em relação à média sazonal (MAM), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$.

O escoamento em altos níveis no outono não apresenta o padrão de bloqueio bem caracterizado como no verão, porém a anomalia de ventos de leste é muito mais intensa, reduzindo ainda mais o cisalhamento vertical sobre a região do ciclone (Fig. 3.21). Em 500 hPa, novamente uma região de anomalia negativa de geopotencial se posiciona exatamente acima da baixa em superfície, desde o dia anterior até o dia de gênese do sistema (Figs. 3.22.a-b). Ao sul desta baixa, uma anomalia positiva bastante intensa de PNMM e uma anomalia positiva de geopotencial em médios níveis estão associados ao anticiclone

transiente. O ciclone se desloca rapidamente para sudeste 24 horas depois da gênese (mais rapidamente do que no verão e mesmo do que na primavera), onde a média troposfera já não apresenta anomalia fria (Fig. 3.22.c).

De forma análoga aos ciclones de verão, os de outono também se formam onde, desde dois dias antes, existe intensa advecção quente; após a ciclogênese, a região de máxima advecção positiva de temperatura localiza-se a leste do centro, coincidindo com a área de maior intensidade do movimento ascendente. Neste caso, a pseudo-velocidade vertical é um pouco mais fraca do que nos casos verão, mas novamente está localizada nas regiões de maior advecção quente. As figuras de advecção de temperatura e ω não são mostradas, pois possuem padrão idêntico ao verão (Fig. 3.16).

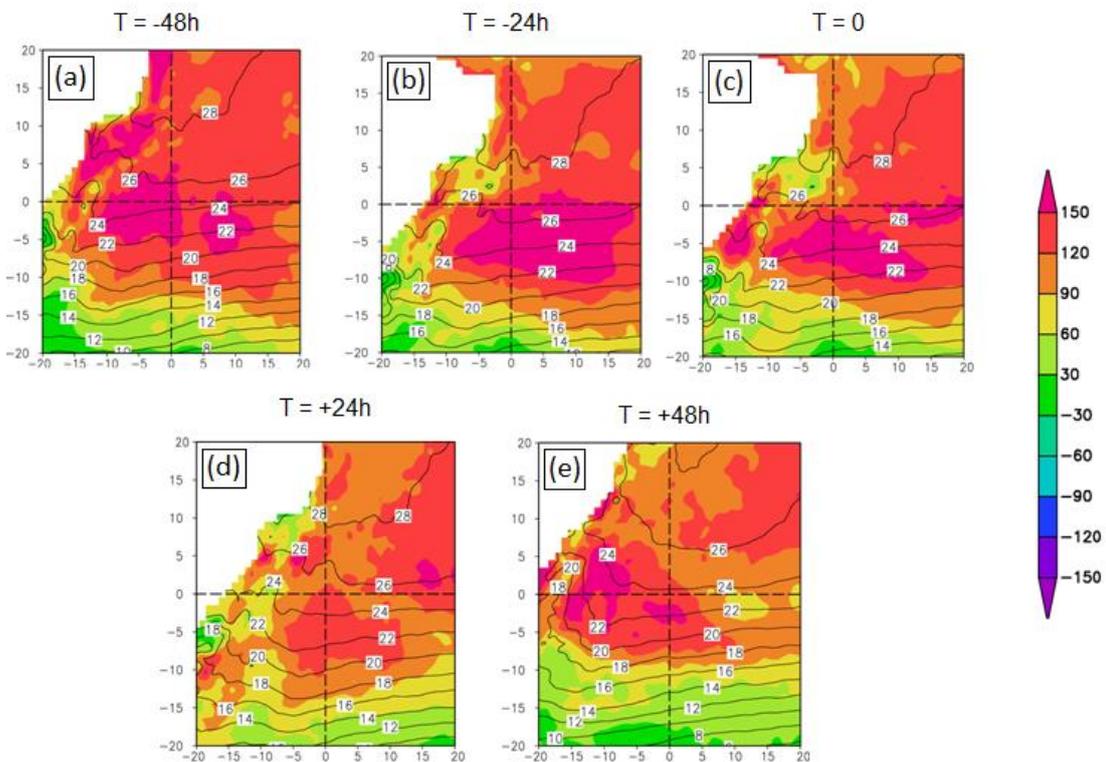


Figura 3.23: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^{\circ}\text{C}$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em W m^{-2}) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48\text{h}$, b) $t = -24\text{h}$, c) $t = 0$, d) $t = +24\text{h}$, e) $t = 48\text{h}$.

Os ciclones subtropicais formam-se sobre águas mais quentes no outono do que no verão: no trimestre MAM, a TSM média na região de ciclogênese está entre 26 e 28 $^{\circ}\text{C}$ desde 48 horas antes até o dia de formação do ciclone (Figs. 3.23.a-c), diminuindo progressivamente em +24h e +48h (Figs. 3.23.d-e), conforme o sistema se desloca para latitudes mais altas. Os

fluxos totais em todo o domínio analisado são mais intensos do que no verão, fornecendo energia adicional para o desenvolvimento dos sistemas. De fato, o outono é a estação onde se registram os fluxos mais intensos de calor latente e sensível neste setor do Atlântico (Reboita et al., 2010b), pela incursão de massas de ar mais frias e secas do interior do continente sul-americano sobre o oceano que atinge sua maior TSM por volta do mês de abril. Em relação ao verão, há diferença ainda no padrão espacial: neste caso, os fluxos mais intensos de superfície (acima de 150 W m^{-2}) se encontram a sul do ciclone, especialmente entre os tempos -48h e zero, associados às condições de tempo mais estáveis e secas devido ao anticiclone anômalo nesta região (Figs. 3.19 e 3.22). O setor a nordeste do ciclone também apresenta altos fluxos (entre 120 e 150 W m^{-2} , semelhante ao verão), mas como no outono os fluxos locais são muito mais intensos, estes fluxos não-locais podem ter um papel secundário como fonte de umidade para os ciclones subtropicais.

O fluxo de umidade integrado na vertical na região dos ciclones subtropicais de outono é semelhante ao dos casos de verão. A intensidade do transporte de nordeste no outono, porém, é menor (Fig. 3.24), confirmando que tal região tem uma importância menor como fonte de umidade nesta estação. Não há forte confluência entre os fluxos de nordeste e noroeste, e a convergência do fluxo de umidade (menor em relação ao verão) ocorre principalmente pela desaceleração do escoamento de norte ao ser barrado pelo anticiclone transiente centrado 10° a sul do centro do ciclone subtropical. Em todo o período analisado, e especialmente após a formação do ciclone, o sentido predominante do transporte é o da ASAS, sugerindo que durante os 5 dias analisados, a umidade oriunda dos intensos fluxos de calor latente presentes a sul da baixa não foi transportada para a região do ciclone. A convergência de umidade é menos intensa neste período do que nos casos de verão, indicando assim atividade convectiva menos intensa, e portanto um perfil vertical com VP mais fraca no centro dos ciclones, durante sua fase inicial.

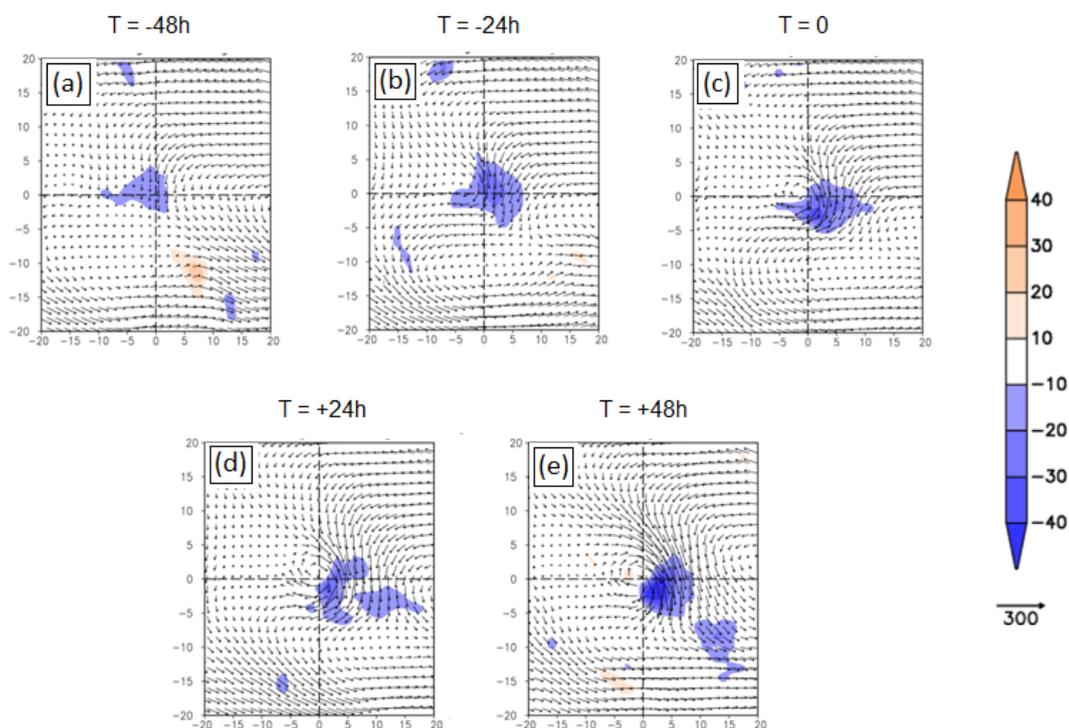


Figura 3.24: Composição de fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em $10^5 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado) para os ciclones subtropicais do outono, em a) $t = -48\text{h}$, b) $t = -24\text{h}$, c) $t = 0$, d) $t = +24\text{h}$, e) $t = +48\text{h}$.

Apesar da ciclogênese menos intensa no início, o outono é a estação que registra os ciclones subtropicais mais fortes e organizados. Portanto, se é o verão a estação com a ocorrência mais frequente de ciclones, e o outono a estação dos mais intensos casos, em qual delas os ciclones subtropicais podem provocar maiores transtornos? Para tentar responder quantitativamente a esta pergunta, utilizamos o índice de “energia acumulada dos ciclones” (*accumulated cyclone energy – ACE*), obtido pela soma do quadrado da velocidade máxima para todos os ciclones registrados, durante o período em que possuem ventos máximos acima de 17 m s^{-1} , ou seja, intensidade de tempestade tropical (Bell et al., 2000; Camargo e Sobel, 2005). O verão apresentou um valor de ACE superior ao outono (os valores sazonais foram, respectivamente, $5,3 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}^2$ and $2,2 \times 10^5 \text{ m}^2/\text{s}^2$), o que aponta o verão como a estação mais ativa, em frequência e intensidade combinada dos ciclones. Somando-se esta informação ao fato de que, no verão, os ciclones subtropicais tendem a se desenvolver próximos à costa do sudeste do Brasil (próximos ao Porto de Santos, o maior porto da América Latina, e sobre inúmeras plataformas de extração de petróleo) e permanecerem semi-estacionários, é durante esta estação que tais ciclones podem causar os maiores danos sociais e financeiros.

3.3.4 Ciclones Subtropicais Na Primavera (SON)

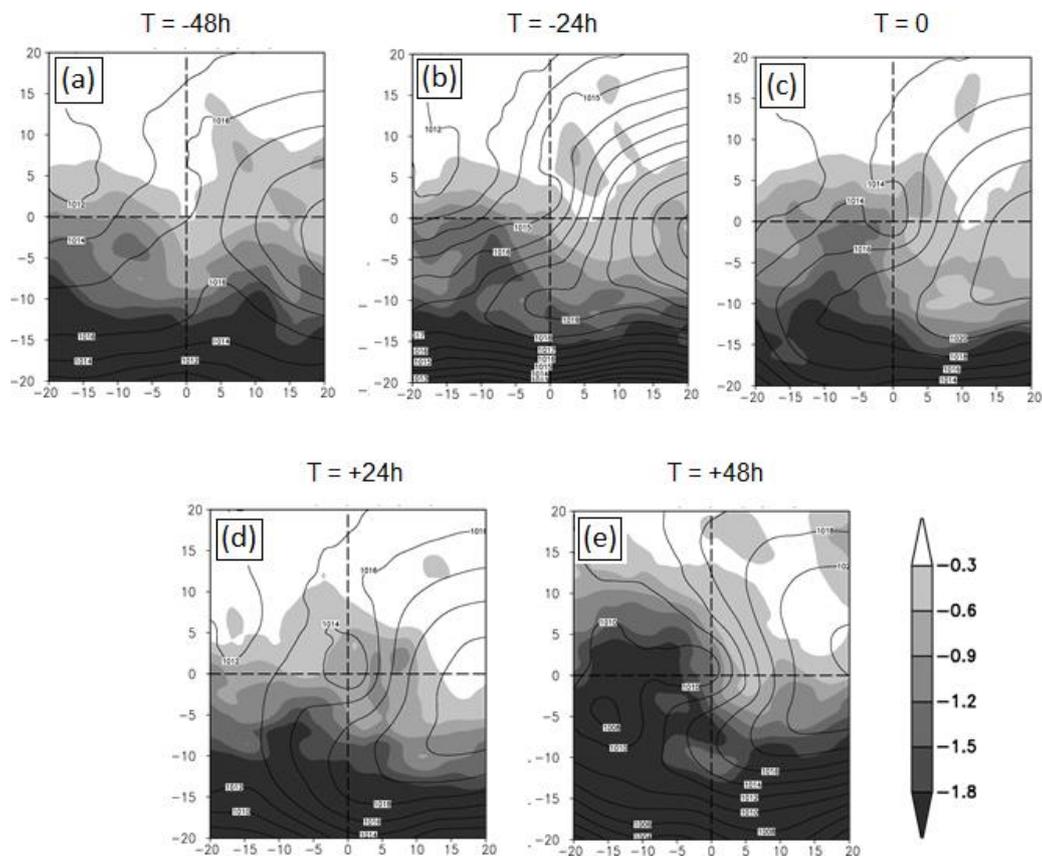


Figura 3.25: Composição de pressão ao nível médio do mar (contornos, em hPa) e vorticidade potencial em 250 hPa (sombreado, em UVP) para os ciclones subtropicais na primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$.

A VP em 250 hPa para os ciclones de primavera segue o mesmo padrão das outras estações: a aproximação de uma anomalia em altos níveis que se estende até latitudes mais baixas favorece o abaixamento de pressão em superfície, a leste (Fig. 3.25). Nesta estação, tanto a anomalia como todo o reservatório de VP a sul da baixa estão mais intensos. O padrão de anomalia de ventos em altos níveis é bastante semelhante ao do verão (Fig. não mostrada), com o estabelecimento de uma anomalia ciclônica 5° a norte do centro da baixa a partir de $t = 0$; junto a uma anomalia anticiclônica a leste, forma-se o padrão de bloqueio já mencionado nas outras estações. O campo de pressão se assemelha ao do verão, com uma extensão da circulação da ASAS ao sul do ciclone.

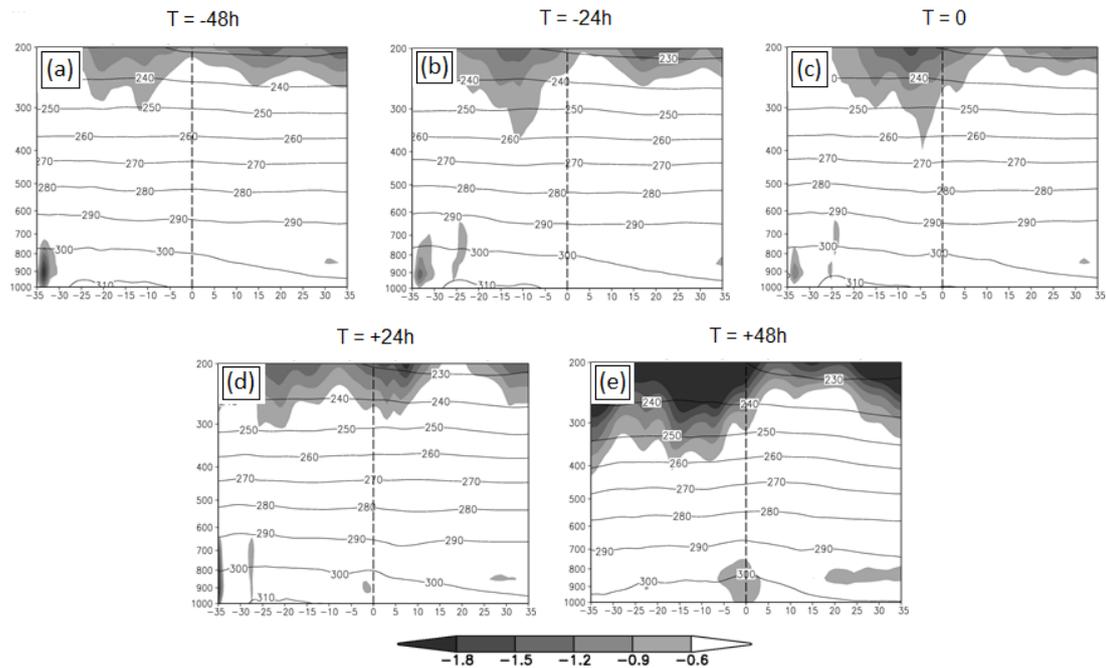


Figura 3.26: Composição de vorticidade potencial (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (em K, contornos) em corte vertical no centro dos ciclones subtropicais na primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 12h$, d) $t = 0$, e) $t = +12h$, f) $t = +24h$, g) $t = +48h$.

Nos ciclones subtropicais de primavera, a anomalia de VP em altos níveis está novamente presente a oeste da região onde irão se desenvolver os ciclones subtropicais, da mesma forma que nas outras estações. Neste período do ano, porém, a VP penetra mais profundamente na troposfera; 24 horas antes da ciclogênese, a anomalia, com magnitude inferior a -0.6 UVP, se estende abaixo dos 300 hPa (Fig. 3.26.b). 24 horas depois da ciclogênese (Fig. 3.26.d), a anomalia de VP já situa-se a leste do ciclone (a $+5^\circ$ de longitude), e forma-se um pequeno núcleo de VP próximo à superfície; em $t = +48h$, uma nova anomalia de vorticidade se configura em altos níveis (em torno de -10° de longitude), e o núcleo quente em baixos níveis se intensifica, por conta do aquecimento, como observado também pela isolinha de temperatura potencial próxima ao nível de 900 hPa (Fig. 3.26.e).

Diferentemente das estações descritas anteriormente, na primavera as baixas desprendidas não se alinham verticalmente ao ciclone em superfície, mas estão posicionadas cerca de 10 a 15° a oeste (Fig. 3.27). O campo de PNMM, com uma anomalia positiva da ASAS se estendendo a sul do ciclone, é semelhante ao do verão.

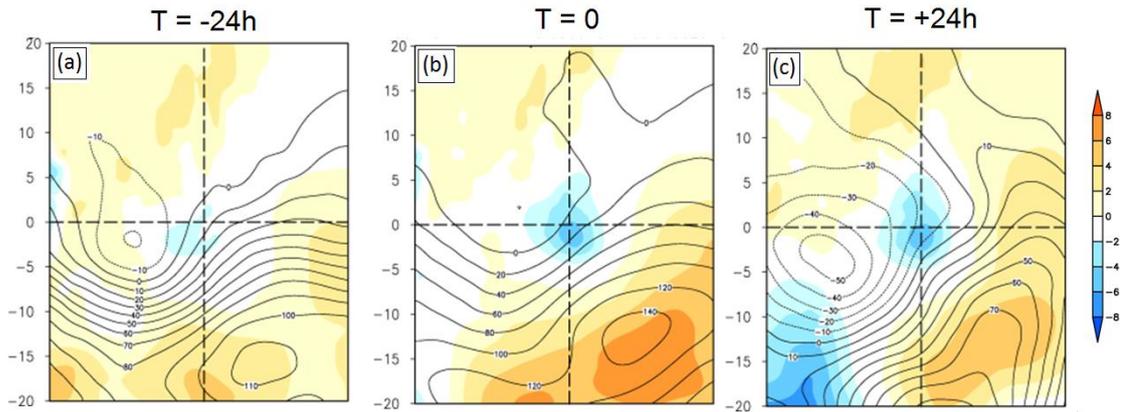


Figura 3.27: Composição de anomalia de altura geopotencial em 500 hPa (contornos, em m) e de pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa), para os dias de ciclogênese subtropical na primavera, em relação à média sazonal (SON), para a) $t = -24h$, b) $t = 0$ e c) $t = 24h$.

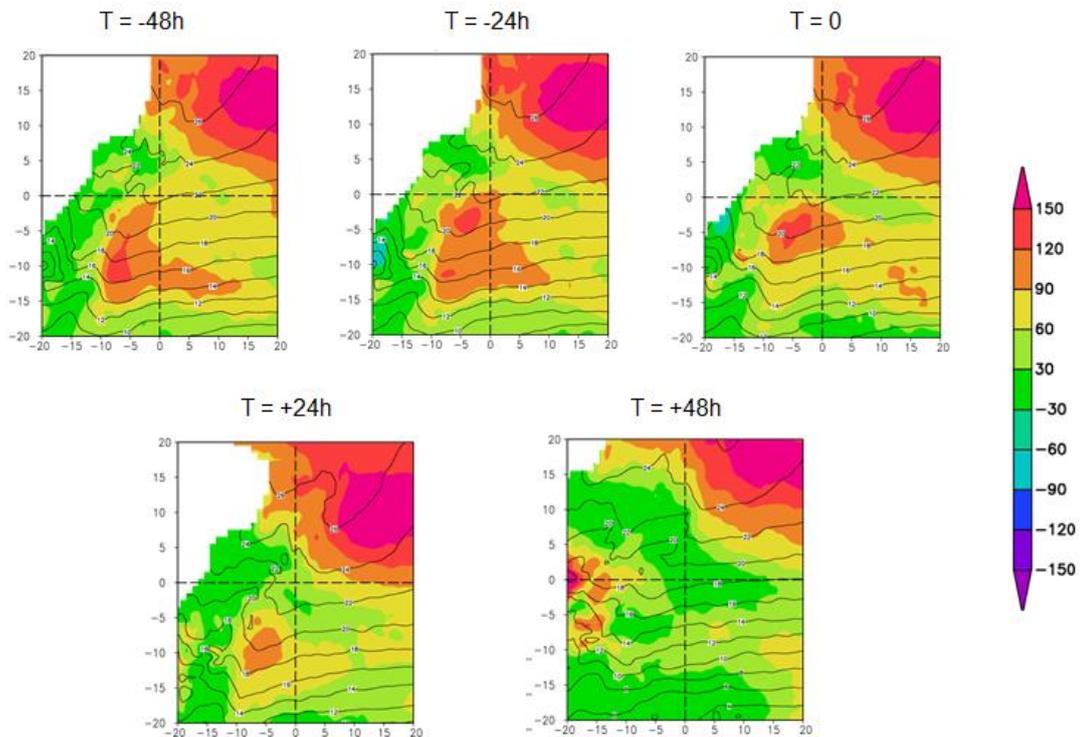


Figura 3.28: Composição da média diária de temperatura da superfície do mar (contornos, em $^{\circ}C$) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em $W m^{-2}$) para os ciclones subtropicais da primavera, em a) $t = -48h$, b) $t = -24h$, c) $t = 0$, d) $t = +24h$, e) $t = +48h$.

O Oceano Atlântico a nordeste do ciclone em superfície volta na primavera a representar uma importante região fonte de umidade, devido ao posicionamento em relação à RG1 e aos intensos fluxos de superfície (acima de $150 W m^{-2}$, ainda mais elevados do que no verão), contrastando com os fluxos locais sob o ciclone, que não ultrapassam $90 W m^{-2}$. A

TSM sobre a qual se formam os ciclones subtropicais é relativamente baixa, entre 22 e 24°C (Fig. 3.28).

Os campos de fluxo de umidade integrado na vertical não serão apresentados, pois possuem exatamente a mesma configuração que os campos de verão: forte transporte de umidade pelo giro da ASAS, e convergência na região do ciclone desde -24 horas antes de sua gênese. A magnitude da convergência também é semelhante, e nas horas subsequentes à formação da baixa, chega a ser até mais intensa que a do verão.

3.3.5. Climatologia de ciclones subtropicais rasos do verão

As composições da seção anterior foram calculadas com a amostra de 126 ciclones ocorridos sobre a RG1, sem distinção entre sistemas profundos e intensos e os sistemas rasos e de ventos fracos. A justificativa para isto é que os ciclones mais rasos e fracos apresentam apenas pequenas diferenças na estrutura e ambiente sinótico, em comparação aos intensos, como será mostrado nesta seção.

As composições centradas para os ciclones rasos de primavera e outono são muito semelhantes aos casos profundos apresentados nas seções anteriores. As composições para $t = -24$ horas, $t = 0$ e $t = +24$ horas para os ciclones rasos do verão, na figura 3.29, apontam diferenças pequenas, mas que devem ser observadas em relação aos ciclones profundos de verão explorados na seção 3.3.2.

No campo de PNMM, nota-se a extensão em direção ao mar da região de baixa pressão gerada por aquecimento da superfície do continente no dia anterior à ciclogênese (Fig. 3.29.a), que no dia $t = 0$ já se configura como uma baixa fechada (Fig. 3.29.b). No dia $t = +24$ h (Fig. 3.29.c), a pressão no centro do sistema começa a aumentar e logo o ciclone se dissipa, muito mais rapidamente que os casos profundos. Esta rápida ciclólise pode ser explicada em parte pela ausência da interferência construtiva entre o ciclone em superfície e anomalias de VP em altos níveis.

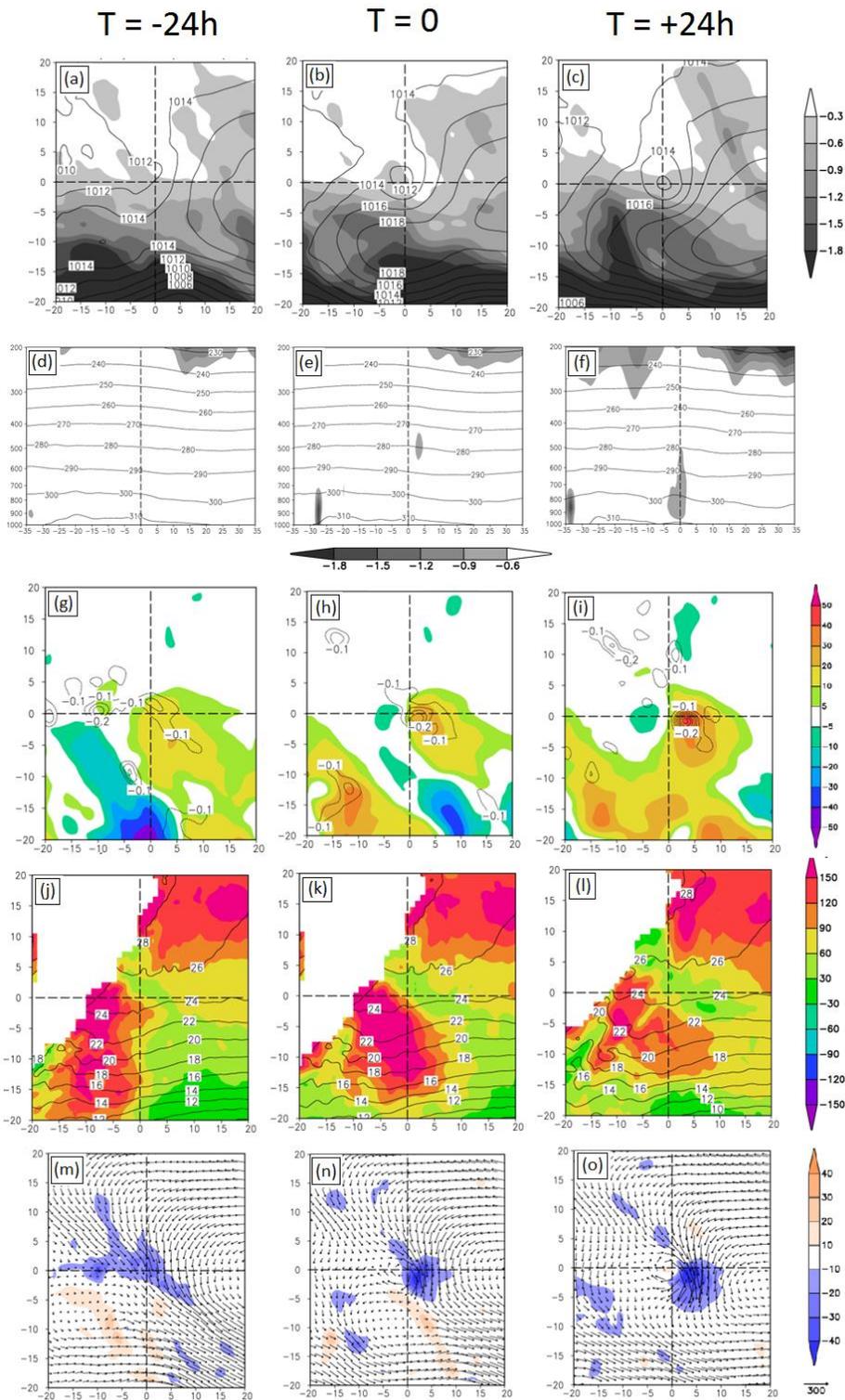


Figura 3.29: Campos meteorológicos para os ciclones subtropicais rasos no verão: (a), (b), (c) PNMM (contornos, em hPa) e VP em 250 hPa (sombreado, em UVP); (d), (e), (f) vorticidade potencial (sombreado, em UVP) e temperatura potencial (contornos, em K) na latitude do centro dos ciclones; (g, h, i) Composição de advecção horizontal de temperatura integrada na camada 1000-500 hPa (sombreado, em K dia⁻¹) e pseudo-velocidade vertical ω em 700 hPa (contornos, em Pa s⁻¹); (j, k, l) TSM (contornos, em °C) e fluxos de calor latente + calor sensível (sombreado, em W m⁻²); (m), (n), (o) fluxo de umidade integrado na troposfera (vetores, em 10⁵ kg m⁻¹ s⁻¹) e divergência do fluxo de umidade integrado (sombreado). (a)-(d)-(g)-(j)-(m) t = -24h; (b)-(e)-(h)-(k)-(n) t = 0 e (c)-(f)-(i)-(l)-(o) t = +24h.

Os perfis das figuras 3.29.d-f evidenciam que em $t = -24h$ e $t = 0$, não se verifica a anomalia de VP negativa em altos níveis a oeste do ciclone; e mesmo quando esta se configura, em $t = +24h$ (Fig. 3.29.e), é mais fraca do que nos casos de ciclones profundos. Os sistemas rasos apresentam um núcleo quente próximo à superfície ainda mais intenso que os ciclones profundos em $t = +24h$, como se observa pela mais forte anomalia negativa de VP na fig. 3.29.e; acima de 700 hPa, porém, esta anomalia se enfraquece, e na média troposfera ela é menos intensa do que nos casos profundos devido à menor atividade convectiva. Em $t = +48h$ (figura não mostrada), a anomalia de VP em baixos níveis perde força, e não chega a se configurar o tubo de vortacidade dos ciclones profundos.

O campo de advecção horizontal de temperatura (Fig. 3.29.g-i) apresenta padrão semelhante ao dos ciclones profundos. Assim como naqueles casos, ocorre advecção quente na região de ciclogênese desde 24 horas antes da detecção do ciclone, e por todo o período. Os valores de advecção quente em $t = 0$ são um pouco menores do que nos casos profundos (Fig. 3.29.h), mas estes tornam-se maiores em $t = +24h$ (Fig. 3.29.i); a velocidade vertical é menor do que nos casos profundos, em ambos os tempos.

A TSM sobre a qual os ciclones rasos de verão se formam é a mesma dos casos profundos (entre 24 e 26°C), e o fluxo turbulento de calor total (sensível + latente) é também da mesma ordem de grandeza (entre 60 e 90 $W m^{-2}$). A região oceânica a nordeste da RG1, na altura do nordeste do Brasil, segue como uma região com altos valores de fluxos de superfície, mas a sudoeste do ciclone outra região de fluxos muito intensos está presente, especialmente em $t = -24h$ e $t = 0$ (Figs. 3.29.j-k), o que também ocorre para ciclones intensos, mas com magnitude menor.

Apesar da presença da grande área de fluxos intensos a sudoeste do ciclone, esta não parece ser uma região fonte de umidade para a ciclogênese rasa. Os campos de fluxo de umidade integrado na vertical apresentam configuração semelhante aos casos profundos, com a umidade para a região do ciclone sendo transportada desde as latitudes mais baixas pelo giro da ASAS e também do interior do continente, pelo fluxo de noroeste desde a região Amazônica (Fig. 3.29.m-o). A magnitude do fluxo de umidade e sua convergência na região do ciclone, são menores do que nos casos intensos.

O número de ciclones rasos e fracos não é muito grande para nenhuma estação do ano: ocorreram 13 casos no verão, 10 na primavera e apenas 2 no outono. Esta pequena ocorrência é devido ao estudo das composições de se restringir aos ciclones da RG1, enquanto grande número de ciclones rasos ocorreram fora desta área, principalmente no setor norte da ASAS.

CAPITULO 4. FONTES DE UMIDADE ASSOCIADAS AOS CICLONES SUBTROPICAIS – ANÁLISE LAGRANGEANA E EULERIANA

A climatologia de ciclones subtropicais na costa do sul e sudeste do Brasil (RG1) apresentada no capítulo anterior mostra que tais sistemas ocorrem sobre águas relativamente frias, abaixo das TSMs observadas para ciclones subtropicais do Atlântico Norte (Evans e Braun, 2012) e abaixo do limiar definido para a formação e sustentação de ciclones tropicais. Ademais, nos episódios de formação de ciclones subtropicais, os fluxos turbulentos de calor latente e sensível na RG1 não ultrapassam os valores climatológicos, evidenciando que a transferência de energia do oceano para a atmosfera não é intensamente anômala. Diante destes resultados, coloca-se a questão: seriam os fluxos turbulentos de calor do oceano, sob os ciclones subtropicais do Atlântico Sul, uma fonte de energia secundária? Evans e Guishard (2009) e Evans e Braun (2012) apontam que os ciclones subtropicais que se formam sobre águas mais frias podem depender apenas de forte advecção de temperatura para sustentar seus núcleos quentes, enquanto o estudo de caso da seção 3.1 sugere que a convergência do fluxo de umidade é um fator importante na manutenção do ciclone. Composições centradas da seção 3.2 mostram que quantidade considerável de umidade é advectada desde latitudes tropicais – regiões com fluxos turbulentos mais intensos – até a RG1, pela circulação da ASAS. Seria então a umidade, um ingrediente fundamental aos ciclones subtropicais, trazida de regiões remotas, e não gerado pelos fluxos de superfície dentro da própria RG1? Os dois próximos capítulos serão dedicados à investigação destas questões.

Neste capítulo utilizamos o modelo de transporte Lagrangeano Flexpart para identificar as regiões de origem da umidade presente na atmosfera sobre a RG1 nos 126 episódios de ciclogênese subtropical ocorridos entre 1979 e 2011 (o mesmo conjunto utilizado para a análise de composições do capítulo anterior). No tempo zero de integração do modelo, às 1200 UTC do dia da ciclogênese, a atmosfera sobre a RG1 (delimitada pelo retângulo, nas figuras deste capítulo) foi dividida em 1.997.842 partículas, e os passos seguintes representam a posição das partículas nos tempos anteriores à sua chegada na RG1. Nestes tempos anteriores, o modelo calcula o balanço de umidade e integra este valor para todas as partículas, obtendo assim distribuições espaciais de (E-P) para cada tempo. Desta forma, descreve-se onde e quanto as partículas de ar ganharam/perderam de umidade antes de chegarem à região de interesse RG1. As distribuições espaciais de (E-P) apresentadas são composições para todos os eventos de ciclones subtropicais no período de 33 anos sobre a

RG1 em cada estação do ano (68 casos no verão, 39 no outono e 19 na primavera). Isto significa que o mapa de (E-P) para o dia -1 no verão representa a média integrada do balanço de vapor das partículas no dia anterior à gênese de todos os 68 casos do verão, o dia -5 representa este balanço 5 dias antes de todos esses casos, e assim sucessivamente. As partículas foram rastreadas até 7 dias antes do dia de ciclogênese, período semelhante ao tempo de residência médio do vapor de água na atmosfera (10 dias).

Regiões que apresentam $(E-P) > 0$ são coloridas nas figuras em cores quentes (amarelo, laranja, vermelho) e indicam que naquela área as parcelas de ar (que chegam à RG1 no instante 0) estão ganhando umidade, ou seja, a evaporação domina sobre a precipitação; regiões em cores frias (azul, roxo) indicam o processo inverso: $(E-P) < 0$ e parcelas de ar estão perdendo umidade (precipitação supera a evaporação). As seções seguintes apresentam o transporte médio sazonal de umidade em direção à RG1 e sua anomalia nos eventos de ciclones subtropicais.

4.1 Transporte De Umidade Sazonal Para A RG1 E Ciclones Subtropicais – Análise Lagrangeana

No dia anterior às ciclogêneses subtropicais de verão (Fig. 4.1.a), valores negativos de (E-P) sobre o continente, a oeste da RG1, indicam precipitação superior à evaporação nesta região. Valores positivos de (E-P) a sul e leste da caixa, sobre o Oceano Atlântico, mostram a contribuição da evaporação local aumentando a umidade das parcelas de ar.

Três dias e cinco dias antes da ciclogênese (Figs. 4.1.b-c), fortes valores positivos de (E-P) indicam intenso fornecimento de umidade às parcelas de ar pela evaporação sobre o oceano, em uma extensa área localizada a leste e nordeste da RG1. A presença da ASAS nesta região favorece a predominância de evaporação sobre precipitação, e seu escoamento anticiclônico transporta estas partículas para a RG1. Regiões fonte a sudeste da RG1 na figura 4.1.c podem estar associadas a parcelas transportadas para dentro da RG1 por ventos de sul associados à passagem de anticiclones transientes deslocando-se na latitude do Uruguai. Sete dias antes da ciclogênese, a maior fonte de evaporação encontra-se no ramo norte do escoamento da ASAS (Fig. 4.1.d), com parcelas ganhando umidade em regiões distantes próximas à África e sendo transportadas, pela circulação deste anticiclone, até a região de estudo.

Sobre o continente, a umidade fornecida pela evapotranspiração em superfície cinco e sete dias antes, na região a leste dos Andes (Figs. 4.1.c e 4.1.d) converte-se em precipitação sobre o Paraguai e norte da Argentina três dias antes da ciclogênese (Fig. 4.1.b) e sobre o sul e sudeste do Brasil um dia antes (Fig. 4.1.a).

O padrão espacial das fontes de umidade da figura 4.1 sugere a região do Oceano Atlântico entre 15°S e 10°S e estendendo-se até quase a costa da África como a principal fonte de umidade para a RG1, posicionada a sudoeste. Drumond et al. (2008) e Drumond et al. (2010) também identificaram esta área como um intensa região fonte de umidade para a bacia do Prata e para a o oceano Atlântico na costa do sul e sudeste do Brasil. Porém, é importante ressaltar que para a bacia do Prata, a evaporação local e a região do Atlântico Tropical (a norte do Pará e Guianas) apresentava maior contribuição do que observado neste trabalho para a RG1.

Esta ausência da região fonte do Atlântico Tropical (que ocorre mesmo quando realizamos a integração para 10 dias atrás, como nos trabalhos citados – figuras não mostradas) é um indicativo de que o JBN a leste dos Andes não é uma fonte importante de umidade para os ciclones subtropicais da RG1. A evolução temporal da figura 4.1 reforça esta ideia: não há umidade sendo transportada desde o Atlântico Tropical, em nenhum dia, e mesmo a umidade fornecida pela floresta tropical nos dias -7 e -5 (Fig. 4.1.c-d) precipita no centro-oeste e sudeste brasileiro antes de chegar à RG1 (Fig. 4.1.a-b). O impacto negligenciável do JBN deve-se ao fato de que sua posição climatológica não direciona o transporte de massa e umidade para a RG1, mas sim para o Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e sul do Brasil (Marengo et al., 2004). Durán-Quesada et al. (2010) reforçam estas conclusões comparando um ciclone extratropical que se formou na altura do Uruguai e outro que se formou sobre a RG1: no primeiro caso, a umidade foi transportada pelo JBN desde o centro do continente, enquanto no segundo caso a principal fonte estava no Oceano Atlântico na altura da costa do sudeste do Brasil.

O pequeno impacto do transporte de umidade desde a região Amazônica e o Atlântico Tropical para a RG1 indica que o escoamento de noroeste que conflui com o giro da ASAS e provoca convergência de umidade na região, como mostram as figuras 3.18.a-b, não seria atribuído ao JBN, mas sim à circulação ciclônica de uma baixa térmica originada no centro do continente e intensificada alguns dias antes da ciclogênese subtropical. Pode-se notar esta baixa pressão no campo de PNMM (Figs. 3.12.a-b).

Estes resultados apontam uma direção para um importante estudo, até o momento ainda não realizado: o impacto dos fenômenos de baixa frequência na climatologia de ciclones subtropicais do Atlântico Sul. Da Silva et al. (2011) mostram que a influência combinada de certas fases dos eventos El Niño-Oscilação Sul e Oscilação Decadal do Pacífico pode direcionar o JBN para a costa do sudeste do Brasil, o que intensificaria o transporte de umidade para a RG1 e poderia aumentar a ocorrência e/ou intensidade dos ciclones subtropicais. O desenvolvimento desta análise está além do escopo deste trabalho, mas é uma interessante sugestão para trabalhos futuros.

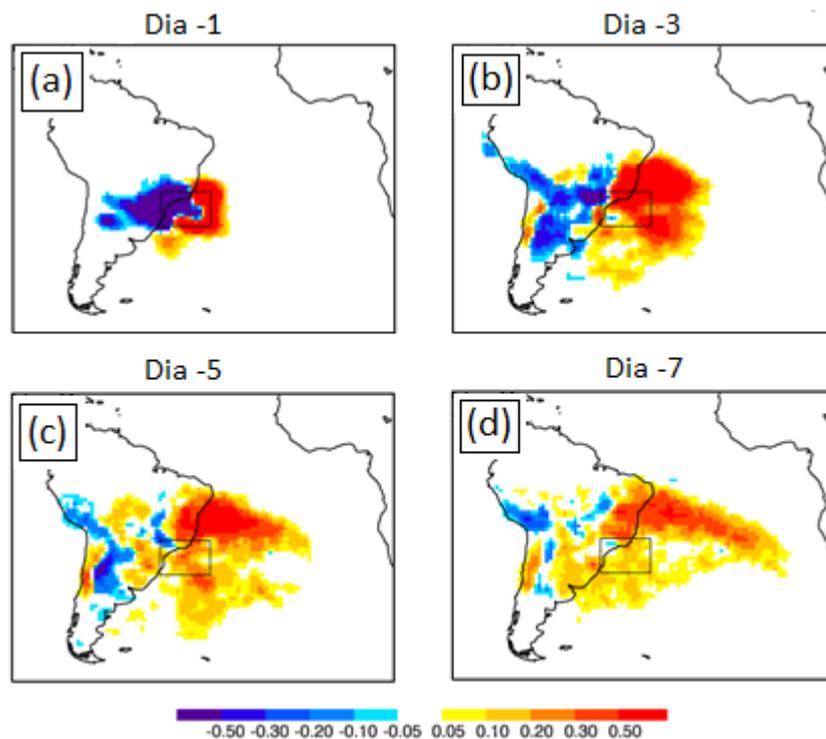


Figura 4.1: Composição dos campos de (E-P) para a RG1 em rastreamento-para-trás para (a) um dia, (b) três dias, (c) cinco dias e (d) sete dias antes do dia de gênese dos ciclones subtropicais no verão.

O campo de (E-P) para o outono, no dia -1, apresenta partículas sobre o oceano com forte ganho de umidade (valores positivos de (E-P) na borda direita e inferior da RG1), enquanto partículas sobre o continente e sobre a maior parte interna da RG1 perdem umidade (Fig. 4.2.a). No dia -3 (Fig. 4.2.b), observa-se ganho de umidade através da evaporação local (no interior da RG1), na região a nordeste e também em uma grande área do Oceano Atlântico ao sul da RG1, na altura do Uruguai e Argentina; este padrão se mantém no dia -5 (Fig. 4.2.c). No dia -7 (Fig. 4.2.d), o Oceano Atlântico a nordeste da RG1 é a principal fonte de umidade.

Pela comparação das figuras 4.1 e 4.2, nota-se que a distribuição de (E-P) é semelhante no verão e no outono. Nesta última estação, porém, o Oceano Atlântico ao sul da RG1 surge como uma importante região fonte: a presença de uma alta transiente e de fluxos turbulentos de calor mais intensos nesta área (como mostrado para até 48 horas antes da ciclogênese nas figuras 3.19.a-b; 3.23.a-b) favorecem a transferência de umidade do oceano para a atmosfera e seu transporte até a RG1.

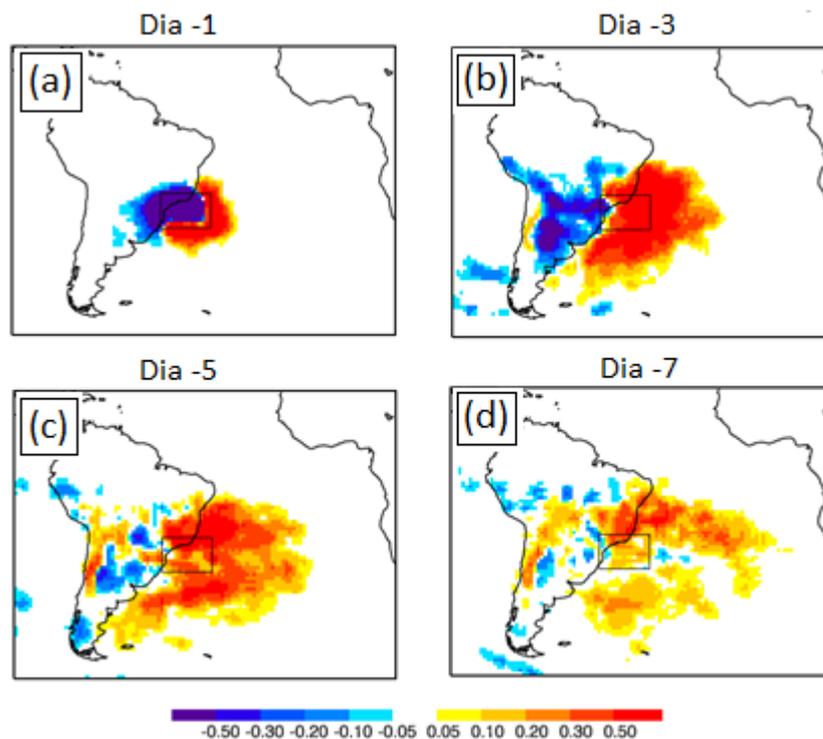


Figura 4.2: Mesmo que a figura 4.1, mas para os ciclones subtropicais no outono.

A região a sul da RG1 também surge como uma intensa fonte de umidade na primavera, no dia -3 (Fig. 4.3.b), porém nos dias anteriores (Figs. 4.3.c e 4.3.d) isto não ocorre, e apenas a evaporação local e a nordeste contribuem para o balanço de umidade. A região central do Brasil apresenta as fontes mais intensas de todas as estações, e verifica-se a precipitação nestas partículas apenas no dia -1, já sobre a RG1, e não desde o dia -5, como ocorre no verão.

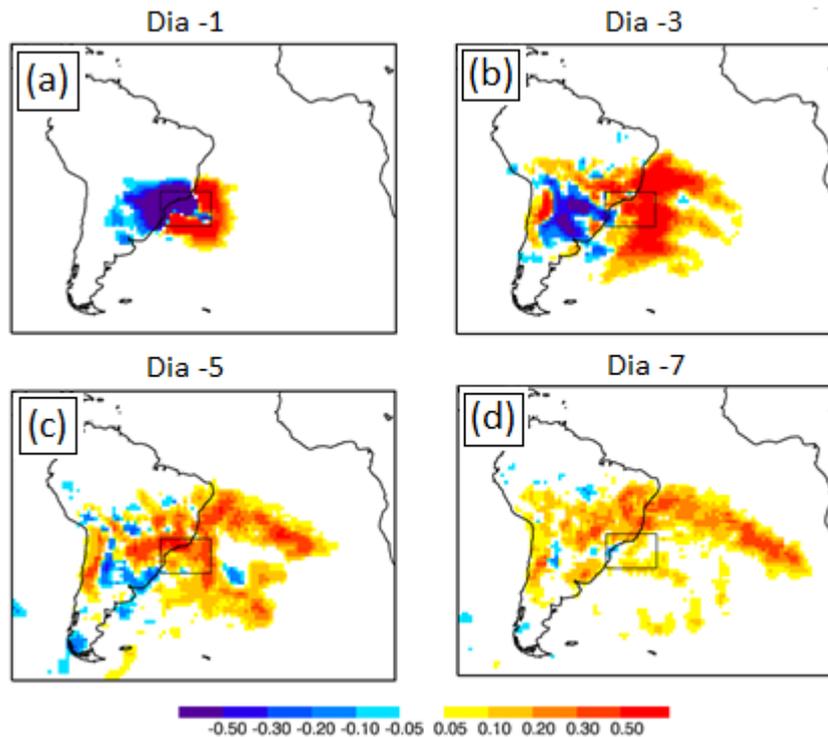


Figura 4.3: Mesmo que a figura 4.1, mas para os ciclones subtropicais na primavera.

Em uma análise geral para as três estações, a umidade presente na RG1 nos eventos de ciclogênese subtropical advém principalmente do flanco norte da ASAS. Herdies et al. (2002) e Drumond et al. (2008) apontam esta área como principal fonte de umidade para o Brasil central e a Bacia do Prata, regiões próximas à RG1.

O outono é a estação onde as fontes de umidade são mais fortes e abrangem uma área maior; este resultado concorda com a observação de que nesta estação, os fluxos turbulentos de calor são os mais intensos do ano (Reboita et al., 2010b). Como já discutido no capítulo anterior, este é possivelmente mais um fator que colabora para que os ciclones subtropicais mais intensos se desenvolvam neste trimestre.

4.2 Anomalia Sazonal Do Balanço De Umidade – Análise Lagrangeana

A seção anterior apresentou as regiões fontes da umidade para a RG1 nos dias de antecedem a ciclogênese subtropical. Como estes ciclones são pouco frequentes (aproximadamente 7 ciclones/ano), é razoável supor que tais regiões estejam funcionando

como fontes anômalas, fornecendo nestes dias específicos uma quantidade superior de umidade para a formação de tais sistemas. Para investigar essa suposição, as regiões fontes nos dias de ciclogênese foram comparadas à média sazonal para o período de 1979-2011 (primavera – SON, verão – DJF e outono – MAM), obtendo-se então a anomalia (diferença entre as fontes em dias de ciclogênese subtropical e na média sazonal). Os campos foram construídos apenas para as regiões fontes, isto é, $(E-P) > 0$.

As Figs. 4.4, 4.5 e 4.6 trazem os campos, como médias para os sete dias anteriores às ciclogêneses, para o verão, o outono e a primavera, respectivamente.

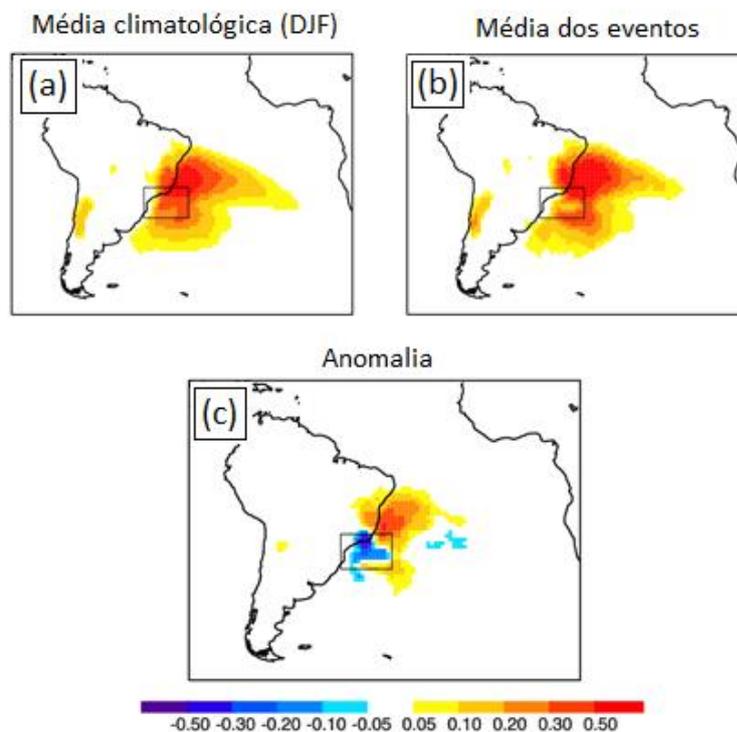


Figura 4.4: (a) Média sazonal (DJF) de $(E-P)$ integrado para -7 dias (apenas fontes); (b) Composição de $(E-P)$ integrado para 7 dias antes dos dias de ciclogêneses subtropicais de verão (apenas fontes); (c) anomalia de $(E-P)$ integrado para -7 dias no verão.

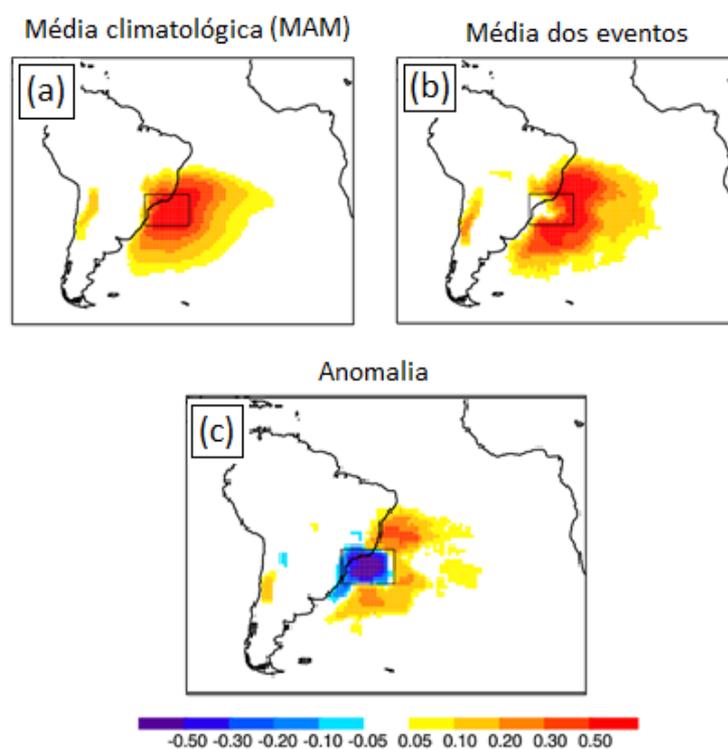


Figura 4.5: O mesmo que a figura 4.4, para (a) o período MAM e (b) os ciclones subtropicais no outono.

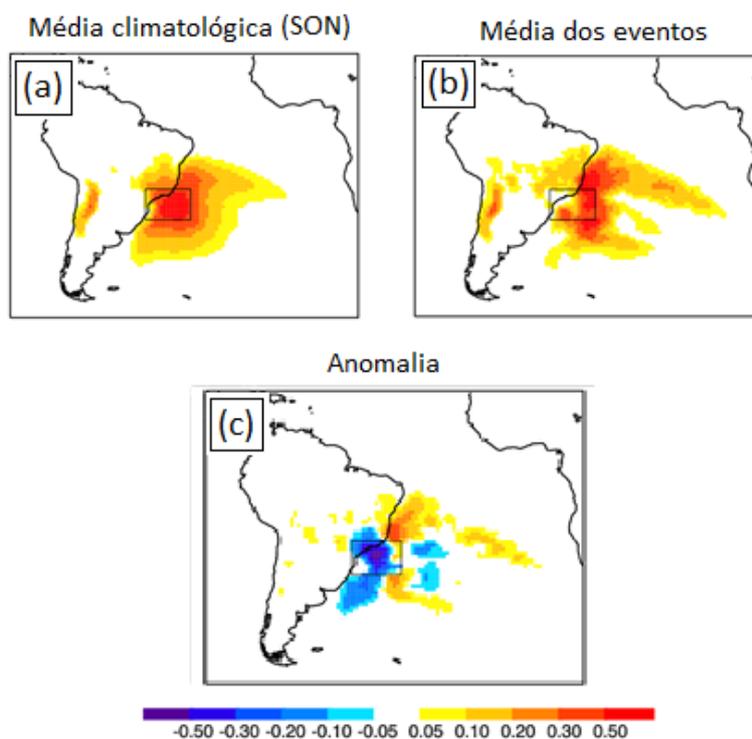


Figura 4.6: O mesmo que a figura 4.4, para (a) o período SON e (b) os ciclones subtropicais na primavera.

O padrão espacial sazonal de (E-P) é semelhante para as três estações, mostrando a contribuição do Oceano Atlântico desde o Uruguai, até a altura do nordeste do Brasil (Figs. 4.4.a, 4.5.a e 4.6.a). No verão e na primavera, o setor norte da ASAS é uma importante região fonte até o centro do Atlântico, enquanto no outono esta região é menos alongada e a evaporação local é levemente mais intensa (Fig. 4.5.a). Na composição dos dias de ciclogênese, nota-se uma intensificação da evaporação em torno da fronteira leste e também ao sul da RG1, em todas as estações (Figs. 4.4.b, 4.5.b e 4.6.b). Na primavera, nota-se uma intensificação da fonte de umidade no flanco norte da ASAS, desde a costa da América do Sul até as proximidades do continente africano (Fig. 4.6.b)

Os campos de anomalias de fontes mostram, para as três estações do ano, um aumento no transporte de umidade desde a região a nordeste da RG1. Este aumento é mais intenso no verão (Fig. 4.4.c) e no outono (Fig. 4.5.c). Na primavera, a anomalia adjacente à RG1 a nordeste não é tão pronunciada, porém ocorre uma anomalia positiva em regiões remotas a leste no setor norte da ASAS (Fig. 4.6.c). No outono, é evidente uma anomalia positiva a sul da RG1, reforçando como esta região é uma importante fonte de umidade para os ciclones nesta estação. Anomalias positivas a sul da RG1 também ocorrem para as outras duas estações, porém com menor magnitude.

Nas três figuras, observa-se anomalia negativa sobre a RG1, indicando que, na média para os 7 dias, a evaporação local sob a RG1 apresenta valor inferior à média sazonal, ou seja, o fluxo turbulento de umidade entre oceano e atmosfera diminui. Este é um resultado importante e, de certa forma, contra-intuitivo: os fluxos locais de superfície apresentam magnitude inferior à climatologia sazonal exatamente quando antecedem a formação de sistemas subtropicais que, a princípio, dependeriam fortemente da umidade presente nos baixos níveis para se desenvolver e manter.

4.3 Anomalias Sazonais De Fluxo De Umidade –Análise Euleriana

A análise Lagrangeana de fontes de umidade, apresentada nas seções anteriores, fornece uma visão qualitativa do processo de transporte de umidade entre regiões distantes do globo. A análise Euleriana das fontes, através dos campos de fluxo de umidade integrado dentro de toda a troposfera, complementa esta visão ligando as mudanças no campo de

umidade às alterações do campo de vento horizontal, o agente pelo qual a umidade é transportada.

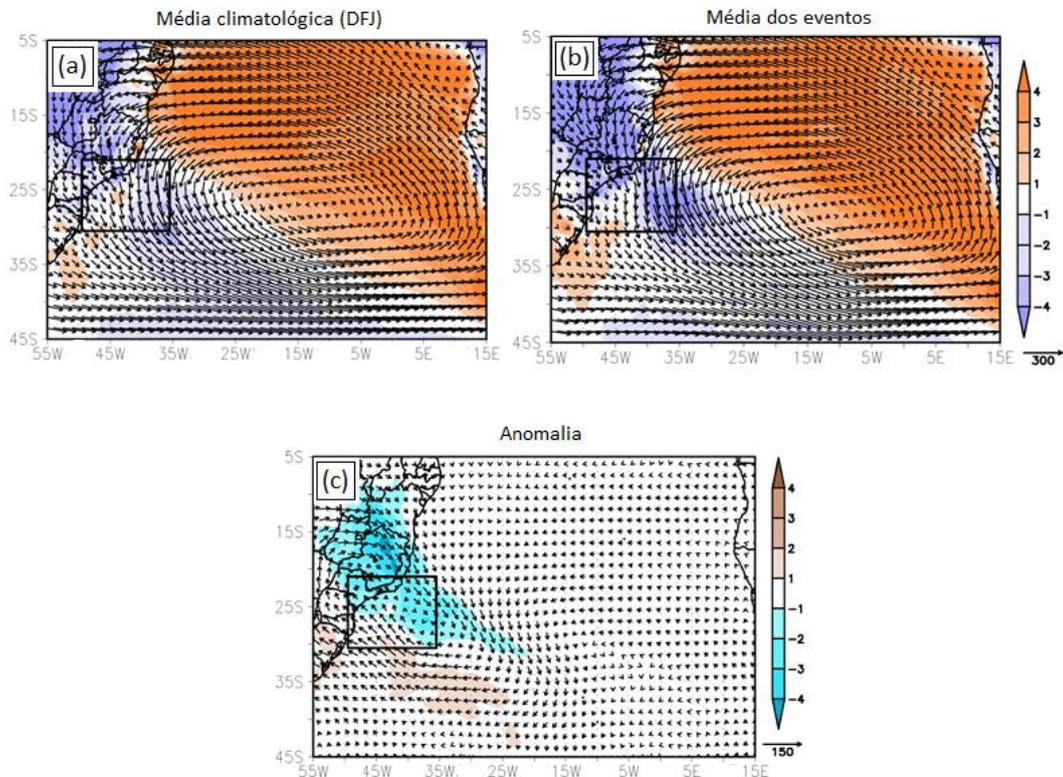


Figura 4.7: Campos de fluxo de umidade (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade (sombreado, em kg s^{-1}) integrados em toda a troposfera, no verão: (a) média climatológica (DJF); (b) composição média dos 7 dias anteriores aos dias de ciclogênese subtropical durante o verão; (c) Anomalia (diferença entre a composição média e a média climatológica).

Do ponto de vista Euleriano, as grandes regiões fontes de umidade do globo são caracterizadas por elevados valores de divergência do fluxo de umidade (Trenberth e Guillemot, 1998). Neste contexto, os setores norte e leste da ASAS representam uma região fonte significativa, como mostra a figura 4.7.a. Gimeno et al. (2010) identificou esta mesma região fonte persistindo durante todo o ano e mostrou, através de análise Lagrangeana, que a umidade originada ali contribui para a precipitação sobre a Zona de Convergência Intertropical do Atlântico, sobre o norte e leste da América do Sul, sobre o centro-oeste da África, e, durante o verão, principalmente sobre a região do Atlântico Subtropical (incluindo a RG1). Sobre o centro e sudeste do Brasil, verifica-se convergência do fluxo de umidade, associada ao padrão de Zona de Convergência típico dos meses de verão; esta convergência estende-se, com orientação noroeste-sudeste, sobre o Atlântico Sul subtropical. A composição

para os 7 dias anteriores às ciclogêneses subtropicais (Fig. 4.7.b) mostra a grande região fonte do Atlântico essencialmente inalterada, porém sobre a RG1 observa-se um aumento na magnitude da convergência do fluxo de umidade, especialmente no setor leste (em 35°W). Esta convergência dentro da RG1 ocorre pela aceleração do escoamento de norte e nordeste a norte da caixa e à desaceleração do fluxo ao sul, abaixo da latitude de 30°S. Estas alterações são evidentes no campo de anomalia de fluxos: um transporte anômalo de umidade de norte ocorre no setor nordeste da RG1, enquanto ao sul dela a anomalia de sudeste indica a desaceleração do fluxo normal, de noroeste (Fig. 4.7.c). Tal configuração favorece a convergência anômala de umidade sobre a RG1. Nota-se também neste campo uma anomalia de transporte de noroeste desde o sul da região nordeste do Brasil (sobre Bahia e Minas Gerais). Estas características estão de acordo com o campo Lagrangeano de anomalias apresentados na seção anterior: aqui mostra-se a configuração do campo de velocidade associado às fontes anômalas a nordeste da RG1 observadas na figura 4.4.c. A convergência de fluxo de umidade anômala presente sobre grande parte da RG1 enfraquece o gradiente de umidade entre o oceano e atmosfera adjacente, resultando na diminuição da fonte local de umidade (região negativa dentro da RG1 na figura 4.4.c).

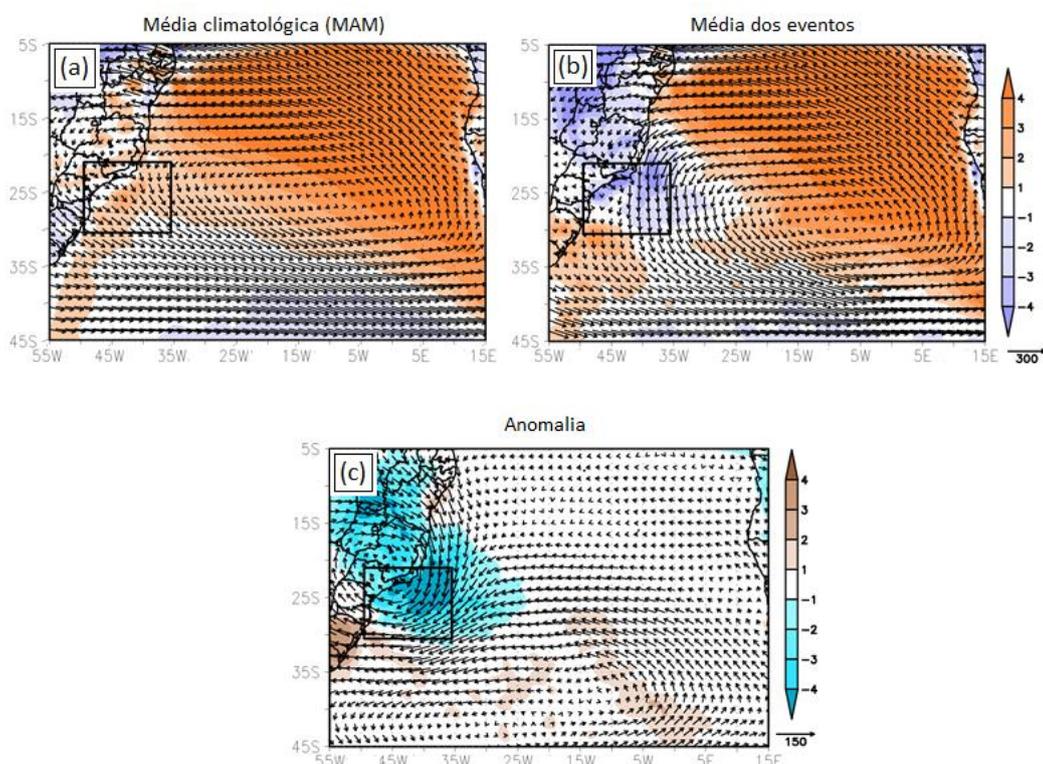


Figura 4.8: Idem à figura 4.7, para o outono.

Na climatologia dos meses de outono, a divergência do fluxo de umidade predomina sobre a RG1 (Fig. 4.8.a), o que pode contribuir para os maiores fluxos de calor latente verificados na região durante este período do ano. Nos dias que precedem a ciclogênese subtropical, porém, a situação se inverte e a convergência do fluxo de umidade predomina na costa do sudeste do Brasil (Fig. 4.8.b). O campo de anomalia (Fig. 4.8.c) mostra claramente a intensificação do transporte da umidade de nordeste para dentro da RG1, enquanto em latitudes mais altas uma extensa circulação anticiclônica anômala enfraquece o escoamento de noroeste a sul da RG1. Esta circulação, centrada em 20°W-40°S, indica a persistência de anticiclones de médias latitudes ao sul da região de ciclogênese, como já se observou nas composições centradas para o outono. Este padrão de escoamento resulta na intensa convergência anômala de umidade sobre a RG1. A descrição Euleriana (Fig. 4.8.c) complementa a análise Lagrangeana (Fig. 4.5.c), mostrando que a fonte anômala a nordeste da RG1 surge devido à aceleração do escoamento da ASAS, enquanto a circulação anticiclônica a sul favorece o transporte de umidade de latitudes mais altas para dentro da RG1. A convergência anômala de fluxo mostra-se ainda mais intensa que no verão, e isto explica os menores fluxos turbulentos locais sobre a RG1 na figura 4.5.c.

A forte convergência do fluxo de umidade presente nos 7 dias anteriores à ciclogênese subtropical sugere que o desenvolvimento destes sistemas nesta região pode ser mais dependente da umidade que é fornecida ao ambiente antes do desenvolvimento do ciclone do que dos fluxos que ocorrem após sua formação. Esta forte dependência à umidificação prévia do ambiente é comprovada em ciclones extratropicais do tipo bomba, e pode ocorrer da mesma forma nos ciclones subtropicais. Uma diferença importante, porém, é a origem desta umidade: nos ciclones-bomba, ela vem principalmente do fluxo turbulento local de calor latente no período anterior à ciclogênese, enquanto nos ciclones subtropicais ela ocorre principalmente pela convergência do fluxo de umidade sobre a região.

Na primavera, a situação é semelhante às outras duas estações: ocorre anomalia positiva de umidade transportada desde o nordeste da RG1 para dentro desta, e nota-se anomalia de convergência do fluxo de umidade na região de formação dos ciclones (Fig. 4.9.c). Da mesma forma que ocorreu no outono, a RG1 passa de uma região de divergência de fluxo de umidade na média climatológica (Fig. 4.9.a) para uma região de convergência (Fig. 4.9.b).

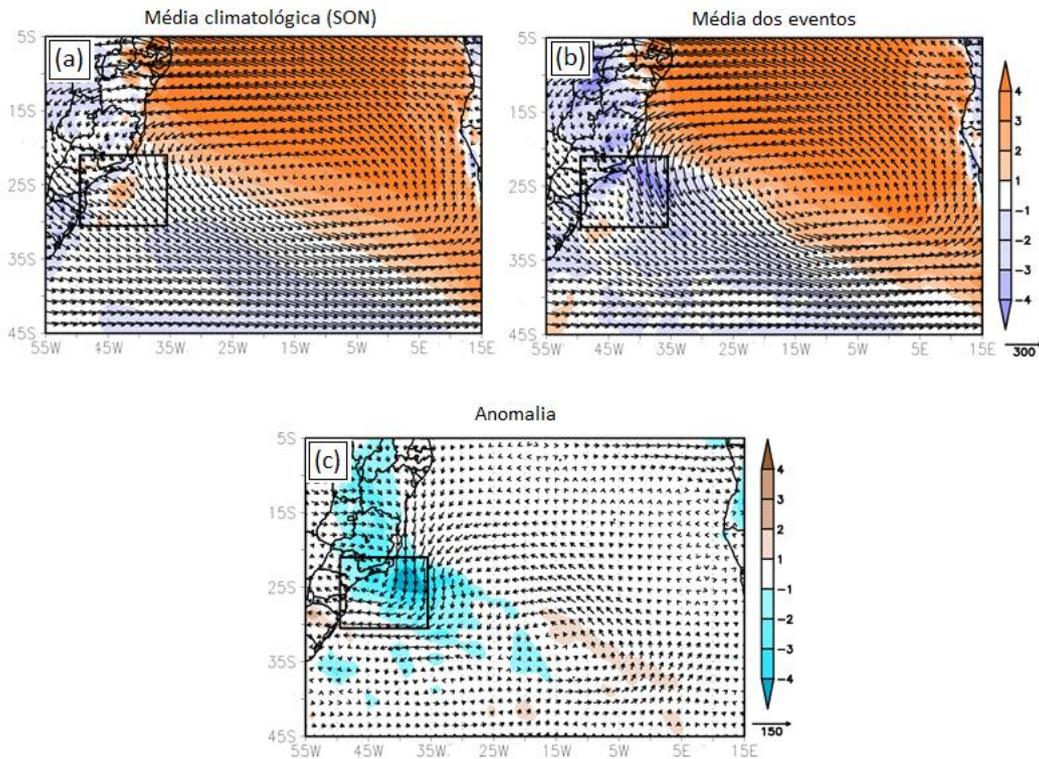


Figura 4.9: Idem à fig. 4.7, para a primavera.

As anomalias para as três estações (Figs. 4.7.c, 4.8.c e 4.9.c) mostram uma circulação ciclônica na RG1 que corresponde a um abaixamento de pressão antecedendo a ciclogênese subtropical. Este abaixamento de pressão, que ainda não configura um ciclone (segundo o limiar de vorticidade utilizado, de $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), é o mecanismo que favorece a aceleração dos ventos de nordeste e a conseqüente convergência de fluxo de umidade sobre a RG1.

Em nenhuma estação verifica-se anomalia significativa na magnitude da divergência da principal região fonte do Atlântico Sul, ao norte e leste da ASAS, precedendo os ciclones subtropicais. Isto indica que a evaporação nestas regiões não é diferente da média sazonal, e que configura-se uma fonte anômala de umidade devido apenas à modificação do regime de ventos (intensificação dos ventos de nordeste para dentro da RG1; desintensificação dos ventos de noroeste ao sul da RG1). Esta situação é diferente para o Atlântico subtropical, especialmente no outono: a divergência anômala a sul e sudeste da RG1 (Figs. 4.8.b-c) sugere que está ocorrendo maior evaporação do oceano para a atmosfera, pois anticiclones transientes inibem a precipitação e favorecem a evaporação. Segundo a análise Lagrangeana (Fig. 4.5.c), esta umidade irá efetivamente ser transportada para dentro da RG1 e estará presente no ambiente de formação dos ciclones subtropicais.

CAPITULO 5. FONTES DE UMIDADE – EXPERIMENTOS NÚMERICOS

O estudo de caso e as análises de composições do capítulo 3 mostram que a formação e evolução dos ciclones subtropicais na RG1 ocorrem em um ambiente com grande conteúdo de umidade. Porém, estes ciclones formam-se sobre águas relativamente frias, e as composições do capítulo 4 comprovam que nos dias que antecedem a ciclogênese, os fluxos de umidade do oceano para a atmosfera na região estão abaixo da média climatológica. Por outro lado, o estudo das fontes de umidade indica que o transporte de vapor d'água desde latitudes tropicais do Oceano Atlântico para a RG1 apresenta anomalia positiva, antecedendo os eventos de ciclogênese.

Isto sugere que o vapor d'água não-local, originado nas regiões de intenso fluxo de calor latente próximo à latitude de 5°S e transportado pela circulação da ASAS, pode contrabalançar a menor evaporação local dentro da RG1 e fornecer a umidade necessária para sustentar a baixa pressão em superfície.

Para investigar esta hipótese, neste capítulo serão discutidos os impactos da ausência dos fluxos de umidade locais (evaporação na região do ciclone) e não-locais (evaporação na região à nordeste da RG1, a principal região fonte) na formação de ciclones subtropicais. Devido ao tempo elevado de execução das simulações e à limitação de espaço físico para armazená-las, é inviável neste momento a análise para os 30 anos de dados disponíveis. Portanto, foram selecionados dois eventos para estudo de caso.

5.1 Descrição Dos Experimentos Numéricos

O primeiro ciclone analisado formou-se em 04 de março de 1999, na costa do sudeste do Brasil (22°S-39°W), com pequeno deslocamento para sul durante os três dias seguintes. A escolha deste caso, denominado CIC99, foi baseada na análise das anomalias de fontes de umidade durante o seu desenvolvimento. No período de 04 a 07 de março, foram calculadas as anomalias de E-P em relação à média sazonal (MAM) da reanálise ERAInt no período 1979-2011, para uma caixa móvel de 10 por 10 graus de latitude e longitude (o quadrado na Fig. 5.1). Esta caixa foi centrada no núcleo do ciclone em superfície e seguiu o movimento do sistema (as coordenadas do centro do ciclone foram fornecidas pelo algoritmo de

rastreamento). Os campos de anomalia são médias para os sete dias anteriores ao dia analisado.

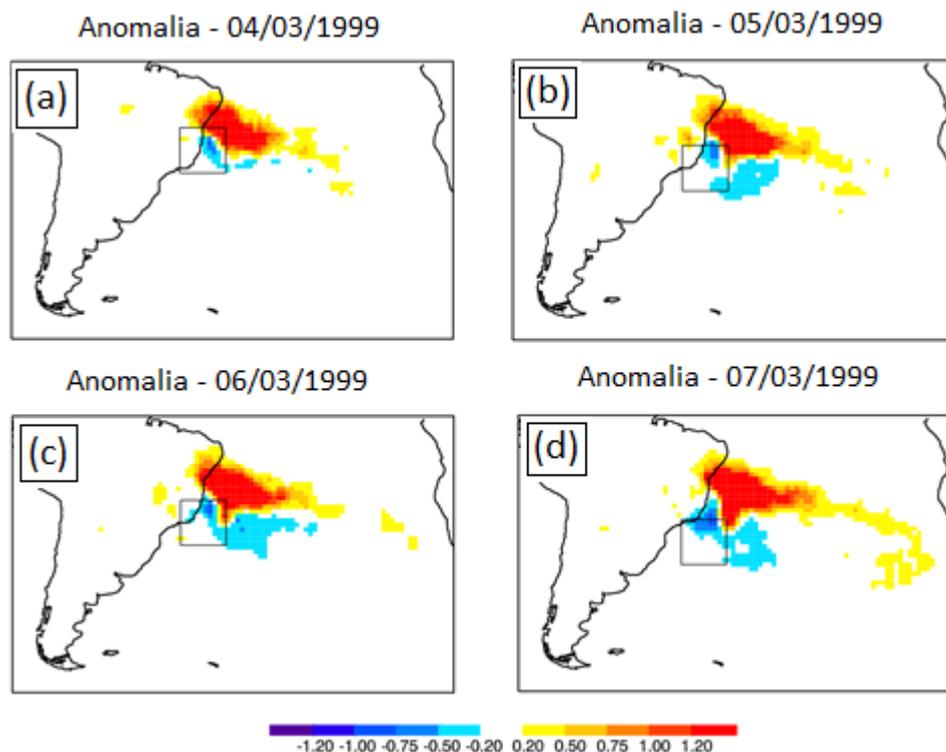


Figura 5.1: Anomalia de (E-P) em relação à média sazonal de 30 anos (MAM), integrada nos 7 dias anteriores ao dia analisado, para (a) 4, (b) 5, (c) 6 e (d) 7 de março de 1999. O quadrado, centrado no núcleo do ciclone em cada tempo, indica a área onde as partículas de estudo se localizam no tempo $t = 0$.

Nos dias anteriores ao desenvolvimento do CIC99, verifica-se uma fonte anômala de umidade não-local, posicionada à nordeste do centro do ciclone (Fig. 5.1a-d), e na região de desenvolvimento a fonte apresenta valores próximos à média ou com anomalia ligeiramente negativa. Este padrão espacial de anomalias sugere forte influência dos fluxos não locais, tornando este caso interessante para o estudo proposto. Além disso, o sistema também representa um ciclone subtropical “puro”, isto é, formou-se e evoluiu com a presença do núcleo híbrido e sem gradientes horizontais de temperatura, e não passou por processo de transição. Também apresentou isóbaras fechadas no campo de PNMM durante 72 horas (5, 6 e 7 de março), com o diâmetro da circulação fechada de cerca de 500 km. Todas estas características o classificam como um exemplar “típico” de ciclone subtropical.

O segundo ciclone escolhido foi o Catarina, no experimento denominado CAT. Este ciclone, ocorrido entre 22 e 28 de março de 2004, foi selecionado por ser o mais importante

ciclone híbrido da região, com suas características únicas e pelo fato de ser o único furacão registrado na bacia do Atlântico Sul. Assim como para o CIC99, foram calculados os mapas de anomalia de fontes de umidade para o ciclo de vida do CAT, apresentados na figura 5.2.

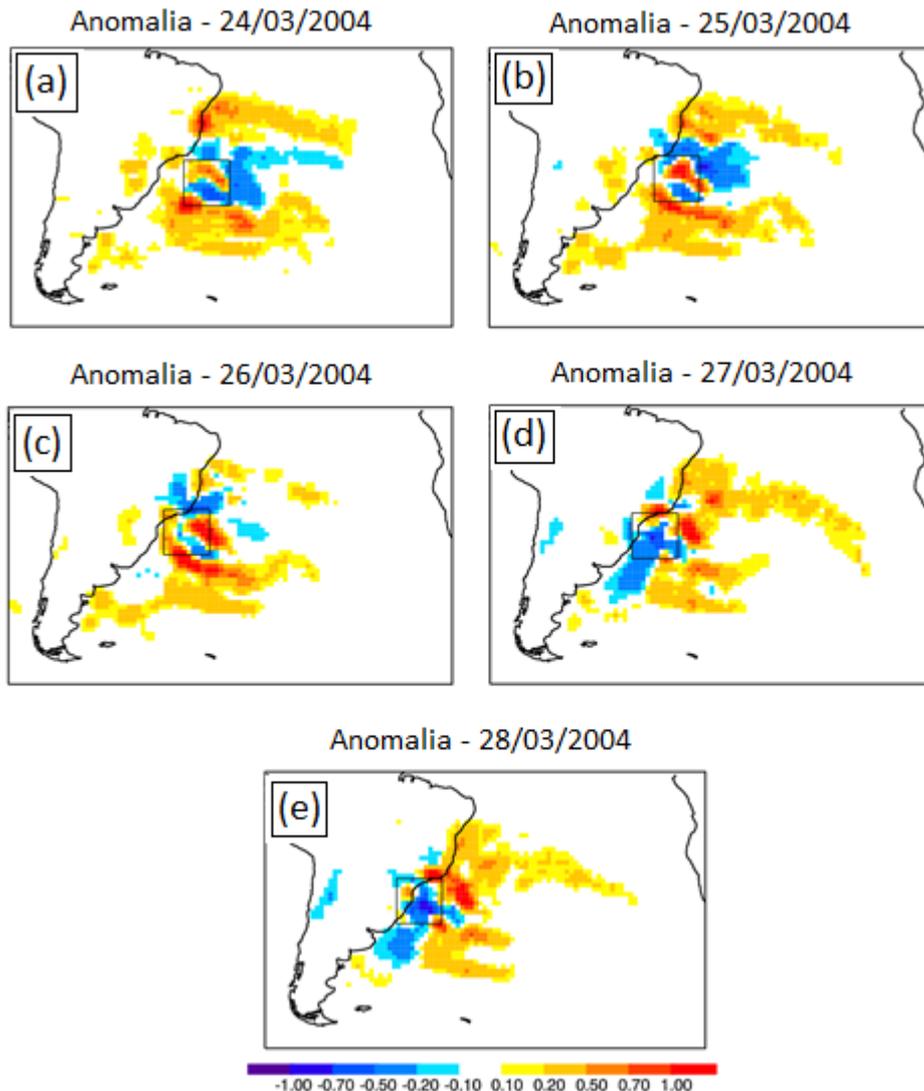


Figura 5.2: Anomalia de (E-P) em relação à média sazonal de 30 anos (MAM), integrada nos 7 dias anteriores ao dia analisado, para (a) 24, (b) 25, (c) 26, (d) 27 e (e) 28 de março de 2004. O quadrado, centrado no núcleo do ciclone em cada tempo, indica a área onde as partículas de estudo se localizam no tempo $t = 0$ (1200 UTC do dia de ciclogênese).

Nos dias que antecedem o processo de transição tropical do Catarina (iniciado em 24 de março), fontes anômalas de umidade são observadas a norte e nordeste (correspondendo à região fonte principal discutida no capítulo anterior), e também a sul da caixa de análise (Fig. 5.2.a). É importante notar também uma fonte anômala de umidade dentro da própria caixa, indicando evaporação local. Esta situação permanece nos dois dias seguintes (Fig. 5.2.b-c),

até que nos dias 27 e 28 de março não se verifica mais evaporação local e configuram-se apenas as fontes externas de umidade (Fig. 5.2.d-e). Isto ocorre porque a precipitação associada ao ciclone, já em estágio maduro, é muito superior à evaporação no local.

A diferença no padrão espacial de anomalias para os dois ciclones é evidente, indicando diferentes contribuições das regiões fontes em cada caso.

Para que as fontes de umidade fossem retiradas com antecedência, as simulações controle com o WRF para os dois ciclones (CIC99-CTRL e CAT-CTRL) começam sete dias antes do dia inicial de análise, ou seja, sete dias antes de 03/03/1999 (dia da ciclogênese do CIC99 na simulação) e de 24/03/2004 (dia em que o Catarina inicia sua fase híbrida). Como condições iniciais e de fronteira, utilizou-se a reanálise ERAInt, com 1,5° de resolução horizontal e 60 níveis verticais (topo do modelo em 0,1 hPa). As parametrizações físicas utilizadas foram: RRTM e Dudhia para radiação de onda longa e curta; *Noah Land Surface Model* para interação solo-atmosfera; Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov para camada limite superficial; Universidade Yonsei para camada limite planetária. Para os processos de microfísica e convecção cumulus, foram utilizados esquemas diferentes para cada ciclone, e estes estão indicados na tabela 1, que também traz outras características das simulações. Todas as parametrizações utilizadas foram descritas e referenciadas no capítulo 2.

Tabela 5.1 – Descrição das simulações controle

	CIC99-CTRL	CAT-CTRL
Período	24/02 a 09/03/1999	17/03 a 29/03/2004
Resolução horizontal	15 km	15 km
Passo de tempo	80 segundos	80 segundos
Domínio	400 pontos W-E (290-350°W) 250 pontos N-S (37 a 3°S)	500 pontos W-E (280 a 350°W) 300 pontos N-S (43 a 4°S)
Parametrização Cumulus	Betts-Miller-Janjic	Kain-Fritsch
Parametrização microfísica	Goddard	New Thompson et al.

Foram realizados dois experimentos de sensibilidade, avaliando o desenvolvimento dos ciclones: na ausência de fluxos não-locais (experimentos “Sem Fluxos Não-Locais”,

SFNL) e locais (experimentos “Sem Fluxos Locais”, SFL). Para isto, atribuiu-se valor zero ao fluxo de calor latente em regiões específicas sobre o oceano, através de alteração no código de transferência de vapor d’água entre superfície e atmosfera, dentro do modelo. As regiões em que o fluxo foi anulado para cada experimento podem ser vistas na figura 5.3, que também apresenta o domínio de simulação utilizado para cada ciclone. No primeiro experimento (SFNL) pretendemos investigar se os fluxos não locais são necessários à formação dos ciclones subtropicais analisados. Se forem necessários, o segundo experimento (SFL) determinará até que ponto tais ciclones podem se desenvolver apenas com esta fonte distante de umidade, sem contar com a evaporação local.

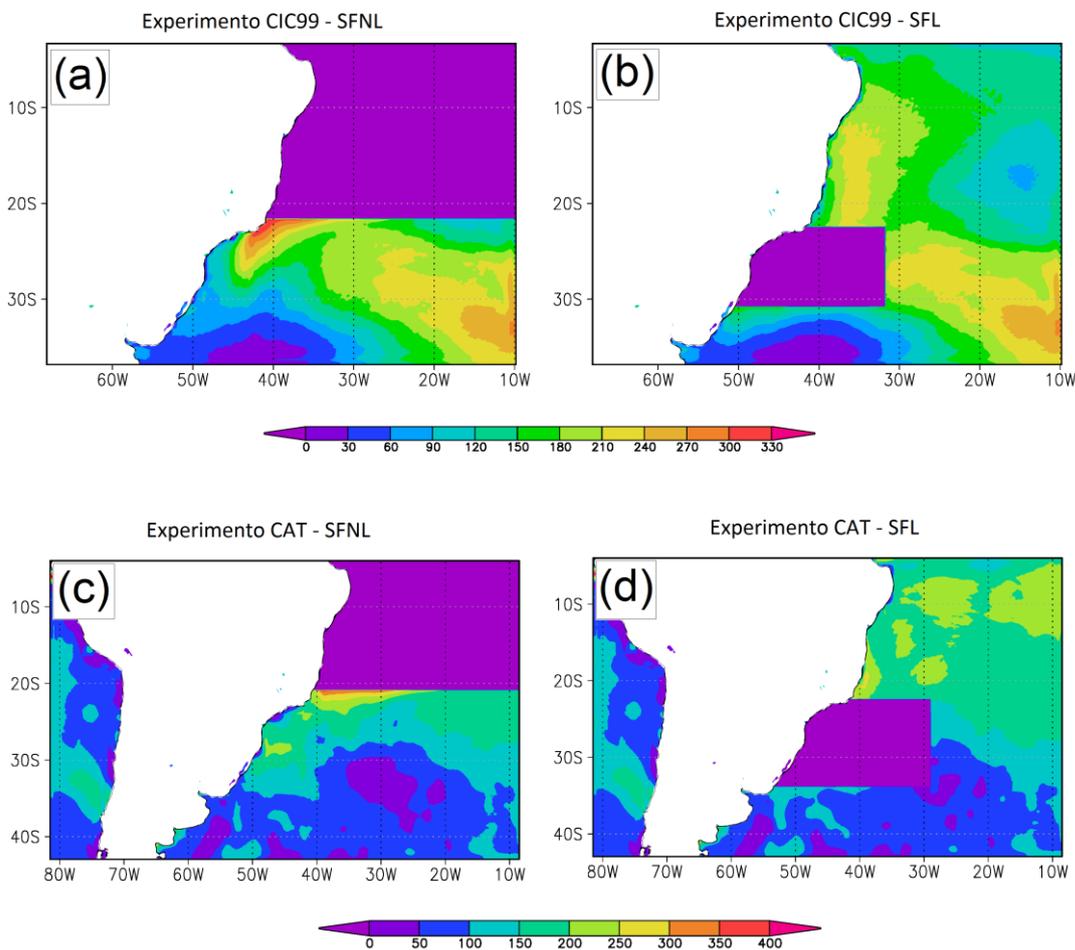


Figura 5.3: Domínio de simulação e média do fluxo de calor latente de superfície (sombreado, em $W m^{-2}$) durante o tempo de vida dos ciclones analisados para os experimentos (a) CIC99–SFNL , (b) CIC99–SFL, (c) CAT–SFNL e (d) CAT–SFL.

5.2 Experimentos De Sensibilidade – CIC99

5.2.1 Análise Sinótica E Simulação Controle

De acordo com a reanálise ERAInt, o CIC99 se desenvolve a partir de um centro de baixa pressão em 20°S-40°W, próximo à costa do estado do Espírito Santo (Fig. 5.4.a), no dia 04 de março de 1999. O ciclone apresenta isóbara fechada no campo de PNMM 24 horas depois, com pressão mínima de 1008 hPa, e encontra-se sobre o eixo de um cavado alongado em 500 hPa (Fig. 5.4.b). Nos dias seguintes, o ciclone em superfície permanece semi-estacionário e o cavado em 500 hPa evolui para uma baixa desprendida de núcleo frio (Fig. 5.4.c-d). O desenvolvimento deste ciclone segue, portanto, o mecanismo proposto por Guishard et al. (2009) e Evans e Braun (2012) para ciclones subtropicais na bacia do Atlântico: a formação de uma baixa fria em médios níveis favorece o movimento ascendente e intensifica uma perturbação ciclônica pré-existente em superfície. As composições do capítulo 3 indicam que a maioria dos ciclones subtropicais no verão e no outono, nesta região, desenvolve-se desta maneira.

No dia 04, advecção horizontal quente, devido aos ventos de nordeste, favorece a ciclogênese na costa do Espírito Santo (Fig. 5.4.e). Em 05, 06 e 07 de março (Figs. 5.4.f-h), advecção quente a sudeste do ciclone intensifica a crista em médios níveis, e advecção fria entre 40 e 50°W aprofunda o cavado. Este padrão de advecção é favorável à formação da baixa desprendida em 500 hPa (Campetella e Possia, 2007; Godoy et al., 2011).

Durante todo o desenvolvimento do CIC99, há forte convergência do fluxo de umidade na região do ciclone (Fig. 5.4.i-l). A presença de divergência sobre o oceano Atlântico, a nordeste do ciclone, caracteriza esta região como principal fonte do vapor d'água que converge na região do ciclone. Estes campos Eulerianos concordam com a análise Lagrangeana da figura 5.2, e evidenciam mais uma vez a importância da umidade originada a nordeste da baixa para desenvolver este sistema.

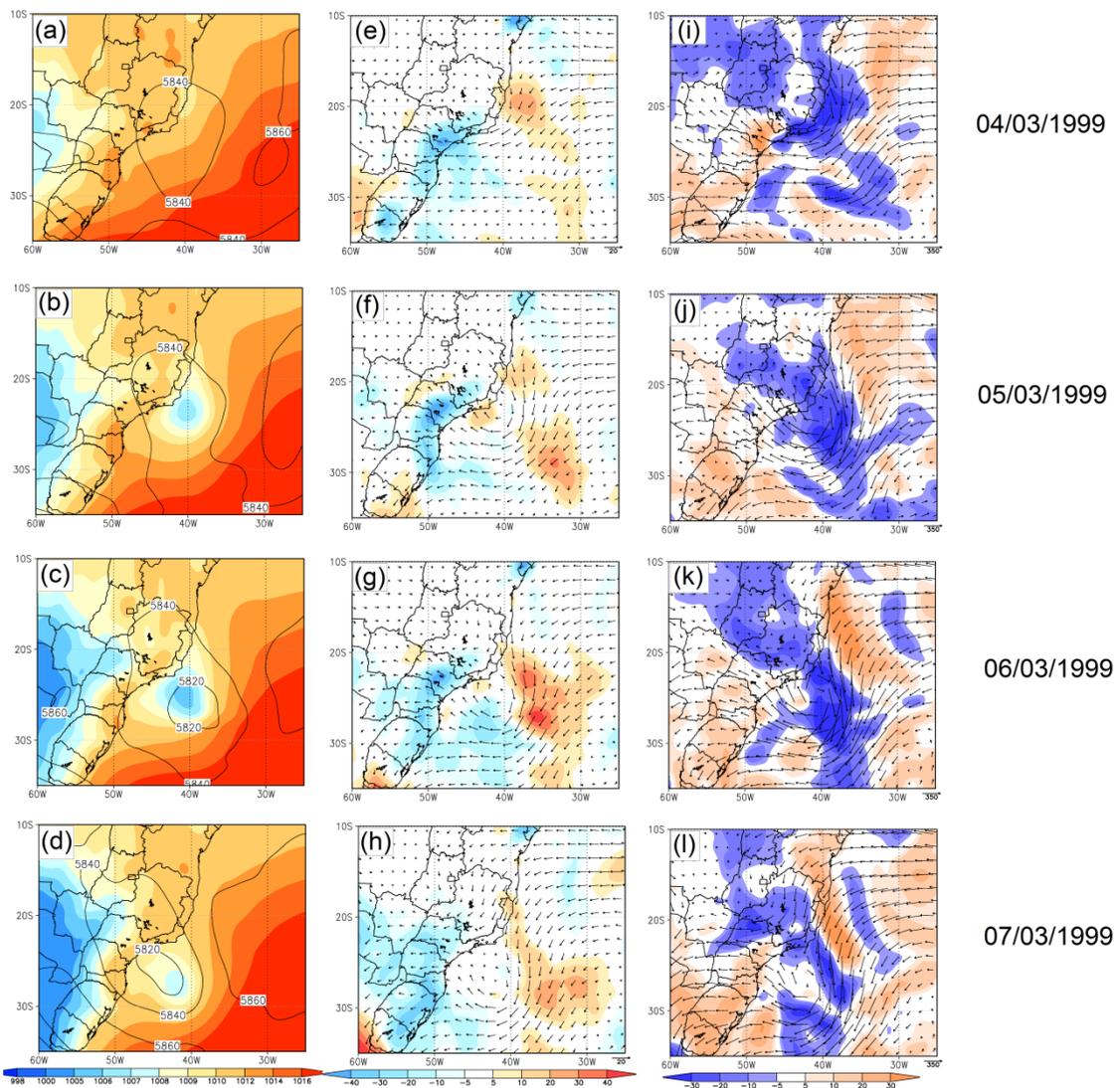


Figura 5.4: Campos meteorológicos para o CIC99 a partir da reanálise ERAInt. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e vento em 850 hPa (vetores, em m s^{-1}); (i)-(l) fluxo de umidade integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) e sua divergência (sombreado). Os campos correspondem a (a)-(i) 0000 UTC de 04 de março, (b)-(j) 0000 UTC de 05 de março, (c)-(k) 0000 UTC de 06 de março e (d)-(l) 0000 UTC de 07 de março de 1999.

O experimento CIC99-CTRL consegue simular o ciclone próximo à costa do sudeste do Brasil, sua característica semi-estacionária e a baixa despreendida em médios níveis (Figs. 5.5.a-d). Porém, enquanto na reanálise o ciclone se forma próximo à costa do Espírito Santo e move-se para sul, no CIC99-CTRL ele forma-se mais ao sul, move-se para 30°S e nos dois últimos dias apresenta um deslocamento para noroeste, em direção à costa. Além disso, o ciclone em superfície atinge pressão central de 1004 hPa, inferior à que o sistema apresenta no ERAInt. Vale ressaltar que esta simulação foi obtida após diversos testes com diferentes parametrizações e resoluções horizontais, nos quais a baixa em superfície ou não se formava,

ou era muito profunda e deslocava para sudeste. A dificuldade do WRF em simular corretamente o CIC99 é um exemplo do desafio de previsão de sistemas desta natureza.

Apesar da diferença no posicionamento do ciclone, o padrão espacial de advecção quente (fria) a leste (oeste) da baixa em superfície é corretamente simulado pelo WRF, embora a magnitude da advecção seja em certas regiões superestimada (Figs. 5.5.e-h). Nestas figuras, o campo vetorial corresponde ao fluxo horizontal de umidade integrado na troposfera que, assim como na reanálise, mostra o transporte de vapor d'água desde latitudes baixas a nordeste até a região do ciclone. Na análise das simulações, os campos de divergência do fluxo de umidade não são mostrados, pois mesmo após a interpolação para a grade da reanálise, permanecem ruidosos e não permitem uma interpretação clara. Os vetores de fluxo horizontal de umidade, apresentados junto aos campos de advecção térmica, são utilizados para apresentar o transporte de umidade e suas modificações nos experimentos de sensibilidade.

Segundo a reanálise ERAInt, o CIC99 se desenvolveu sob o eixo de um cavado em 200 hPa e ventos em que não atingiram 20 m s^{-1} , distante da região de corrente de jato, (Figs. não mostradas). No CIC99-CTRL, o cavado em altos níveis localiza-se na mesma posição no primeiro dia, porém apresenta maior comprimento de onda e está posicionado mais a sul no dia 05 de março. No dia 06, a atuação de uma crista muito mais intensa do que na reanálise, a leste do cavado, desloca o eixo deste para noroeste, e conseqüentemente desloca a baixa despreendida em 500 hPa e a baixa em superfície para esta mesma direção. Apesar desta diferença, o padrão geral do escoamento em altos níveis foi satisfatoriamente simulado, e como não apresentou diferenças significativas entre os experimentos, não será analisado em detalhes.

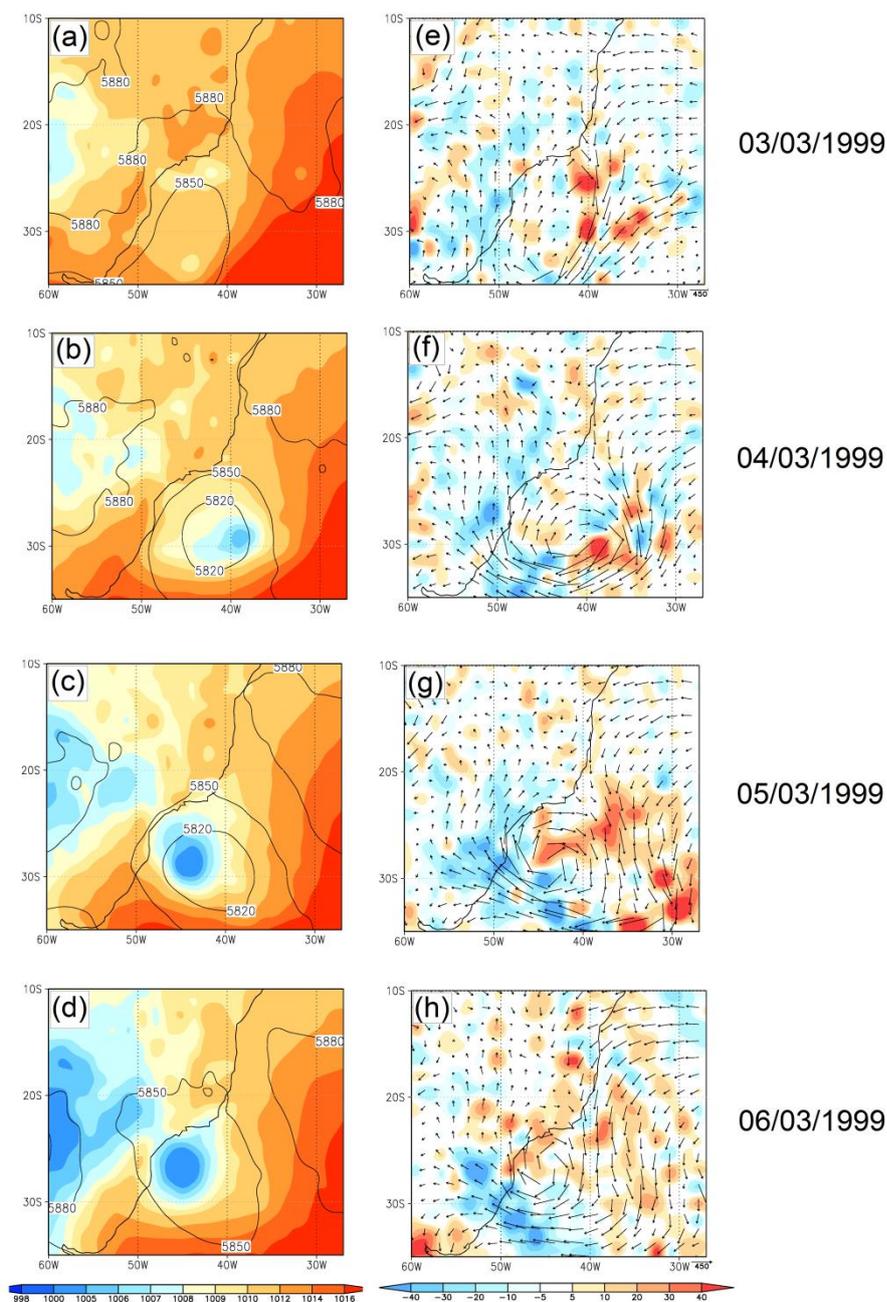


Figura 5.5: Campos meteorológicos para o CIC99–CTRL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e fluxo de umidade integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999.

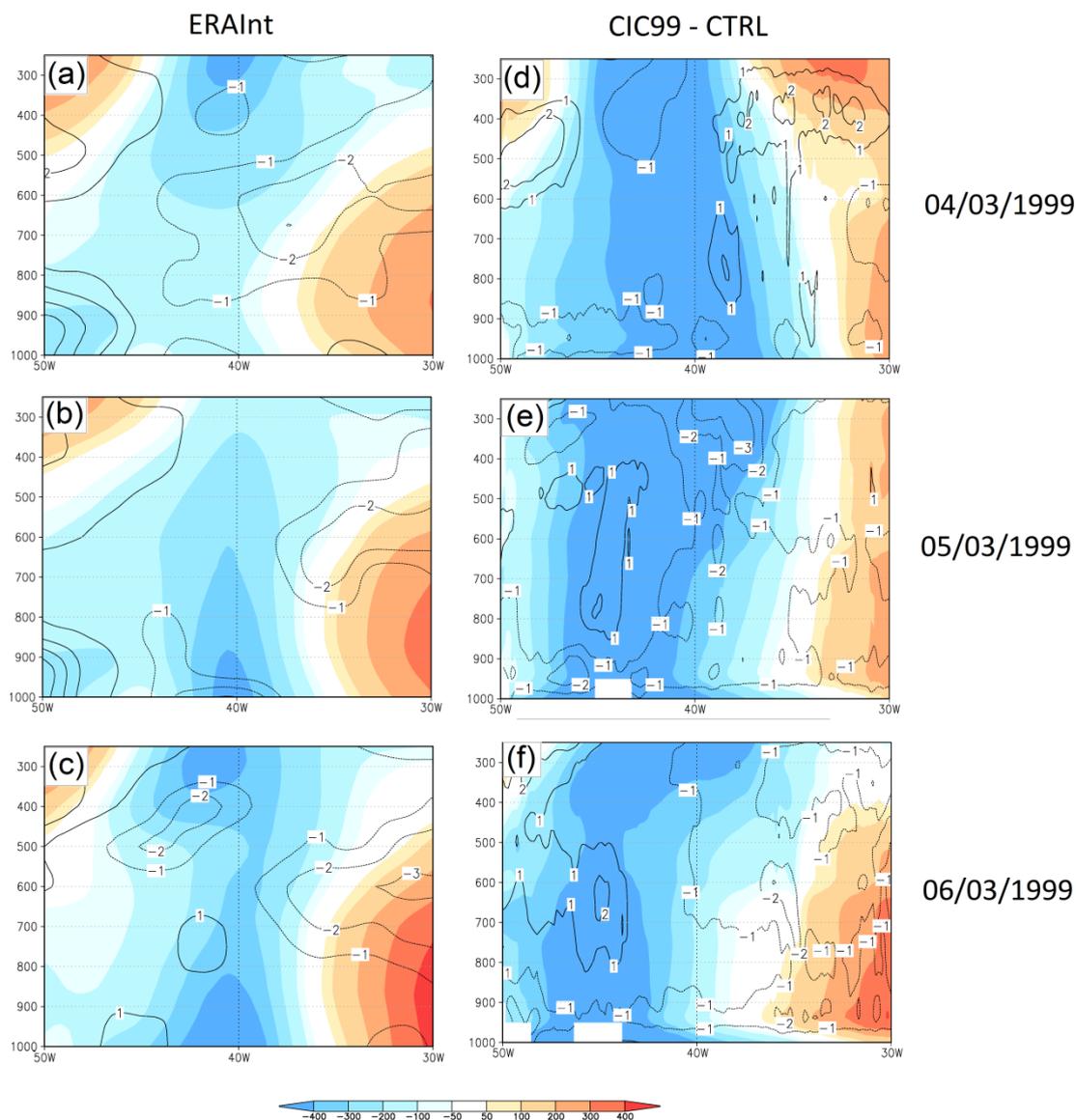


Figura 5.6: Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para (a)-(c) a reanálise ERAInt e (d)-(f) o CIC99-CTRL. Os campos correspondem a (a)-(d) 0000 UTC de 04 de março; (b)-(e) 0000 UTC de 05 de março; (c)-(f) 0000 UTC de 06 de março de 1999.

Uma característica fundamental dos ciclones subtropicais é o núcleo híbrido, com anomalia quente em baixos níveis e fria em altos níveis. Esta estrutura surge na reanálise ERAInt apenas no dia 06 de março (Figs. 5.6.a-d), e permanece, com magnitude e estrutura vertical semelhantes, nos dias 07 e 08 (figuras não mostradas). O CIC99-CTRL apresenta um núcleo quente em baixos níveis, entre 900 e 700 hPa e um núcleo frio entre 500 e 300 hPa (associado à baixa despreendida, posicionada a oeste) desde o dia 04 de março (Fig. 5.6.d). Este núcleo quente se aprofunda e intensifica nos dias seguintes, chegando a uma anomalia de +2 K em 650 hPa no dia 06 de março (Figs. 5.6.e-f). Os perfis de anomalia de altura

geopotencial mostram um sistema de estrutura barotrópica tanto na reanálise como no CIC99–CTRL . A reprodução correta, embora não tão precisa, das anomalias de temperatura e da estrutura verticalmente alinhada do ciclone no CIC99–CTRL caracteriza o ciclone como subtropical. Portanto, a simulação possui as principais características de análise e é apropriada como base aos experimentos numéricos de sensibilidade.

5.2.2 Experimento CIC99–SFNL

O experimento de sensibilidade CIC99–SFNL mostra que a remoção dos fluxos não-locais inibe completamente o desenvolvimento do ciclone na costa do sudeste do Brasil (Figs. 5.7.a-d). No dia 3 de março, verifica-se um núcleo de pressão mais baixa próxima à costa de SP, mas este enfraquece e desaparece rapidamente. Em 500 hPa, não ocorre a formação da baixa desprendida, o que minimiza o potencial convectivo da região. O não desenvolvimento da baixa desprendida neste nível está associado à mudança no padrão de advecção horizontal de temperatura (Figs. 5.7.e-h). A advecção quente (em 40°W) é mais fraca do que no CIC99–CTRL, devido à desintensificação da circulação de nordeste. Este enfraquecimento dos ventos ocorre porque não se verifica diminuição da pressão atmosférica na costa da região sudeste neste experimento. Como a circulação ciclônica não se desenvolve, a advecção fria na costa do sul do Brasil (próxima a 50°W) também enfraquece. Estas mudanças impedem o aprofundamento do cavado em médios níveis e o consequente desprendimento da baixa em 500 hPa.

Durante os dias analisados, não se verifica transporte de vapor d'água desde a região a nordeste do ciclone em direção à costa do sudeste. O fluxo de umidade em torno de 20°S, que era de norte/noroeste no CIC99–CTRL, é drasticamente reduzido (Fig. 5.7.e-h).

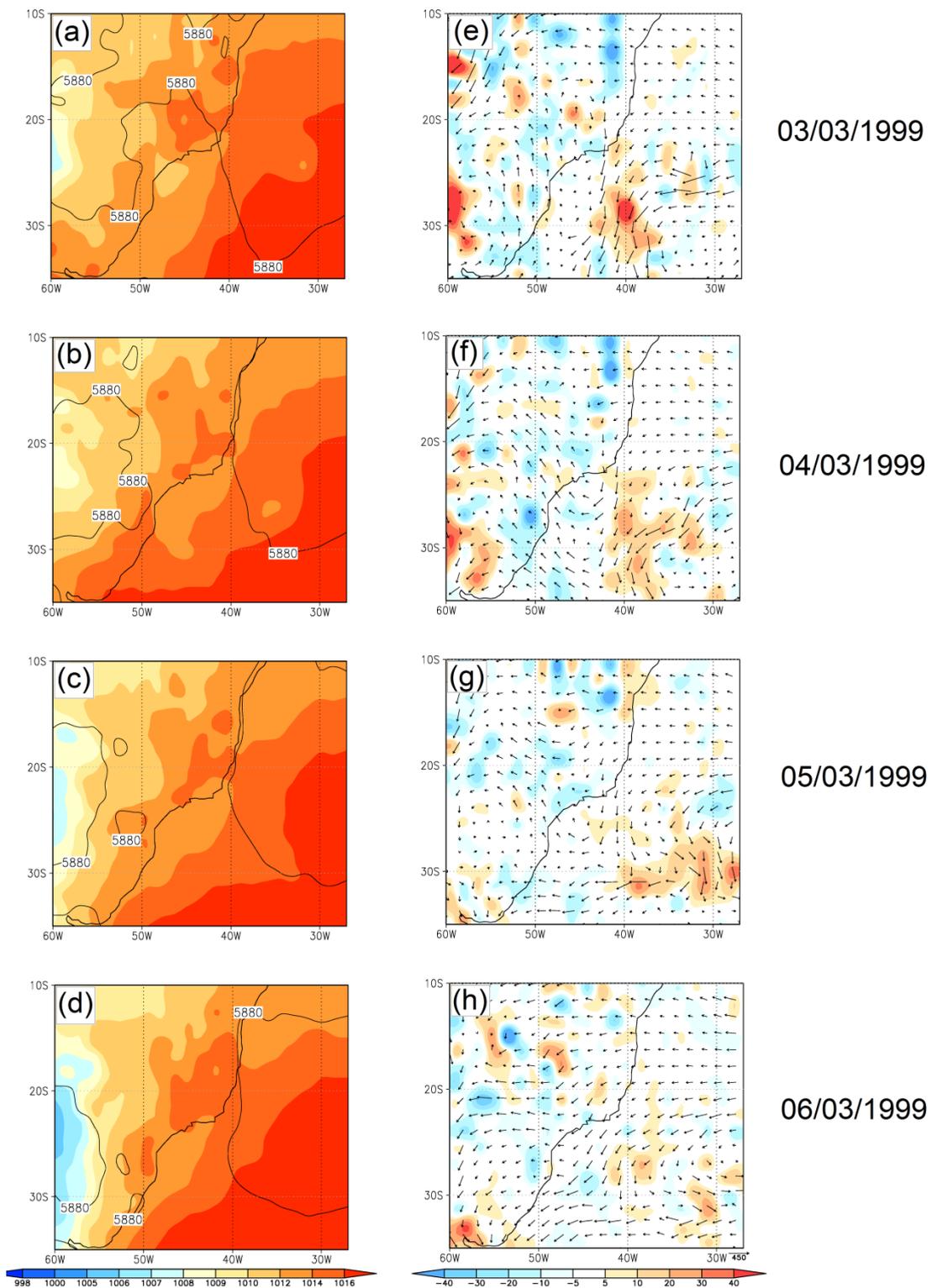


Figura 5.7: Campos meteorológicos para o CIC99–SFNL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e vento horizontal em 850 hPa (vetores); (i)-(l) fluxo de umidade integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) e divergência do fluxo de umidade (sombreado, em kg s^{-1}). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999.

Em todos os dias de análise do CIC99–SFNL (Figs. 5.8.a-d), o perfil de anomalia de altura geopotencial a oeste de 40°W apresentou valores negativos, porém com intensidade muito menor do que no CIC99–CTRL (Figs. 5.7.a a 5.7.d). No CIC99–SFNL não houve desenvolvimento de um núcleo de anomalia quente em baixos níveis: a anomalia é neutra ou fria (-1 K) desde a superfície até altos níveis. Desde que a formação desta camada mais quente na baixa troposfera decorre da advecção horizontal de temperatura e do aquecimento diabático (Guishard et al., 2009; Evans e Guishard, 2012), sua ausência sugere que ocorreram alterações nestes processos, com a retirada dos fluxos não locais. Para visualizar estas alterações, foram calculados os perfis verticais destes termos, durante todo o período de desenvolvimento do ciclone. A equação utilizada e a área onde foram realizados os cálculos são descritos na metodologia (seção 2.8).

Para melhor visualização, serão apresentados nos gráficos apenas os perfis verticais dos processos de interesse, aquecimento diabático (termo resíduo, associado à liberação de calor latente por convecção; linhas azuis) e advecção horizontal de temperatura (linhas vermelhas). As linhas cheias correspondem ao experimento CTRL, e as linhas tracejadas são calculadas a partir do experimento numérico.

Nos dias 3 e 4 de março (Figs. 5.8.e-f), o CIC99–CTRL apresenta valores positivos de advecção horizontal de temperatura em toda a coluna. O termo diabático é positivo entre 700 e 450 hPa no dia 03, e negativo nos outros níveis. No CIC99–SFNL, o termo diabático permanece negativo em toda a coluna nos dias 03 e 04, e abaixo de 700 hPa verifica-se advecção de temperatura fria ou próxima de zero. Portanto, o aumento de temperatura abaixo de 850 hPa e a formação do núcleo quente entre 800 e 700 hPa próximos ao centro do ciclone (Fig. 5.6.d) ocorrem efetivamente devido à advecção quente. Este aquecimento, no CIC99–CTRL, induz circulação ciclônica próxima à superfície e aumenta ainda mais a instabilidade da coluna (que já apresentava uma baixa fria entre 500 e 300 hPa), intensificando o movimento ascendente de ar úmido e a formação de nuvens.

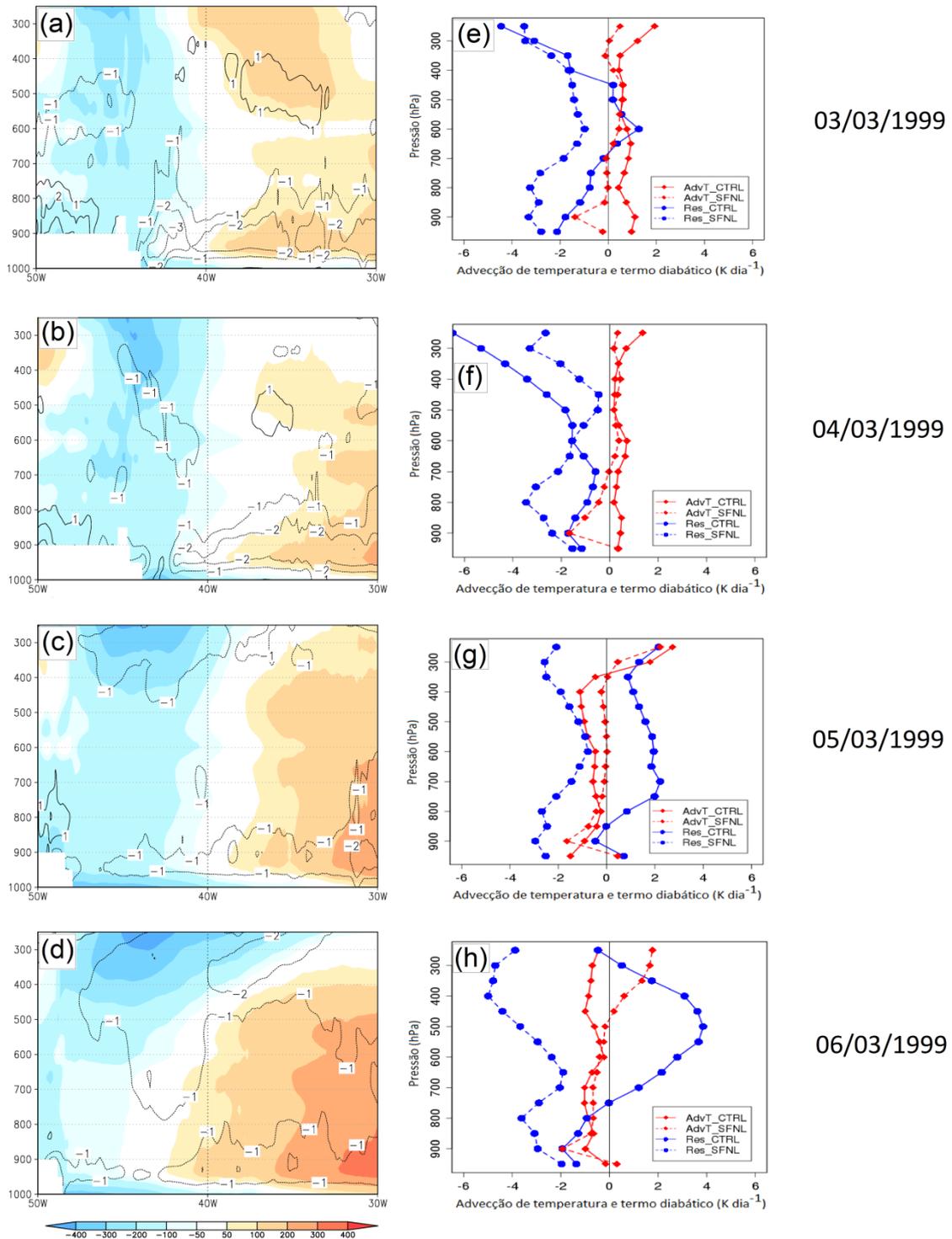


Figura 5.8: (a)-(d) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para o CIC99-SFNL, e (e)-(h) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em K dia^{-1}), para os experimentos CIC99-CTRL e CIC99-SFNL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março; (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março; (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 06 de março de 1999.

No CIC99–SFNL, não há favorecimento do movimento vertical ascendente. Este fato, somado ao menor conteúdo de umidade na baixa troposfera (menor transporte das latitudes tropicais) manteve o termo diabático negativo em toda a coluna no dia 05 de março (Fig. 5.8.g). No CIC99–CTRL, a convecção gerou um perfil de aquecimento desde 850 até 200 hPa, com máximo de 2 K dia^{-1} em 700 hPa, que contribuiu para aumentar a anomalia positiva de temperatura próxima a este nível (Fig. 5.6.e). Neste dia, ambas as simulações apresentaram advecção fria desde a superfície até a média troposfera.

Em 06 de março (Fig. 5.8.h), no CIC99–CTRL, o termo diabático atingiu seu máximo ($+4 \text{ K dia}^{-1}$, em 500 hPa) e advecção de temperatura tornou-se negativa em toda a coluna. No SFNL, o termo diabático permaneceu negativo em toda a extensão vertical da troposfera, assim como a advecção de temperatura na camada entre superfície e 500 hPa.

Estes resultados indicam que a ausência dos fluxos não-locais minimizou a advecção quente nos estágios iniciais do ciclone, pois houve menor aquecimento da região a nordeste do ciclone, e além disso, na ausência da baixa pressão na costa do sudeste do Brasil, a circulação de nordeste não se estabeleceu. Durante o desenvolvimento, o termo diabático também se enfraqueceu. Tanto o núcleo quente na baixa troposfera como a baixa despreendida fria em médios níveis não se formaram, e o ciclone não ocorreu.

5.2.3 Experimento CIC99–SFL

Na ausência de fluxos locais, o cavado em 500 hPa (Fig. 5.9.a) dá origem a uma baixa despreendida no dia 04 de março (Fig. 5.9.b). Os campos de fluxo de umidade integrado e advecção horizontal de temperatura nos dias 3 e 4 de março mostram o transporte de vapor d'água desde a região nordeste e o padrão espacial de advecção térmica, semelhantes ao experimento CIC99–CTRL (Fig. 5.7.d-e). Esta situação sinótica leva à formação de uma baixa fechada, com pressão central de 1010 hPa, posicionada a leste do centro de uma baixa despreendida em médios níveis, no dia 05 de março (Fig. 5.9.c). O padrão de advecção térmica permanece semelhante ao CIC99–CTRL neste dia (Fig. 5.9.f). No dia 06 de março, o ciclone já não está configurado no campo de pressão (Fig. não mostrada, semelhante à Fig. 5.7.l). A pressão central mais elevada e a rápida dissipação neste experimento mostram que apenas a umidade local não é suficiente para que o ciclone se mantenha.

No CIC99–SFL, verifica-se anomalia negativa de geopotencial mais intensa na coluna vertical do que no experimento anterior, devido à formação da baixa despreendida em 500 hPa, e também um alinhamento vertical desta anomalia. O campo de anomalia de temperatura, porém, indica que não houve a formação do núcleo quente em baixos níveis, assim como havia ocorrido no experimento SFNL (Fig. 5.10.a-c).

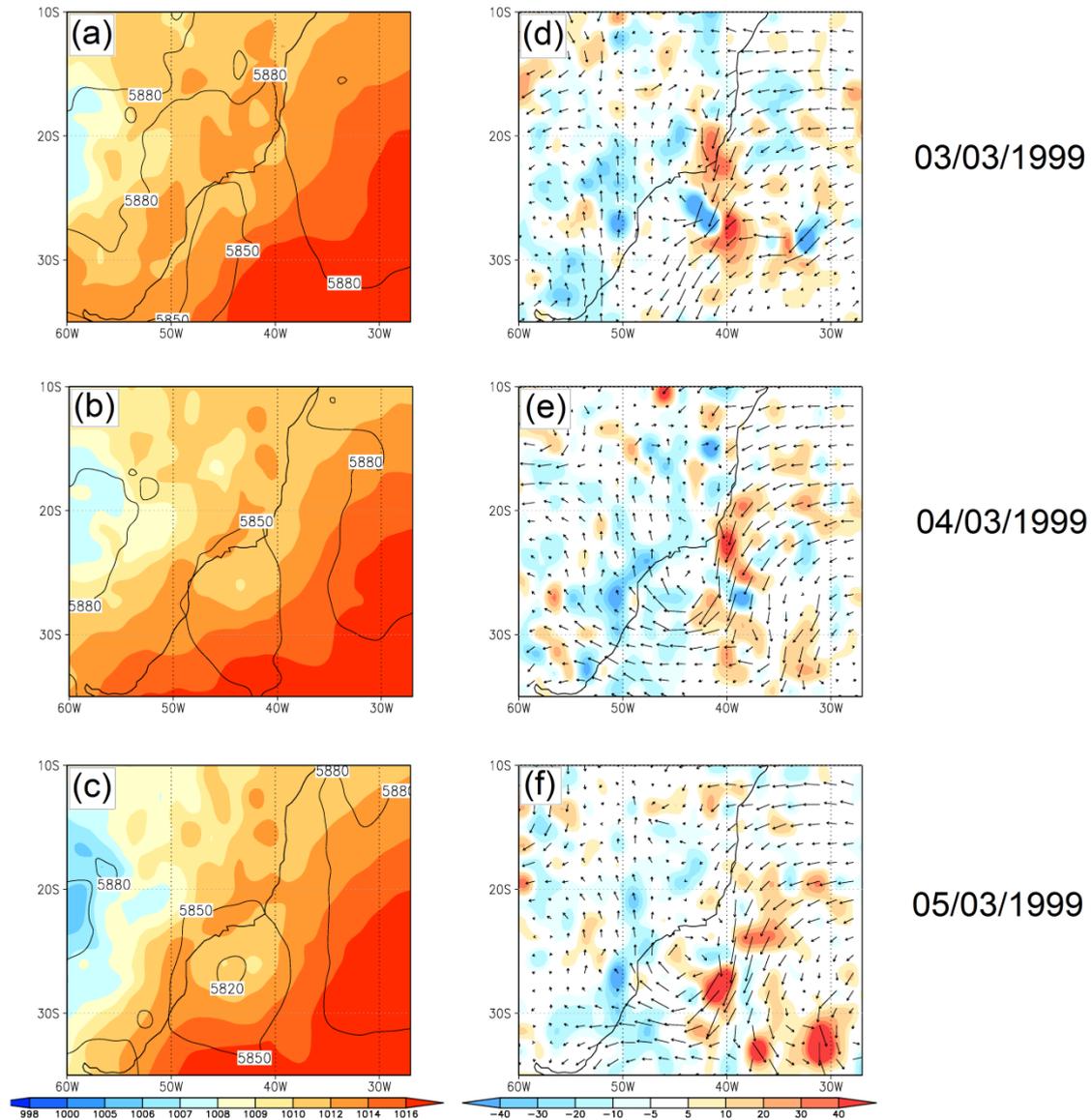


Figura 5.9: Campos meteorológicos para o CIC99–SFL. (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março e (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março de 1999.

A advecção quente em baixos níveis no centro do ciclone é enfraquecida no primeiro dia e, assim como no experimento CIC99–SFNL, assume valor negativo no segundo dia

(Figs. 5.10.d-e). Novamente, a redução desta forçante resulta em ausência do núcleo quente na baixa troposfera.

O termo diabático permanece negativo nos três dias analisados (Figs. 5.10.d-f). A ausência de aquecimento convectivo na coluna nos dois experimentos mostra que este só ocorre pelo efeito combinado dos fluxos locais e não-locais.

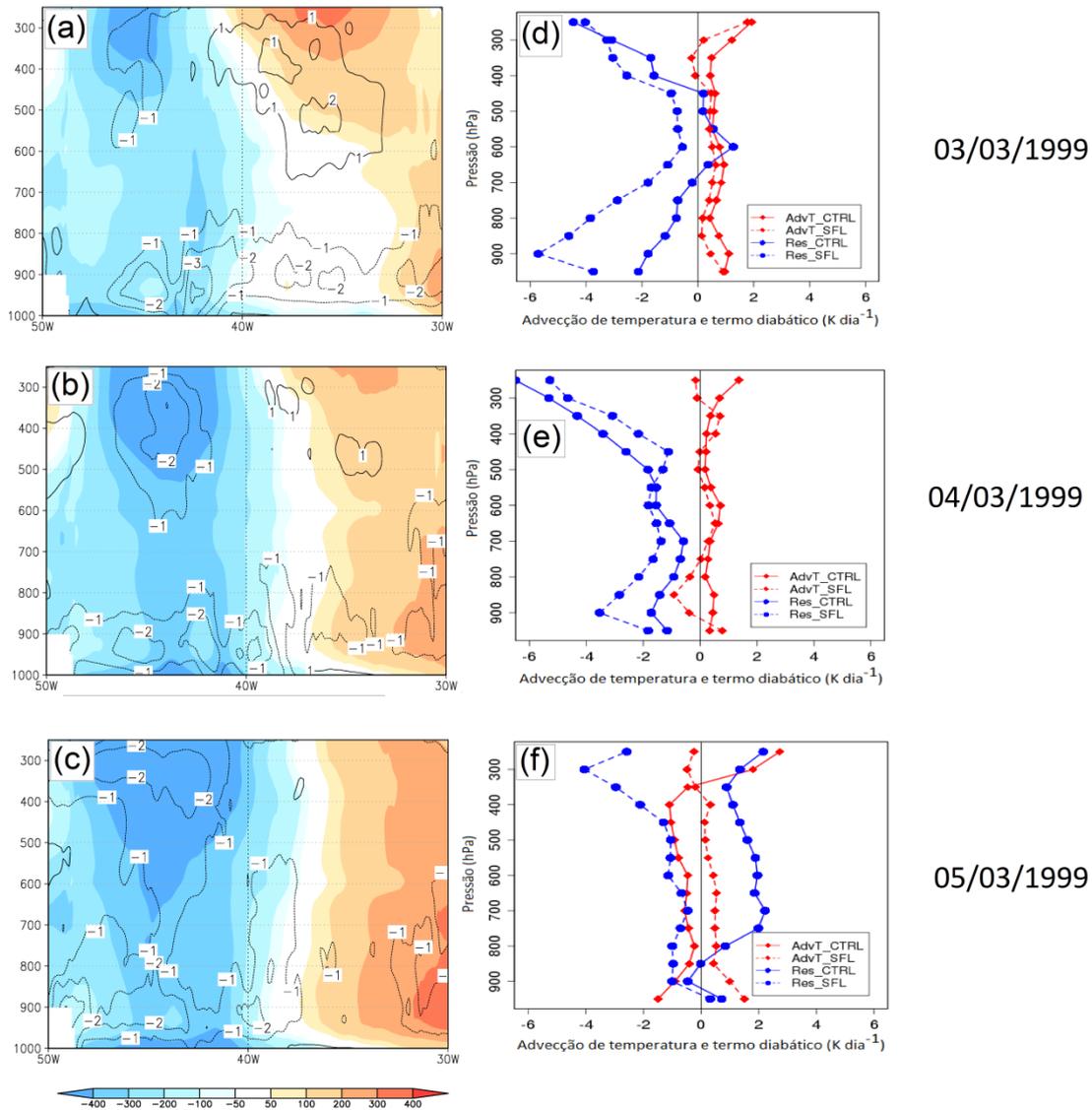


Figura 5.10: (a)-(c) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, e (d)-(f) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em K dia⁻¹), para o experimento CIC99-SFL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 UTC de 03 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 04 de março e (c)-(g) 0000 UTC de 05 de março de 1999.

5.3 Experimentos De Sensibilidade – Ciclone Catarina

5.3.1 Análise Sinótica E Simulação Controle

No dia 19 de março de 2004, um ciclone extratropical se desenvolve na costa do Brasil (27°S-49°W) e se desloca para sudeste pelos próximos três dias, apresentando trajetória típica dos ciclones da região (Reboita et al., 2010). Neste período, a baixa em superfície está localizada em uma região de fraco cisalhamento vertical do vento, permitindo que o sistema se reorganize e se alinhe verticalmente. Em altos níveis, ocorre um padrão de bloqueio do tipo dipolo, sustentado pela interação com cristas e cavados transientes. No dia 24 de março, o ciclone adquire estrutura híbrida, interrompe sua trajetória para sudeste, ruma para norte e posteriormente para oeste, em direção ao continente. Neste período, o sistema se localiza sobre águas relativamente frias (entre 22 e 25°C), porém a presença de uma camada de ar frio na média troposfera, associada a um cavado profundo alinhado verticalmente ao ciclone, gera potencial convectivo intenso (Emanuel, 2005). A combinação entre fraco cisalhamento vertical do vento (pela presença do bloqueio em altos níveis) e forte convecção (desestabilização pela presença de ar frio do cavado na média troposfera) resulta em uma tempestade organizada, com desenvolvimento de um “olho” e deslocamento para oeste, ou seja, um furacão. Este atingiu a costa do sul do Brasil no estado de Santa Catarina em 28 de março de 2004, com ventos de até 41 m s^{-1} (furacão de categoria 1) causando 11 mortes e inúmeros danos materiais (Pereira-Filho et al., 2010). Foi o primeiro furacão documentado na bacia do Atlântico Sul, sendo batizado como Catarina. O ciclo de vida do Catarina, a manutenção do bloqueio em altos níveis e a instabilidade termodinâmica, resumidos neste parágrafo, são discutidos detalhadamente em McTaggart-Cowan et al. (2006). A seguir, apresenta-se uma descrição das características sinóticas do sistema em termos de pressão ao nível do mar, advecção térmica horizontal e fluxo horizontal de umidade, variáveis de interesse no presente estudo.

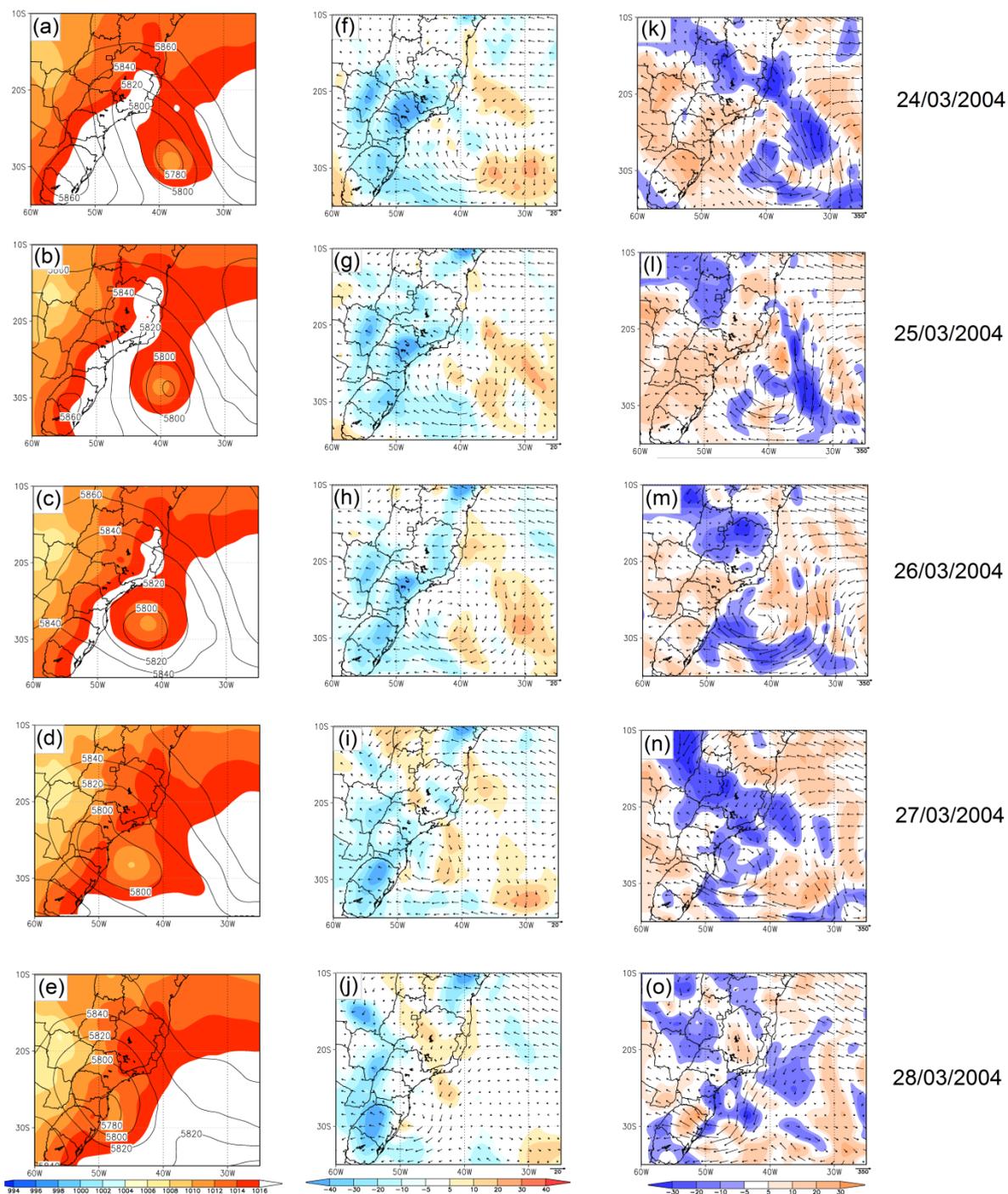


Figura 5.11: Campos meteorológicos para o CAT a partir da reanálise ERAInt. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (f)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em $K \text{ dia}^{-1}$) e vento em 850 hPa (vetores, em $m \text{ s}^{-1}$); (k)-(o) fluxo de umidade integrado (vetores, em $kg \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) e sua divergência (sombreado). Os campos correspondem a (a)-(k) 0000 de 24 de março, (b)-(l) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(m) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(n) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(o) 0000 UTC de 28 de março de 2004.

No dia 24 de março, o dia em que o ciclone começa o processo de transição tropical, a baixa pressão em superfície localiza-se em 29.5°S-39°W segundo a reanálise ERAInt, e nos dias seguintes se desloca para oeste (Figs. 5.11.a-e). Durante todo este período, o ciclone em superfície se encontra sob uma baixa fria desprendida em 500 hPa.

Os campos de vento horizontal em 850 hPa e advecção horizontal de temperatura na camada 1000-500 hPa, no dia 24 de março (Fig. 5.11.f), mostram advecção quente a leste do cavado, e advecção fria a norte/oeste, em um padrão favorável à formação e manutenção da baixa desprendida em médios níveis. Esta mesma figura mostra a circulação ciclônica bem configurada. 24 horas depois, o padrão se mantém, e observa-se advecção quente na região central do ciclone (Fig. 5.11.g). Nos dias 26 e 27, a circulação do ciclone induz advecção quente a leste e advecção fria a oeste, até que no dia 28 o sistema atinge o continente e se desorganiza (Figs. 5.11.h-j). Os vetores de fluxo de umidade indicam que a região a leste do ciclone, ao sul de 20°S, é uma fonte importante da umidade neste ciclone (como já havia ficado claro nas análises Lagrangeanas, com um intenso núcleo de (E-P) positivo a leste da caixa de análise – Figs 5.2.d-e)

O deslocamento do ciclone Catarina no campo de pressão da reanálise ERAInt (Figs. 5.11.a-e) é bastante próxima ao deslocamento estimado por McTaggart-Cowan et al. (2006). Porém, a reanálise não foi capaz de reproduzir o abaixamento de pressão central reportado neste mesmo trabalho. A simulação CAT-CTRL também não atingiu a pressão mínima estimada, mesmo após diversas tentativas, com diferentes parametrizações, resoluções horizontais e domínios de simulação. A série temporal de pressão central para os três conjuntos de dados (Fig. 5.12) evidencia a grande diferença e a dificuldade do WRF em representar este sistema. Enquanto a ERAInt não apresenta nenhuma intensificação durante o período, mantendo o ciclone com pressão entre 1010 e 1012 hPa (linha azul), as estimativas mostram o sistema iniciando a fase híbrida com pressão central muito mais baixa (em torno de 990 hPa), um período de forte intensificação após as 0000UTC do dia 26, e pressão mínima de 972 hPa, às 0000UTC de 28 de março (linha vermelha). A simulação CAT-CTRL mostra pressão idêntica à estimada às 0000UTC do dia 24, mas depois perde um pouco de intensidade, voltando a aprofundar entre os dias 25 e 27, e atingindo pressão mínima de 987 hPa, às 0000UTC de 27 de março (linha verde).

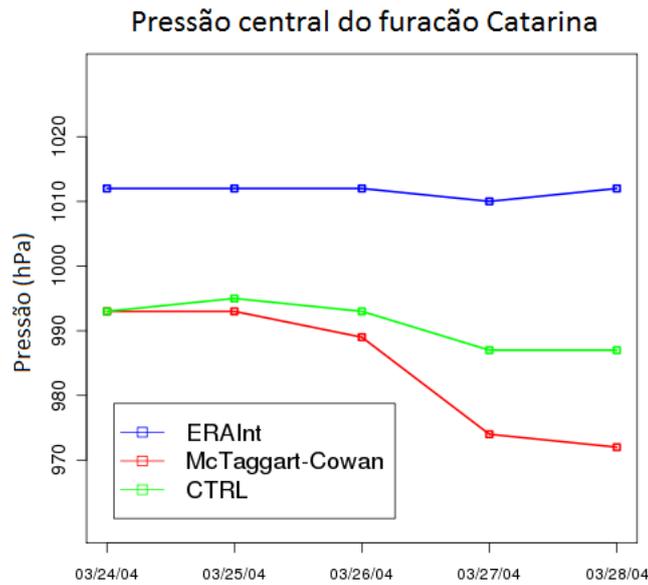


Figura 5.12: Evolução temporal da pressão central do ciclone Catarina segundo a reanálise ERAInt, o rastreamento de McTaggart-Cowan et al. (2006) e a simulação CAT-CTRL.

A dificuldade dos modelos numéricos para simular corretamente a intensidade do Catarina é um problema conhecido e muito explorado na literatura. Silva Dias et al. (2004), Menezes e Silva Dias (2004), Gevaerd et al. (2004), Bonatti et al. (2006), Silva (2014) são alguns dos trabalhos que documentam simulações onde o Catarina não atingiu a intensidade estimada. Estes trabalhos apontam o aumento da resolução horizontal como uma das modificações mais eficientes para se aproximar da intensidade real. Segundo Vianna et al. (2010), a não representação de vórtices quentes de mesoescala na circulação oceânica pode ser determinante para os erros persistentemente apresentados na simulação do Catarina. Radu et al. (2014), simulou o Catarina com pressão mínima de 987 hPa utilizando o WRF versão 3 em um domínio relativamente pequeno ao redor do ciclone e início no dia 22 de março. Para a simulação do presente estudo, foi preciso trabalhar com um domínio muito maior (para incluir as fontes de umidade não-locais) e iniciar a integração muitos dias antes, o que tornou ainda mais difícil a obtenção dos valores estimados de intensidade.

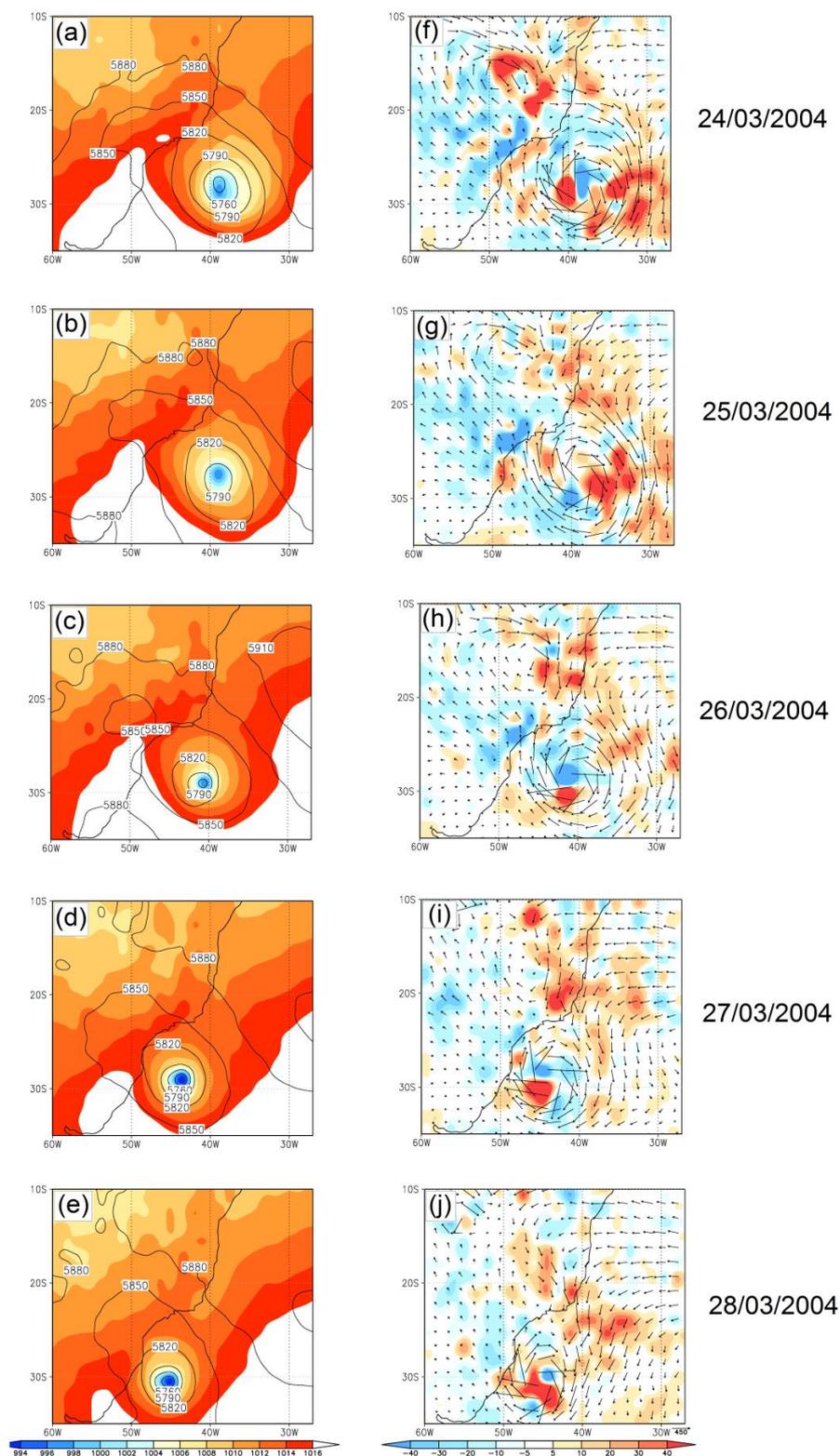


Figura 5.13: Campos meteorológicos para o CAT-CTRL. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e fluxo de umidade integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004.

Diante da dificuldade exposta para simular este caso, a intensificação obtida no CAT-CTRL é bastante satisfatória. Porém, o aprofundamento ocorreu em detrimento da qualidade da trajetória do ciclone: entre os dias 24 e 28, a baixa simulada se deslocou muito mais lentamente, desde a longitude de 39°W até apenas 46°W, não atingindo o continente (Figs. 5.13.a-e). Apesar desta diferença, o sistema se aprofunda e se move para oeste concordando com a observação, além de estar todo o tempo sob uma baixa fria na média troposfera. Observa-se o predomínio de advecção quente (fria) a leste e sul (oeste e norte) do ciclone, e o fluxo integrado de umidade mostrando transporte desde os setores leste e nordeste do ciclone (Fig. 5.13.f-j), de acordo com a reanálise.

Em altos níveis, os padrões de escoamento na reanálise ERAInt e no CAT-CTRL configuraram exatamente o bloqueio do tipo dipolo descrito em McTaggart-Cowan et al. (2006), com o mesmo posicionamento e desenvolvimento (figuras não mostradas).

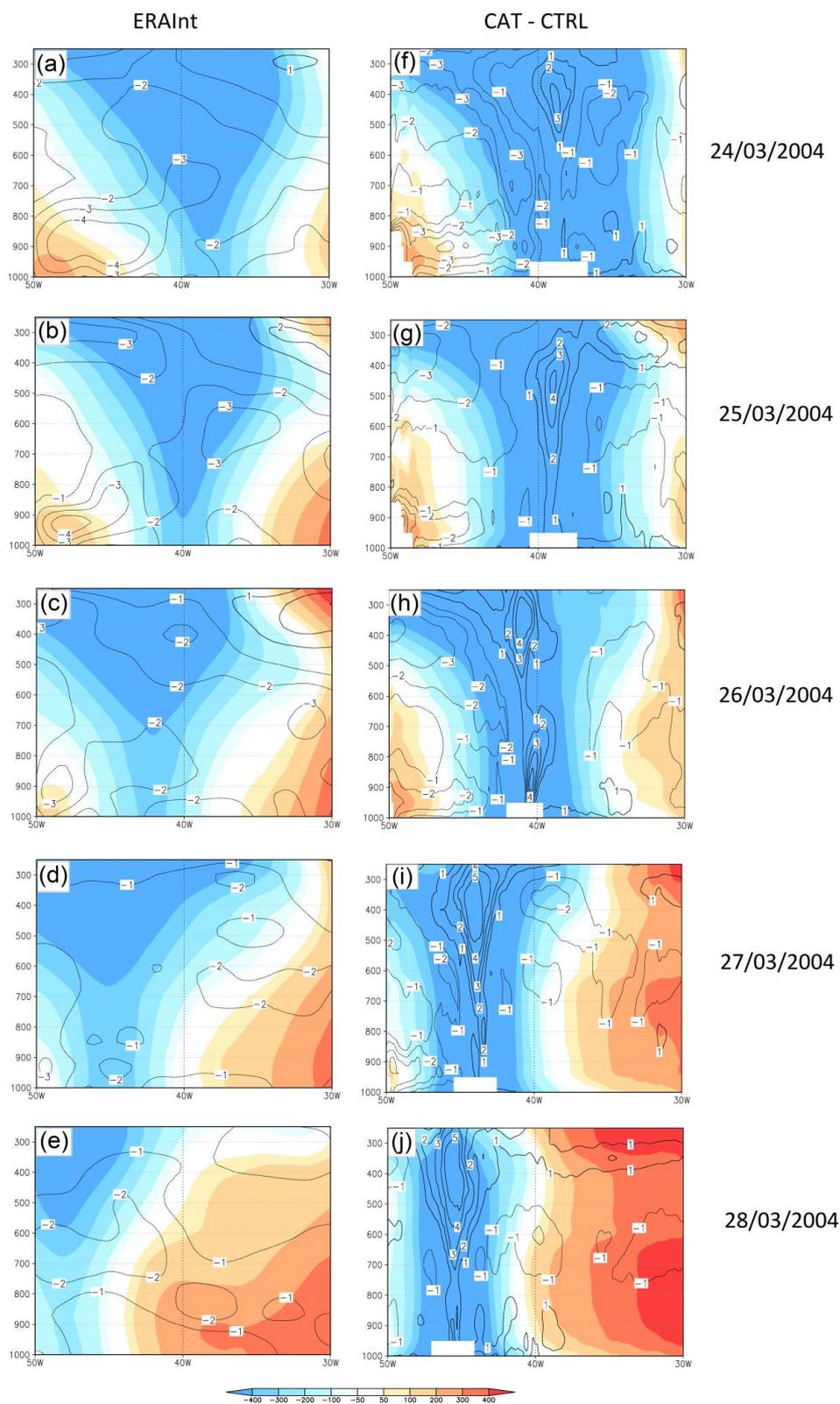


Figura 5.14: Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, para (a)-(e) a reanálise ERAInt e (f)-(j) o CAT-CTRL. Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004.

Além de não atingir a pressão estimada, a reanálise ERAInt também falha completamente em reproduzir a estrutura térmica vertical do Catarina, ou seja, apresenta núcleo frio em toda a troposfera, em todos os dias analisados (Figs. 5.14.a-e). Silva Dias et al. (2007) mostram a existência do núcleo quente e profundo no centro do Catarina, através do diagrama CPS, e comentam que análises operacionais de resolução grosseira falharam em identificar este núcleo quente, assim como é mostrado aqui para o ERAInt.

A simulação CAT-CTRL, porém, apresentou forte núcleo quente associado ao ciclone. No dia 24 de março, ocorre anomalia positiva de temperatura por volta de 400 hPa (relacionada ao abaixamento da tropopausa no desenvolvimento do ciclone extratropical precursor do Catarina). No dia seguinte esta anomalia se estende a toda troposfera (Figs. 5.14.f -g). Este núcleo quente profundo persiste até o dia 28 (Figs. 5.14.h-j), com maior intensidade em altos níveis, como ocorre nos ciclones tropicais. As figuras mostram também o perfil barotrópico do sistema, pelo alinhamento vertical da anomalia de geopotencial associada.

5.3.2 Experimentos CAT-SFNL E CAT-SFL

Ao contrário do que ocorreu com o CIC99-SFNL, o experimento CAT-SFNL formou o ciclone, com intensidade e posicionamento finais semelhantes à reanálise ERAInt (Fig. 5.15.a-e). A advecção quente a leste foi reduzida (Fig. 5.15.f-j), assim como o transporte de umidade de nordeste (latitudes abaixo de 20°S), em relação ao CAT-CTRL nos dois primeiros dias. Nos dias 26 e 27, porém, observa-se um fluxo de umidade de leste contribuindo para alimentar o ciclone.

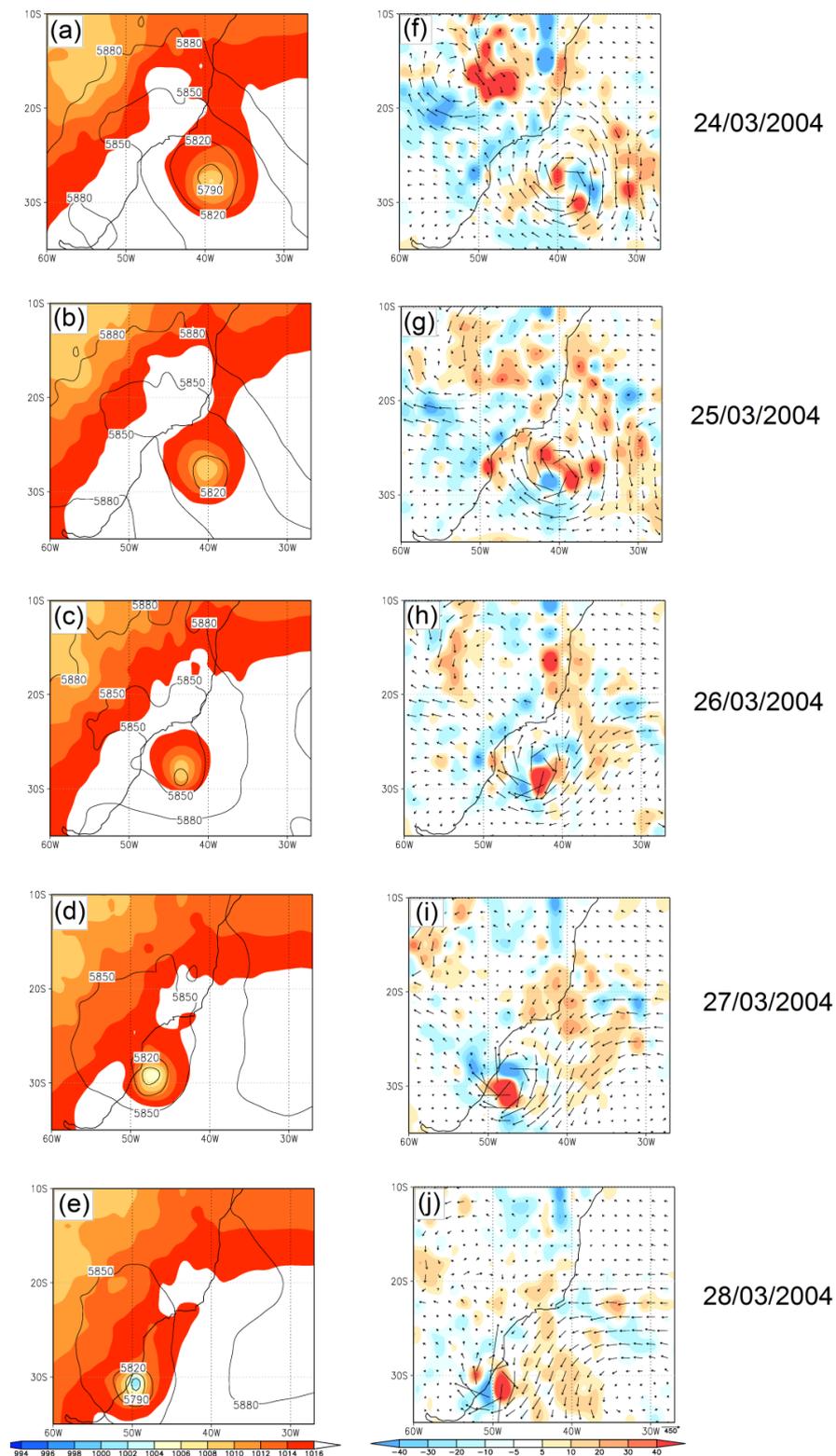


Figura 5.15: Campos meteorológicos para o CAT-SFNL. (a)-(e) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (f)-(j) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia^{-1}) e fluxo de umidade integrado (vetores, em $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004.

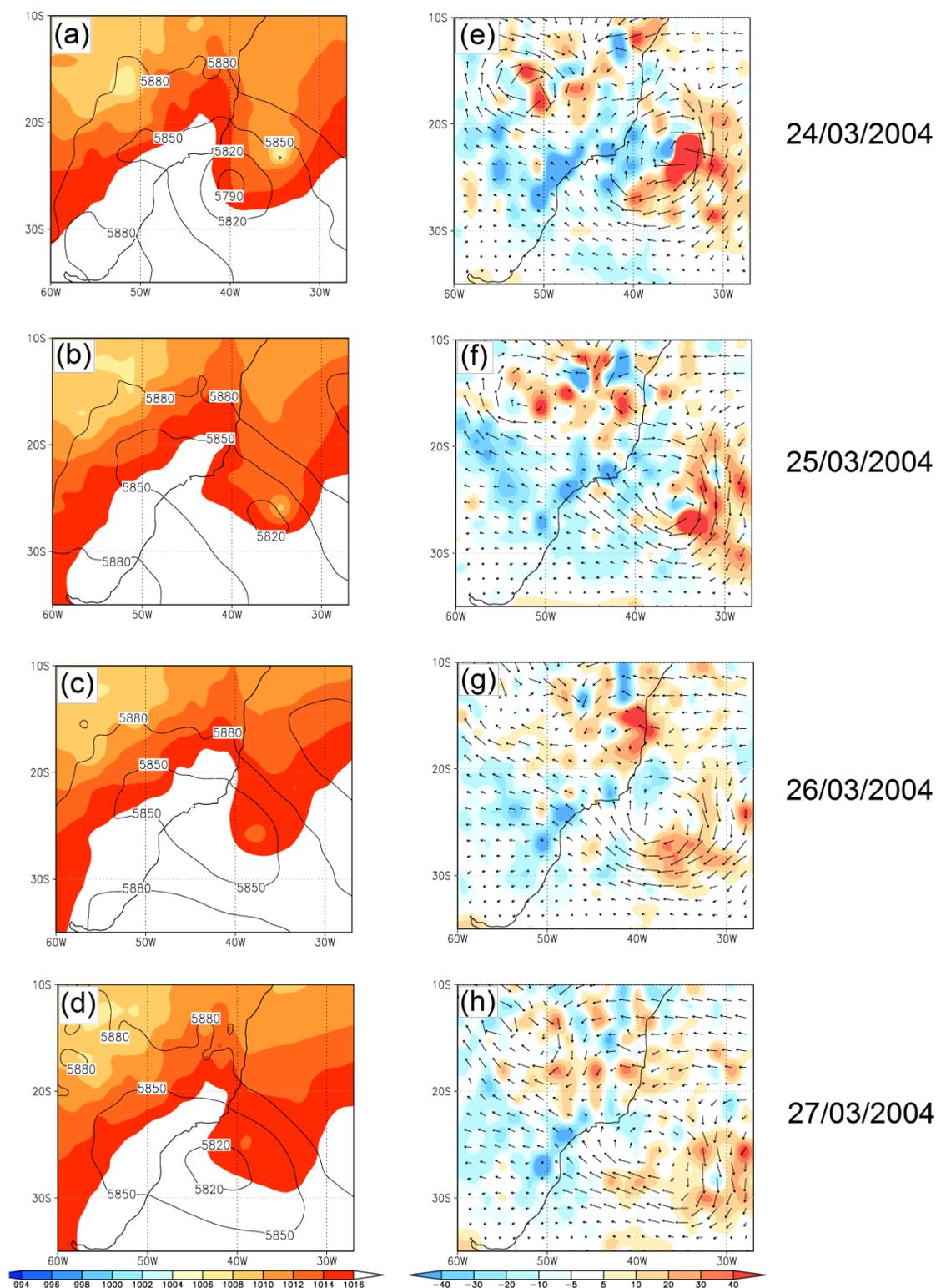


Figura 5.16: Campos meteorológicos para o CAT-SFL . (a)-(d) Pressão ao nível médio do mar (sombreado, em hPa) e altura geopotencial (contorno, em metros); (e)-(h) Advecção horizontal de temperatura (sombreado, em K dia⁻¹) e fluxo de umidade integrado (vetores, em kg m⁻¹ s⁻¹). Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março e (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março de 2004.

Já a remoção dos fluxos locais, no experimento CAT-SFL, alterou completamente o desenvolvimento do Catarina. Neste caso, o ciclone se resumiu a uma baixa pressão próxima a 24°S-34°W, com deslocamento muito pequeno e que não passou pelo processo de transição (Figs. 5.16.a-d). Em 500 hPa, ainda ocorre a formação da baixa despreendida, porém como o ciclone em superfície não se desloca, os dois sistemas de baixa não apresentam alinhamento vertical. O campo de advecção de temperatura apresenta padrão espacial semelhante ao CAT-SFNL, porém com menor magnitude (Figs. 5.16.a-d). Nestas mesmas figuras, observa-se o transporte de umidade de leste, semelhante ao CAT-CTRL. O fato de o ciclone não se desenvolver, mesmo na presença do transporte de umidade não-local, evidencia a importância dos fluxos locais de superfície neste evento.

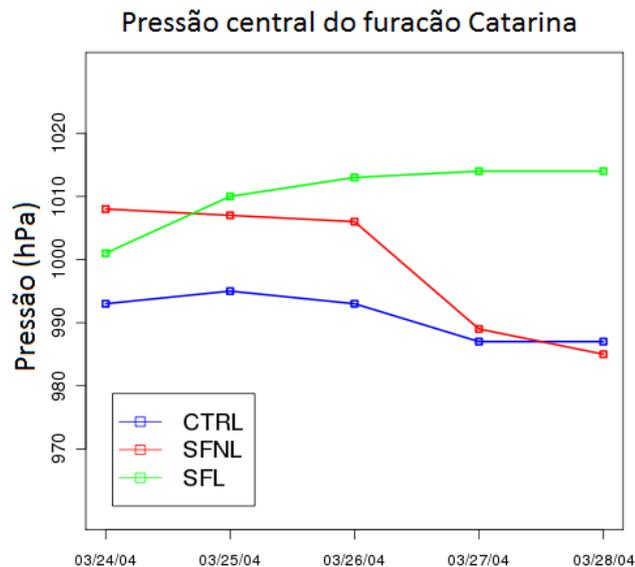


Figura 5.17: Evolução temporal da pressão central do ciclone Catarina no CAT-CTRL, no CAT-SNFL e no CAT-SFL.

A ausência dos fluxos não-locais implica em grandes diferenças na pressão central do ciclone que inicia o processo de transição, causando uma diferença de quase 15 hPa entre CAT-CTRL e CAT-SFNL no dia 24, e mantendo o sistema com pressão relativamente alta até o dia 26 de março (Fig. 5.17). Ou seja, os fluxos não-locais foram importantes para aprofundar o ciclone extratropical do qual o Catarina se originou; além disso, durante os dias 25 e 26 apenas a atuação dos fluxos locais não foi suficiente para abaixar a pressão do sistema. Após as 0000 UTC do dia 26, porém, o ciclone CAT-SFNL sofre intenso aprofundamento e apresenta pressão central muito próxima à do CAT-CTRL nos dois últimos

dias de simulação. No início da transição no CAT-SFL, a pressão é mais próxima à do CAT-CTRL (1001 hPa), porém o posicionamento deslocado em relação à baixa despreendida em 500 hPa e o menor fluxo de calor latente de superfície (especialmente no final do ciclo de vida) impedem o aprofundamento do sistema, que vai se tornando mais fraco até atingir 1013 hPa.

O perfil de anomalia de temperatura mostra que o surgimento do núcleo quente, que no CAT-CTRL e nas estimativas (Silva Dias et al., 2007) já ocorre no dia 24, atrasa no CAT-SFNL e só ocorre no dia 26. Nos dois dias posteriores, ele se desenvolve rapidamente e, no dia 28, já está presente desde a superfície até os altos níveis (Figs. 5.18.a-e). A ausência do núcleo quente em altos níveis no dia 24 está relacionada à diminuição da liberação de calor latente e da inversão do sinal da advecção térmica em relação ao CTRL, por volta de 400 hPa (Fig. 5.18.f), devido à menor intensidade do ciclone no CAT-SFNL e à menor disponibilidade de umidade na região.

No dia 25, o aquecimento diabático no CAT-SFNL (Fig. 5.18.g) é fraco em baixos níveis: o intenso máximo de $+15 \text{ K dia}^{-1}$ presente no CAT-CTRL em 750 hPa desaparece, devido à menor intensidade do movimento vertical associado ao ciclone mais fraco e mais seco neste caso. O perfil de advecção de temperatura não apresenta alteração significativa desde a superfície até 400 hPa, entre as duas simulações.

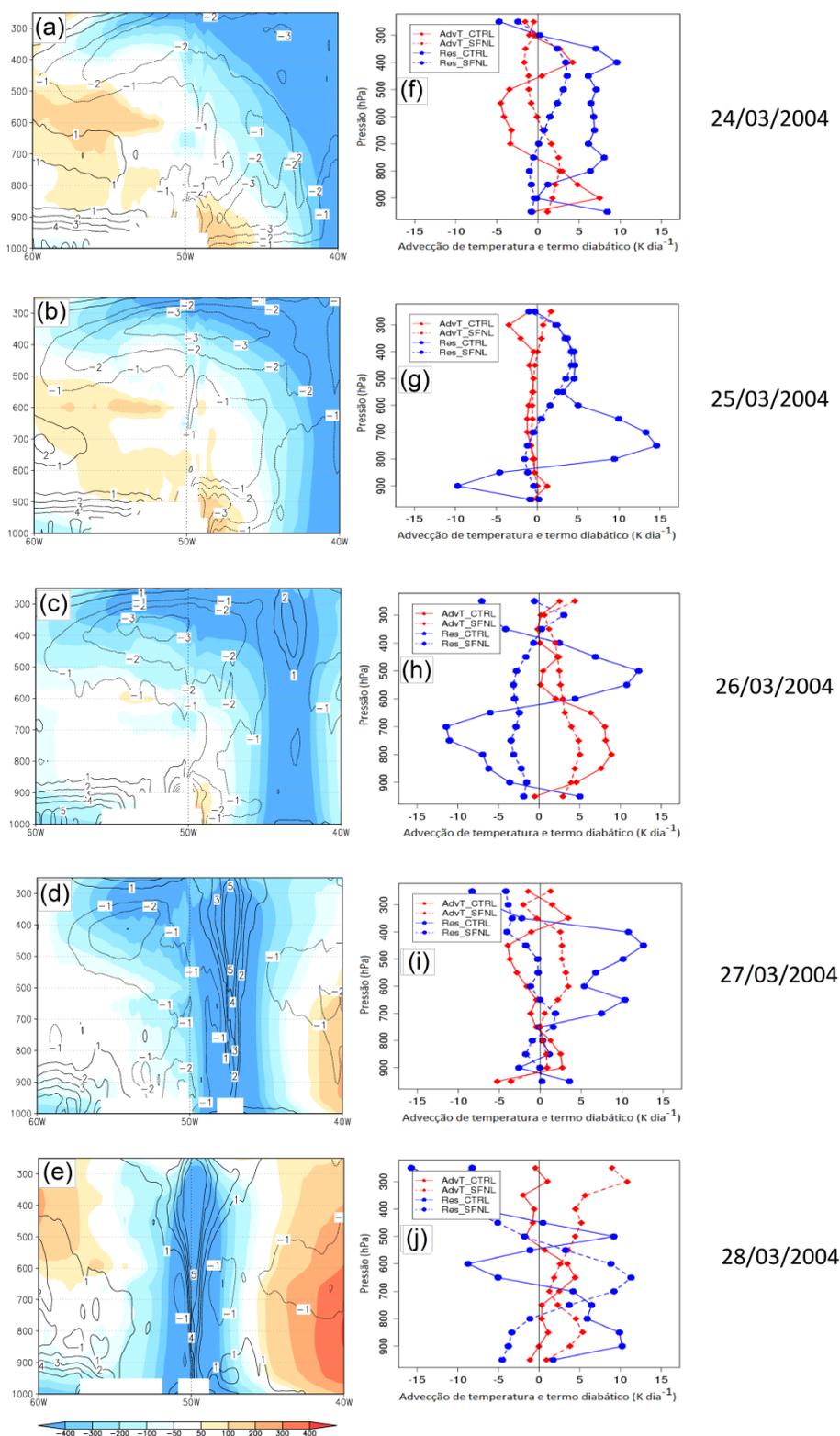


Figura 5.18: (a)-(e) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, e (f)-(j) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em $K \text{ dia}^{-1}$), para o experimento CAT-SFNL. Os campos correspondem a (a)-(f) 0000 de 24 de março, (b)-(g) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(h) 0000 UTC de 26 de março, (d)-(i) 0000 UTC de 27 de março e (e)-(j) 0000 UTC de 28 de março de 2004.

Em 26 de março, novamente verifica-se a grande desintensificação do aquecimento diabático em médios níveis, e também o enfraquecimento da advecção térmica em baixos níveis no SFNL (Fig. 5.18.h). Acima de 400 hPa, porém, aumenta o aquecimento por ambos os processos no SFNL, favorecendo a formação do núcleo quente observado no perfil de anomalia de temperatura deste dia. No dia 27, o SFNL apresenta resfriamento diabático em praticamente toda a coluna (Fig. 5.18.i), mas ao mesmo tempo ocorre na média troposfera uma advecção positiva (em contraste com a advecção fria presente no CAT-CTRL). No balanço geral, este processo equilibra a ausência do aquecimento diabático e acaba originando o núcleo quente mostrado no perfil de anomalias e favorecendo a forte queda de pressão central do ciclone neste experimento (Fig. 5.17). Finalmente, no dia 28, o sistema apresenta estrutura vertical semelhante ao do CAT-CTRL, embora ambos os perfis de aquecimento apresentem significativas diferenças (Fig. 5.18.j). Apesar de se originar de um ciclone prévio menos intenso e por isso com menor atividade convectiva, o ciclone no CAT-SFNL atinge estrutura vertical semelhante ao do CAT-CTRL devido ao aumento na intensidade da advecção quente na coluna, especialmente em médios níveis.

O ciclone que inicia o processo de transição no CAT-SFL apresenta um núcleo quente notavelmente intenso em baixos níveis no dia 24 (Fig. 5.19.a), mas que perde força no dia seguinte (Fig. 5.19.b) e desaparece ao longo dos dias 26 e 27 (Fig. 5.19.c e 5.19.d). Este núcleo quente inicial ocorre devido à intensa advecção horizontal quente em uma camada profunda da troposfera (fig. 5.19.e). No dia 25, esta advecção em baixos níveis diminui, mas ainda é maior do que no CTRL, e o termo diabático segue com magnitude pequena (Fig. 5.19.f). Com isso, o ciclone torna-se frio em toda a extensão vertical da troposfera, situação que os pequenos valores de advecção quente nos dias 26 e 27 (Fig. 5.19.g-h) não conseguem modificar.

A comparação entre as duas simulações do ciclone Catarina indica que os fluxos locais foram de importância fundamental no estágio maduro do sistema, e sem eles a transição não ocorreria. Porém, a ausência dos fluxos não locais impacta de forma notável os dois primeiros dias do processo de transição, impedindo o abaixamento de pressão e a formação do núcleo quente característico, e apenas perderam influência quando o sistema havia atingido o estágio maduro, conduzido por advecção quente anômala em toda a coluna. Porém, se não houvesse esta advecção, teria o Catarina se desenvolvido? Este processo compensatório ocorreria em outros processos de transição? Estas perguntas apontam para a necessidade de futuros estudos em relação ao fenômeno de transição nesta região do globo.

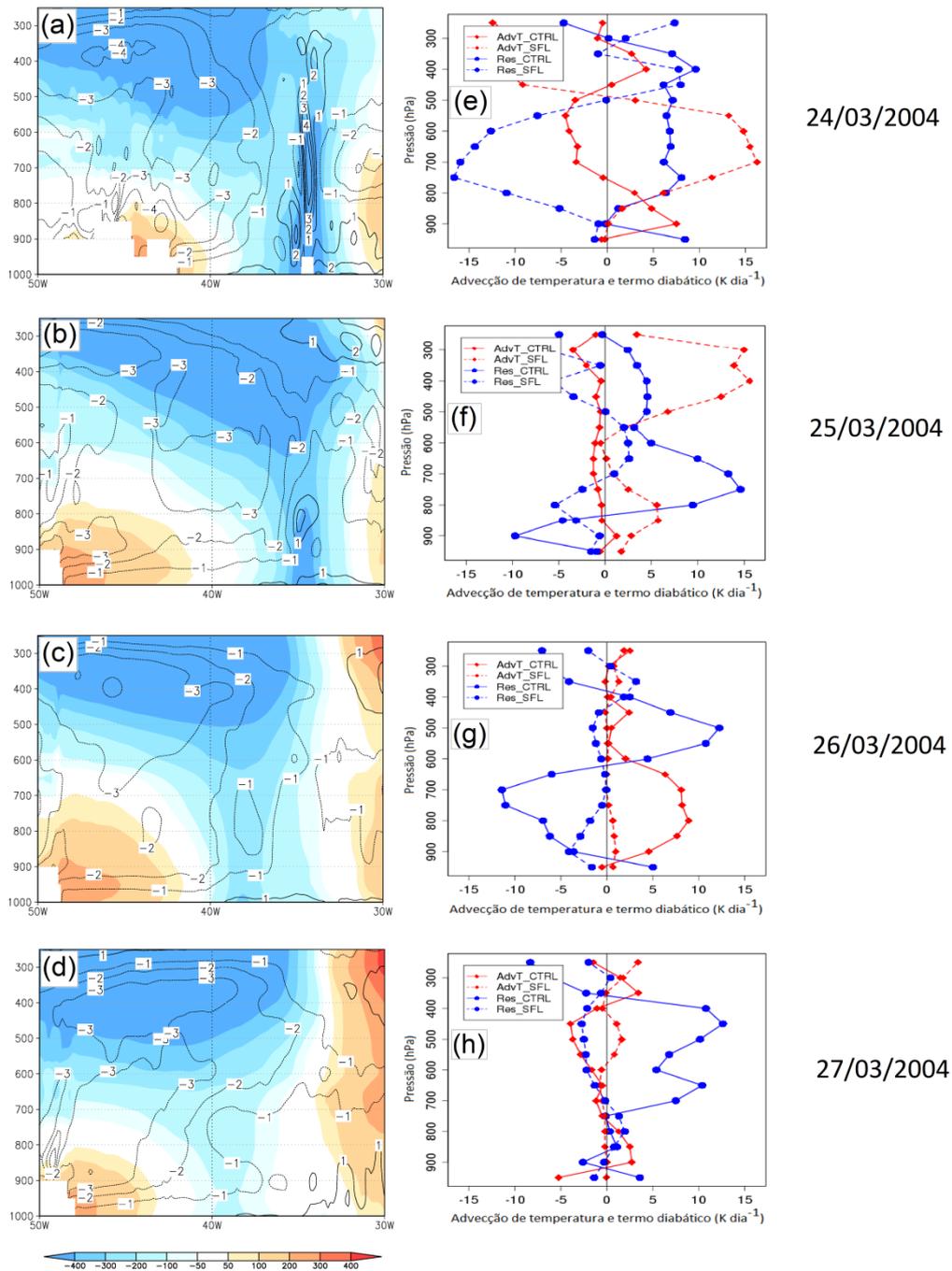


Figura 5.19: (a)-(d) Perfil de anomalia de temperatura (contornos, em K) e altura geopotencial (sombreado, em m) em relação à média zonal, na latitude do centro do ciclone, e (e)-(h) perfil vertical dos termos de advecção horizontal de temperatura e termo diabático (resíduo) da equação da termodinâmica em torno do centro do ciclone (em $K\text{ dia}^{-1}$), para o experimento CAT-SFL. Os campos correspondem a (a)-(e) 0000 de 24 de março, (b)-(f) 0000 UTC de 25 de março, (c)-(g) 0000 UTC de 26 de março e (d)-(h) 0000 UTC de 27 de março.

CAPITULO 6. CONCLUSÕES E ETAPAS FUTURAS

Este trabalho analisa a climatologia de ciclones subtropicais no oceano Atlântico Sul, entre 1979 e 2011, a partir das reanálises ERAInt e NCEP1. A metodologia de classificação dos ciclones segue a ideia geral dos primeiros trabalhos sobre este tema (Guishard et al., 2009; Evans e Braun, 2012), porém com a retirada das restrições de vento mínimo em 925 hPa e extensão vertical mínima da circulação. Estas modificações são propostas para que sejam contabilizados ciclones híbridos mais rasos e com ventos máximos mais fracos do que 17 m s^{-1} em 925 hPa, fornecendo assim uma visão mais completa dos sistemas ciclônicos subtropicais que atuam nesta região do globo.

Durante o período de 1979-2011, a média anual de ciclones subtropicais é praticamente idêntica para o ERAInt e o NCEP1 (7 ± 3 ciclones por ano em ambas). Este valor é superior ao apresentado por Evans e Braun (2012) para a mesma região do globo, devido à inclusão de ciclones que não apresentam baixa fechada na média troposfera e/ou cujo vento máximo não atinge 17 m s^{-1} . As duas reanálises também apresentam ciclo anual semelhante, sendo o verão a estação de maior ocorrência dos sistemas. Porém a variabilidade interanual dos ciclones é significativamente diferente entre os dois conjuntos, e não apresenta um padrão definido em nenhum deles.

Os ciclones subtropicais percorrem distâncias menores que os extratropicais, e com menor velocidade, o que permite que interajam mais eficientemente com o ambiente instável no qual se desenvolvem e impactando ainda mais a costa do sul e sudeste do Brasil. O processo de transição extratropical ocorre para muitos sistemas: principalmente durante o verão, é elevado o número de ciclones que se formam subtropicais próximos ao continente e posteriormente tornam-se extratropicais, por meio da interação com um cavado transiente. A maior parte dos ciclones, porém (75% e 67% no ERAInt e no NCEP1, respectivamente) atinge intensidade máxima durante a fase subtropical, com ventos máximos de 18 a 20 m s^{-1} (14 a 16 m s^{-1}) no ERAInt (NCEP1) e raio entre 300 e 450 km.

O oceano Atlântico Sudoeste, próximo à costa do sudeste do Brasil (RG1) é a principal região ciclogênica subtropical da bacia pelas duas reanálises. Durante a estação mais ativa (verão), mais de 33% dos ciclones rastreados pelo ERAInt sobre esta região apresentaram natureza híbrida. A RG1 foi, portanto, selecionada para a análise dos campos

sinóticos associados a este tipo de ciclogênese. Os campos foram investigados utilizando-se a reanálise ERAInt, que apresenta maior resolução horizontal.

As composições mostram que as ciclogêneses subtropicais na RG1 estão associadas a um padrão de bloqueio do tipo Rex no escoamento de altos níveis, ou seja, ao estabelecimento de uma circulação ciclônica a norte e uma anticiclônica a sul, praticamente alinhadas em longitude, com cisalhamento vertical do vento reduzido acima da baixa pressão incipiente em superfície. A circulação ciclônica em altos níveis está associada a uma região de anomalia negativa de VP posicionada a oeste do ciclone em superfície, induzindo movimento ascendente e o aprofundamento da baixa. Em níveis médios, uma baixa desprendida fria alinhada verticalmente com o ciclone em superfície aumenta a instabilidade da coluna atmosférica e aprofunda ainda mais os ciclones em desenvolvimento no verão e no outono; na primavera, as baixas em 500 hPa não estão posicionadas exatamente sobre a baixa em superfície, mas a oeste. A estrutura da média e alta troposfera dos ciclones subtropicais da RG1, especialmente durante o verão e o outono, tem grande semelhança com os ciclones híbridos que se desenvolvem em ambiente extratropical descritos por Evans e Guishard (2009); na nomenclatura destes autores, classificados como E1/E2.

Na primavera e no verão, os ciclones subtropicais se formam sobre TSM relativamente fria, em regiões de fluxo de superfície dentro da média climatológica. Neste ambiente que não favorece a ciclogênese tropical, o potencial convectivo dos sistemas subtropicais aumenta pela forte advecção de ar quente, que ocorre desde dois dias antes da formação do ciclone, até dois dias depois de sua formação, com intensidade crescente. Esta advecção resulta do escoamento sinótico de nordeste a leste do ciclone, intensificado pelo gradiente de pressão que se forma entre o ciclone e a Alta Subtropical. Embora na região de gênese os fluxos de superfície sejam fracos para sustentar o desenvolvimento de ciclones híbridos, o Atlântico subtropical, na altura da região nordeste do Brasil, apresenta fluxos bastante intensos.

No outono, o padrão dos fluxos de superfície é distinto: os ciclones subtropicais se formam sobre águas mais quentes ($TSM > 26^{\circ}\text{C}$ desde dois dias antes da ciclogênese), e o núcleo de fluxos mais intensos não se localiza a nordeste, mas sim a sul da região de formação do ciclone, pela influência de um forte anticiclone transiente. Neste caso, o fluxo de umidade de nordeste é mais fraco, indicando que esta região do Atlântico deve ser uma fonte de umidade menos significativa que no verão e na primavera.

Os ciclones subtropicais rasos ocorrem em quantidade muito menor dentro da RG1. A estrutura geral, bem como os padrões de advecção horizontal de temperatura e umidade e os

fluxos turbulentos de superfície são similares nos ciclones rasos e profundos. A principal diferença entre os dois é a magnitude dos campos. Principalmente, os casos rasos apresentam menores anomalias de VP em altos níveis e enfraquecimento da convergência do fluxo de umidade, e isto se verifica nas três estações analisadas (embora com maior evidência no verão).

A análise Lagrangeana de fontes de umidade com o modelo Flexpart, indica que a maior parte da umidade presente durante os eventos de ciclogênese subtropical sobre a RG1 se origina a nordeste desta região, no setor norte da ASAS. Esta área do oceano, entre 15°S e 10°S, que se estende estendendo quase até a costa do continente africano, apresenta evaporação mais intensa da bacia do Atlântico Sul. Nos dias que antecedem a ciclogênese subtropical, ocorre transporte anômalo desta umidade para a RG1 devido à intensificação dos ventos de nordeste e norte, associada ao aumento do gradiente de pressão entre a ASAS e uma região de baixa pressão que se desenvolve na costa do sudeste do Brasil. Este transporte de umidade é favorecido nos meses de verão, quando o flanco oeste da ASAS está mais configurado e posicionado na costa do continente sul-americano. No inverno, o transporte de umidade de norte paralelo à costa do Brasil enfraquece (Trenberth, Fasullo e Mackaro, 2011). Como consequência destes padrões, no verão ocorrem mais ciclones subtropicais, enquanto no inverno não há registro destes sistemas sobre a RG1 (embora tenham ocorrido em outros setores do Atlântico Sul).

Ao sul da RG1, próximo à latitude de 30°S, existe outra região fonte de umidade, associada a anomalias anticiclônicas ao sul da região ciclogênética. Nestas anomalias há o aumento do fluxo de calor latente e do transporte de umidade pelos ventos de sul para a RG1. Tal fonte é especialmente intensa nos meses de outono, embora esteja presente durante todo o ano.

O JBN a leste dos Andes contribui pouco para o transporte de umidade até a região de análise. O Atlântico Tropical não se configura como uma região fonte, e a pequena quantidade de umidade proveniente da Amazônia é consumida no deslocamento para a RG1, sobre o continente.

Os dias que antecedem as ciclogêneses são caracterizados por forte convergência anômala de umidade sobre a RG1, o que reduz o gradiente vertical de umidade próximo à superfície e enfraquece os fluxos locais de calor latente. Isto sugere que ciclones subtropicais são dependentes da umidificação prévia do ambiente ciclogênético, assim como ocorre para ciclones extratropicais do tipo bomba. Porém, a origem desta umidade é distinta: no segundo

caso resultaria principalmente dos fluxos locais de calor latente, enquanto no primeiro caso provém de regiões afastadas e é transportada para a região de ciclogênese.

Os experimentos numéricos de sensibilidade mostram que a gênese e desenvolvimento dos ciclones subtropicais no Atlântico sudoeste dependem da influência conjunta de duas fontes de umidade, a local (evaporação sob o ciclone) e a não-local (transportada desde regiões afastadas). Em um estudo de caso, observou-se que na ausência dos fluxos não-locais não houve formação da baixa despreendida em médios níveis sobre o ciclone subtropical, retirando este suporte dinâmico à convecção. Além disso, na ausência da atuação somada dos fluxos não-locais e locais, o aquecimento vertical por liberação de calor latente é drasticamente reduzido, e o perfil vertical de advecção térmica horizontal é menor, prejudicando o desenvolvimento do ciclone em superfície. O núcleo quente em baixos níveis, estrutura fundamental dos ciclones subtropicais, é inibido, descaracterizando completamente estes sistemas.

Este trabalho contribui para a compreensão da gênese e estrutura de ciclones subtropicais no Oceano Atlântico Sudoeste, e da representação destes sistemas em diferentes reanálises amplamente utilizadas na Meteorologia. Principalmente, este trabalho sugere que a ciclogênese subtropical nesta região (a princípio desfavorável para desenvolvimento tropical ou híbrido) é potencializada pelo transporte de umidade desde o setor norte da bacia do Atlântico Sul.

Como recomendação para trabalhos futuros, sugere-se:

- Estender os experimentos numéricos de sensibilidade para um período de tempo mais longo. Desta forma, será possível avaliar o impacto dos fluxos locais e não-locais em escala climatológica, para corroborar o presente estudo;
- Aprofundar o estudo dos ciclones subtropicais de outono, os mais organizados, e enfatizar o ciclo de vida e suas características especiais;
- Estudar o processo de transição, principalmente a transição subtropical para extratropical, que parece ocorrer com relativa frequência sobre o Atlântico Sul.
- Analisar o impacto dos fenômenos de baixa frequência na climatologia de ciclones subtropicais do Atlântico sudoeste.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BAO, J-W., S. A. MICHELSON, P. J. NEIMAN, F. M. RALPH e J. M. WILCZAK, 2006: Interpretation of Enhanced Integrated Water Vapor Bands Associated with Extratropical Cyclones: Their Formation and Connection to Tropical Moisture. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1063–1080.
- BELJAARS, A. C. M., 1995: The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **121**, 255–270.
- BELL, G. D. e Co-autores, 2000: Climate assessment for 1999. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **81**, S1–S50.
- BETTS, A. K., 1986: A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112(473)**, 677–691.
- BETTS, A.K. e M. J. MILLER, 1993. The Betts-Miller scheme, in "The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere". (Eds. K.A. Emanuel and D.J. Raymond.), Amer. Meteor. Soc., 246 pp.
- BEVEN II, J. L., 1997: A study of three “hybrid” storms. Preprints, 22d Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Fort Collins, CO, Amer. Meteor. Soc., 645–646.
- BIERLY, G. D. e J. A. WINKLER, 2001: A Composite Analysis of Airstreams within Cold-Season Colorado Cyclones. *Wea. Forecasting*, **16**, 57–80.
- BJERKNES, J. e SOLBERG H., 1922: Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. *Geof. Publ.*, **3(1)**, 3-18.
- BOMBARDI, R. J., L. M. CARVALHO, C. J. JONES e M. S. REBOITA, 2013: Precipitation over eastern South America and the South Atlantic Sea surface temperature during neutral ENSO periods. *Clim. Dynamics*, DOI: 10.1007/s00382-013-1832-7.
- BONATTI J. P. e V. B. RAO, 1987: Moist Baroclinic Instability in the Development of North Pacific and South American Intermediate-Scale Disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2657–2667.
- BONATTI, J. P., V. B. RAO e P. L. SILVA DIAS, 2006: On the westward propagation of the Catarina Storm. In: 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguacu, PR. Proceedings of 8ICSHMO. p. 1659-1675.

BRADLEY, E. F., C. W. FAIRALL, J. E. HARE e A. A. GRACHEV, 2000: An old and improved bulk algorithm for air-sea fluxes: COARE2.6a. AMS 14th Symposium on Boundary Layers and Turbulence. Aspen, Colorado.

BRAUN, A. J., 2009: **A comparison between South Atlantic and Tasman Sea subtropical storms**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Dept. of Meteorology, The Pennsylvania State University, University Park, PA, 150 pp.

BUGONI, L., M. SANDER e E. S. COSTA, 2007: Effects of the first southern Atlantic hurricane on Atlantic petrels (*Pterodroma incerta*). *The Wilson Journal of Ornithology*, **119(4)**, 725-729.

CAMARGO, S. J. e A. H. SOBEL, 2005: Western North Pacific Tropical Cyclone Intensity and ENSO. *J. Climate*, **18**, 2996–3006

ČAMPA, J. e H. WERNLI, 2012: A PV Perspective on the Vertical Structure of Mature Midlatitude Cyclones in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 725–740.

CAMPETELLA, C. M. e N. E. POSSIA, 2007: Upper-level cut-off lows in southern South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **96**, 181- 191.

CARRASCO, J. F., D. H. BROMWICH e A. J. MONAGHAN, 2003: Distribution and Characteristics of Mesoscale Cyclones in the Antarctic: Ross Sea Eastward to the Weddell Sea. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 289–301.

CHARNEY, J. G., 1947: The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J. Meteor.*, **4**, 135–162.

CHARNEY, J. G. e A. ELIASSEN, 1964: On the Growth of the Hurricane Depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68–75

CHEN, F. e J. DUDHIA, 2001: Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 569–585.

CHOU, S. -H., R. ATLAS, C. -L. SHIE, e J. ARDIZZONE, 1995: Estimates of surface humidity and latent heat fluxes over oceans from SSMI data. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2405-2425.

CHOU, S.-H., C.-L. SHIE, R. M. ATLAS e J. ARDIZZONE, 1997: Air-sea fluxes retrieved from Special Sensor Microwave Imager data. *J. Geophys. Res.*, **102**, 12705-12726.

CRAIG, G. C. e S. L. GRAY, 1996: CISK or WISHE as the Mechanism for Tropical Cyclone Intensification. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 3528–3540.

CRESSMAN, G. P., 1959: An Operational Objective Analysis System. *Mon. Wea. Rev.*, **7** (10), 367-374.

DAL PIVA, E., M. C. L. MOSCATI, M. A. GAN, 2008: 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.*, **23-4**, 450-476.

Da ROCHA, R. P., 1999: **Impacto de parametrizações de convecção em ciclogênese sobre o oceano**. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais–INPE, 201 pp.

Da ROCHA, R. P. e R. C. Abreu, 2013: Experimentos numéricos para o Ciclone Subtropical "Anita" com o modelo WRF. In: Simpósio Internacional Iniciação Científica da USP (SIICUSP). Disponível em <https://uspdigital.usp.br/siicusp/cdOnlineTrabalhoVisualizarResumo?numeroInscricaoTrabalho=725&numeroEdicao=21>, São Paulo, Brasil.

Da SILVA, G. A. M., A. DRUMOND, e T. AMBRIZZI, 2011: The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation. *Theoretical and applied climatology*, 106(3-4), 307-319.

DAVIS, C. A. e L.F. BOSART, 2003: Baroclinically Induced Tropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 2730–2747.

DAVIS, C. A. e L. F. BOSART, 2004: The TT Problem: Forecasting the Tropical Transition of Cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1657–1662.

DAVIS, C. A., 2010: Simulations of subtropical cyclones in a baroclinic channel model. *J. of the Atmospheric Sciences*, **67**, 2871–2892.

DEE D. P., S. M. UPPALA, A. J. SIMMONS, P. BERRISFORD, P. POLI, S. KOBAYASHI, U. ANDRAE, M. A. BALMASEDA, G. BALSAMO, P. BAUER, P. BECHTOLD, A. C. M. BELJAARS, L. van de BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, C. DELSON, R. DRAGANI, M. FUENTES, A. J. GEER, L. HAIMBERG, S. B. HEALY, H. HERSBACH, E.V. L. HÓLM, ISAKSEN, P. KÅLLBERG, M. KÖHLER, M. MATRICARDI, A. P. McNALLY, B. M. MONGE-SANZ, J-J. MORCRETTE, B-K. PARK, C. PEUBEY, P. de ROSNAY, C. TAVOLATO, J-N THÉPAUT e F. VITART, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137**, 553–597.

DeMARIA, M., J. A. KNAFF e B. H. CONNELL, 2001: A tropical cyclone genesis parameter for the tropical Atlantic. *Wea. Forecasting*, **16**, 219–233.

DIAS PINTO, J. R. e R. P. Da Rocha, 2011: The energy cycle and structural evolution of cyclones over southeastern South America in three case studies. *Journal of Geophys. Res.: Atmospheres*, **116(D14)**.

DIAS PINTO, J. R., M. S. REBOITA e R. P. DA ROCHA, 2013: Synoptic and dynamical analysis of subtropical cyclone Anita (2010) and its potential for tropical transition over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophys Res.*, 118, 10870-10883.

DRUMOND, A., R. NIETO, L. GIMENO, e T. AMBRIZZI, 2008: A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14128.

DRUMOND, A., R. NIETO, e L. GIMENO, 2012: Sources of moisture for China and their variations during drier and wetter conditions in 2000-2004: A Lagrangian approach. *Climate Research*, **50.2**, 215.

DUDHIA, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077–3107.

DURÁN-QUESADA, A. M., M. S. REBOITA, A. M. RAMOS, R. P. da ROCHA, R. NIETO e L. GIMENO, 2010: Moisture variations during the life cycle of cyclones in the east coast of South America. In: Geophysical Research Abstracts, Vol. 12, EGU2010-222-2, European Geosciences Union Assembly. Viena, Áustria.

DURÁN-QUESADA, A. M., M. S. REBOITA e L. GIMENO, 2012: Precipitation in tropical America and the associated sources of moisture: a short review. *Hydrological Sciences Journal*, **57(4)**, 612-624.

DUTRA, L. M. M., 2012: **Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – IAG-USP, 144 pp.

DYER, A. J. e B. B. HICKS, 1970: Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 715–721.

EADY, E. T., 1949: Long waves and cyclone waves. *Tellus*, **1**, 33–52.

EMANUEL, K. A., 1986: An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–605.

EMANUEL, K. A. e R. ROTUNNO, 1989: Polar lows as arctic hurricanes. *Tellus A*, **41A**, 1–17.

EMANUEL, K. A. e M. ZIVKOVIC-ROTHMAN, 1999: Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 1766–1782.

EMANUEL, K. A., 2003: Tropical cyclones. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **31(1)**, 75-104.

EMANUEL, K. A., 2005: Genesis and maintenance of “Mediterranean hurricanes”. *Adv. Geosci.*, **2**, 1-4.

EVANS, J. L. e M. P. GUISARD, 2009: Atlantic subtropical storms. Part I: Diagnostic criteria and composite analysis. *Monthly Weather Review*, **137(7)**, 2065-2080.

EVANS, J.L. e A. BRAUN, 2012: A Climatology of Subtropical Cyclones in the South Atlantic. *J. Climate*, **25**, 7328-7340.

FAIRALL, C. W., E. F. BRADLEY, D. P. ROGERS, J. B. EDSON e G. S. YOUNG, 1996: Bulk parameterization of air-sea fluxes for Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled-Ocean Atmosphere Response Experiment. *J. Geophys. Res.*, **101(C2)**, 3747-3764.

FAIRALL, C. W., E. F. BRADLEY, J. E. HARE, A. A. GRACHEV e J. B. EDSON, 2003: Bulk parameterization on air-sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm. *J. Climate*, **16**, 571-591.

GAN, M. A. e V. B. RAO, 1991: Surface Cyclogenesis over South America. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1293-1302.

GARDE, L. A., A. B. PEZZA e J. A. T. BYE, 2010: Tropical Transition of the 2001 Australian Duck. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2038-2057.

GEVAERD, R., M. LONGO, P. L. SILVA DIAS, e F. V. BRANCO, 2004: Análise da Precipitação Associada ao Ciclone Catarina. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 0780: Fortaleza, 10pp.

GIMENO, L., A. DRUMOND, R. NIETO, R. M. TRIGO e A. STOHL, 2010: On the origin of continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, **37(13)**,

GIMENO, L., R. NIETO, A. DRUMOND, R. CASTILLO e R. TRIGO, 2013: Influence of the intensification of the major oceanic moisture sources on continental precipitation. *Geophysical Research Letters*, **40(7)**, 1443-1450.

GODOY, A. A., N. E. POSSIA, C. M. CAMPETELLA e Y. G. SKABAR, 2011: A cut-off low in southern South America: dynamic and thermodynamic processes. *Rev. Bras. De Meteor.*, **26**, 503-514.

GOZZO, L. F., 2010: **Simulação da influência dos fluxos de superfície em ciclones na costa leste do sul do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – IAG-USP, 121 pp.

- GOZZO, L. F. e R. P. da ROCHA, 2013: Air–sea interaction processes influencing the development of a Shapiro–Keyser type cyclone over the subtropical South Atlantic Ocean. *Pure and Applied Geophysics*, **170(5)**, 917-934.
- GOZZO, L. F., R. P. da ROCHA, M. S. REBOITA e S. SUGAHARA, 2014: Subtropical Cyclones over the Southwestern South Atlantic: Climatological Aspects and Case Study. *J. Climate*, **27**, 8543–8562.
- GRAY W. M., 1968: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.
- GRAY, W. M., 1998: The formation of tropical cyclones. *Met. And Atmosph. Phys.*, **67**, 37-69.
- GUISHARD, M. P., 2006: **Atlantic subtropical storms: Climatology and characteristics**. Tese (Doutorado em Meteorologia), Dept. of Meteorology, The Pennsylvania State University, University Park, PA, 158 pp.
- GUISHARD, M. P., J. L. EVANS e R. E. HART, 2009: Atlantic Subtropical Storms. Part II: Climatology. *Journal of Climate*, **22**, 3574-3594.
- GUTOWSKI Jr., W. J., L. E. BRANSCOME e D. A. STEWART, 1992: Life Cycles of Moist Baroclinic Eddies. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 306–319.
- GYAKUM, J. R., 1983: On the evolution of QE II Storm: Dynamic and Thermodynamic structure. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1156-1173.
- HANLEY, D., J. MOLINARI e D. KEYSER, 2001: A Composite Study of the Interactions between Tropical Cyclones and Upper-Tropospheric Troughs. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 2570–2584.
- HART, R. E., 2003: A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, **131**, 585–616.
- HERDIES, D. L., A. da SILVA, M. A. SILVA DIAS e R. NIETO-FERREIRA, 2002: Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, *J. Geophys. Res.*, **107(D20)**, 8075,
- HODGES, K. I., 1996: Spherical nonparametric estimators applied to the UGAMP model integration for AMIP. *Monthly Weather Review*, **124**, 2914-2932.
- HODGES, K. I., R. W. LEE e L. BENGTSSON, 2011: A Comparison of Extratropical Cyclones in Recent Reanalyses ERA-Interim, NASA MERRA, NCEP CFSR, and JRA-25. *J. Climate*, **24**, 4888–4906.

HOLLAND, G. J., A. H. LYNCH e L. M. LESLIE, 1987: Australian East-Coast Cyclones. Part I: Synoptic Overview and Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3024–3036.

HÓLM, E. V., 2003: Revision of the ECMWF humidity analysis: Construction of a Gaussian control variable. In *Proceedings of the ECMWF/GEWEX Workshop on Humidity Analysis*, 8–11 July 2002, ECMWF: Reading, UK.

HOLTON, J. R., 2004: **An Introduction to Dynamic Meteorology**, 4a ed. United States of America: Academic Press. 529 pp.

HONG, S.-Y., Y. NOH, e J. DUDHIA, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.

HONG, S.-Y., e H.-L. PAN, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2322–2339.

HONG, S.-Y., 2007: Stable Boundary Layer Mixing in a Vertical Diffusion Scheme. The Korea Meteor. Soc., Fall conference, Seoul, Korea, Oct. 25-26.

HOSKINS, B. J., M. E. McINTYRE e A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, issue 470, p. 877-946.

HOSKINS, B. J. e K. I. HODGES, 2005: A New Perspective on Southern Hemisphere Storm Tracks. *J. Climate*, **18**, 4108–4129.

IWABE, C. M. N. e R. P. DA ROCHA, 2009: An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophys Res.*, 114, D09101.

IWABE, C. M. N., 2012: **Ciclones secundários no Sudoeste do Atlântico Sul: climatologia e simulação numérica**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – IAG-USP, 120 pp.

JANJIC, Z. I., 1994: The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer and Turbulence Closure Schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 927-945.

JONES S. C., P. A. HARR, J. ABRAHAM, L. F. BOSART, P. J. BOWYER, J. L. EVANS, D. E. HANLEY, B. N. HANSTRUM, R. E. HART, F. LALAURETTE, M. R. SINCLAIR, R. K. SMITH and C. THORNCROFT, 2003: The Extratropical Transition of Tropical Cyclones: Forecast Challenges, Current Understanding, and Future Directions. *Wea. Forecasting*, **18**, 1052–1092.

KAIN, J. S. e J. M. FRITSCH, 1990: A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47(23)**, 2784-2802.

KAIN, J. S. e J. M. FRITSCH, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, in "The representation of cumulus convection in numerical models", (Eds. K.A. Emanuel and D.J. Raymond.), Amer. Meteor. Soc., 246 pp.

KAIN, J. S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 170–181.

KALNAY, E., M. KANAMITSU, R. KISTLER, W. COLLINS, D. DEAVEN, L. GANDIN, M. IREDELL, S. SAHA, G. WHITE, J. WOOLLEN, Y. ZHU, M. CHELLIAH, W. EBISUZAKU, W. HIGGINS, J. JANOWIAK, K.C. MO, C. ROPELEWSKI, J. WANG, A. LEETMAA, R. REYNOLDS, R. JENNE, e D. JOSEPH, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.

KNAPP, K. R., M. C. KRUK, D. H. LEVINSON, H. J. DIAMOND, e C. J. NEUMANN, 2010: The International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **91**, 363–376.

KRÜGER, L. F., R. P. da ROCHA, M. S. REBOITA e T. AMBRIZZI, 2012: RegCM3 nested in HadAM3 scenarios A2 and B2: projected changes in extratropical cyclogenesis, temperature and precipitation over the South Atlantic Ocean. *Climatic Change*, **113**, 599-621.

KUO, Y. H., R. J. REED e S. LOW-NAM, 1991: Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclone in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 457-476.

LEE, C. S., 1989: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western North Pacific. Part II: Budget analysis. *Journal of the atmospheric sciences*, **46(16)**, 2599-2616.

LIBERATO, M. L., A. M. RAMOS, R. M. TRIGO, I. F. TRIGO, A. M. DURÁN-QUESADA, R. NIETO e L. GIMENO, 2013: Moisture Sources and Large-Scale Dynamics Associated With a Flash Flood Event. *Lagrangian Modeling of the Atmosphere*, 111-126.

LIN, Y. L., R. FARLEY, e H. D. ORVILLE, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, 1065–1092.

MAK, M., 1982: On Moist Quasi-Geostrophic Baroclinic Instability. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2028–2037.

MARENGO, J. A., W. R. SOARES, C. SAULO e M. NICOLINI (2004): Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *Journal of climate*, **17(12)**, 2261-2280.

MATHIAS, R. S. B., 2012: **Análise e classificação de ciclones utilizando diagramas de fase: conceitos e aplicação em previsão do tempo operacional**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza – UFRJ. 117 pp.

MENDES, D., E. P. SOUZA, J. A. MARENGO e M. C. D. MENDES, 2010: Climatology of extratropical cyclones over the South American–southern oceans sector. *Theoretical and Applied Climatology*, **100**, 239-250.

MENEZES, W. F. e P. L. SILVA DIAS, 2004: Um Estudo do Impacto das Opções Físicas do Modelo RAMS na Simulação Numérica do Ciclone Catarina. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, 0586: Fortaleza, 10pp.

McTAGGART-COWAN, R., L. F. BOSART, C. A. DAVIS, E. H. ATALLAH, J. R. GYAKUM e K. A. EMANUEL, 2006: Analysis of Hurricane Catarina (2004). *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 3029–3053.

MLAWER, E. J., S. J. TAUBMAN, P. D. BROWN, M. J. IACONO, e S. A. CLOUGH, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *J. Geophys. Res.*, **102 (D14)**, 16663–16682.

MOLINARI, J., S. SKUBIS, D. VOLLARO, F. ALSHEIMER e H. E. WILLOUGHBY, 1998: Potential Vorticity Analysis of Tropical Cyclone Intensification. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2632–2644.

MONIN, A.S. e A. M. OBUKHOV, 1954: Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere. *Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR*, **151**, 163–187.

MONTGOMERY, M. T., N. V. SANG, R. K. SMITH e J. PERSING, 2009: Do tropical cyclones intensify by WISHE? *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1697–1714.

MORRISON, I. e S. BUSINGER, 2001: Synoptic structure and evolution of a Kona low. *Weather and forecasting*, **16(1)**, 81-98.

NIETO, R., L. GIMENO e R. M. TRIGO, 2006: A Lagrangian identification of major sources of Sahel moisture. *Geophysical Research Letters*, **33(18)**.

NIETO, R., L. GIMENO, L., D. GALLEGGO, e R. TRIGO, 2007: Contributions to the moisture budget of airmasses over Iceland. *Meteorologische Zeitschrift*, **16(1)**, 37-44.

NUMAGUTI, A., 1999: Origin and recycling processes of precipitating water over the Eurasian continent: Experiments using an atmospheric general circulation model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **104(D2)**, 1957-1972.

NUSS, W. A. e R. A. ANTHES, 1987: A numerical investigation of low level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2728-2743.

OOYAMA, K., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteor. Soc. Japan*, **60**, 369-379.

ORDÓÑEZ, P., M. L. LIBERATO, J. G. PINTO e R. M. TRIGO, 2013: Analysis of moisture advection during explosive cyclogenesis over North Atlantic Ocean. In EGU General Assembly Conference Abstracts, Vol. 15, p. 8452.

OTKIN, J. A. e J. E. MARTIN, 2004: A synoptic climatology of the subtropical kona storm. *Monthly weather review*, **132(6)**, 1502-1517.

PAULSON, C. A., 1970: The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 857-861.

PEREIRA-FILHO, A. J., A. B. PEZZA, I. SIMMONDS, R. S. LIMA e M. VIANNA, 2010: New perspectives on the synoptic and mesoscale structure of Hurricane Catarina. *Atmospheric Research*, **95**, 157-171.

PETTERSSSEN, S., 1940: **Weather Analysis and Forecasting**. New York: McGraw-Hill Book Company. pp. 221-223.

PEZZA, A. B. e I. SIMMONDS, 2005: The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. *Geophys. Res. Letters*, **32(15)**.

PEZZA, A. B., I. SIMMONDS e A. J. PEREIRA FILHO, 2009: Climate perspective on the large-scale circulation associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. *International Journal of Climatology*, **29(8)**, 1116-1130.

PIERCE, C. H., 1939: The meteorological history of the New England hurricane of Sept. 21, 1938. *Mon. Wea. Rev.*, **67**, 237-285.

POSSELT, D. J., and J. E. MARTIN, 2004: The effect of latent heat release on the evolution of a warm occluded thermal structure. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 578-599.

RADU, R., R. TOUMI e J. PHAU, 2014: Influence of atmospheric and sea surface temperature on the size of hurricane Catarina. *Q. J. of the R. Met. Soc.*, **140**, 1778-1784.

RAMAGE, C. S., 1962: The subtropical cyclone. *J. Geophys. Res.*, **67(4)**, 1401-1411.

RASMUSSEN e J. TURNER, Eds., 2003: **Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions**. Cambridge University Press, 612 p.

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

REBOITA, M. S.; R. P. da ROCHA; T. AMBRIZZI e S. SUGAHARA, 2010: South Atlantic Ocean Cyclogenesis Climatology Simulated by Regional Climate Model (RegCM3). *Climate Dynamics*, **35**, 1331-1347.

REBOITA, M. S.; R. P. da ROCHA, T. AMBRIZZI e E. CAETANO, 2010b: An assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, **34**, p. 873-889.

REX, D. F., 1950: Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate. I. An aerological study of blocking action. *Tellus*, **2**, 196–211.

REYNOLDS, R.W., T.M. SMITH, C. LIU, D.B. CHELTON, K.S. CASEY e M.G. SCHLAX, 2007: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.

SANDERS, F. e J. R. GYAKUM, 1980: Synoptic-Dynamic Climatology of the Bomb. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.

SARDIE, J. M. e T. T. WARNER, 1985: A numerical study of the development mechanisms of polar lows. *Tellus*, **37a(5)**, 460-477.

SHAPIRO M. A. e D. KEYSER, 1990: Fronts, jet streams and the tropopause. In *Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume*, Newton, C. W., Holopainen, E. O. (eds). American Meteorological Society: Boston, MA; 167–191.

SILVA, M. C. L., 2014: **Simulações Numéricas do Ciclone Catarina: Impacto dos Efeitos Subgrade, Resolução e Assimilação de Dados**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – IAG-USP, 98 pp.

SILVA DIAS, P.L., M. A. F. SILVA DIAS, M. SELUCHI e F. A. DINIZ, 2004: O Ciclone Catarina: Análise Preliminar da Estrutura, Dinâmica e Previsibilidade. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 0764: Fortaleza, 10pp.

SILVA DIAS, P. L., M. A. GAN, J. L. BEVEN, A.B. PEZZA, G. HOLLAND, A. J. PEREIRA FILHO, R. McTAGGART-COWAN, F. A. DINIZ, M. SELUCHI e H. J. BRAGA, 2007: The Catarina Phenomenon. Tropical Meteorology Research Program Report Series TMRP No. 72, Workshop 6th WMO International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-VI), SAN JOSE, Costa Rica, 21-30 November 2006, WMO /TD No. 1353,329-360.

SIMMONDS, I. e K. KEAY, 2000: Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate*, **13**, 873–885.

SIMPSON, R. H., 1952: Evolution of the Kona Storm, a Subtropical Storm. *J. Meteor.*, **9**, 24–35.

SINCLAIR, M. R., 1994: An objective cyclone climatology for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **122**, 2239-2256.

SINCLAIR, M. R., 1995: A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, **123**, 1601-1619.

SKAMAROCK, W.C; J. B. KLEMP; J. DUDHIA; D. O. GILL; D. M. BARKER; M. G. DUDA; X. HUANG, W. WANG e J. G. POWERS, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Technical Notes, NCAR/TN-475+STR.

SODEMANN, H., C. SCHWIERZ e H. WERNLI, 2008: Interannual variability of Greenland winter precipitation sources: Lagrangian moisture diagnostic and North Atlantic Oscillation influence. *Journal of Geophys. Res.: Atmospheres*, **113(D3)**.

STOHL, A. e P. JAMES, 2004: A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part I: Method Description, Validation, and Demonstration for the August 2002 Flooding in Central Europe. *J. Hydrometeor*, **5**, 656–678.

STOHL, A., C. FORSTER, A. FRANK, P. SEIBERT e G. WOTAWA, 2005: Technical note: The Lagrangian particle dispersion model FLEXPART version 6.2. *Atmosph.Chem.And Phys.*, **5**, 2461-2474.

STOHL, A. e P. JAMES, 2005: A Lagrangian Analysis of the Atmospheric Branch of the Global Water Cycle. Part II: Moisture Transports between Earth's Ocean Basins and River Catchments. *J. Hydrometeor*, **6**, 961–984.

STRACHAN, J., P. L. VIDALE, K. HODGES, M. ROBERTS e M.-E. DEMORY, 2013: Investigating Global Tropical Cyclone Activity with a Hierarchy of AGCMs: The Role of Model Resolution. *J. Climate*, **26**, 133–152.

SUGAHARA, S., 2000: Variação anual da frequência de ciclones no Atlântico Sul. In: *XI Congresso Brasileiro de Meteorologia – II Encontro Brasileiro de Interação Oceano-Atmosfera*, outubro de 2000. Rio de Janeiro, Brasil, p. 2607-2611.

SUTCLIFFE, R. C., 1947: A Contribution to the Problem of Development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **73**, 370-383.

TAO, W.-K., J. SIMPSON e M. McCUMBER, 1989: An ice-water saturation adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 231–235.

TAO, W.-K., J. SIMPSON, D. BAKER, S. BRAUN, M.-D. CHOU, B. FERRIER, D. JOHNSON, A. KHAIN, S. LANG, B. LYNN, C.-L. SHIE, D. STARR, C.-H. SUI, Y. WANG, e P. WETZEL, 2003: Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model. *Meteor. and Atmos. Phys.*, **82**, 97–137.

TILININA, N., S. K. GULEV, I. RUDEVA e P. KOLTERMANN, 2013: Comparing Cyclone Life Cycle Characteristics and Their Interannual Variability in Different Reanalyses. *J. Climate*, **26**, 6419–6438.

THOMPSON, G., R. M. RASMUSSEN e K. MANNING, 2004: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 519–542.

THOMPSON, G., P. R. FIELD, R. M. RASMUSSEN e W. D. HALL, 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 5095–5115.

THORNCROFT, C. D., B. J. HOSKINS e M. McINTYRE, 1993: Two paradigms of baroclinic-wave life-cyclone behavior. *Quart. Journal of the Royal Met. Soc.*, **119**, 17-55.

TOUS, M. e R. ROMERO, 2013: Meteorological environments associated with medicane development. *Int. J. Climatol.*, **33**, 1–14.

TRENBERTH, K. E. e C. J. GUILLEMOT, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics*, **14(3)**, 213-231.

TRENBERTH, K. E., J. T. FASULLO e J. MACKARO, 2011: Atmospheric Moisture Transports from Ocean to Land and Global Energy Flows in Reanalyses. *J. Climate*, **24**, 4907–4924.

TROEN, I. e L. MAHRT, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary Layer Meteorology*, **37**, 129-148.

ULBRICH, U., G. C. LECKEBUSCH, e J. G. PINTO J. G. (2009). Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. *Theoretical and Applied Climatology*, **96(1-2)**, 117-131.

UPPALA, S. M., P. W. KALLBERG, A. J. SIMMONS, U. ANDRAE, V. D. C. BECHTOLD, M. FIORINO, J. K. GIBSON, J. HASELER, A. HERNANDEZ, G. A. KELLY, X. LI, K. ONOGI, S. SAARINEN, N. SOKKA, R. P. ALLAN, E. ANDERSSON, K. ARPE, M. A. BALMASEDA, A. C. M. BELJAARS, L. V. D. BERG, J. BIDLOT, N. BORMANN, S. CAIRES, F. CHEVALLIER, A. DETHOF, M. DRAGOSAVAC, M. FISHER, M. FUENTES, S. HAGEMANN, E. HÓLM, B. J. HOSKINS, L. ISAKSEN, P. A. E. M. JANSSEN, R. JENNE, A. P. McNALLY, J.-F. MAHFOUF, J.-J. MORCRETE, N. A. RAYNER, R. W. SAUNDERS, P. SIMON, A. STERL, K. E. TRENBERTH, A. UNTCH, D. VASILJEVIC, P. VITERBO e J. WOOLLEN, 2005: The ERA-40 re-analysis. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2961–3012

VEIGA, J. A. P., A. B. PEZZA, I. SIMMONDS I. e P. L. SILVA DIAS, 2008: An analysis of the environmental energetics associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. *Geophysical Research Letters*, **35(15)**.

VIANNA, M. L., V. V. MENEZES, A. B. PEZZA e I. SIMMONDS, 2010: Interactions between Hurricane Catarina (2004) and warm core rings in the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, **115(C7)**.

VOGELEZANG, D. H. P. e A. A. M HOLTSLAG, 1996: Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations, *Bound.-Layer Met.*, **81**, 245–269.

WEBB, E. K., 1970: Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 67–90.

WERNLI, H., S. DIRREN, M. A. LINIGER e M. ZILLIG, 2002: Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm ‘Lothar’ (24–26 December 1999). *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, **128**, 405–429.

WILLOUGHBY, H. E., 1998: Tropical Cyclone Eye Thermodynamics. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 3053–3067.

YU, L., X. JIN, e R. A. WELLER, 2008: Multidecade Global Flux Datasets from the Objectively Analyzed Air-sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Woods Hole Oceanographic Institution, OAFlux Project Technical Report. OA-2008-01, 64pp. Woods Hole. Massachusetts.

APÊNDICE A

Lista das 121 ciclogêneses subtropicais sobre a RG1 entre 1979 e 2011 segundo a reanálise ERA-Interim, com valores de $-|V_T^L|$, $-|V_T^U|$, TSM e cisalhamento vertical do vento no primeiro tempo de rastreamento. Os casos estão divididos por estação do ano e por profundidade da circulação ciclônica.

CICLONES PROFUNDOS – PRIMAVERA

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
2011-11-27	-43	-24	77,8	-111,7	22,45	21
2010-11-22	-42,3	-23	12,6	-74,8	22,75	24,7
2008-11-13	-42,8	-23,2	18,4	18,2	25,65	29,9
2006-11-27	-42,5	-25,5	-41,9	-96,3	22,15	23,7
2001-11-15	-39	-25,2	22,5	-87,7	27,95	20,6
2001-09-07	-36,8	-24,5	-94,6	-222,3	27,65	26,8
1999-11-21	-43	-23,5	1	-146,1	22,35	20
1996-09-11	-41	-23,7	-36,2	-151,5	26,85	26,1
1995-11-01	-37	-21,5	-40,2	-93,9	28,25	34,6
1994-11-15	-36,8	-30,2	-8,5	-106,7	26,35	19,3
1991-11-03	-39,3	-21,7	-63	-163,9	21,05	20,1
1991-10-17	-44,3	-23,5	-5,9	-148,4	27,65	16,4
1986-12-01	-43,3	-24	52,5	-29,8	23,25	14,8
1985-10-04	-37,8	-24,2	2,9	-137,5	20,95	22,2
1983-10-15	-45,3	-23	17,5	-104,8	26,55	21,3
1981-11-16	-38,3	-23,5	-8,4	-105,2	21,45	22,9
1981-11-12	-41	-22,5	22,5	-124,6	23,95	28,1
MÉDIA	-40,8	-23,9	-4,2	-111,0	24,5	23,1
DESVIO PADRÃO	2,7	1,9	40,7	52,1	2,6	4,8

CICLONES PROFUNDOS – VERÃO

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
2011-01-02	-42,5	-24	99,5	-76,1	25,95	15,4
2010-01-26	-45,8	-29	41,3	-68,7	25,85	11,1
2009-02-13	-38,8	-26	17,1	-112,4	26,55	15
2009-12-26	-41,8	-22,5	1,8	-53,2	24,75	26,8
2008-01-30	-40	-22	-26,1	-77,6	21,25	23,9
2006-02-22	-47,5	-29,5	-16,2	-57	23,95	36,1
2006-01-02	-44,8	-30,2	-9	-97,4	25,75	19,2
2005-01-17	-41,5	-24	-24	-18,4	24,35	15,6
2005-01-05	-49,3	-27,2	73,4	-88,4	22,05	14,3
2004-01-26	-47,5	-29,7	-37,6	-112,3	23,75	12,3
2004-01-09	-43,5	-24	4	-108,5	25,85	20,5
2002-02-03	-36,3	-23,7	-76,1	-142	24,05	17,9
2002-01-04	-36,8	-23,5	0,9	-118,3	27,45	13,1
2001-12-30	-44	-23,7	56,5	-74,7	27,25	17,3
2001-12-24	-38,5	-29,2	-145,2	-94,3	21,65	19,3
2000-01-01	-43	-23,5	15,6	-48,8	17,15	22,4
1999-02-26	-48,3	-28	25,7	-111,6	22,45	22,6
1998-02-17	-44	-23	14,8	-65,8	21,55	22,8
1998-01-09	-37,8	-24,5	-29,5	-33,8	22,55	9,4
1997-02-26	-42,3	-23,7	57,7	-114,2	20,55	20,2
1997-01-02	-55,8	-19,5	48,2	-3	20,85	23
1996-02-20	-37,5	-29,2	-15,1	-171,9	21,65	26,3
1995-02-09	-47,3	-23,7	16,3	-95,5	20,35	17,7
1995-02-03	-42,5	-23,7	68,8	-47,3	21,75	25,2
1994-12-23	-43,8	-23	-0,5	-58,8	25,85	24,2
1994-01-29	-43,3	-24	-24,3	-3,9	24,45	8,4
1993-12-11	-40,8	-21,7	-4	-133,6	25,55	20,1
1993-02-04	-44,8	-28,7	-9,1	-54,9	25,55	11,2
1992-01-22	-43,5	-24	18,8	-144,5	17,55	23,7
1992-01-14	-42,5	-24,2	37,6	-105,1	21,15	21,5
1991-01-15	-42,5	-22,7	39,9	-42,3	24,05	21,9
1990-02-14	-41,5	-23,2	2,9	-46,8	23,45	16,9
1989-02-09	-43	-25,2	-6	-90,4	25,05	24,7
1988-01-10	-42,8	-24,2	-9,5	-101,1	27,25	16,6
1987-12-13	-41,8	-25	-56,8	-94,9	27,75	16,3
1986-02-25	-47	-29,7	-19	-39,2	24,35	19,1
1985-01-26	-38,8	-22,5	4,4	-87,1	21,25	19
1985-01-23	-42,8	-22,7	45,7	-43,7	19,35	25,2
1985-01-17	-44,3	-23,2	90,9	-111,5	21,55	21,9
1985-01-01	-41,5	-23,5	-25	-69,8	20,05	23,6
1984-01-25	-38,8	-24	23	-85,9	22,85	18,3
1983-01-20	-39,8	-23,7	2,1	-66,9	24,55	12,8

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s⁻¹)
1983-01-13	-40,5	-24	9,8	-112,3	20,65	20,9
1983-01-07	-42,8	-23,5	-30	-83	19,85	17,9
1983-01-01	-44	-24,2	33,4	-65,3	18,15	16,4
1981-12-10	-41,3	-29	-12,2	-65,3	24,65	19,2
1981-01-15	-43	-23,5	11,6	-36,4	22,45	16,6
1981-01-12	-43,3	-23,2	39,7	-53	26,05	18,7
1980-12-03	-44	-23,5	62,3	-46,3	11,25	19,8
1980-02-02	-41,5	-22,5	2,9	-122,6	21,95	22,3
1980-01-27	-41	-25	-1,3	-83,1	24,15	14,4
1980-01-13	-40,5	-24,2	-9,7	-178,9	26,05	30,6
1979-02-15	-40,8	-25	2,7	-102,7	24,05	14,2
1979-01-22	-39,3	-23,2	-26,7	-105,1	25,65	21,7
1979-01-16	-37,8	-23	5,6	-111,2	23,95	22
MÉDIA	-42,5	-24,7	6,6	-82,5	23,1	19,4
DESVIO PADRÃO	3,4	2,4	40,2	37,2	3,0	5,1

CICLONES PROFUNDOS – OUTONO

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
2010-03-04	-33,8	-19,2	-16,7	-59,8	29,35	17,9
2010-03-09	-35,5	-29,25	43,8	-90	26,25	19,6
2009-03-10	-43,5	-24,7	12,1	-97,4	26,55	20,6
2009-03-30	-38	-21,2	-52,5	-71	28,05	15
2006-04-11	-38	-21,5	-25,2	-95,4	21,95	26,1
2006-03-12	-37,8	-22,5	-10,8	-103,1	20,45	37
2005-03-05	-40,8	-23,2	-28,1	-211,4	26,85	25,4
2004-04-07	-43,8	-25	7	-21,6	27,05	20,2
2004-03-21	-42,8	-23,7	-73,5	-126,8	19,15	9,3
2001-03-11	-41,5	-29,2	43,5	-44,1	26,85	26,5
1999-03-04	-39	-21,7	41,8	0,4	20,25	50,2
1997-03-23	-36,5	-21,2	44,7	-111,2	23,25	38
1996-05-03	-43,5	-23,7	45,5	-110,3	23,65	27,4
1996-03-03	-42,5	-25,2	44	-150,9	20,35	16,9
1995-03-15	-43	-24,5	-81	-113,2	23,95	28,7
1993-04-24	-43,5	-24,2	-21,9	-104,9	24,55	32,1
1991-03-14	-41,5	-24,2	-60,1	-151,8	19,55	19,2
1990-03-24	-44,3	-23	43,7	-79,1	25,15	22,7
1989-03-08	-42,3	-23,5	36	-52	20,95	13,8
1987-04-26	-37	-23,5	-2,7	-35,2	24,65	5,8
1987-04-05	-39,3	-23,5	-16	-19,3	25,35	12,5
1983-03-24	-39,5	-24,7	69,7	-111,4	23,05	22,8
1983-03-06	-42,5	-23,2	13,9	-50	17,15	20,1
1982-04-04	-40	-25	3,4	-199,5	20,85	27
1982-03-24	-42,8	-22,7	-19,6	-112,8	21,25	24,7
1982-03-09	-43,5	-22,7	53,8	-108,3	22,05	21,5
1981-03-19	-39,8	-23	59,7	-58,3	21,35	24,4
1980-04-06	-41,3	-29,5	14,8	-37,3	20,45	25,8
1980-04-01	-39,3	-25,7	-36,8	-143	23,45	23,5
MÉDIA	-40,6	-23,9	4,6	-92,0	23,2	23,3
DESVIO PADRÃO	2,7	2,3	41,0	50,1	3,0	8,7

CICLONES RASOS – PRIMAVERA

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
2000-10-21	-47,3	-29,2	-66,3	-104,5	28,25	14,9
1992-10-31	-40	-24,5	16,4	-51,1	27,85	21,8
1990-10-10	-45,5	-29	-62,5	-173,3	28,45	10
1988-11-03	-36,5	-24	-53,3	-197	27,15	17
1987-10-25	-46	-25,7	-41,4	-112,7	19,05	28,8
1984-09-06	-46,8	-31	64,4	-209,6	23,95	7,7
1983-11-12	-46,8	-24	-34	-35,9	25,15	30,9
1983-11-01	-46,8	-30	6,5	-129,8	24,85	22,9
MÉDIA	-44,5	-27,2	-21,3	-126,7	25,6	19,3
DESVIO PADRÃO	3,7	2,7	43,1	59,8	2,9	7,4

CICLONES RASOS – VERÃO

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
2008-01-12	-43	-25,5	17,2	-44,7	26,95	9,2
2005-12-07	-40,5	-25	9,8	-113,4	26,85	25,4
2000-02-14	-49,8	-28,5	65,8	-60	17,75	4,1
1998-02-13	-35,8	-24,2	-24,9	-22,5	24,95	18,4
1997-01-13	-38,3	-29	5,7	-86,4	23,95	7,5
1994-12-16	-40,3	-25,5	11,7	-87,4	27,15	28,6
1991-12-08	-44,8	-25,2	-6,7	-84,4	25,85	17,7
1989-12-12	-44	-24,5	95,4	-140,7	24,55	9,9
1985-02-15	-42,5	-29,2	41,8	-121,6	23,45	32,7
1983-12-04	-38,5	-21,2	51	-79	24,25	27,5
1981-02-06	-39,8	-25,2	-11	-26,6	25,75	29,3
MÉDIA	-41,6	-25,7	23,3	-78,8	24,7	19,1
DESVIO PADRÃO	3,6	2,3	34,6	36,2	2,5	9,7

CICLONE RASO – OUTONO

DATA (aaaa-mm-dd)	LON (°)	LAT (°)	-VTL	-VTU	TSM (°C)	CISALHAMENTO (m s ⁻¹)
1992-05-06	-43,8	-24,5	7,9	-86,2	21,65	19,6