

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

**Contribuição da interação troposfera-
estratosfera nas ciclogêneses em superfície
sobre a América do Sul**

NATÁLIA MACHADO CRESPO

São Paulo
2015

NATÁLIA MACHADO CRESPO

Contribuição da interação troposfera-estratosfera nas ciclogêneses em superfície sobre a América do Sul

Dissertação 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 Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Prof^a Dr^a Rosmeri Porfírio da Rocha

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2015

*Aos meus pais, José Afonso e Eliz Regina...
E ao meu eterno colega e amigo Lincon Turcato Carabagialle (in memoriam).*

AGRADECIMENTOS

- ✓ À professora *Rosmeri Porfírio da Rocha* pelo apoio, orientação, paciência, explicações e incentivo à pesquisa;
- ✓ A todos os *professores* do IAG-USP que contribuíram para meu conhecimento e formação;
- ✓ Aos meus *pais e familiares* por sempre apoiarem minhas decisões e torcerem por mim;
- ✓ Aos meus *colegas de turma* do IAG-USP *Ana Maria, Mario Eduardo, Alexandre, Marcos, Franciane, Carolina, Sergio Daniel, Caio e Elisa* pelo companheirismo e muitas risadas, mas em especial a *Ana Maria* pela amizade e *Mario Eduardo* pelas incontáveis ajudas com scripts;
- ✓ À *Lívia Dutra* pelas conversas e por sempre me ajudar nos momentos que precisei (scripts, dados, programas, etc.);
- ✓ Ao *Luiz Felipe* pela disponibilidade dos dados e por sanar minhas dúvidas quanto a eles;
- ✓ Aos *funcionários* do IAG-USP pelo trabalho competente e atencioso;
- ✓ À *Vivian Machado* e ao *Diogo Arsego* por facilitarem minha vinda a São Paulo e me acolherem;
- ✓ Ao *IAG-USP* pela oportunidade de realização do Mestrado;
- ✓ À *FAPESP* (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), *CNPq* (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) e *CAPES* (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela concessão da bolsa de Mestrado (CNPq e FAPESP) e auxílio financeiro (FAPESP e CAPES);
- ✓ Aos meus *colegas/amigos* de graduação na UFSM pelo conhecimento adquirido em grupo, companheirismo e amizade incondicionais ao longo de quatro anos;
- ✓ Aos *professores* da UFSM pelo conhecimento e incentivo profissional;
- ✓ Ao *Guilherme* pelo companheirismo e paciência;
- ✓ A todos que me ajudaram e apoiaram de alguma forma.

RESUMO

CRESPO, N. M. **Contribuição da interação troposfera-estratosfera nas ciclogêneses em superfície sobre a América do Sul.** 2015. 114 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

A interação entre troposfera e estratosfera tem grande influência e é de grande importância nos processos de ciclogênese em superfície. Entretanto, não se conhece exatamente a frequência destas interações e nem como podem influenciar na intensidade de ciclones em geral. Este trabalho tem como objetivo geral estudar como os altos níveis da atmosfera afetam o desenvolvimento de ciclones em superfície na América do Sul e Oceano Atlântico Sul, utilizando o conceito de vorticidade potencial (VP). Através de dados de ciclones rastreados em superfície e VP em 300 hPa desenvolveu-se um algoritmo que associa automaticamente os ciclones em superfície com anomalias de vorticidade potencial (AVP). Para o período 1998-2003, fez-se então a separação dos ciclones em associados (AAVP) e não-associados (NAVP) a AVP. De forma geral, observou-se que a maior parte dos ciclones AAVP concentra-se na região oceânica extratropical e os NAVP preferencialmente na região continental próximo de 30°S e em latitudes subtropicais. Para todo o período analisado, o número total de ciclones AAVP (55%) superou o número de NAVP (45%), sendo o ano de 2002 o único que apresentou número maior de eventos NAVP. Quanto à distribuição sazonal, os ciclones AAVP são mais frequentes nos meses de inverno e primavera, enquanto que os NAVP nos meses de verão. O tempo de vida dos NAVP é menor que dos AAVP, além de possuírem menor intensidade (de acordo com a pressão central média). Além destes fatores, a distância percorrida e a velocidade médias dos ciclones NAVP são menores do que dos AAVP. As composições dos campos sinóticos mostram que nos eventos NAVP, independente da estação do ano, a troposfera é mais quente que nos AAVP. Nos NAVP a forçante térmica é essencial para a formação do ciclone, enquanto que nos AAVP a AVP induz vorticidade ciclônica primeiro em altos níveis, que então se propaga para baixos níveis. Através da análise dos campos sinóticos, notou-se maior baroclinia nos casos NAVP, pois tanto os cavados em altos e médios níveis quanto a corrente de jato permanecem favorecendo o desenvolvimento do ciclone em superfície, enquanto que nos AAVP o centro do ciclone em superfície está verticalmente quase alinhado ao cavado. Centros de vorticidade relativa ciclônica em 500 hPa desprendem-se do escoamento de oeste em todas as estações para os casos AAVP, porém, no verão, isto também é visto nos NAVP.

Palavras-chave: América do Sul, Anomalia de Vorticidade Potencial, Ciclogênese, Oceano Atlântico Sul.

ABSTRACT

CRESPO, N. M. **Contribution of the troposphere-stratosphere interaction on surface cyclogenesis over South America**. 2015. 114 p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2015.

The process of troposphere-stratosphere interaction has influence and is very important on surface cyclogenesis. However, the frequency of these interactions and how they influence the intensity of cyclones is not known exactly. The main objective of this work is to study how the upper levels affect the development of surface cyclones in South America and South Atlantic Ocean using the concept of potential vorticity (PV). Cyclone tracking data and 300 hPa PV were used to develop an algorithm that automatically associates the surface cyclones with potential vorticity anomaly (PVA). For the period 1998-2003, the cyclones were separated as associated (APVA) and non-associated (NPVA) with PVA. In general, it was observed that most of the APVA cyclone was concentrated in extratropical oceanic region, while NPVA cyclones form over the continent preferably around 30°S and subtropics. The total number of APVA cyclones (55%) exceeds the number of NPVA (45%), except for 2002. In regard to seasonal distribution, the APVA cyclones are more frequent in winter and spring months while NPVA in summer months. The lifetime of NPVA cyclones is shorter and they are less intense than APVA (according to the average central pressure). In addition to these factors, the mean traveled distance and mean velocity are smaller in the NPVA than in APVA. The composites of the synoptic fields show that in NPVA events, regardless of the season, the troposphere is warmer than in APVA. In NPVA cases the thermal forcing is essential to the cyclogenesis, while in the APVA the cyclonic vorticity induced by PVA at upper levels propagating to low levels is more important. The NPVA cases present more baroclinic characteristics which the upper and mid-level troughs accompanied by the jet stream favoring the surface cyclone development, whereas in the APVA the surface cyclone center remains almost vertically aligned with these troughs. For APVA cases, the centers of cyclonic vorticity at 500 hPa detach from westerly flow in all seasons however in summer this is also seen in NPVA.

Keywords: Cyclogenesis, Potential Vorticity Anomaly, South America, South Atlantic Ocean

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Esquema de ciclogênese associada a AVP em altos níveis sobre uma região baroclínica em baixos níveis (HN). Em a) a AVP em altos níveis, indicada pelo sinal + e associada à baixa tropopausa, localiza-se sobre uma região de significativa baroclinia. A circulação induzida pela anomalia é indicada pelas setas sólidas e os contornos de temperatura potencial estão localizados na superfície. A advecção pela circulação leva a uma anomalia quente de temperatura deslocada para leste da AVP em altos níveis, como indicado em b), mostrado pelo sinal + (não-preenchido). Esta anomalia quente induz circulação ciclônica, indicada pelas setas não-preenchidas (b). Figura adaptada de Hoskins *et al.* (1985).....26
- Figura 1.2. Esquema da interação entre AVP em altos níveis, aquecimento diabático e anomalia de temperatura potencial em superfície para o HN. a) Relação entre AVP positiva (+) e um centro de baixa pressão em superfície (L); b) Ascensão corrente abaixo da AVP produz liberação de calor latente manifestado como $\dot{\theta}_{max}$. A destruição de VP em cima deforma o contorno da VP à leste da anomalia original, tornando a anomalia ainda mais intensa (+). A produção de VP na baixa troposfera intensifica o ciclone em superfície, que se desenvolve próximo ao centro indicado pela linha íngreme circundando o 'L'. Figura adaptada de Martin, p.294 (2006).....26
- Figura 1.3 Corte vertical da anomalia ciclônica de vorticidade potencial. A tropopausa é indicada pela linha sólida; o centro da anomalia é localizado próximo à tropopausa em 2500 km. Os sinais + e - indicam a localização da máxima circulação para dentro e para fora do plano, respectivamente. Figura adaptada de Bluestein, vol. 2, p. 195 (1993).....27
- Figura 2.1 Região de rastreamento dos ciclones destacada pelo retângulo azul (50°S-10°S;70°W-5°W) e nova grade criada para obter os valores de vorticidade potencial em altos níveis destacada pelo retângulo vermelho (51°S-3°S;70,5°W-1,5°W).....32
- Figura 2.2 Esquema da grade de rastreamento de AVP em 300 hPa em torno do ponto central (centro do ciclone em superfície).....34
- Figura 2.3 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), pressão reduzida ao nível do mar (hPa) (linha), espessura da camada entre 1000-500hPa (dam) (tracejado) e vorticidade relativa a 10 m ($10^{-5} s^{-1}$, só valores negativos) (sombreado) para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00Z.....37

Figura 2.4 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), altura geopotencial (dam) (linha) e anomalia de vorticidade potencial (UVP) (sombreado) em 300 hPa para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00Z.....	38
Figura 2.5 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) (sombreado) em 250 hPa para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00Z.....	39
Figura 3.1 Posição inicial dos ciclones associados (AAVP) e não-associados (NAVP) à AVP para o período 1998-2003.....	41
Figura 3.2 Frequência relativa anual dos ciclones AAVP e NAVP.....	42
Figura 3.3 Frequência relativa mensal dos ciclones AAVP e NAVP.....	43
Figura 3.4 Frequência relativa sazonal dos ciclones AAVP e NAVP para o período 1998-2003.....	43
Figura 3.5 Histograma do tempo de vida (em dias) dos ciclones AAVP e NAVP, considerando todos os eventos entre 1998-2003.....	44
Figura 3.6 Série temporal anual da pressão central (hPa) média dos ciclones AAVP e NAVP.....	44
Figura 3.7 Série temporal anual da distância média percorrida (km) pelos ciclones AAVP e NAVP.....	45
Figura 3.8 Série temporal anual da velocidade de deslocamento (km/h) média dos ciclones AAVP e NAVP.....	45
Figura 3.9 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, considerando a posição inicial do ciclone em superfície (AAVP).....	46
Figura 3.10 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, considerando a posição inicial do ciclone em superfície (NAVP).....	47
Figura 3.11 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, para a posição de mínima VP do ciclone (AAVP).....	47
Figura 3.12 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, para a posição de mínima VP do ciclone (AAVP).....	48
Figura 3.13 Composição da vorticidade potencial (UVP) (sombreado) e altura geopotencial (dam) (linhas) em 300 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	51

Figura 3.14 Composição das linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) (sombreado) em 200 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	52
Figura 3.15 Composição de altura geopotencial (dam) (linhas) e vorticidade relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (sombreado) em 500 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	53
Figura 3.16 Composição de linhas de corrente e umidade específica (g/kg) (sombreado) em 850 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	55
Figura 3.17 Composição de vorticidade relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 975 hPa (linhas) e divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa (sombreado) para os eventos AAVP e NAVP, ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	57
Figura 3.18 Composição da advecção de temperatura ($\times 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$) (sombreado) em 850 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	59
Figura 3.19 Composição da PRNM (hPa) (linha), espessura entre 1000-500 hPa (dam) (tracejado vermelho) e VP em 300 hPa (UVP) (sombreado) para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	61
Figura 3.20 Composição do corte vertical longitudinal do ciclone, para os níveis de 100000 a 15000 Pa, da VP (UVP) (sombreado) e temperatura potencial (K) (linha), para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	63
Figura 3.21 Composição do corte vertical longitudinal do ciclone, para os níveis de 100000 a 15000 Pa, da umidade relativa (%) (sombreado) e temperatura potencial (K) (linha) para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.....	65
Figura 3.22 Idem à Figura 3.13, mas para o verão.....	67
Figura 3.23 Idem à Figura 3.14, mas para o verão.....	69
Figura 3.24 Idem à Figura 3.15, mas para o verão.....	71
Figura 3.25 Idem à Figura 3.16, mas para o verão.....	73
Figura 3.26 Idem à Figura 3.17, mas para o verão.....	74
Figura 3.27 Idem à Figura 3.18, mas para o verão.	76

Figura 3.28 Idem à Figura 3.19, mas para o verão.....	77
Figura 3.29 Idem à Figura 3.20, mas para o verão.	79
Figura 3.30 Idem à Figura 3.21, mas para o verão.	81
Figura 3.31 Idem às Figuras 3.13 e 3.22, mas para a primavera.....	83
Figura 3.32 Idem às Figuras 3.14 e 3.23, mas para a primavera.....	85
Figura 3.33 Idem às Figuras 3.16 e 3.25, mas para a primavera.....	87
Figura 3.34 Idem às Figuras 3.17 e 3.26, mas para a primavera.....	88
Figura 3.35 Idem às Figuras 3.18 e 3.27, mas para a primavera.....	91
Figura 3.36 Idem às Figuras 3.19 e 3.28, mas para a primavera.....	92
Figura 3.37 Idem às Figuras 3.21 e 3.30, mas para a primavera.....	94
Figura 3.38 Idem às Figuras 3.13, 3.22 e 3.31, mas para o outono.....	96
Figura 3.39 Idem às Figuras 3.14, 3.23 e 3.32, mas para o outono.....	97
Figura 3.40 Idem às Figuras 3.15 e 3.24, mas para o outono.....	98
Figura 3.41 Idem às Figuras 3.16, 3.25 e 3.33, mas para o outono.....	102
Figura 3.42 Idem às Figuras 3.17, 3.26 e 3.34, mas para o outono.....	103
Figura 3.43 Idem às Figuras 3.18, 3.27 e 3.35, mas para o outono.....	104
Figura 3.44 Idem às Figuras 3.19, 3.28 e 3.36, mas para o outono.....	105
Figura 3.45 Idem às Figuras 3.20 e 3.29, mas para o outono.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Número total anual de ciclones AAVP e NAVP.....	42
Tabela 3.2 - Valores médios de velocidade, distância percorrida e pressão central dos eventos em AAVP e NAVP.....	45

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AAVP	Associados a Anomalias de Vorticidade Potencial
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AVP	Anomalia de Vorticidade Potencial
DJF	Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
JJA	Junho, Julho e Agosto
MAM	Março, Abril e Maio
NAVP	Não-associados a Anomalias de Vorticidade Potencial
PRNM	Pressão reduzida ao nível do mar
SON	Setembro, Outubro e Novembro
UTC	Universal Time Coordinated
UVP	Unidade de Vorticidade Potencial
VCANs	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
VP	Vorticidade Potencial
VR	Vorticidade Relativa
Z	Zulu

LISTA DE SÍMBOLOS

θ_{\max}	variação máxima da temperatura potencial
hPa	hectopascal
ζ	vorticidade relativa
s	segundo
ζ_{10}	vorticidade relativa a 10 metros de altura
h	hora
$\zeta_{925\text{hPa}}$	vorticidade relativa a 925 hPa
$^{\circ}$	grau
W	oeste
NW	noroeste
SE	sudeste
N	norte
S	sul
SW	sudoeste
NE	nordeste
K	Kelvin
m	metro
kg	quilograma
g	gravidade
u	componente zonal do vento
v	componente meridional do vento
f	parâmetro de Coriolis
p	pressão
∂	diferencial parcial

θ	temperatura potencial
ζ_p	vorticidade relativa em coordenada de pressão
km	quilômetro
dam	decâmetro
g	grama
t	tempo

SUMÁRIO

RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE FIGURAS.....	xi
LISTA DE TABELAS.....	xv
LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS.....	xvii
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xix
1 INTRODUÇÃO	23
1.1 Ciclones na América do Sul, Motivação e Objetivos	23
1.2 Ciclogênese em superfície e Anomalia de Vorticidade Potencial	24
2 DADOS E METODOLOGIA	31
2.1 Dados.....	31
2.2 Métodos.....	31
2.2.1 Rastreamento de ciclones em superfície.....	31
2.2.2 Vorticidade Potencial.....	33
2.2.3 Separação e associação dos ciclones à AVP.....	34
2.2.4 Caso de ciclogênese de abril de 1998.....	35
2.2.5 Composição dos Campos.....	40
3 RESULTADOS.....	41
3.1 Resultados gerais.....	41
3.2 Campos Sinóticos.....	48
3.2.1 Inverno.....	48
3.2.2 Verão.....	66
3.2.3 Primavera.....	82
3.2.4 Outono.....	95
4 SUMÁRIO E CONCLUSÕES.....	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	111

1 INTRODUÇÃO

1.1 Ciclones na América do Sul, Motivação e Objetivos

Os ciclones são fenômenos de escala sinótica e principais sistemas atuantes em latitudes médias. Em termos globais, os ciclones são de grande importância para o transporte e balanço de energia na atmosfera.

A atividade ciclônica na costa leste da América do Sul e sudoeste do Oceano Atlântico Sul influencia as condições de tempo sobre o continente sul americano e a agitação marítima sobre o oceano. Na América do Sul existem três regiões preferenciais para ciclogênese: sul/sudeste do Brasil, leste do Uruguai e sul da Argentina (Sinclair, 1995; Reboita *et al.*, 2010). Grande parte destes ciclones resulta da instabilidade do escoamento de oeste, chamada de instabilidade baroclínica e que possui forte dependência do gradiente meridional de temperatura, e da indução de desenvolvimento ciclônico a leste dos Andes (Gan e Rao, 1991). Outros fatores também contribuem para a formação dos ciclones, como, por exemplo, o transporte de umidade da região Amazônica para as médias latitudes (em direção à costa leste da América do Sul) e a propagação de um cavado de altos níveis sobre a parte sul dos Andes (Mendes *et al.*, 2007; Reboita, 2008).

Há certo tempo, os ciclones eram classificados em tropicais e extratropicais. Porém, estudos posteriores mostraram que existem sistemas que passam por processos de transição, com estruturas híbridas, então classificados como ciclones subtropicais. Hart (2003) desenvolveu um diagrama de fase (*Cyclone Phase Space*) que possibilita analisar o tempo de vida de um ciclone, descrevendo sua estrutura e classificando-o dentre seus três tipos: tropical, extratropical e subtropical. Recentemente, Dutra (2012) investigou o ciclone subtropical “Anita”, ocorrido em março de 2010, que apresentou deslocamento atípico para sudoeste e potencial para transição para ciclone tropical quando se encontrava próximo à costa sul do Brasil. Em 2014, uma climatologia de ciclones subtropicais na América do Sul e Oceano Atlântico Sul (Gozzo, 2014) foi elaborada a fim de compreender melhor o comportamento destes ciclones, já que são menos frequentes e possuem estrutura distinta dos extratropicais.

Em relação ao desenvolvimento dos ciclones, sabe-se que a interação entre troposfera e estratosfera é muito importante. Uma climatologia de ciclogêneses secundárias realizada por Iwabe (2012) na região da América do Sul e Atlântico Sul identificou, através de experimentos numéricos, que alguns tipos de ciclones secundários (Tipo 2) são formados excepcionalmente por perturbações em altos níveis da troposfera através de anomalias de vorticidade potencial (AVP). Mas, não se sabe exatamente o quanto esta interação influencia nas características dos ciclones em superfície em geral (não somente secundários) na região da América do Sul e Oceano Atlântico Sul.

Desta forma, o objetivo deste trabalho é estudar como esta interação afeta o desenvolvimento dos ciclones em superfície nessas regiões, mais especificamente, investigar como esta interação afeta a intensidade, tempo de vida, tamanho, velocidade, sazonalidade, distância percorrida além dos campos médios sinóticos. Aprofundar este conhecimento é essencial para melhorar a previsão de tempo, tanto alertando os meteorologistas sobre o sinal prévio ao desenvolvimento em superfície, como também identificando quais características da troposfera superior não estão sendo adequadamente resolvidas nos modelos numéricos atmosféricos que em geral falham na simulação de circulações ciclônicas fechadas em altos níveis (Reboita *et al.*, 2009).

1.2 Ciclogênese em superfície e Anomalia de Vorticidade Potencial

Na década de 1950, os primeiros estudos sobre a anomalia de vorticidade potencial foram realizados por Kleinschmidt. Segundo Thorpe (1993), que realizou uma revisão dos principais trabalhos realizados por Kleinschmidt, estes estudos iniciaram-se na primeira parte do *paper* intitulado “*Über Aufbau und Entstehung von Zyklonen I (On the structure and origin of cyclones)*”. Fazendo um estudo de caso de um ciclone no Hemisfério Norte (HN), Kleinschmidt detectou a presença de uma massa convexa localizada entre a troposfera e estratosfera à oeste do ciclone em superfície, que diferia do ar ao seu redor pelo gradiente de temperatura potencial. Ainda de acordo com Thorpe (1993), Kleinschmidt chamou essa massa de “*body*” e foi o foco de seu trabalho, notando a possível importância da advecção do

“reservatório estratosférico” do ar polar com altos valores de VP (Platzman, 1949)¹ ao longo das isentrópicas. O princípio de conservação da vorticidade potencial é válido na ausência de aquecimento diabático ou mistura turbulenta e ocorre em distúrbios de tempo, tais como jatos e frentes, onde há a ondulação da tropopausa (Holton, 2004).

Em estudos mais recentes, verificou-se que sob a corrente de jato existe uma estreita zona inclinada de intenso gradiente de temperatura potencial chamada de zona da frente polar, que separa o ar quente tropical do ar frio polar. O máximo de velocidade da corrente de jato (núcleo do jato) é uma consequência do balanço do vento térmico (cisalhamento vertical do vento). Na região frontal, as superfícies de vorticidade potencial são deslocadas para baixo, caracterizada por forte AVP associada com a forte vorticidade relativa no lado polar do jato e forte estabilidade estática do ar frio (Holton, 2004).

De acordo com Hoskins *et al.* (1985), as AVP favorecem a formação ou intensificação de circulações ciclônicas na média e baixa troposfera de duas maneiras: (1) devido ao estiramento (*stretching*) que induz vorticidade ciclônica sob a AVP e (2) propiciando circulação ciclônica em superfície à leste da AVP. Neste último caso, seguindo Hoskins *et al.* (1985), uma AVP associada com um cavado de altos níveis move-se para leste sobre anomalia positiva de temperatura em baixos níveis gerada por advecção térmica (Figura 1.1). Normalmente, as circulações induzidas por estas duas anomalias se acoplam e se reforçam mutuamente, resultando em ciclogênese em superfície.

Martin (2006) explica este fenômeno com base no HN da seguinte forma: a AVP em altos níveis, estando em fase com a anomalia de temperatura potencial em superfície, intensifica o sistema, aumentando a profundidade de penetração da anomalia na presença de calor latente, a qual geralmente serve para reduzir a estabilidade estática na camada. O aquecimento máximo ocorre deslocado levemente para leste, abaixo de uma AVP positiva, já que é neste local onde o ar ascende mais intensamente. O efeito do aquecimento induz uma anomalia positiva de temperatura potencial em baixos níveis e destrói a AVP em altos níveis. Esta destruição serve para aumentar a inclinação das isolinhas de VP corrente abaixo da

¹ O estudo de Platzman (1949) mostrou a distribuição latitudinal da vorticidade potencial entre as isentrópicas de 350 e 310 K. Os valores mais altos de VP situam-se em direção aos polos a partir de 50°. Esta região é denominada de reservatório de VP.

AVP positiva em altos níveis, fazendo com que haja, em altos níveis, encurtamento do comprimento de onda entre o cavado e a crista corrente abaixo, que favorece o autodesenvolvimento do sistema (Figura 1.2). Da perspectiva de VP, tal aumento na inclinação também contribui para tornar a característica da AVP em altos níveis mais anômala. Simultaneamente, a circulação ciclônica, associada com a anomalia de temperatura potencial positiva característica em baixos níveis, aumenta ambas as ampliações, levando à contínua intensificação do ciclone.

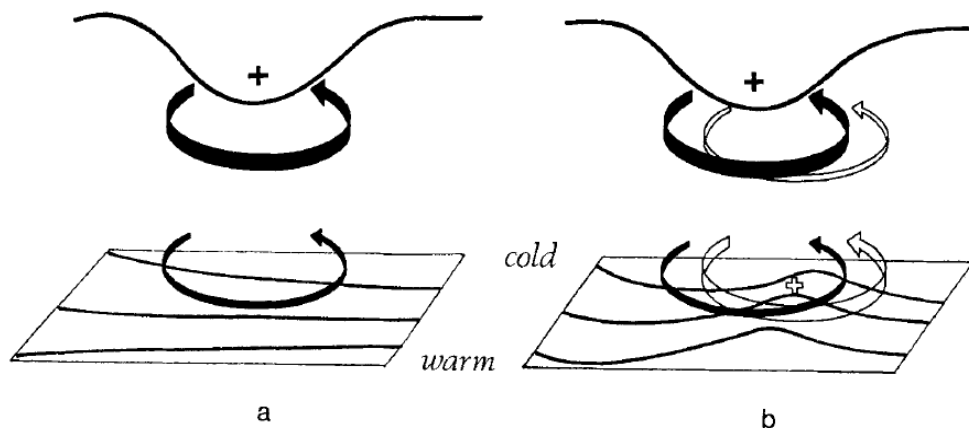


Figura 1.1 Esquema de ciclogênese associada a AVP em altos níveis sobre uma região baroclínica em baixos níveis (HN). Em a) a AVP em altos níveis, indicada pelo sinal + e associada à baixa tropopausa, localiza-se sobre uma região de significativa baroclinia. A circulação induzida pela anomalia é indicada pelas setas sólidas e os contornos de temperatura potencial estão localizados na superfície. A advecção pela circulação leva a uma anomalia quente de temperatura deslocada para leste da AVP em altos níveis, como indicado em b), mostrado pelo sinal + (não-preenchido). Esta anomalia quente induz circulação ciclônica, indicada pelas setas não-preenchidas (b). Figura adaptada de Hoskins *et al.* (1985).

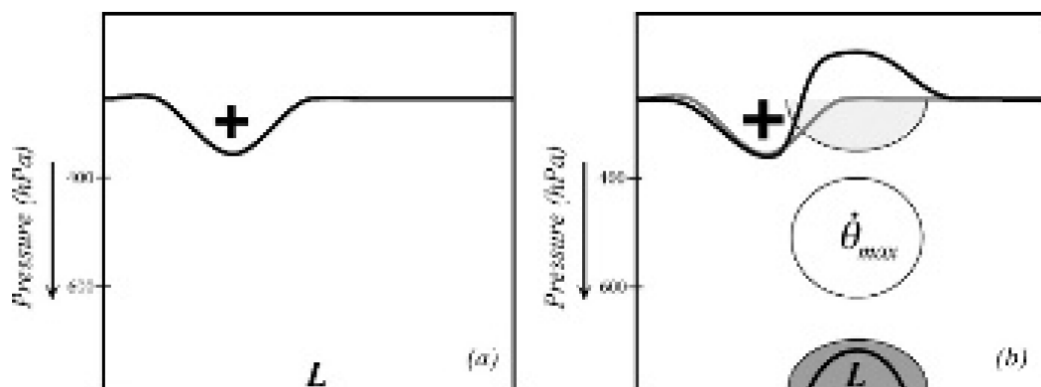


Figura 1.2. Esquema da interação entre AVP em altos níveis, aquecimento diabático e anomalia de temperatura potencial em superfície para o HN. a) Relação entre AVP positiva (+) e um centro de baixa pressão em superfície (L); b) Ascensão corrente abaixo da AVP produz liberação de calor latente manifestado como θ_{max} . A destruição de VP em cima deforma o contorno da VP à leste da anomalia original, tornando a anomalia ainda mais intensa (+). A produção de VP na baixa troposfera intensifica o ciclone em superfície, que se desenvolve próximo ao centro indicado pela linha íngreme circundando o 'L'. Figura adaptada de Martin, p.294 (2006).

Resumindo, a AVP aumenta (em módulo) onde o gradiente vertical de aquecimento diabático é positivo. Martin (2006) mostra que o máximo de aquecimento diabático em um ciclone típico de médias latitudes localiza-se na média troposfera (400-600 hPa). A produção de anomalia de temperatura potencial em baixos níveis ocorre na baixa troposfera enquanto que a destruição ocorre próximo à tropopausa. Tal anomalia criada induz circulação ciclônica, que contribui para a intensificação da circulação de baixos níveis associada com o ciclone em superfície.

A figura 1.3 ilustra a relação da AVP com a estabilidade estática e temperatura do ar (também para o HN). Em 500 hPa a VP máxima está associada à curvatura ciclônica em cavados com ar relativamente frio e a estabilidade estática é relativamente baixa na região acima e abaixo da AVP.

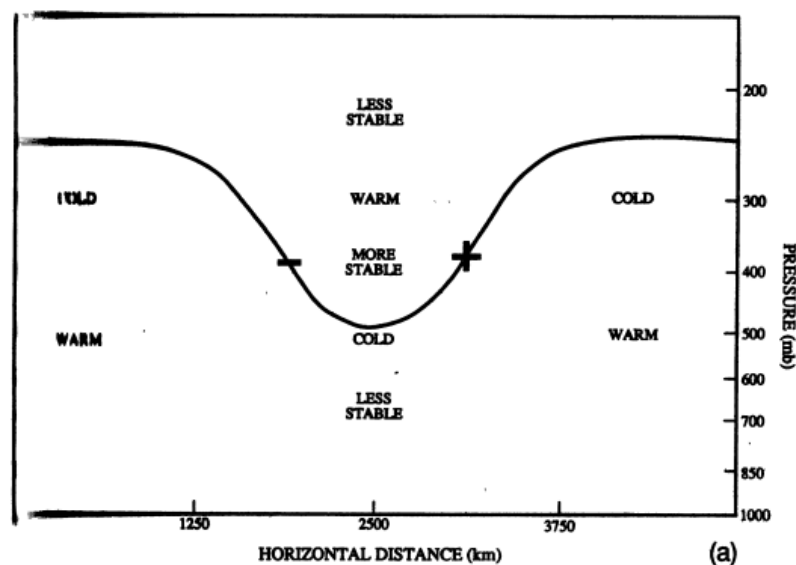


Figura 1.3 Corte vertical da anomalia ciclônica de vorticidade potencial. A tropopausa é indicada pela linha sólida; o centro da anomalia é localizado próximo à tropopausa em 2500 km. Os sinais + e - indicam a localização da máxima circulação para dentro e para fora do plano, respectivamente. Figura adaptada de Bluestein, vol. 2, p. 195 (1993).

Vários trabalhos têm sido realizados utilizando a VP em altos níveis como metodologia principal no estudo de ciclones. Basset e Ali (2006) fizeram um estudo de caso de ciclogênese sobre o mar Mediterrâneo utilizando VP e relacionando com umidade relativa em altos níveis. Encontraram uma região de máxima VP associada a altos valores de UR (75%) em 300 hPa, coincidindo com a área de movimento ascendente. Através deste estudo, identificaram duas características para iniciação de ciclogênese em superfície: a interação da região de advecção ciclônica de

vorticidade absoluta à frente do cavado em 500 hPa e uma AVP em altos níveis com uma zona baroclínica em baixos níveis.

No trabalho de Čampa e Wernli (2012), para o período de 1989 a 2009 quantificaram a AVP de ciclones extratropicais maduros em diferentes regiões do HN. Para a análise, estudaram a estrutura vertical destes ciclones usando composição de perfis de variação de VP (ΔVP) e de temperatura potencial ($\Delta\theta$) na superfície, próximo ao centro do ciclone. Como resultado, obtiveram que para os ciclones intensos (pressão mínima entre 930 e 970 hPa) a média da AVP em altos níveis (300 hPa) é de 2,5 UVP enquanto que para os mais fracos (990 e 1010 hPa) a média é de 0,8 UVP. Para ambos os oceanos estudados (Pacífico e Atlântico Norte), os ciclones formados em sua parte oeste possuem valores mais altos de VP em baixos níveis do que aqueles formados na parte leste. Os ciclones mais intensos possuem tanto forçante em altos níveis quanto em baixos níveis, apresentando as maiores anomalias de temperatura potencial próximo ao centro. Concluíram que para uma intensa AVP em altos níveis a produção diabática de VP em baixos níveis e o aquecimento da superfície são muito importantes para o desenvolvimento de ciclones intensos e, à medida que vão amadurecendo, tornam-se mais verticais quando a AVP se aproxima da posição central do ciclone. Desta forma, os ciclones com fortes anomalias em um nível têm o potencial de influenciar fortemente o escoamento do outro nível levando a uma forte interação entre níveis.

Um estudo sobre ciclones tropicais foi realizado por Hanley, Molinari e Keyser (2001), onde fazem uma associação entre intensidade dos ciclones com a VP. A ideia foi identificar fatores que influenciavam a intensificação ou não durante a interação desses ciclones com cavados em níveis médios, enfatizando a evolução da VP, cisalhamento vertical do vento e circulação divergente. Encontraram que 78% dos ciclones tropicais tendem a se intensificar quando há associação com um cavado em níveis médios, ao mesmo tempo em que há a aproximação de um máximo de AVP para o centro do ciclone.

A influência da tropopausa dinâmica sobre a intensidade de ciclones em superfície foi discutida por Iwabe (2008), que estudou essa interação troposfera-estratosfera no desenvolvimento de um caso de ciclone secundário na costa leste do sul do Brasil no ano de 1999, utilizando o conceito de VP. Neste estudo, o ciclone formou-se abaixo da AVP na alta troposfera e sobre uma zona baroclínica que se intensificou entre a costa leste do continente e o oceano, devido aos fluxos

turbulentos de calor e umidade na interface entre ar-mar. Em 2012, experimentos numéricos realizados pela mesma autora indicaram que a AVP é um mecanismo disparador dos ciclones secundários no Oceano Atlântico Sul (Iwabe, 2012).

Sprenger, Martius e Arnold (2013) estudaram eventos de friagem no sul e sudeste do Brasil relacionando à AVP. A formação da corrente de VP estratosférica (isolinhas com altos valores de VP) ocorre juntamente com a formação de um ciclone em superfície sobre o Atlântico Sul. Observaram o padrão de um forte anticiclone à oeste do Chile e um ciclone sobre o Atlântico Sul quando ocorre a formação do episódio. Ambos contribuem para o avanço para norte das massas de ar frio de regiões subantárticas em direção ao Brasil. Notaram que a região de forte advecção de ar frio localiza-se na parte oeste da AVP em altos níveis e a tropopausa sobre a América do Sul se torna bastante distorcida, ocorrendo um desvio da zonalidade, antes e após o evento de friagem.

As AVP são comumente encontradas em vórtices ciclônicos de altos níveis (VCANs) ou ainda baixas desprendidas, do inglês, *cutoff lows*. Os VCANs são sistemas de circulação fechada e com centro frio que se formam em altos níveis da atmosfera e que podem se estender em direção à superfície (Palmén e Newton, 1969). Satyamurty e Seluchi (2006) analisaram e simularam o ciclo de vida de um VCAN, formado no inverno de 1999 sobre a região subtropical da América do Sul, a fim de documentar e explicar seus mecanismos físicos. Além do núcleo frio, observaram valores mais intensos de vorticidade relativa logo abaixo da tropopausa, associados à AVP. Outro estudo sobre a América do Sul foi feito por Hallak e Silva Dias (1999), onde analisaram um caso de vórtice de ar frio em 700 e 850 hPa, gerado pela passagem de uma onda curta sobre os Andes, associado à presença de nuvem “vírgula”. Observaram altos valores de VP em altos níveis à oeste do vórtice e da região de convergência de umidade que, com intensa advecção fria horizontal à oeste e quente à leste do vórtice, favoreceram movimento ascendente e a formação dessas nuvens.

AVP provenientes de interações entre a estratosfera e troposfera podem contribuir para a formação de VCANs: a) através do transporte horizontal de ar estratosférico das altas para as baixas latitudes e b) devido à intrusão vertical de ar estratosférico na troposfera. Por outro lado, os VCANs também podem favorecer o desenvolvimento de ciclones em superfície. No Hemisfério Sul (HS), Reboita *et al.* (2010) mostraram que baixas desprendidas são melhores identificadas no nível de

300 hPa, seguido pelos níveis de 500 e 200 hPa, com maior frequência durante o verão e menor frequência durante o inverno no HS. Do ponto de vista de previsão numérica, Reboita *et al.* (2009) mostraram que existe grande dificuldade para os modelos numéricos atmosféricos em desenvolverem VCANs, reduzindo conseqüentemente a previsibilidade de sistemas ciclônicos em superfície induzidos por VCANs.

2 DADOS E METODOLOGIA

2.1 Dados

Os dados utilizados neste estudo foram da reanálise do ERA-Interim (Dee *et al.*, 2011) do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), com resolução horizontal de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$, para os horários de 00Z, 06Z, 12Z e 18Z. Estes dados estão disponíveis ao público em geral e abrangem o período de 1979 até o presente. As variáveis utilizadas para as análises compreendem: pressão reduzida ao nível do mar (PRNM) (superfície), componentes zonal e meridional do vento, vorticidade potencial (VP), umidade relativa, umidade específica, temperatura, altura geopotencial e vorticidade relativa (VR) em níveis de pressão. O período de estudo abrange os anos de 1998 a 2003, em função da disponibilidade de estudos anteriores.

2.2 Métodos

2.2.1 Rastreamento de ciclones em superfície

O método de rastreamento dos ciclones em superfície utilizado neste trabalho faz uso do algoritmo desenvolvido por Sugahara (2000) e adaptado por Reboita *et al.* (2009). O processo de rastreamento envolve três estágios: 1) identificação do mínimo de vorticidade, 2) localização da posição depois de seu primeiro deslocamento e 3) a procura pela próxima posição, considerando a velocidade estimada do ciclone entre dois tempos consecutivos. No trabalho de Sugahara (2000) foi avaliada a frequência anual de ciclones na América do Sul para um período de 1985-1992, com dados do ECMWF. Ele utilizou uma técnica objetiva para a localização do centro dos ciclones baseado na vorticidade relativa a 10 m, onde seu limiar para mínimo local foi de $\zeta < -1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Reboita *et al.* (2009)

utilizaram o mesmo método de rastreamento, porém com limiares diferentes de vorticidade relativa, de $\zeta_{10} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e $\zeta_{10} \leq -2,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ e com a condição de que o ciclone precisa ter um tempo de vida igual ou maior a 24 h.

Este método de rastreamento através da vorticidade relativa apresenta vantagens em relação ao que utiliza pressão ao nível do mar, pois quando é utilizado o campo de pressão, é necessário que as isóbaras se fechem em torno do centro, o que nem sempre acontece para sistemas mais fracos. No presente trabalho, analisaram-se os ciclones rastreados pelo método de vorticidade relativa, porém utilizando dados do ERA-Interim e vorticidade relativa em 925 hPa, isto é, $\zeta_{925\text{hPa}} \leq -1,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Tal rastreamento faz parte do trabalho de climatologia de ciclones subtropicais no Oceano Atlântico Sul (Gozzo, 2014). Na figura 2.1, o retângulo azul indica a área em que foi feito o rastreamento de todos os ciclones que apresentam este limiar de vorticidade e tempo de vida maior ou igual a 24 horas. Como o arquivo de saída do rastreamento não fornece os valores de vorticidade potencial em altos níveis, uma nova grade foi criada, de modo que abrangesse a região de rastreamento. Os limites desta nova grade são mostrados também na figura 2.1, através do retângulo vermelho.

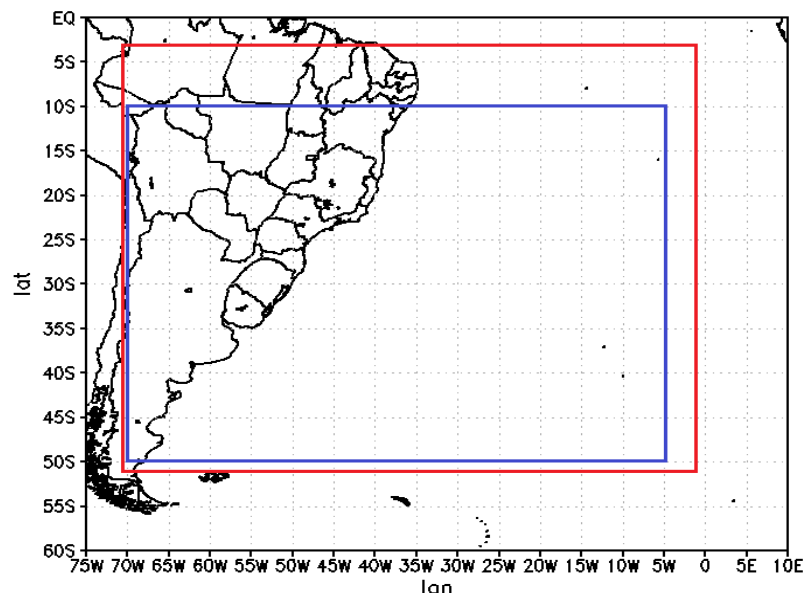


Figura 2.1 Região de rastreamento dos ciclones destacada pelo retângulo azul (50°S-10°S;70°W-5°W) e nova grade criada para obter os valores de vorticidade potencial em altos níveis destacada pelo retângulo vermelho (51°S-3°S;70,5°W-1,5°W).

2.2.2 Vorticidade Potencial

O conceito de VP é bastante útil na identificação de perturbações na alta troposfera (Reed, 1955) e de acordo com Hoskins *et al.* (1985) o valor de 1,5 UVP (onde $1 \text{ UVP} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) é usado para definir a fronteira entre o ar troposférico e estratosférico, ou seja, região da tropopausa dinâmica. Em coordenadas isobáricas, a componente vertical da VP é dada por (Reed, 1955):

$$VP = -g \left[\underbrace{\frac{\partial \theta}{\partial p} (\zeta_p + f)}_1 - \underbrace{\frac{\partial \theta}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\partial \theta}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p}}_2 \right],$$

onde ζ_p é a vorticidade relativa em coordenadas isobáricas, f é o parâmetro de Coriolis, g é a aceleração da gravidade, u e v são as componentes horizontais do vento, p é a pressão e θ é a temperatura potencial. Como o parâmetro de Coriolis é negativo no HS, a vorticidade potencial possui valores típicos negativos. Fisicamente, a VP representa o produto entre a estabilidade estática da atmosfera ($\partial \theta / \partial p$) e a vorticidade absoluta ($\zeta_\theta + f$). Reed (1955) denominou o primeiro termo (1) como vorticidade potencial absoluta e o segundo (2) correspondendo ao produto entre o cisalhamento vertical do vento e o gradiente horizontal de temperatura potencial. O princípio de conservação de VP estabelece que uma parcela de ar se movendo de um ambiente de forte estabilidade estática para um de fraca estabilidade estática deverá aumentar a rotação da parcela e vice-versa.

Para este estudo, foram analisados somente valores de VP iguais ou acima de 1,5 UVP (valor absoluto) em 300 hPa, os quais são denominados de anomalias de vorticidade potencial (AVP). Em altos níveis, este valor indica a separação entre a estratosfera (que possui altos valores de VP em função da forte estabilidade estática) e a troposfera (onde a VP é em geral menor em função da menor estabilidade estática). Valores de VP > 1,5 UVP na alta troposfera (~ 300 hPa) normalmente indicam ar de origem estratosférica na troposfera.

Como o rastreamento dos ciclones abrange tanto regiões subtropicais quanto extratropicais e sabendo que em direção aos trópicos a atmosfera é mais quente, a tropopausa situa-se em níveis mais altos em direção aos trópicos do que para polos. Desta forma, o nível de 300 hPa indica um nível intermediário, em geral dentro da

troposfera, que inclui características de regiões extratropicais, onde a tropopausa está mais baixa, mas sem excluir as de latitudes subtropicais.

2.2.3 Separação e associação dos ciclones à AVP

Desenvolveu-se um algoritmo para associar automaticamente os ciclones em superfície com a AVP em 300 hPa, que consiste em ler os arquivos de ciclones rastreados, contendo data, latitude e longitude, e os associar com os dados de VP em altos níveis. Para isso, foi definida uma região de análise que abrangesse a área de rastreamento. Esta região, compreendida entre 51°S-3°S e 70,5°W-1,5°W, forma uma matriz de 46x32 pontos. Em seguida, determinou-se uma grade fixa de 9x9 pontos de grade (um raio de aproximadamente 600 km a partir do centro do ciclone) para localizar as AVP (em 300 hPa) em torno da posição central do ciclone em superfície, como mostrado no esquema abaixo.

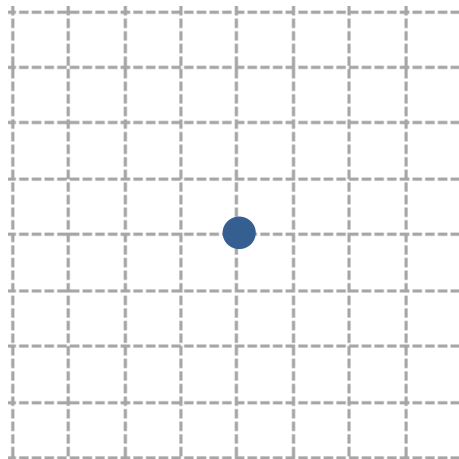


Figura 2.2 Esquema da grade de rastreamento de AVP em 300 hPa em torno do ponto central (centro do ciclone em superfície).

Feita esta verificação, partiu-se para a separação dos ciclones em duas categorias: associados (AAVP) e não-associados (NAVP) à AVP. Considerou-se que para ser um evento associado à AVP, deveria haver pelo menos 24 pontos (30% do tamanho total da grade de análise) com valores menores ou iguais a -1,5 UVP em algum momento de seu tempo de vida. Este critério foi elaborado a partir da análise subjetiva feita somente para o ano de 1998, onde todos os ciclones e VP em 300 hPa foram analisados visualmente. Através desta inspeção, foram encontrados 100 casos de ciclones AAVP e 96 NAVP, enquanto que pela análise objetiva foram encontrados 107 casos AAVP e 89 NAVP para este ano.

Testes iniciais para a classificação de ciclones como AAVP consideraram pelo menos 17 pontos (20% do tamanho total da grade) menores ou iguais a -1,5 UVP em sua volta (em 300 hPa), porém, em alguns casos, o algoritmo selecionava ciclones que possuíam em um ou dois tempos de vida, por exemplo, o número de pontos correspondente aos 20%, mas durante os outros tempos havia uma queda brusca no número de pontos menores ou iguais a -1,5 UVP. Isto foi observado em alguns casos nos quais o rastreamento detectou dois ou mais ciclones próximos. Então poderia ser que a anomalia presente em um evento não necessariamente fosse deste evento, mas de outro que teve sua formação próxima. Assim, para não restringir o número de ciclones AAVP, mas também para não selecionar eventos que possuíssem poucos pontos em seu entorno menores que -1,5 UVP em 300 hPa, utilizou-se 30% da área da grade.

2.2.4 Caso de ciclogênese de abril de 1998

Um evento de ciclogênese foi escolhido para exemplificar e mostrar como as classificações visuais foram elaboradas. Este caso, ocorrido no mês de abril, teve seu início na região oceânica, com intensa AVP associada em altos níveis, e perdurou por sete dias, segundo o rastreamento. Sua pré-formação foi às 00Z do dia 02/04 e fim às 12Z do dia 09/04. O ciclone atingiu um mínimo de pressão de 1005 hPa no primeiro dia do rastreamento. A figura 2.3 ilustra a posição do ciclone, em um intervalo de 24 h, juntamente com o campo de pressão reduzida ao nível do mar, espessura entre 1000-500 hPa e vorticidade relativa a 10 m.

Observa-se na figura 2.3a sua fase de pré-ciclogênese, na qual inicialmente não há um centro de baixa pressão fechado, mas apenas uma curvatura ciclônica no setor oeste de um ciclone mais intenso. Altos valores de vorticidade ciclônica começam a se deslocar do sistema principal que se encontra mais ao sul (Figura 2.3b). À medida que o sistema principal se move para sudeste, o ciclone de interesse desloca-se para nordeste e se intensifica. O fechamento das isóbaras, caracterizando o sistema de baixa pressão, forma-se às 00Z do dia 04/04 (Figura 2.3c), onde também se nota a presença de um ponto de sela. Este ciclone persiste por mais de 24 h no centro do Atlântico Sul, ainda apresentando um núcleo de vorticidade intenso (Figuras 2.3c, d, e, f).

A figura 2.4 mostra o centro do ciclone associado à AVP e o campo de altura geopotencial em 300 hPa. Nota-se que o centro do ciclone permanece durante praticamente todo seu tempo de vida sob a influência da AVP, desde sua pré- formação até perder intensidade. Este ciclone foi um caso peculiar, pois permaneceu semi-estacionário por um período de três dias sobre o oceano Atlântico Sul (próximo de 30°S-30°W). Logo atrás deste ciclone analisado nota-se a formação de outro centro ciclônico, vindo do continente, em latitudes mais altas. Este próximo centro teve sua pré- formação dia 06/04, atingindo um mínimo de pressão dia 08/04 (994 hPa) (Figura 2.4g, h), apresentando um tempo de vida de seis dias.

Em níveis médios (não mostrado), observou-se, como esperado, um cavado sobre a região de formação do ciclone. O cavado permanece levemente a oeste do ciclone em superfície. À medida que o tempo passa, o ciclone se desloca mais rapidamente para leste que o cavado em 500 hPa, porém sempre próximo ao seu eixo. Assim como a AVP em 300 hPa se apresenta intensa sobre a região do ciclone, a vorticidade relativa negativa do cavado também é intensa, e ambas são semelhantes em sua localização.

A figura 2.5 apresenta as linhas de corrente e magnitude do vento em 250 hPa. O jato polar está exatamente na região da ciclogênese. Nota-se que em sua fase madura (04/04), este se encontra sob a região de entrada do jato, local onde há intensos movimentos ascendentes (Figura 2.5c). É nesta região onde também se encontram as baixas fechadas em médios e altos níveis. Dia 08/04 (Figura 2.5g), com o jato já afastado, o ciclone em superfície passa a se desintensificar, deslocando-se para sudeste. Em 300 e 500 hPa ainda se observam as linhas de geopotencial fechadas, mas perdendo intensidade.

Este estudo de caso criou embasamento para fazer composições de campos para uma melhor avaliação da estrutura sinótica dos eventos. Como são muitos eventos de ciclogênese no período de 1998 a 2003 (cerca de 197 ± 13 ciclones por ano), a melhor forma para se classificar seria fazendo média dos campos AAVP e NAVP. Este método utilizado primeiramente não foi suficiente para encontrar padrões específicos dos campos sinóticos, pois ocorrem eventos AAVP e NAVP em todas as estações do ano. Desta forma, separaram-se as composições em casos AAVP e NAVP e de acordo com a estação do ano.

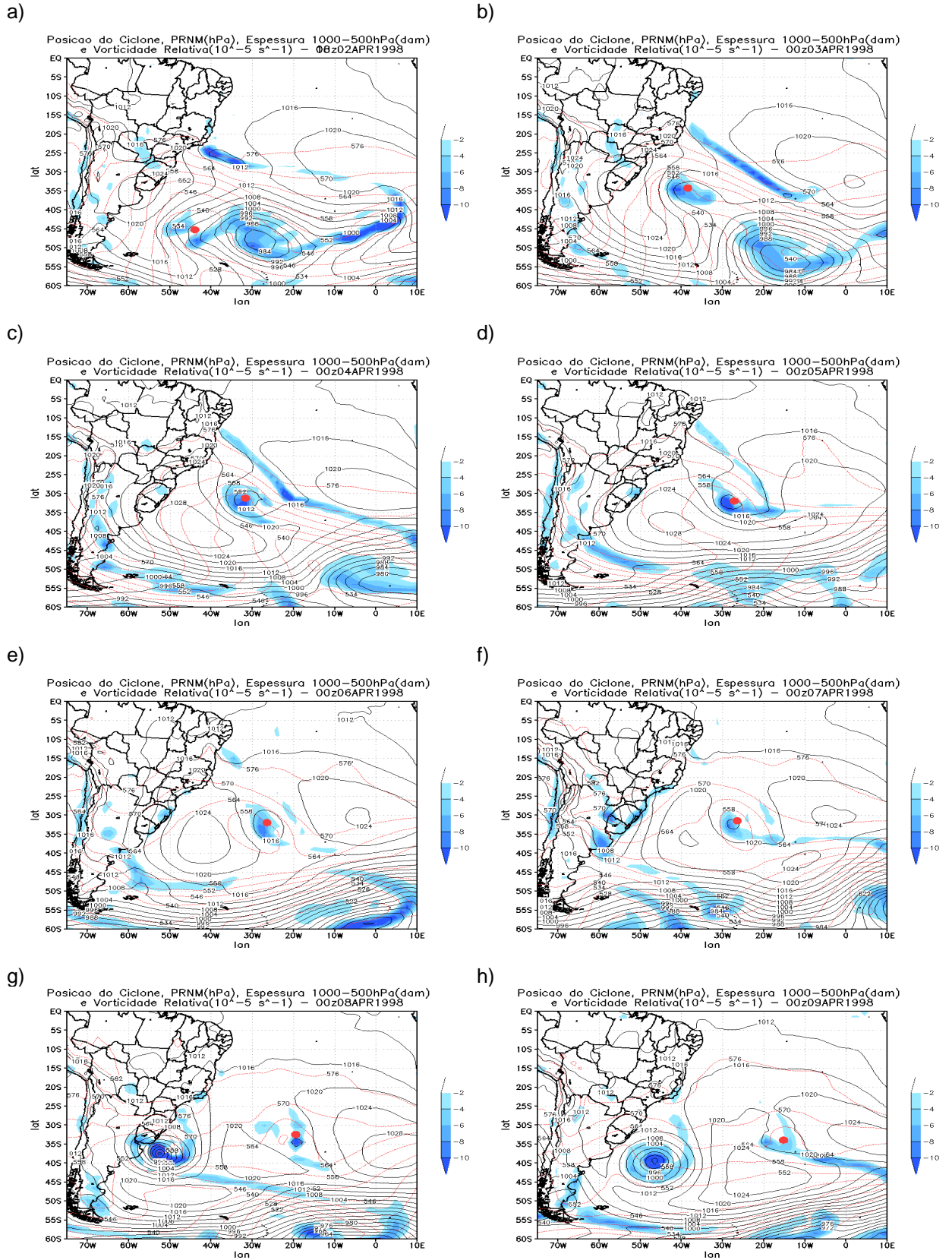


Figura 2.3 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), pressão reduzida ao nível do mar (hPa) (linha), espessura da camada entre 1000-500hPa (dam) (tracejado) e vorticidade relativa a 10 m ($10^{-5} s^{-1}$, só valores negativos) (sombreado) para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00z.

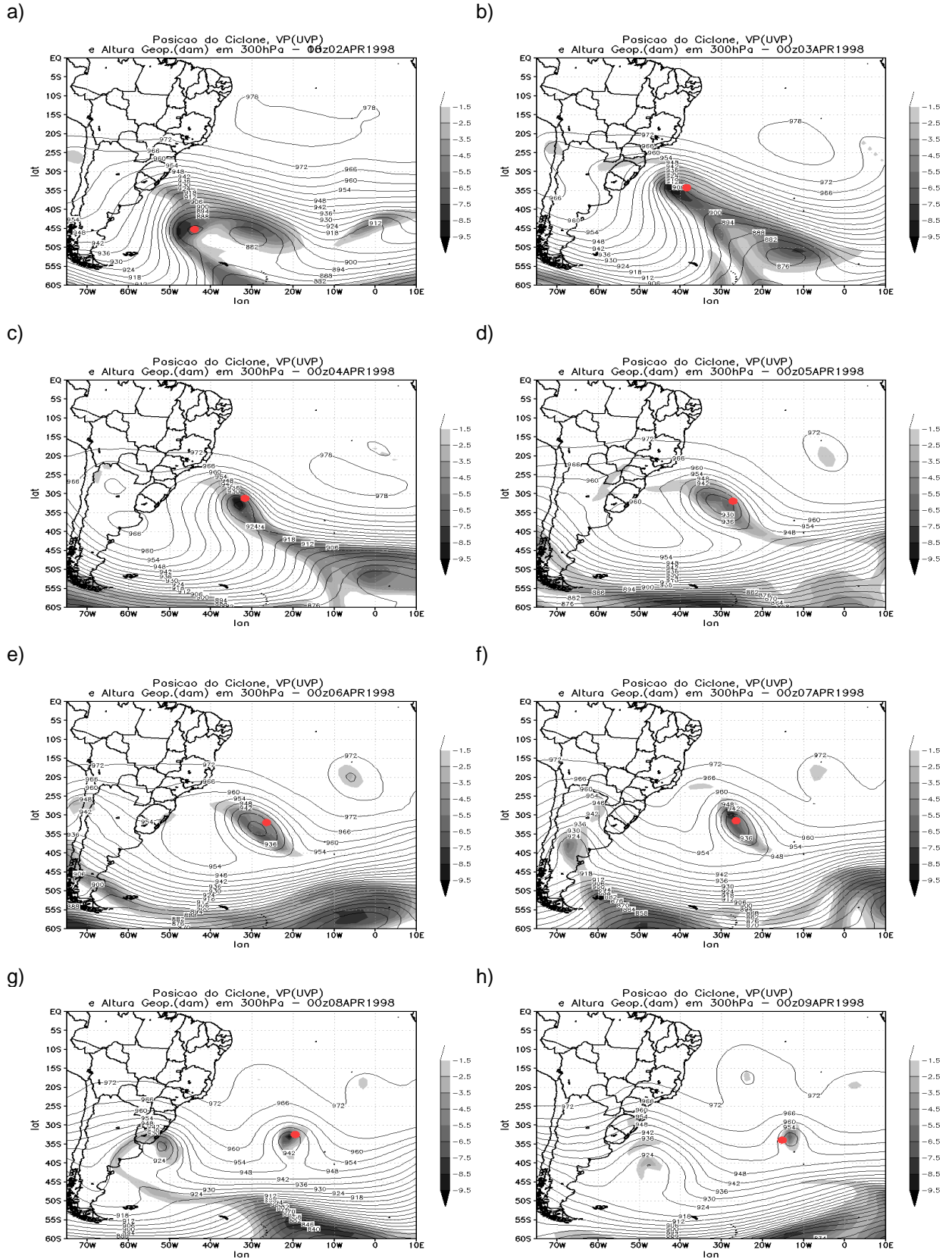


Figura 2.4 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), altura geopotencial (dam) (linha) e anomalia de vorticidade potencial (UVP) (sombreado) em 300 hPa para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00Z.

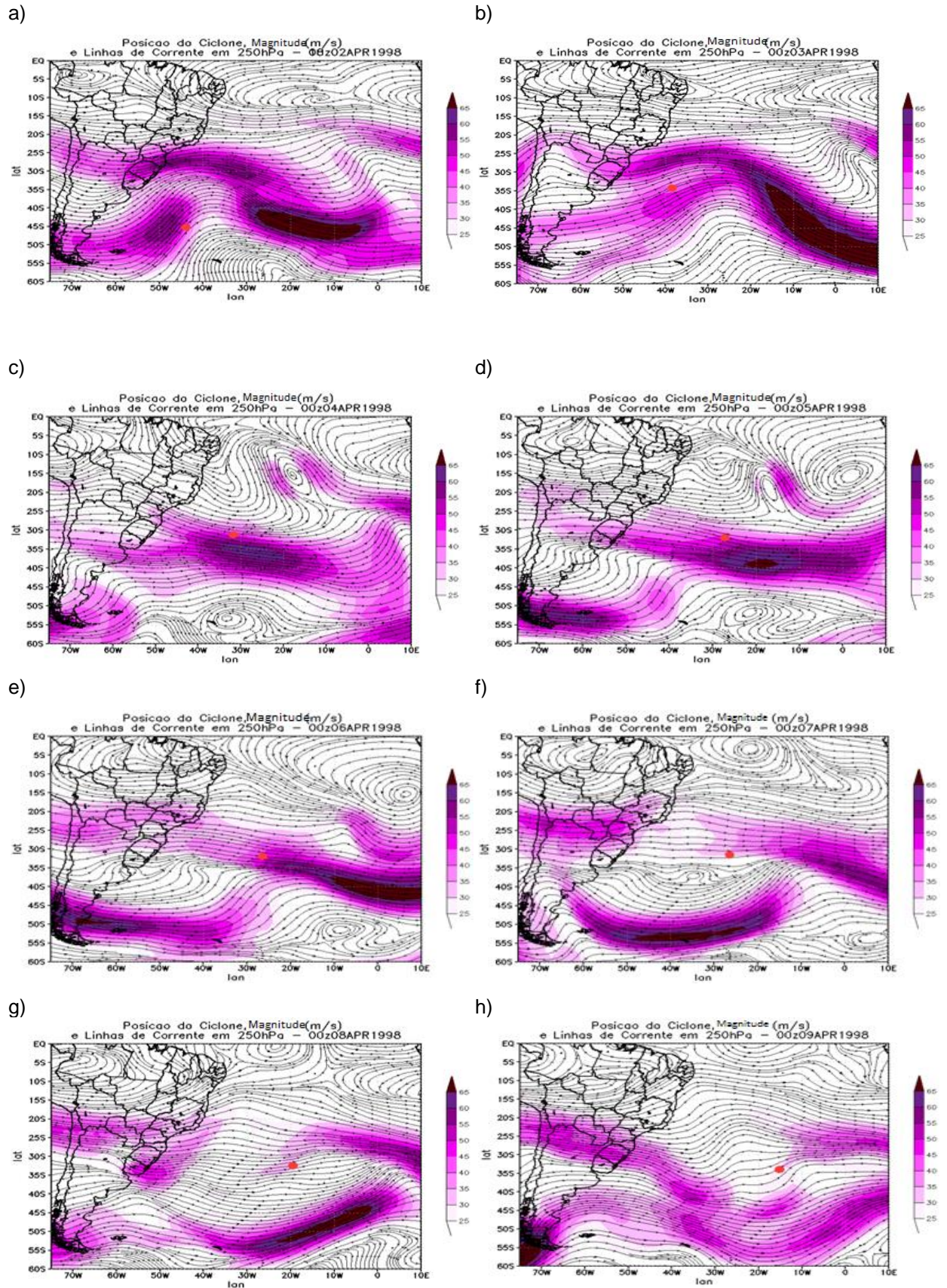


Figura 2.5 Posição do ciclone em superfície (círculo vermelho), linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) (sombreado) em 250 hPa para todo o tempo de vida do ciclone (com início dia 02/04/1998), para horários das 00Z.

2.2.5 Composição dos campos

Nesta etapa, separaram-se os eventos associados e não-associados à AVP de acordo com a estação do ano e foram feitas composições de campos de variáveis atmosféricas, com o intuito de obter os campos meteorológicos e encontrar padrões sinóticos destes ciclones.

Os tempos -24 h e -48 h correspondem a 24 e 48 horas antes da formação do ciclone e os tempos $+24$ h e $+48$ h para 24 e 48 horas depois da formação; o dia de formação do ciclone corresponde ao tempo 0 h. Os horários do rastreamento dos ciclones foram padronizados para às 1200 UTC, ou seja, se o ciclone teve formação às 1800 UTC, foi utilizado o dado das 1200 UTC do mesmo dia. 1200 UTC foi utilizado como referência pois sabe-se que, globalmente, sondagens e medições em geral são sempre realizadas para este horário, o que garante maior confiança nos dados. Além disso, o ciclo diurno de temperatura e variáveis próximas à superfície são bastante importantes para a evolução de sistemas de diversas escalas, incluindo a sinótica.

Estas composições foram calculadas de maneira centrada, em uma grade de 51×51 pontos, onde seu centro equivale ao centro do ciclone em superfície dado pelo algoritmo de rastreamento. Seções verticais da latitude do centro do ciclone também foram confeccionadas para temperatura potencial, vorticidade potencial e umidade relativa.

3 RESULTADOS

3.1 Resultados gerais

Para os seis anos (1998-2003), a figura 3.1 apresenta a posição inicial dos ciclones para os casos AAVP e NAVP.

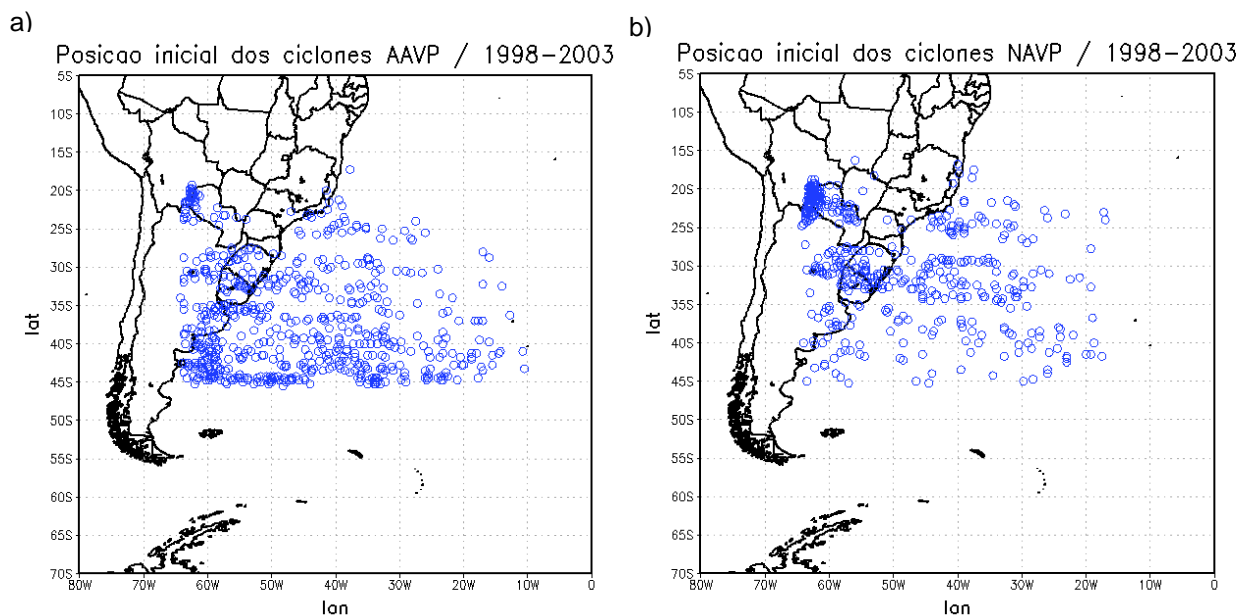


Figura 3.1 Posição inicial dos ciclones associados (AAVP) e não-associados (NAVP) à AVP para o período 1998-2003.

Observa-se na figura 3.1a a distribuição mais concentrada das posições dos ciclones próxima ao continente e em latitudes mais altas (ao sul de 30°S). As regiões ciclogênicas que mais se destacam nesta figura situam-se próximo ao Uruguai e no litoral argentino. No cinturão de latitudes médias (35°S-45°S) observa-se uma concentração considerável de ciclogêneses AAVP, compreendendo desde a Argentina em 65°W até 30°W no Oceano Atlântico. Em relação à figura 3.1b, a concentração maior de eventos NAVP é na região continental (Paraguai, sul da Bolívia, sul do Brasil) do que no oceano. Nota-se grande concentração sobre o Uruguai e Rio Grande do Sul e no litoral do sudeste brasileiro. Porém, em geral, o número de casos de ciclones NAVP é menor que os AAVP, exceto pelo ano de 2002, como pode ser visto na tabela 3.1. Esta tabela mostra também que na área de

estudo forma-se em média 197 ciclones por ano, sendo que em torno de 55% são AAVP e 45% NAVP, com pequena variabilidade interanual (Figura 3.2). No entanto, destaca-se que no ano de 2002 ocorreu um maior número de ciclones (222 – 13% acima da média) e uma inversão na participação relativa, ou seja, neste ano 45% e 55% dos ciclones foram categorizados como AAVP e NAVP, respectivamente, como indica a figura 3.2.

Tabela 3.1 - Número total anual de ciclones AAVP e NAVP

Ano	Total de Eventos	AAVP	NAVP
1998	196	107 (55%)	89 (45%)
1999	190	111 (58%)	79 (42%)
2000	196	125 (64%)	71 (36%)
2001	192	100 (52%)	92 (48%)
2002	222	99 (45%)	123 (55%)
2003	185	106 (57%)	79 (43%)
Total	1181	648 (55%)	533 (45%)

Na distribuição dos ciclones em porcentagem (Figura 3.2), o ano de 2000 teve maior frequência de casos AAVP, enquanto que o ano de 2002 de NAVP. Em 2001 houve uma porcentagem próxima para os dois casos.

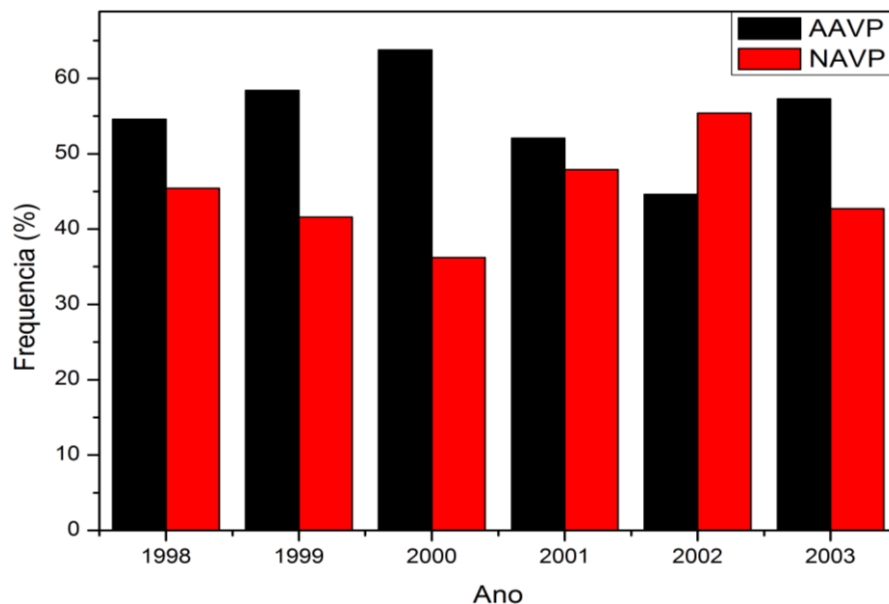


Figura 3.2 Frequência relativa anual dos ciclones AAVP e NAVP.

Na figura 3.3 de distribuição média mensal dos ciclones, evidencia-se uma característica senoidal oposta para os dois casos. Ao longo do ano, mais eventos AAVP ocorrem em junho-julho-agosto-setembro, enquanto que os eventos NAVP

são mais frequentes em dezembro-janeiro-fevereiro-março. Na figura 3.4 destacam-se as estações, sendo inverno e primavera austral as que possuem maior número de eventos AAVP, enquanto que no verão predominam os eventos NAVP (verão = DJF, outono = MAM, inverno = JJA e primavera = SON).

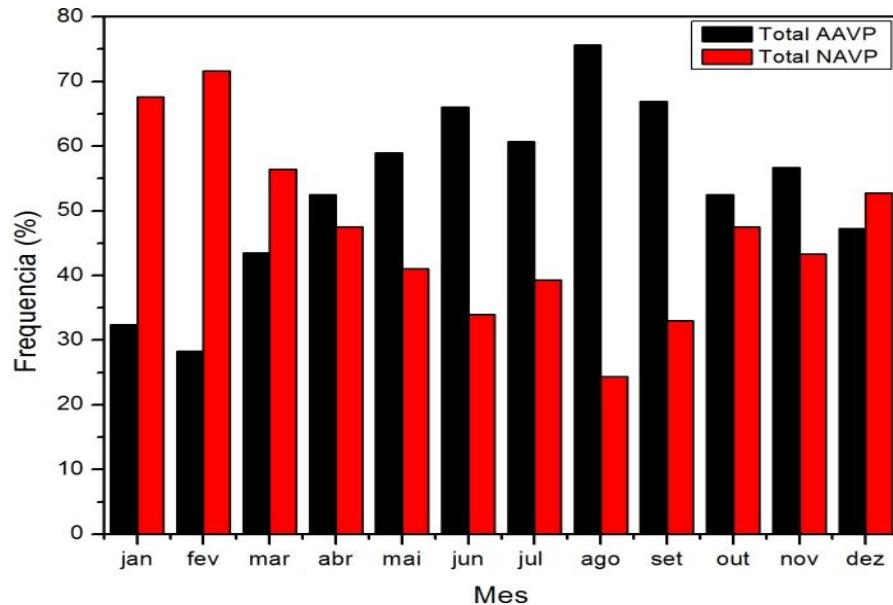


Figura 3.3 Frequência relativa mensal dos ciclones AAVP e NAVP.

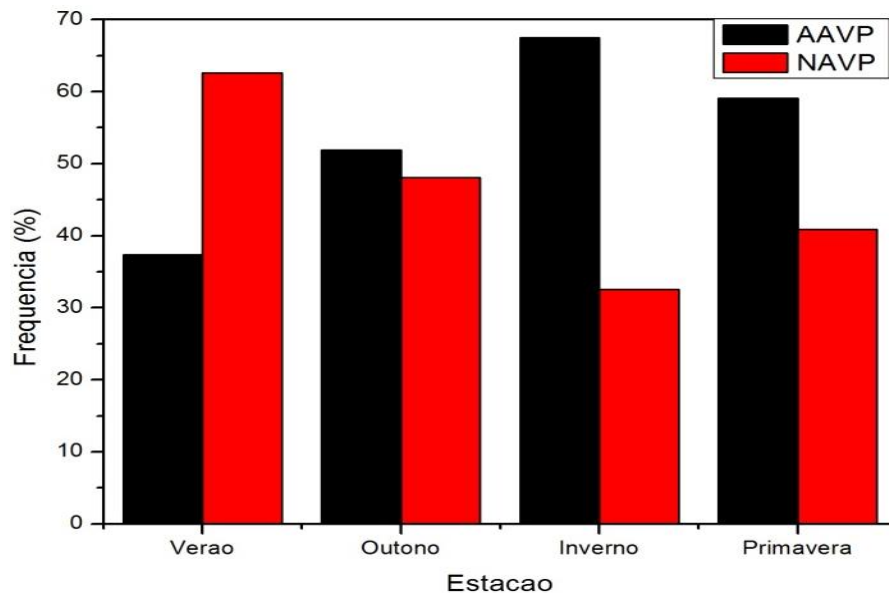


Figura 3.4 Frequência relativa sazonal dos ciclones AAVP e NAVP para o período 1998-2003.

A figura 3.5 mostra o histograma com a distribuição total dos eventos AAVP e NAVP de acordo com o seu tempo de vida. Nota-se uma característica decrescente, onde a concentração de casos AAVP é maior que a dos NAVP para toda a escala de

duração em dias, exceto para os eventos entre um e dois dias de duração quando predominam os eventos NAVP.

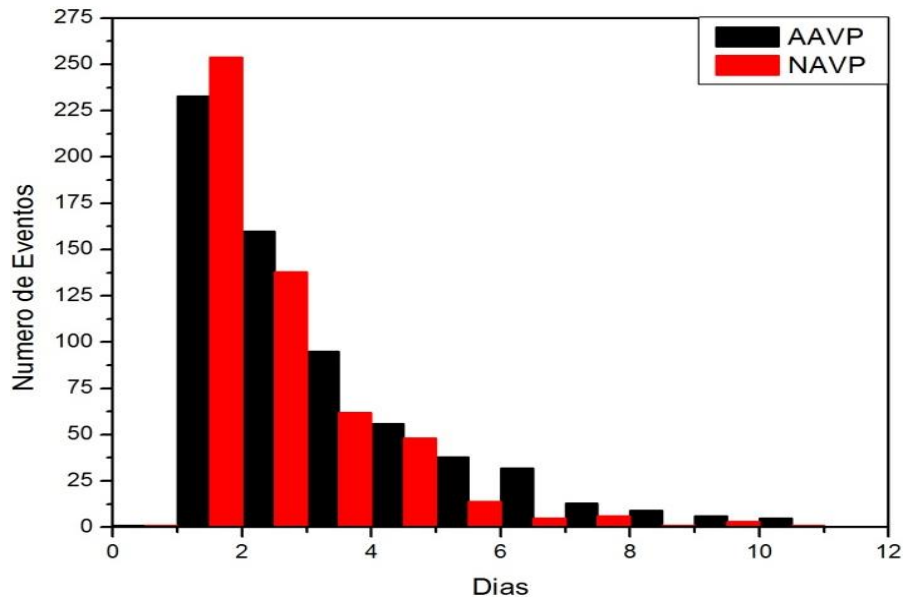


Figura 3.5 Histograma do tempo de vida (em dias) dos ciclones AAVP e NAVP, considerando todos os eventos entre 1998-2003.

Para avaliar a intensidade dos sistemas analisou-se a pressão central reduzida ao nível do mar média durante todo o tempo de vida dos ciclones. Observa-se que os AAVP são mais intensos (menor valor da pressão central) em todos os anos quando comparados com os NAVP (Figura 3.6). Considerando todos os eventos no período 1998-2003, tem-se pressão central média cerca de 4 hPa menor nos eventos AAVP (1006,0 hPa) do que nos NAVP (1010,3 hPa), conforme a tabela 3.2.

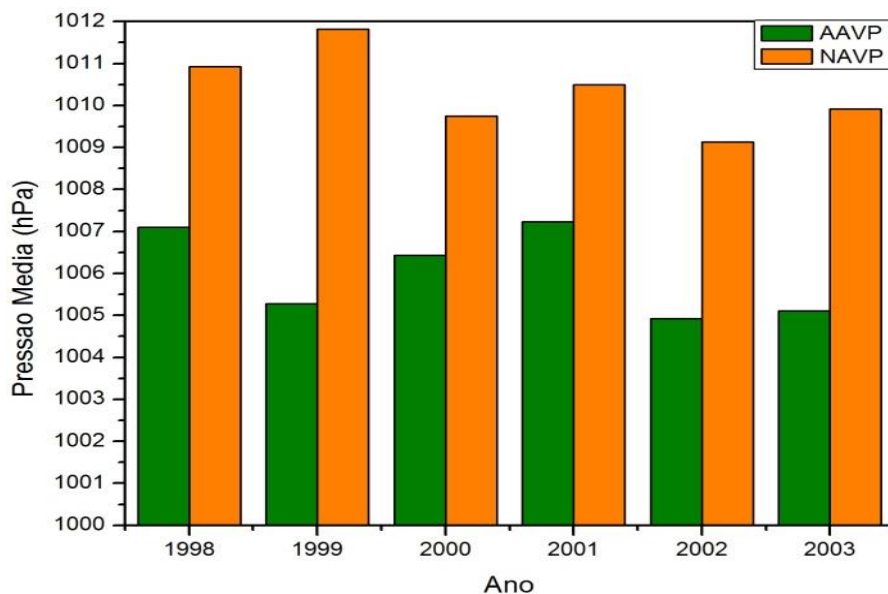


Figura 3.6 Série temporal anual da pressão central (hPa) média dos ciclones AAVP e NAVP.

A distância média percorrida pelos ciclones (Figura 3.7) indica que os AAVP possuem maior deslocamento comparado aos NAVP, e, de acordo com a figura 3.8, possuem uma velocidade média maior. Este comportamento é observado para todos os anos.

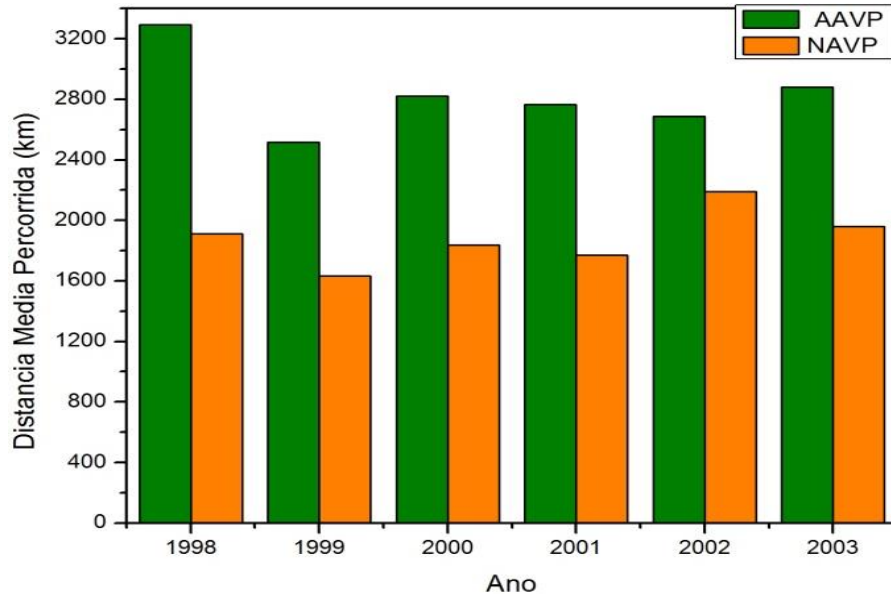


Figura 3.7 Série temporal anual da distância média percorrida (km) pelos ciclones AAVP e NAVP.

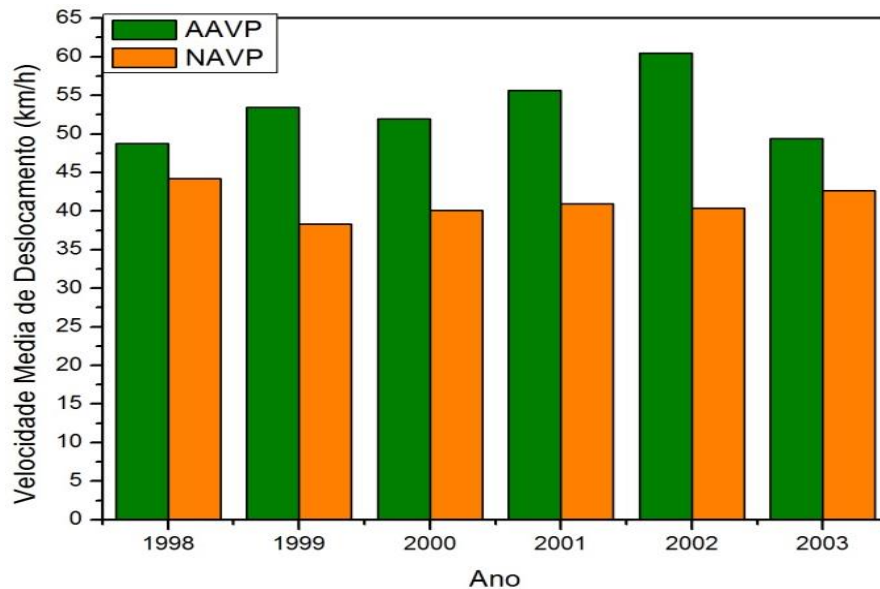


Figura 3.8 Série temporal anual da velocidade de deslocamento (km/h) média dos ciclones AAVP e NAVP.

Tabela 3.2 - Valores médios de velocidade, distância percorrida e pressão central dos eventos em AAVP e NAVP

	AAVP	NAVP
Velocidade Média Total (km/h)	53,3 ± 4,3	41,1 ± 2,1
Distância Percorrida Média Total (km)	2828,2 ± 300,0	1884,5 ± 188,7
Pressão Média Total (hPa)	1006,0 ± 1,0	1010,3 ± 1,0

A tabela 3.2 apresenta valores médios totais mais baixos de velocidade média e distância percorrida média para os eventos NAVP. Sumarizando, os eventos NAVP possuem menor tempo de duração, percorrem uma distância menor, possuem um sistema de baixa pressão associado menos intenso e são mais lentos, quando comparados aos eventos AAVP.

Para identificar o tamanho da AVP dos dois diferentes tipos de sistemas contou-se o número de pontos em altos níveis. Através das coordenadas de latitude e longitude do centro do ciclone em superfície, fez-se uma varredura dos pontos com valores abaixo de -1,5 UVP dentro de uma grade de 9x9 pontos em 300 hPa para o tempo de vida inicial do ciclone e quando este atinge seu mínimo valor de VP em altos níveis. Desta forma, calculou-se a distância entre o centro do ciclone em superfície e o ponto que possui menor valor de VP em 300 hPa para os dois tempos (inicial e de mínima VP).

As figuras 3.9 a 3.12 mostram a relação entre o número de pontos abaixo de -1,5 UVP e a distância entre o centro do ciclone e seu menor valor de AVP. Para o tempo inicial do ciclone, a figura 3.9 (total de casos AAVP) mostra que, além de possuir mais pontos abaixo de -1,5 UVP (de acordo com o método de separação entre AAVP e NAVP), há maior concentração de pontos entre 500 e 900 km de distância. Já na figura 3.10 (total de casos NAVP), a maior concentração de pontos se dá entre 600 e 900 km de distância, porém a restrição utilizada nos eventos NAVP não permite que o número de pontos ultrapasse o limiar (24).

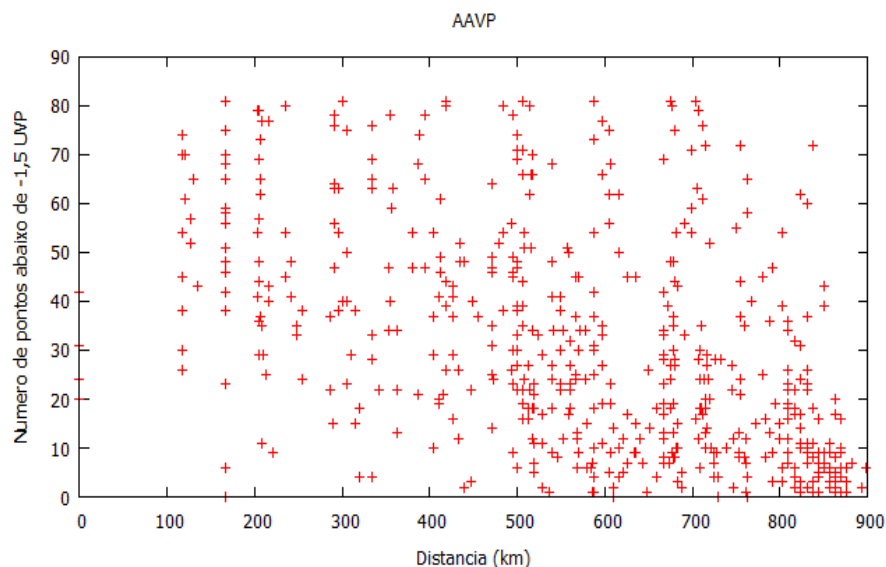


Figura 3.9 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, considerando a posição inicial do ciclone em superfície (AAVP).

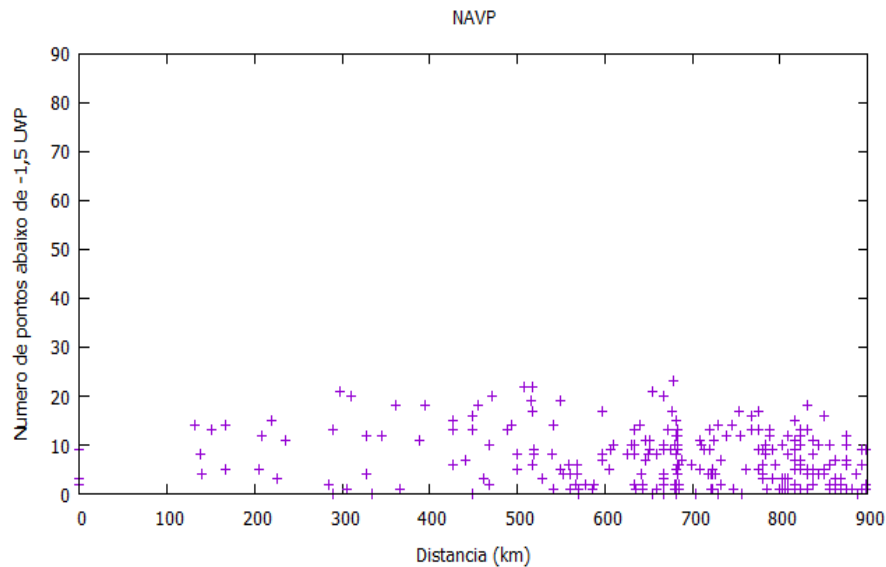


Figura 3.10 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, considerando a posição inicial do ciclone em superfície (NAVP).

Quando se analisa o número de pontos em torno do ciclone, quando este atinge em seu tempo de vida o mínimo de VP, observa-se que os pontos não possuem uma concentração específica (Figura 3.11), exceto nas distâncias 100 e 200 km. Isto quer dizer que para os casos AAVP, os pontos abaixo de -1,5 UVP estão mais próximos ao centro do ciclone, formando uma região concentrada de AVP. Esta característica é o que os diferencia dos eventos NAVP quando atingem o mínimo de VP (Figura 3.12), pois a concentração de valores mínimos de vorticidade potencial encontram-se mais distantes do centro do ciclone (maior concentração entre 650 e 900 km).

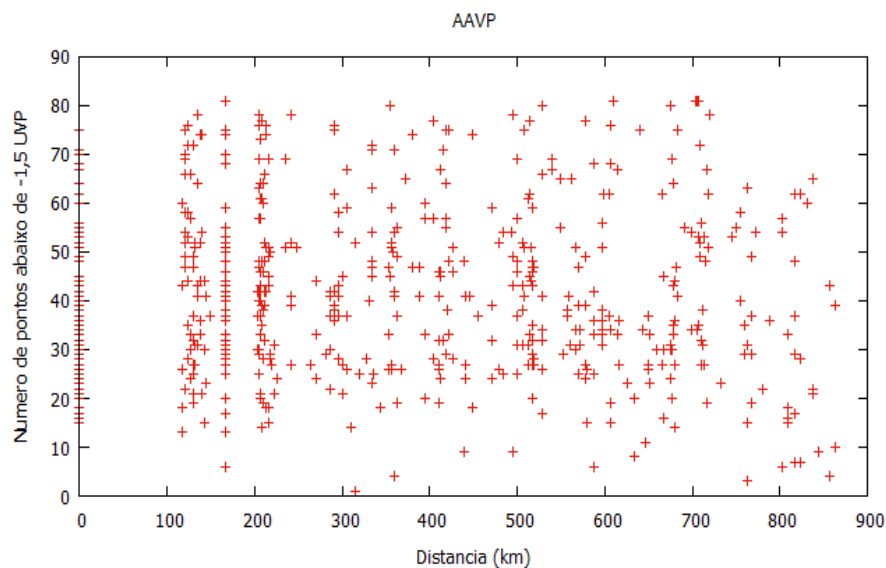


Figura 3.11 Distribuição do número de pontos abaixo de -1,5 UVP em 300 hPa, para a posição de mínima VP do ciclone (AAVP).

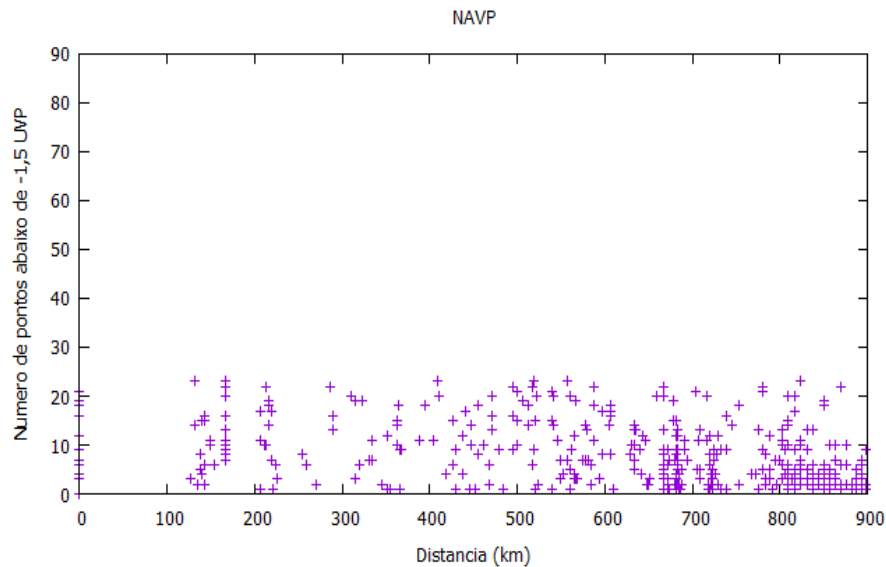


Figura 3.12 Distribuição do número de pontos abaixo de $-1,5$ UVP em 300 hPa, para a posição de mínima VP do ciclone (AAVP).

3.2 Campos Sinóticos

A fim de encontrar um padrão sinótico para os dois tipos de eventos, uma análise de composições centradas foi feita inicialmente para o inverno, pois é nesta estação que ocorre o maior número de casos AAVP. Campos de altos, médios e baixos níveis foram analisados para os dois casos (AAVP e NAVP), em cinco horários: -48 h, -24 h, 0 h, $+24$ h e $+48$ h. Calculou-se também a diferença entre os campos AAVP e NAVP, denominada como Anomalia.

3.2.1 Inverno

Em 300 hPa (Figura 3.13), o campo de altura geopotencial e VP mostram que os eventos AAVP apresentam um centro de VP aproximando-se um dia antes da formação do ciclone ($t = -24$ h). No dia que o ciclone é detectado ($t = 0$ h), a composição apresenta valores entre $-1,5$ e $-1,9$ UVP. Esta anomalia passa a intensificar-se em $t = +24$ h, porém o centro de mínima AVP encontra-se a oeste do centro do ciclone em superfície, apresentando valores entre $-1,9$ e $-2,3$ UVP. Em $t = +48$ h, a anomalia começa a se dissipar, passando pelo centro do ciclone. Nos dois casos, as anomalias acompanham o cavado em 300 hPa.

A principal diferença entre os eventos AAVP e NAVP é a posição do ciclone em superfície em relação à anomalia de VP. Como pode ser comparado nas figuras, os eventos AAVP possuem o centro do ciclone mais próximo do eixo do cavado em 300 hPa, caracterizando um sistema mais barotrópico equivalente, enquanto que os NAVP encontram-se primeiramente sob a crista e posteriormente à leste do eixo do cavado, mantendo-se baroclínico a partir de $t = +24$ h. O cavado associado ao ciclone AAVP tem uma ondulação mais suavizada comparado com o NAVP, mostrando aprofundamento apenas em $t = +24$ h. A AVP encontra-se mais ao norte (atingindo latitudes mais tropicais) nos eventos AAVP do que nos NAVP. Nestes, a AVP mantém-se em latitudes extratropicais durante o tempo de vida do ciclone. Esta alta concentração de AVP ao sul dos ciclones evidencia a presença do “reservatório de vorticidade potencial” nas regiões polares (Platzman, 1949).

Nas anomalias em 300 hPa para todos os tempos, a altura geopotencial é negativa, ou seja, os eventos NAVP possuem valores mais altos de altura geopotencial que os AAVP, indicando que a camada da atmosfera é mais quente para os casos NAVP. As anomalias de VP possuem valores negativos próximos ao centro do ciclone durante todo o tempo de vida, intensificando-se a partir de $t = 0$ h. Isto indica que nos eventos AAVP a VP é mais intensa próximo ao centro do ciclone, acompanhando seu desenvolvimento. Ao mesmo tempo, anomalias positivas encontram-se mais ao sul do centro do ciclone em superfície, indicando AVP maior nos NAVP nesta região.

Nos dois casos analisados (Figura 3.14), o jato está associado ao centro do ciclone. Porém, no evento NAVP nota-se, em todos os tempos, que o núcleo do jato se encontra deslocado ao sul do centro do ciclone em superfície, enquanto que no AAVP, mais ao norte. A partir do primeiro dia da formação do ciclone, o núcleo do jato atinge valores entre 38-42 m/s para os ciclones NAVP, com o centro do ciclone localizando-se em sua entrada equatorial ($t = 0$ h, +24 h e +48 h), região que favorece movimentos ascendentes. Nos eventos AAVP nota-se que o núcleo do jato se desloca mais rapidamente quando comparado com os NAVP.

A anomalia de circulação em 200 hPa mostra uma configuração ciclônica dos ventos, tendo seu núcleo coincidindo com o centro do ciclone em superfície. As anomalias são positivas, indicando que a magnitude do vento é mais intensa nos casos AAVP.

Em 500 hPa os eventos AAVP apresentam valores mais intensos de VR ciclônica em uma ampla área sobre o centro do ciclone em superfície, comparados com os eventos NAVP (Figura 3.15). O cavado em 500 hPa apresenta curvatura mais acentuada nos eventos NAVP que nos AAVP (como já visto para 300 hPa). O centro do ciclone em superfície, nos eventos AAVP, encontra-se sob o eixo do cavado em 500 hPa a partir de $t = 0$ h, enquanto que nos NAVP mantém-se à leste do cavado em 500 hPa durante todo o ciclo de vida.

As anomalias de altura geopotencial, assim como em 300 hPa, apresentam valores negativos, indicando uma camada da atmosfera mais quente abaixo de 500 hPa nos eventos NAVP. Nota-se o fechamento das linhas de geopotencial a partir de $t = +24$ h, associado com intensas anomalias ciclônicas de VR. Estas anomalias negativas indicam maior vorticidade ciclônica nos casos AAVP.

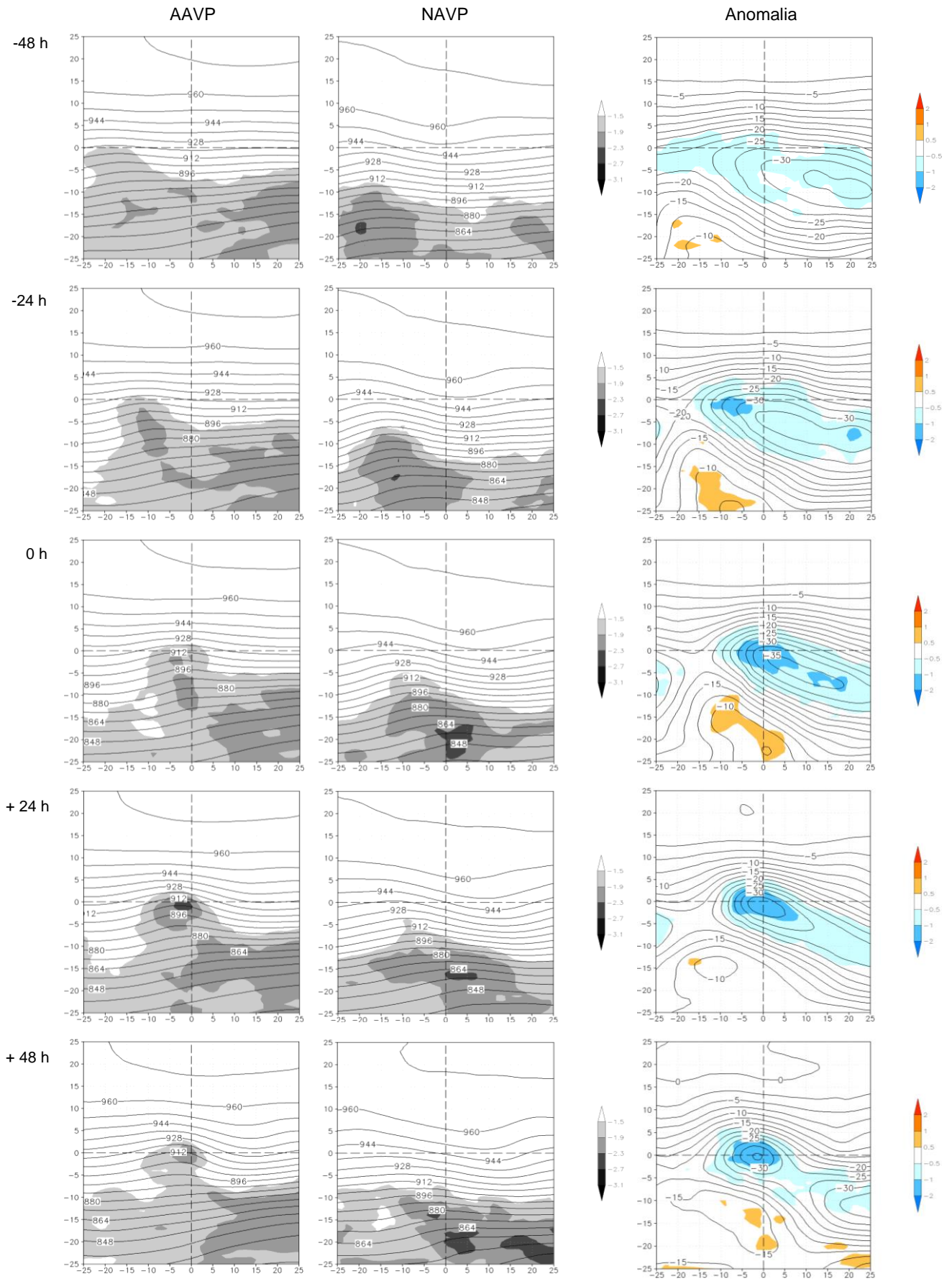


Figura 3.13 Composição da vorticidade potencial (UVP) (sombreado) e altura geopotencial (dam) (linhas) em 300 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

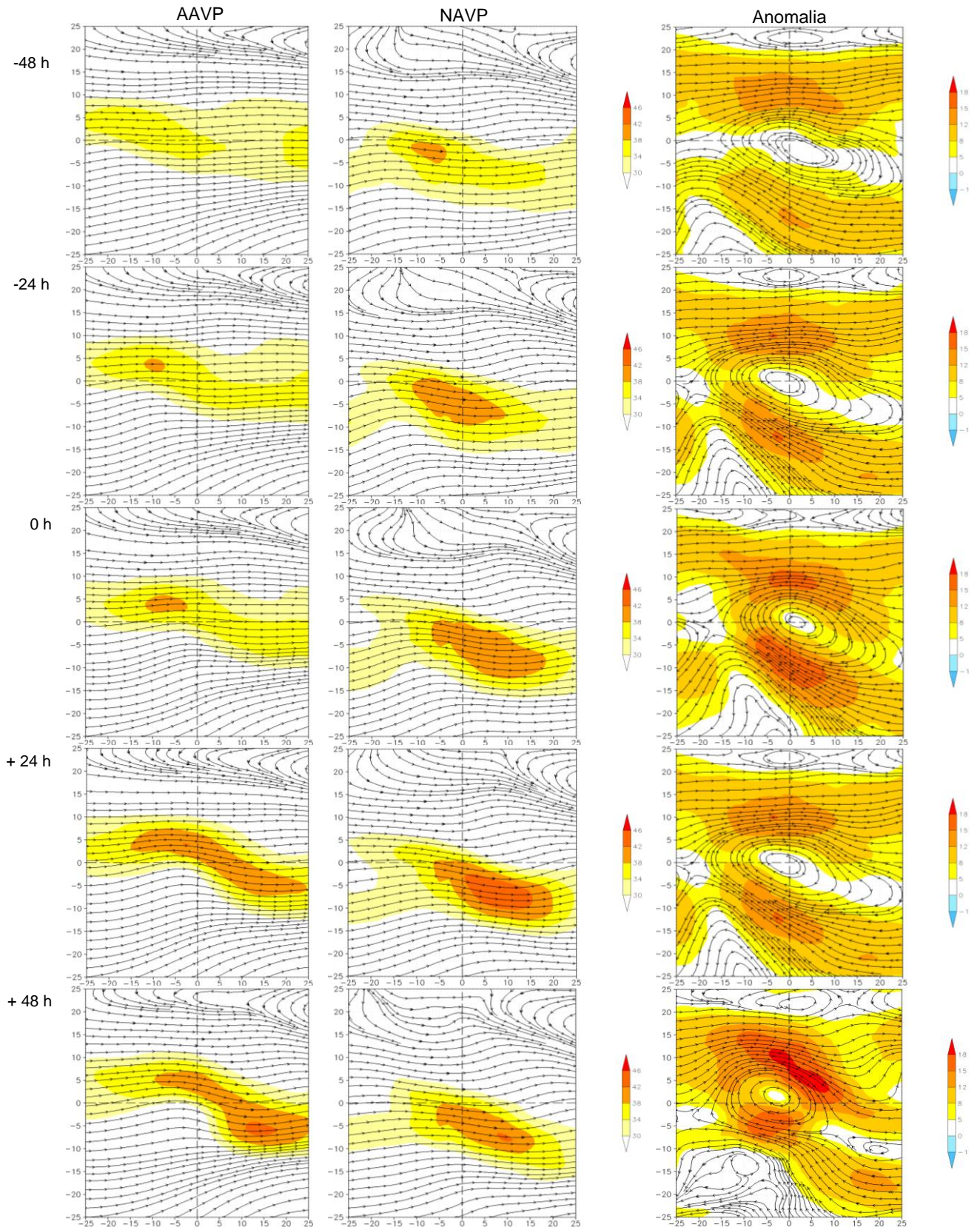


Figura 3.14 Composição das linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) (sombreado) em 200 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

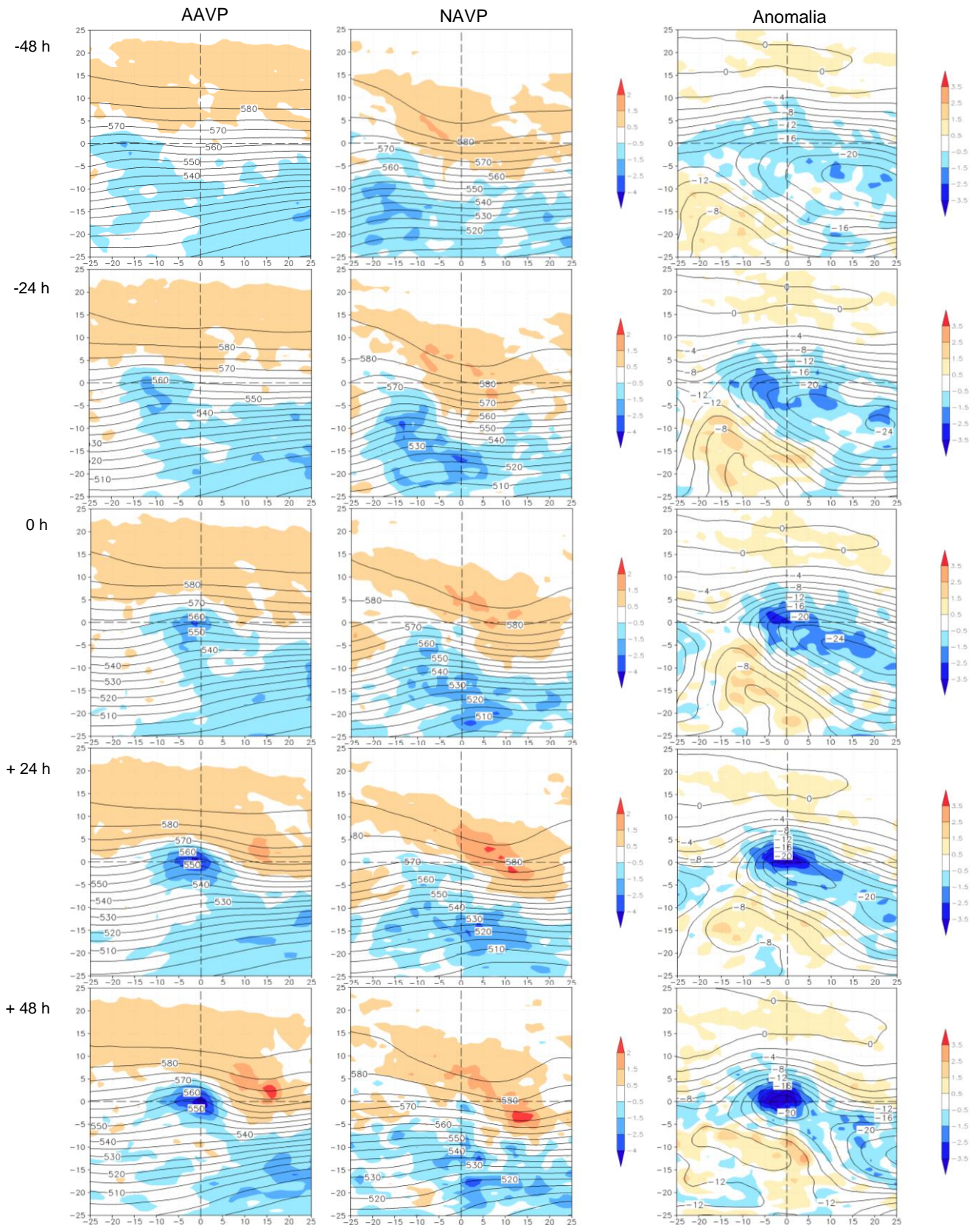


Figura 3.15 Composição de altura geopotencial (dam) (linhas) e vorticidade relativa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) (sombreado) em 500 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

Na composição em 850 hPa (Figura 3.16), observa-se, para ambos os casos, que há grande concentração de umidade no quadrante norte do centro do ciclone, porém ocorre um avanço de umidade mais para sul e leste nos casos NAVP do que nos AAVP. É nítida a extensão para sul de uma faixa estreita de ar mais úmido à leste do ciclone em superfície nos eventos NAVP. Isto pode ser visto em todo tempo de vida do ciclone, intensificando-se a partir de $t = -24$ h. Desta forma, os casos NAVP possuem um ambiente mais úmido, atingindo valores entre 8 e 10 g/kg próximo ao ciclone, enquanto que nos eventos AAVP os valores não passam de 6 g/kg. Nota-se também a presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) à leste, sendo que seu centro se encontra mais próximo do centro do ciclone no caso NAVP.

Nos dois casos, observa-se a aproximação de um cavado, mais raso no caso AAVP, no período de pré-formação do ciclone e acentuando-se a partir de $t = 0$ h, enquanto que no NAVP o cavado possui uma característica mais acentuada em todo tempo de vida, suavizando em $t = +48$ h. Fazendo uma análise visual do número de pontos de grade em $t = 0$ h desde o eixo do cavado até o centro da ASAS para ambos os casos, nota-se que o comprimento de onda para o caso AAVP é maior que para o caso NAVP. Isto está de acordo com a teoria baroclínica, que indica que na presença de vapor d'água e condensação (processos diabáticos) o comprimento das ondas baroclinicamente instáveis são, em geral, menores do que na ausência destes fatores (Holton, 2004).

No campo de anomalia, os valores negativos indicam que a umidade específica é mais intensa no campo NAVP, próximo ao centro do ciclone, o que já era evidente analisando os casos separadamente. Diferentemente das anomalias dos campos de níveis mais altos da atmosfera (500, 300 e 200 hPa), na anomalia em 850 hPa não há presença de uma intensa baixa fechada. Somente em $t = +48$ h nota-se uma fraca baixa fechada, ligeiramente deslocada à leste do centro do ciclone. Isto indica que eventos AAVP são mais intensos do que os NAVP em altos do que em baixos níveis.

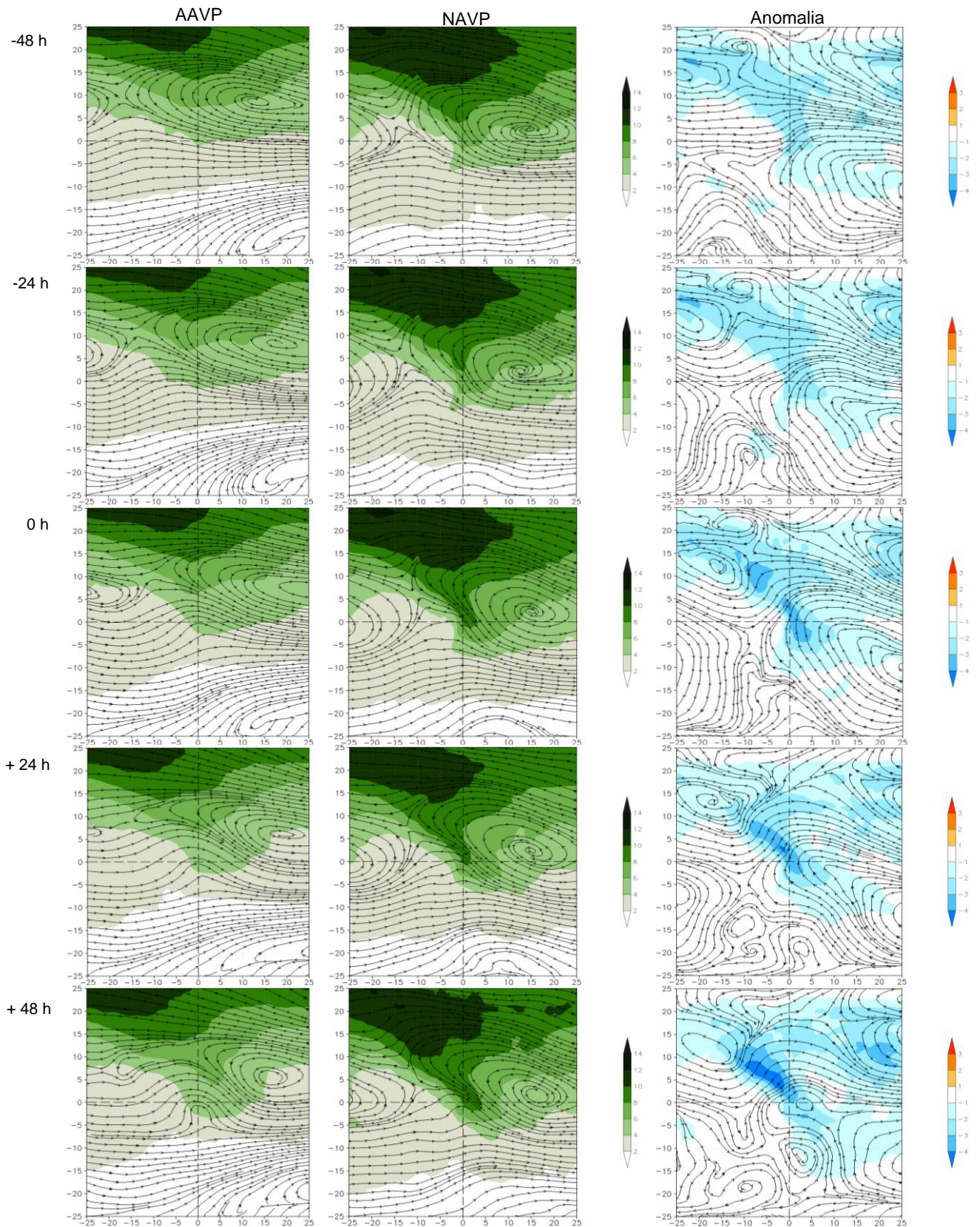


Figura 3.16 Composição de linhas de corrente e umidade específica (g/kg) (sombreado) em 850 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

Na figura 3.17, tem-se composições da vorticidade relativa em 975 hPa e a divergência em 850 hPa (somente valores negativos).

Nos eventos AAVP nota-se a formação de um centro de VR ciclônica um dia antes da formação do ciclone em superfície ($t = -24$ h), enquanto que a convergência já está presente na região desde dois dias antes. A convergência de massa se intensifica com o amadurecimento do ciclone, concentrando-se a leste do centro, atingindo valores abaixo de $-0,4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Os eventos NAVP apresentam uma disposição diferente dos centros de divergência e VR. Observa-se um padrão norte-sul de VR e convergência de massa à oeste do centro do ciclone durante todo seu tempo de vida. Este padrão caracteriza a presença dos Andes na composição. Estas regiões permanentes de VR e divergência ajudam a formação do centro de VR do ciclone. Observa-se um “desprendimento” destes centros sobre os Andes para a região do ciclone. Isto começa a ser observado em $t = -24$ h. O núcleo de convergência encontra-se sobre o ciclone já no primeiro dia de formação do mesmo, afastando-se para leste somente em $t = +48$ h. Outro detalhe que se destaca é a presença de vários centros de VR ao sul do centro do ciclone, associados também à convergência intensa.

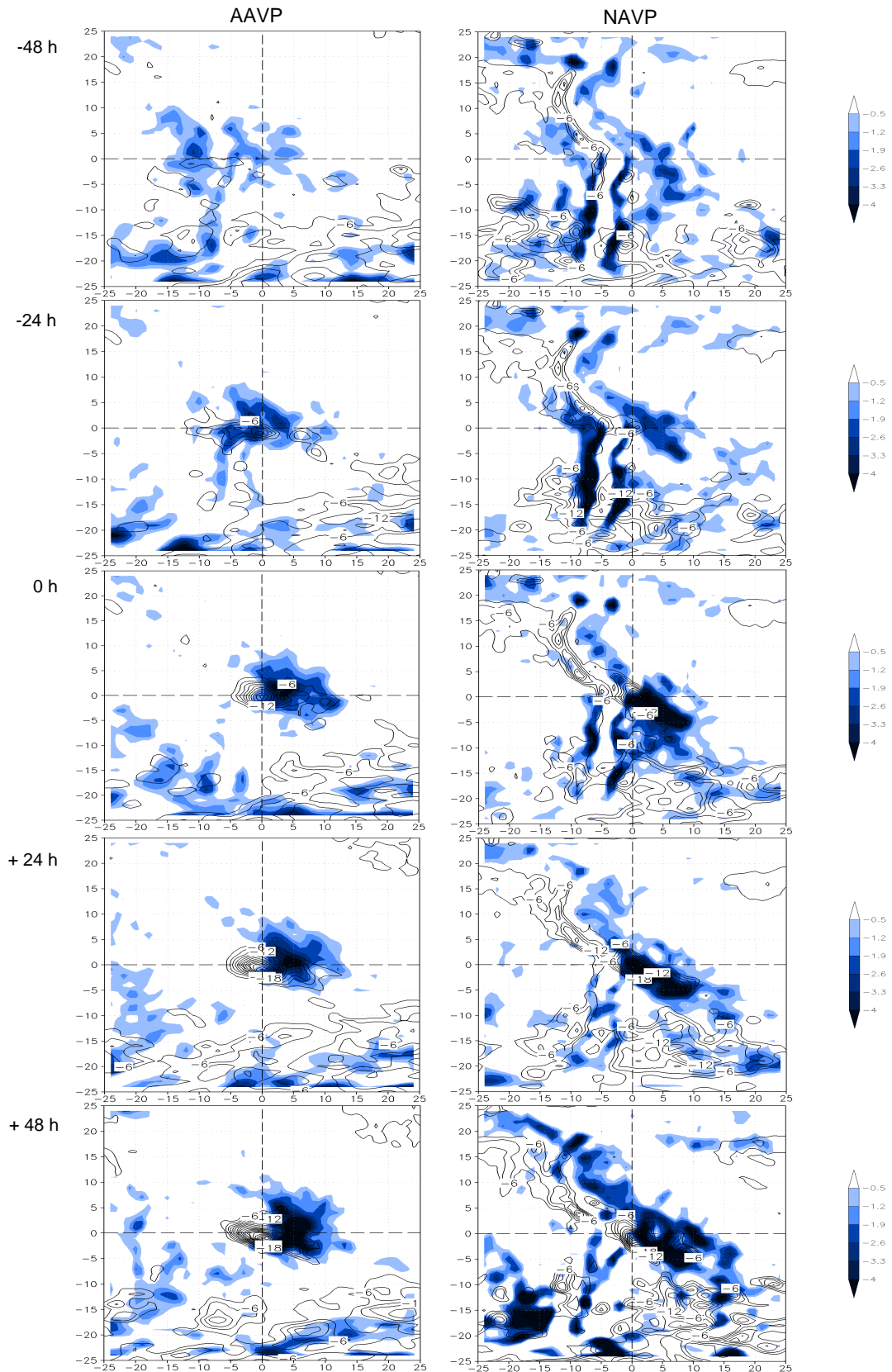


Figura 3.17 Composição de vorticidade relativa ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 975 hPa (linhas) e divergência ($\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$) em 850 hPa (sombreado) para os eventos AAVP e NAVP, ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

Na figura 3.18 são mostradas as composições da advecção de temperatura em 850 hPa. Comparando os dois casos, nota-se advecção quente bem mais intensa no caso NAVP, situada no setor nordeste, atingindo valores entre 3 e $4 \times 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$ em $t = -24$ h. A advecção fria para este caso situa-se no setor oeste/noroeste, aproximando-se e concentrando-se a oeste do ciclone com o passar do tempo. Em $t = 0$ h, a advecção fria é bastante intensa ao norte do centro, enquanto que a quente se situa à leste.

O caso AAVP apresenta advecção fria mais zonal à oeste do centro. Este caso apresenta intensa advecção quente somente em $t = +48$ h, formando um padrão de ar frio à oeste do ciclone e ar quente à leste. O caso NAVP também apresenta um padrão à oeste frio e à leste quente, porém em $t = +24$ h e $+48$ h a advecção fria se concentra sobre o centro do ciclone.

No campo de anomalia, observa-se a predominância de anomalias positivas no setor noroeste, enquanto que as anomalias negativas predominam no setor nordeste desde $t = -48$ h até $+24$ h. Com o passar do tempo, as anomalias positivas tomam o espaço das negativas, exceto no centro sul do ciclone. As anomalias negativas, na área de advecção quente, indicam que os ciclones AAVP formam-se sob advecção quente mais fraca que os NAVP. Ainda, a advecção fria a oeste/nordeste é mais fraca nos AAVP do que nos NAVP, exceto em $t = +48$ h. Isto indica fraca forçante térmica em baixos níveis devido à advecção nos eventos AAVP, como também encontraram Iwabe e da Rocha (2009) para o ciclone secundário de 17 de abril de 1999. Isto é bastante evidente desde $t = -24$ h até $+24$ h (Figura 3.18) com o ciclone situado em área de advecção fria.

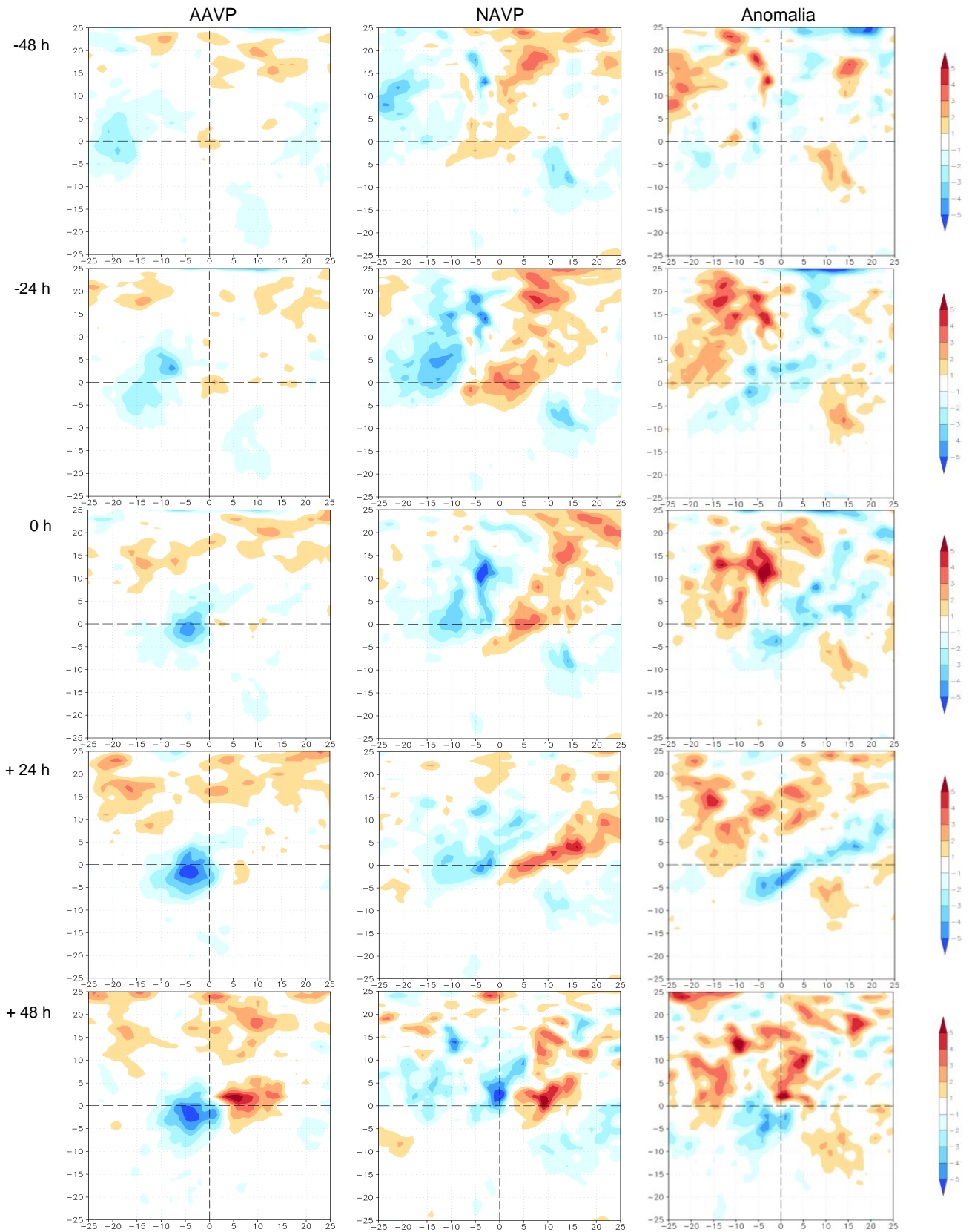


Figura 3.18 Composição da advecção de temperatura ($\times 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$) (sombreado) em 850 hPa para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

Composições de espessura entre 1000 e 500 hPa, PRNM e VP em 300 hPa são apresentadas na figura 3.19. Nos dois casos observa-se a ASAS à leste do centro do ciclone e os dois casos estão associados a um cavado em superfície. Inicialmente, em $t = 0$ h, o evento AAVP está associado à pressão de 1010 hPa enquanto que o NAVP, 1012 hPa. As isóbaras nos eventos AAVP apresentam uma estrutura mais suave do cavado em superfície, já nos NAVP o cavado é mais acentuado e novamente nota-se o sinal dos Andes à oeste deste cavado no campo de pressão. As linhas de espessura estão mais inclinadas, indicando maior advecção de temperatura nos ciclones NAVP. Em $t = +24$ h, a isóbara de 1008 hPa fecha-se no evento AAVP, e no evento NAVP fecha-se apenas em $t = +48$ h. Como pode ser visto na região sombreada, existe uma anomalia de VP associada à baixa em superfície para o evento AAVP.

O campo de anomalia mostra valores negativos para a espessura, os quais indicam que no campo NAVP a camada atmosférica é mais quente que no AAVP. As anomalias de espessura formam um centro fechado próximo ao centro do ciclone em superfície, atingindo valores de -20 dam em $t = 0$ h. A anomalia de VP encontra-se sobre o centro do ciclone (como já visto no campo de 300 hPa), atingindo valores entre -1 e -2 UVP. As linhas de pressão também apresentam anomalias negativas, que significa ciclone mais intenso nos eventos AAVP do que nos NAVP.

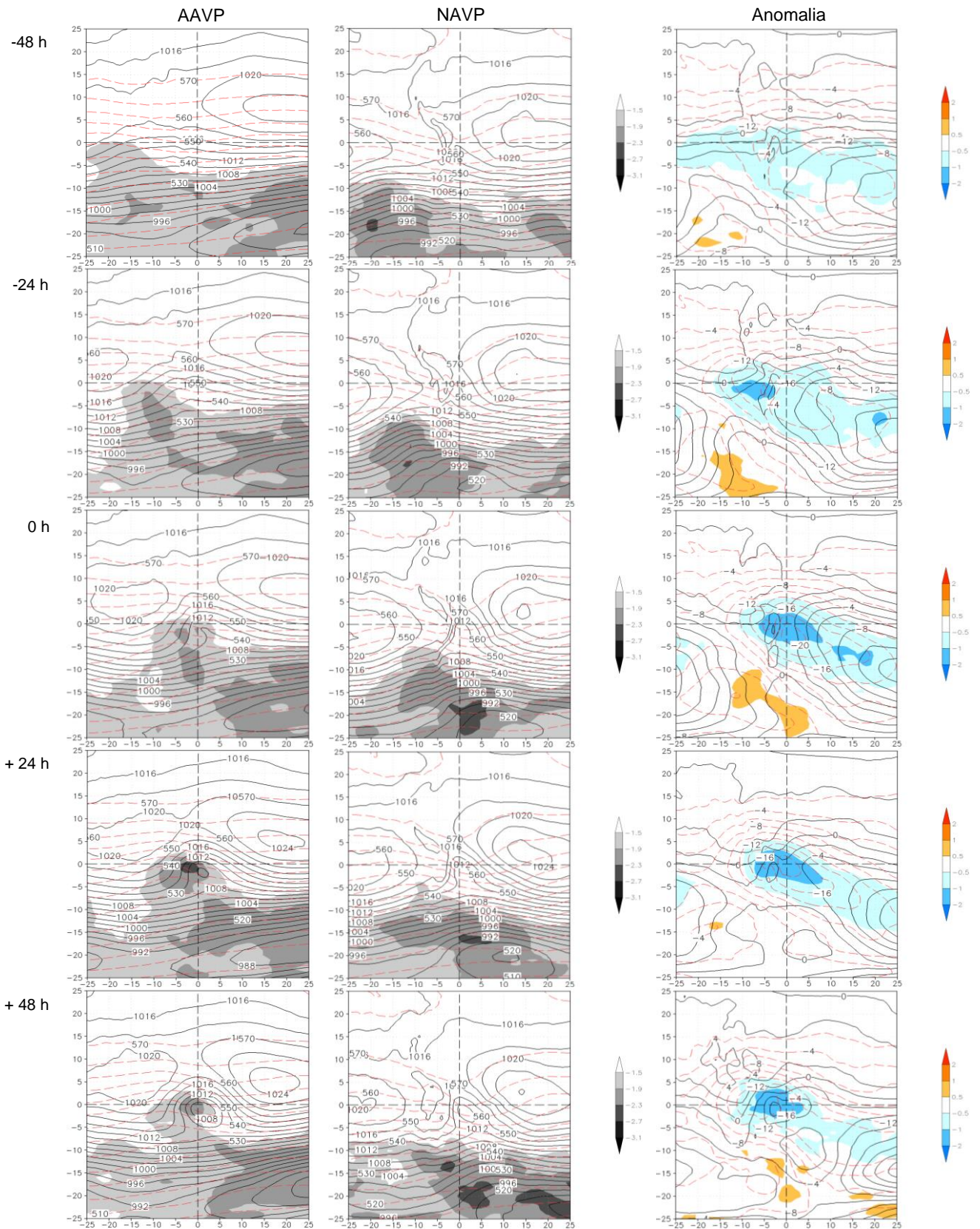


Figura 3.19 Composição da PRNM (hPa) (linha), espessura entre 1000-500 hPa (dam) (tracejado vermelho) e VP em 300 hPa (UVP) (sombreado) para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

A figura 3.20 mostra um corte vertical longitudinal, passando pelo centro do ciclone, da temperatura potencial e valores negativos de VP desde 1000 a 150 hPa. Nota-se pelas isentrópicas que a atmosfera se encontra mais quente nos eventos NAVP (confirmando as análises dos campos anteriores). Observa-se também para estes eventos um aquecimento maior no centro do ciclone. Isto é identificado através da inclinação para a superfície das linhas de temperatura potencial. Para os eventos AAVP, as linhas de temperatura potencial possuem ondulação mais intensa para cima à oeste do centro do ciclone (ar mais frio) e para baixo à leste (ar mais quente). Observam-se valores mais altos (absolutos) de VP adentrando a troposfera para os eventos AAVP do que para os NAVP. Esta ondulação para a tropopausa da AVP torna-se mais evidente a partir de $t = -24$ h, onde se intensifica e aproxima-se do centro do ciclone em superfície. Mais próximo à superfície, há presença de intensa AVP nos eventos NAVP. Esta anomalia em baixos níveis está associada à proximidade dos ciclones com os Andes, onde a reanálise da Era-Interim está cortando a topografia e então permanece estacionária durante todo o tempo de vida do ciclone. Como visto anteriormente (Figura 3.1b), há grande concentração de ciclones NAVP que se formam à leste e próximo da região dos Andes. Quanto à AVP em altos níveis, nota-se uma intrusão mais intensa nos eventos AAVP, chegando ao nível de 350 hPa em $t = +48$ h. Para os NAVP, a anomalia situa-se à oeste em relação ao centro do ciclone em superfície durante todo o tempo de vida do evento. Esta característica dá suporte para a manutenção e desenvolvimento do ciclone (Hoskins *et al.*, 1985; Martin, 2006), enquanto que nos AAVP, desde $t = 0$ h até $+48$ h, a anomalia mais intensa encontra-se exatamente sobre o centro do ciclone.

No campo de anomalia observam-se valores positivos de VP na baixa troposfera, para todos os tempos, chegando a 5 UVP em $t = -48$ h. Estes valores positivos representam VP mais intensa nos eventos NAVP em baixos níveis. Em relação a altos níveis, predominam anomalias negativas de VP, indicando que os eventos AAVP possuem VP mais intensa que os NAVP. Em $t = +24$ h a anomalia em altos níveis atinge valores entre -4 e -5 UVP. As anomalias de temperatura potencial são negativas para toda a troposfera, que, como visto em outros campos, indica que a atmosfera nos eventos NAVP encontra-se mais quente do que nos AAVP.

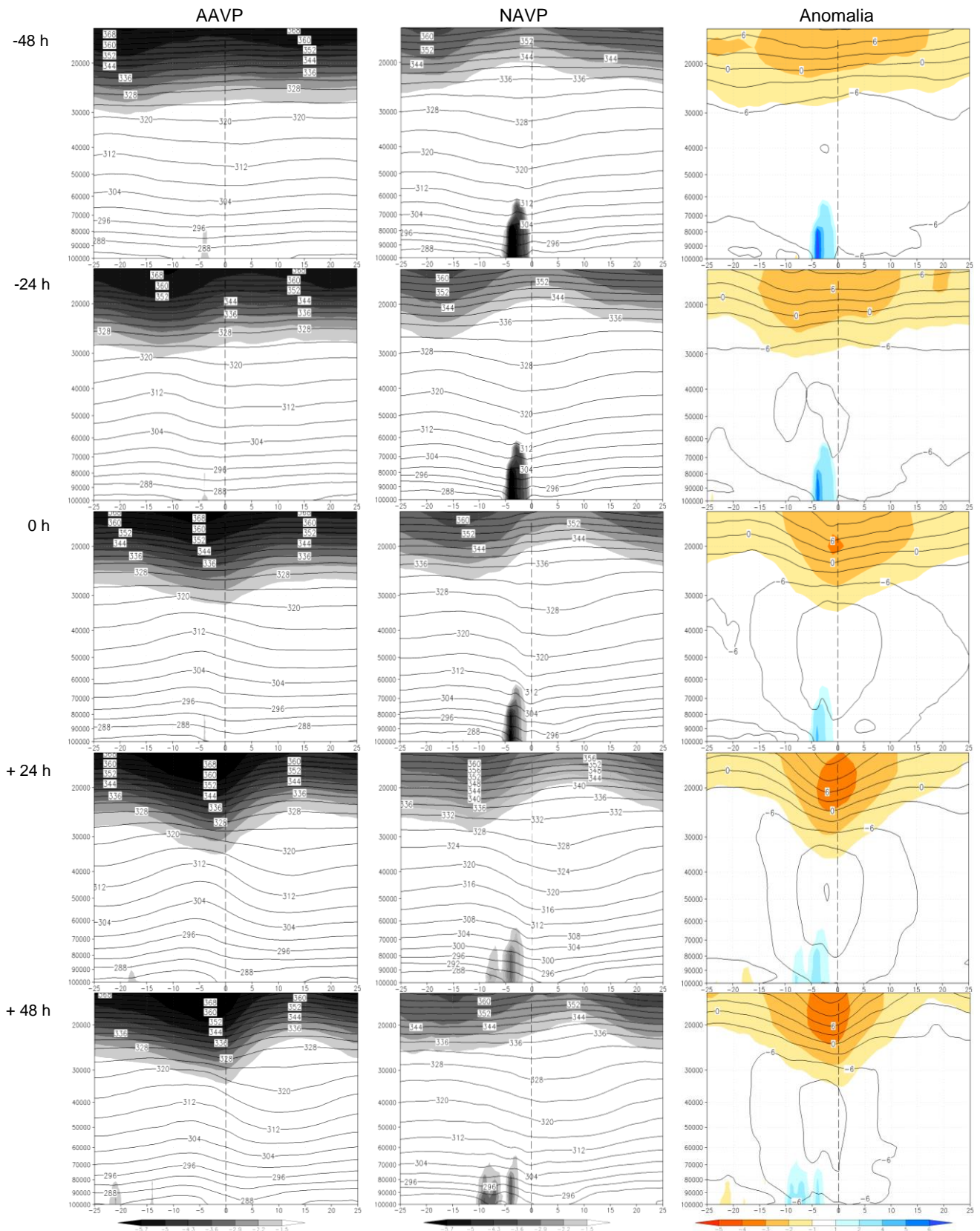


Figura 3.20 Composição do corte vertical longitudinal do ciclone, para os níveis de 100000 a 15000 Pa, da VP (UVP) (sombreado) e temperatura potencial (K) (linha), para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

Pelo campo de umidade relativa (Figura 3.21) nota-se que nos casos AAVP, existem bandas mais homogêneas de umidade relativa, enquanto que nos NAVP a umidade relativa é menos homogênea e há centros isolados na alta troposfera. No período de pré-formação do ciclone ($t = -48$ h e -24 h), para os dois casos, há a presença de uma banda úmida na média-alta troposfera. No horário de formação ($t = 0$ h) e durante as próximas 48 h, nota-se a permanência de um centro com maior umidade relativa entre 300 e 200 hPa à leste do centro do ciclone como também encontraram Basset e Ali (2006), o qual se ramifica para baixo atingindo a superfície. No caso AAVP, configura-se um centro à leste e um à oeste do centro do ciclone em 300 hPa, sendo estes menos intensos quando comparados com os NAVP. A formação destes centros ocorre devido à intrusão de ar estratosférico para a troposfera em altos níveis, que é mais seco, fazendo com que a atmosfera se aqueça à leste e à oeste da região de intrusão (Bluestein, 1993).

Notam-se anomalias positivas de umidade relativa em praticamente toda a atmosfera, exceto acima de 300 hPa, onde predominam anomalias negativas. Este padrão permanece em todos os tempos analisados, porém, com o desenvolvimento do ciclone, a anomalia negativa se intensifica, adentrando níveis abaixo de 300 hPa próximo ao centro do ciclone. Algumas regiões próximas à superfície também possuem anomalias negativas. Resumindo, na alta troposfera, próximo ao centro do ciclone, os eventos NAVP possuem maior umidade relativa que os AAVP, enquanto estes possuem bandas mais homogêneas de umidade relativa em praticamente toda a atmosfera.

As anomalias positivas indicam que a umidade relativa para os casos AAVP é maior, mas não necessariamente que a atmosfera está mais úmida. A atmosfera mais quente no caso NAVP comporta maior quantidade de vapor d'água, enquanto que nos AAVP, sob atmosfera mais fria, menor quantidade de vapor d'água é necessária para atingir a mesma umidade relativa.

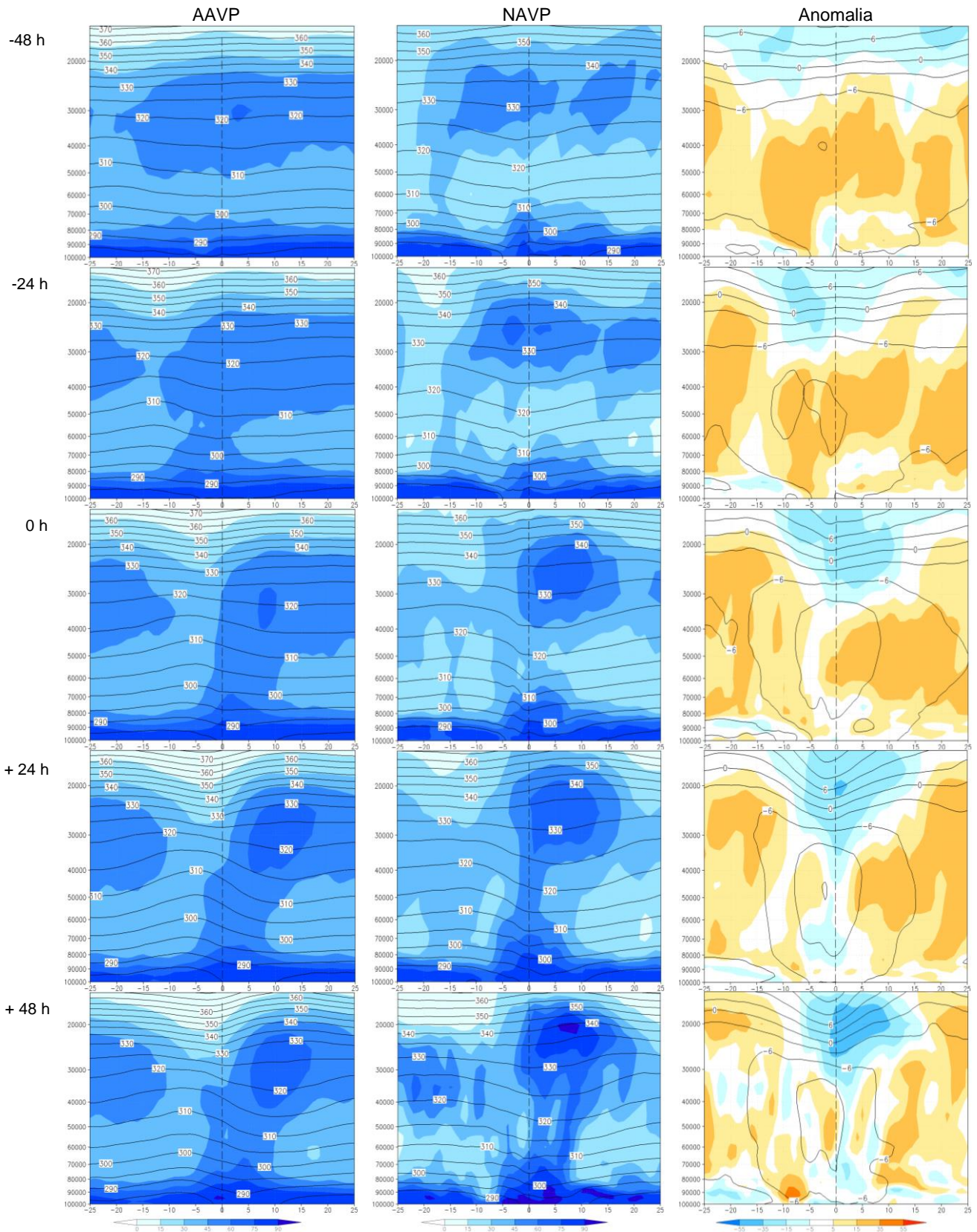


Figura 3.21 Composição do corte vertical longitudinal do ciclone, para os níveis de 100000 a 15000 Pa, da umidade relativa (%) (sombreado) e temperatura potencial (K) (linha) para os eventos AAVP e NAVP e a anomalia destes campos (AAVP-NAVP), ao longo do ciclo de vida do ciclone para o inverno.

3.2.2 Verão

Será apresentada também uma análise para o verão a fim de encontrar diferenças em relação ao inverno nos padrões de circulação e das características termodinâmicas, tanto para os AAVP quanto para os NAVP. Há um número menor de eventos no total para esta estação (quando comparada com o inverno) (Figura 3.1), porém os eventos NAVP contabilizam um número maior que os AAVP.

No verão, o comportamento da AVP e da altura geopotencial possui um padrão diferente (Figura 3.22). A atmosfera além de encontrar-se bem mais quente, a AVP em 300 hPa atinge valores mais intensos (-3 UVP) nas imediações do centro do ciclone. Uma característica que permanece nas diferentes estações (inverno e verão) é que a atmosfera se encontra mais fria nos casos AAVP e mais quente nos casos NAVP.

Para o evento AAVP observa-se a aproximação da AVP desde o oeste para o centro do ciclone em superfície, ao longo da formação do ciclone juntamente com um cavado em 300 hPa. Em $t = +24$ h esta AVP permanece sobre o ciclone até $t = +48$ h, onde ocorre seu desprendimento do escoamento de latitudes mais altas. O cavado para os eventos AAVP é mais acentuado quando comparado com o cavado presente nos NAVP. Neste último, a AVP situa-se ao sul do centro do ciclone e este se desenvolve em uma região mais quente (entre as linhas de 952 e 960 dam de altura geopotencial, enquanto que no caso associado o ciclone se desenvolve entre 928 e 944 dam).

As anomalias em 300 hPa, assim como para o inverno, mostram valores negativos para a altura geopotencial e para a VP. As isoípsas possuem estruturas diferenciadas quando comparadas com o inverno. No inverno, a anomalia apresenta um padrão zonal, desprendendo um centro em $t = +48$ h, coincidindo com o centro do ciclone. E à leste deste centro, fracas anomalias positivas acompanham o escoamento. No verão o padrão permanece com características zonais até $t = 0$ h. Centros de altura geopotencial, associados a AVP negativas em praticamente todo o tempo de vida do ciclone, começam a desprender-se do escoamento, formando centros isolados, mais caracterizando um padrão de bloqueio. Um destes centros isolados situa-se sobre o centro do ciclone em superfície em $t = +24$ h, permanecendo até $t = +48$ h.

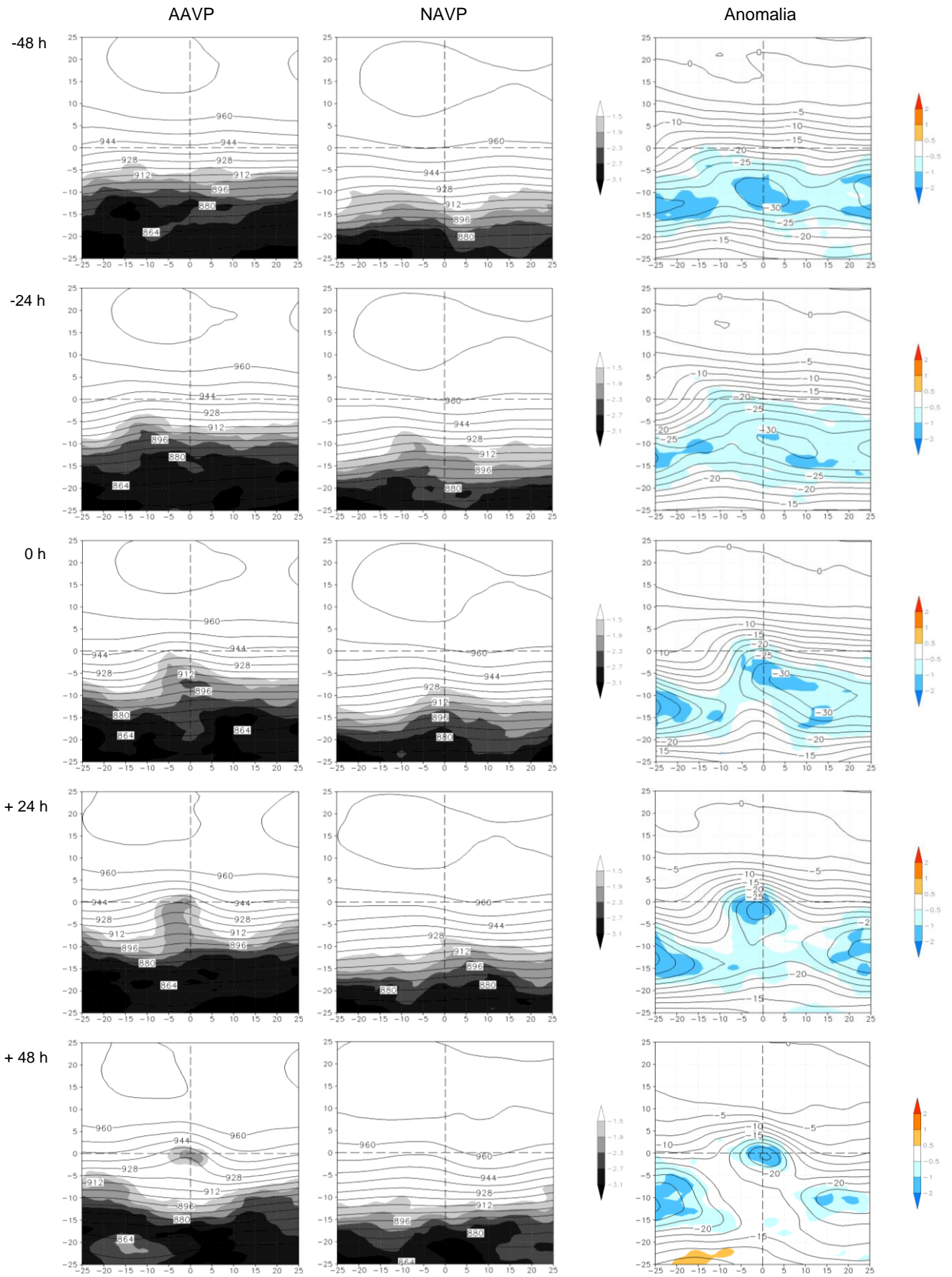


Figura 3.22 Idem à Figura 3.13, mas para o verão.

O máximo de vento em 200 hPa possui características semelhantes com as do inverno em relação à posição de máximo de vento próximo ao centro do ciclone (Figura 3.23). No período de pré-formação do caso AAVP, o jato de altos níveis encontra-se sobre o ciclone em superfície, o que não favoreceria divergência em altos níveis para a ciclogênese em $t = 0$ h. Porém, entre $t = 0$ h e +48 h o ciclone situa-se no quadrante noroeste (região de divergência em altos níveis), favorecendo o aprofundamento dos ciclones AAVP. Em $t = +48$ h o jato atinge máximos entre 38 e 42 m/s em. Nos eventos NAVP, o ciclone forma-se no setor equatorial do jato que está mais ao sul, ou seja, em latitudes mais altas, permanecendo com este padrão desde $t = -48$ h até +48 h, não ultrapassando os 38 m/s. Nos eventos AAVP o vento de oeste ao norte do ciclone é mais intenso do que nos eventos NAVP.

A principal diferença entre o inverno e o verão para os ventos em 200 hPa é a intensidade do jato (no inverno este ultrapassa 42 m/s). Outra diferença relevante é a presença de um cavado no setor nordeste, em relação ao centro do ciclone, o qual se intensifica com o desenvolvimento do ciclone (no verão). Este cavado está presente nos dois casos. Ainda, no caso AAVP há um anticiclone no quadrante noroeste. Estes dois sistemas em altos níveis indicam a presença da monção sobre a América do Sul, a qual ocorre nos meses de primavera e verão. Este cavado à nordeste corresponde ao Cavado do Nordeste e o anticiclone à oeste do centro do ciclone em superfície corresponde à Alta da Bolívia (Zhou e Lau, 1998; Gan e Rao, 2009). Estes dois sistemas auxiliam na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (Carvalho e Jones, 2009).

No campo de anomalia há a presença de dois centros bastante pronunciados próximos ao máximo de anomalia positiva da magnitude do vento. Ao norte desta anomalia, observa-se um centro anticiclônico que permanece desde $t = -48$ h até +48 h, enquanto que ao sul da anomalia há presença de um centro ciclônico, o qual está associado ao centro do ciclone em superfície. Este centro ciclônico se intensifica ao longo do desenvolvimento do ciclone, desprendendo-se do escoamento a partir de $t = 0$ h.

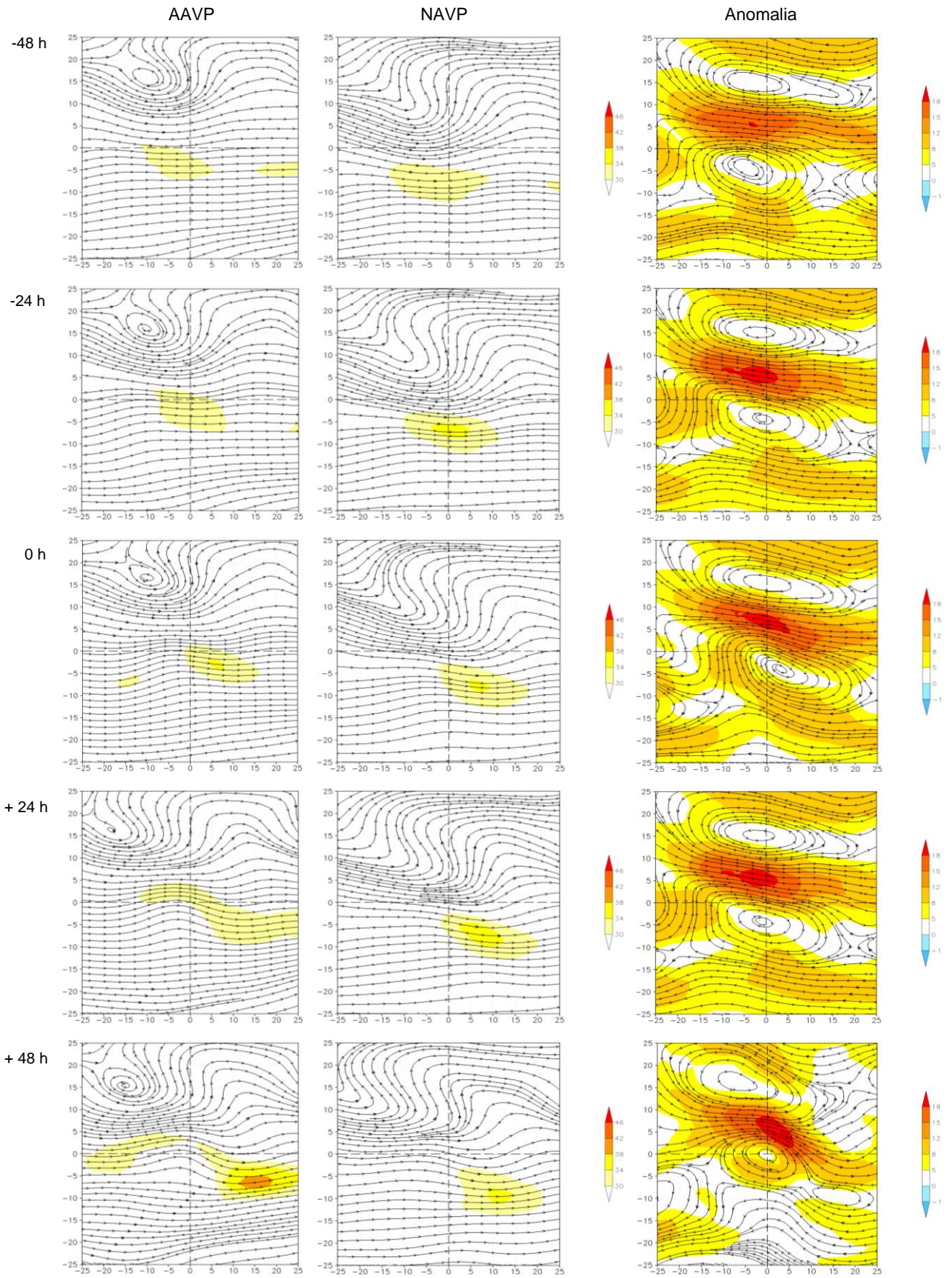


Figura 3.23 Idem à Figura 3.14, mas para o verão.

Em 500 hPa, nos dois casos, o cavado associado ao ciclone começa a acentuar-se a partir de $t = 0$ h. Para todo o período, desde $t = -48$ h até $+48$ h, a atmosfera encontra-se mais fria no caso AAVP e o núcleo de VR negativa é mais intenso neste do que no NAVP. Um centro de vorticidade ciclônica desprende-se do escoamento em altas latitudes, nos dois casos, formando um centro isolado em $t = +48$ h. Tanto o cavado quanto o valor da VR negativa (e positiva) são mais intensos para os casos AAVP.

A principal diferença entre o inverno e o verão neste campo é o isolamento do centro de VR negativa em $t = +48$ h. No inverno há a presença de um centro mais intenso no caso AAVP, porém, no verão, tanto no caso AAVP quanto NAVP ocorre esse desprendimento. Outra diferença (que era de se esperar) é a atmosfera encontrar-se mais quente. Enquanto os casos AAVP no inverno desenvolvem-se entre 550 e 555 dam de altura geopotencial, no verão estes se formam próximo a 565 dam.

No campo de anomalia, observa-se que em $t = +24$ h um centro de anomalia de VR negativa se isola do resto do escoamento, enquanto que para o inverno o centro está agregado a outro centro à leste. A diferença das isoípsas é maior para o inverno, apesar de também predominarem anomalias negativas, as quais indicam que os NAVP se encontram mais quentes que os AAVP na região do ciclone.

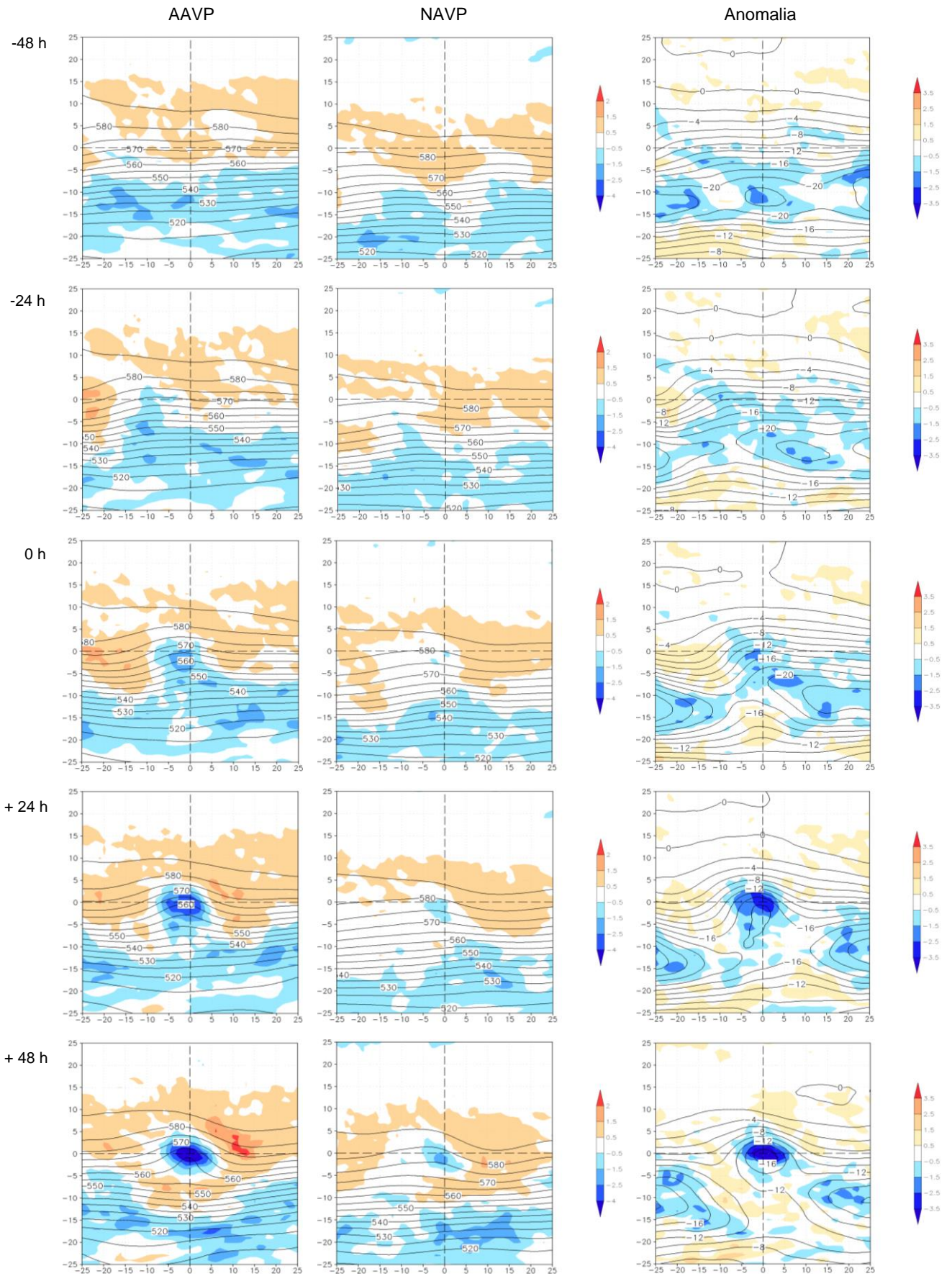


Figura 3.24 Idem à Figura 3.15, mas para o verão.

O transporte de umidade em direção ao centro do ciclone é mais intenso no verão (Figura 3.25), quando comparada com o inverno (Figura 3.16). A ASAS está mais intensa no verão, transportando mais umidade para a região de formação do ciclone. O cavado encontra-se mais acentuado nos casos AAVP, tanto no verão quanto no inverno. Porém, para o verão ocorre a formação de um centro ciclônico isolado em $t = +48$ h, para ambos os casos.

No campo de anomalia notam-se centros de anomalia negativa de umidade próximos ao centro do ciclone, o que indica que os ciclones NAVP formam-se em ambiente mais úmido que os AAVP, como também foi observado no inverno. Já na parte superior das figuras há anomalias positivas, indicando mais umidade no caso AAVP. A principal diferença entre as duas estações é o transporte de umidade para a região ciclogênica. No verão, a umidade atinge valores entre 10 e 12 g/kg; os ventos associados à ASAS conseguem transportar mais umidade quando comparado com o inverno.

A divergência em 850 hPa e VR em 975 hPa (Figura 3.26) do verão apresentam características semelhantes às do evento NAVP do inverno. Centros de VR negativa estão presentes no setor noroeste do centro do ciclone, intensificando-se em $t = 0$ h. No caso AAVP, há presença de centros de VR ciclônica ao sul do centro do ciclone. Nos casos NAVP, também há outros centros, mas estes se encontram mais afastados. Os eventos AAVP para o verão também indicam vortacidade e divergência mais intensos que os NAVP, assim como no inverno.

Centros de VR negativa organizam-se já em $t = -24$ h, associados a centros de convergência de massa no entorno do ciclone. Em $t = 0$ h, a convergência se intensifica nos dois casos, sendo mais intensa à leste e norte do centro do ciclone. Uma extensa banda de convergência, direcionada NW-SE, está presente nos dois casos a partir de $t = 0$ h até $t = +48$ h.

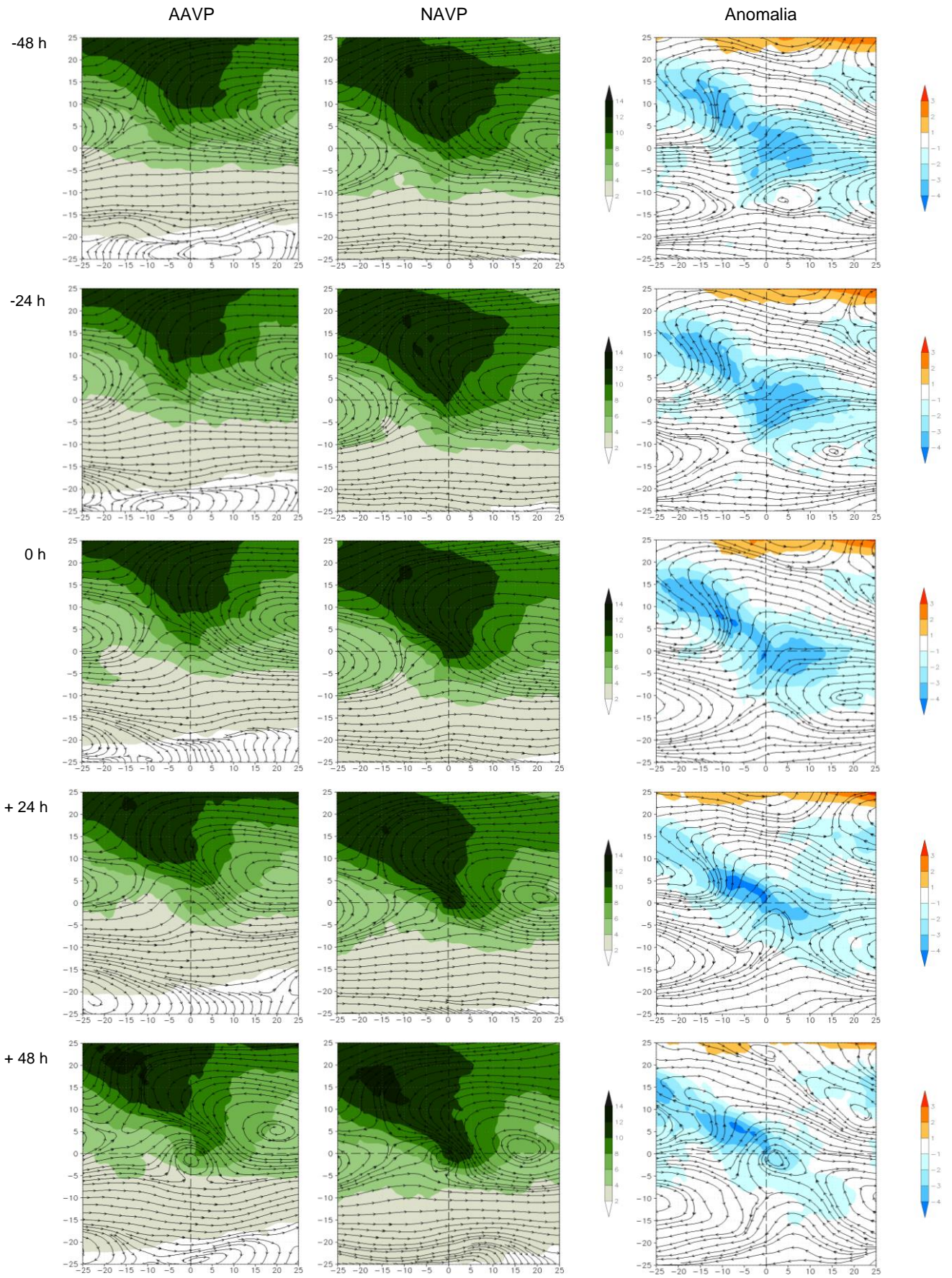


Figura 3.25 Idem à Figura 3.16, mas para o verão.

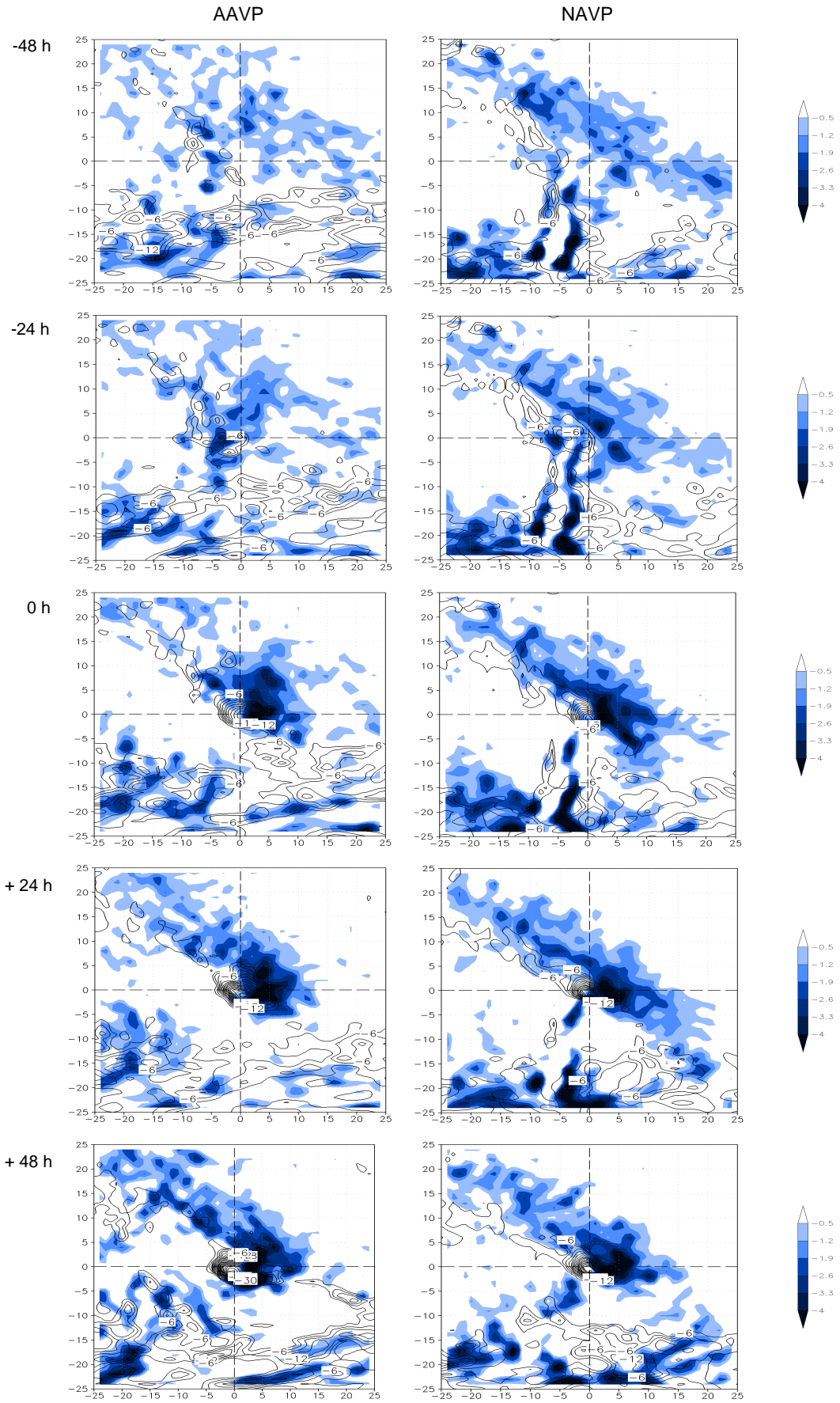


Figura 3.26 Idem à Figura 3.17, mas para o verão.

Os campos de advecção de temperatura em 850 hPa no verão (Figura 3.27) mostram um comportamento diferenciado do inverno. O padrão formado em $t = +48$ h, para o caso AAVP, pronuncia-se já em $t = 0$ h do verão e no setor nordeste há advecção quente mais intensa para todos os tempos no verão do que para o inverno. Em $t = +48$ h nota-se uma desintensificação da advecção fria à oeste do ciclone, enquanto que há intensificação da advecção quente ao norte e à leste.

Para o caso NAVP, a advecção quente é menor para verão do que no inverno. Em $t = 0$ h, e nos próximos tempos, há advecção fria fraca à oeste do ciclone. Comparando os casos AAVP e NAVP do verão, em geral, a advecção de temperatura possui valor maior nos AAVP, tanto negativos quanto positivos.

No campo de superfície (Figura 3.28), a pré-formação e desenvolvimento dos ciclones AAVP encontram-se em uma região onde a camada atmosférica é mais fria que a dos NAVP (AAVP entre 560-565 dam, enquanto que NAVP entre 570-575 dam de espessura). O processo de formação do centro de baixa em superfície apresenta características diferentes quanto à inclinação do cavado em superfície e à AVP em 300 hPa. Enquanto os AAVP apresentam inclinação NW-SE, o que é normal, os NAVP possuem pouca inclinação, com orientação mais N-S.

Nos eventos AAVP, a AVP desloca-se em direção ao centro de baixa pressão em superfície, desprendendo-se do escoamento de oeste entre $t = +24$ h e $+48$ h. Já nos ciclones NAVP, além do centro de baixa ser menos intenso que os AAVP (1010 hPa comparado com 1002 hPa do AAVP em $t = +48$ h), o reservatório de VP não migra para latitudes mais baixas (permanece em latitudes mais altas) em todo o ciclo de vida.

No campo de anomalia, valores negativos de espessura indicam que a camada atmosférica no ambiente de formação dos ciclones NAVP está mais quente e possui pressões maiores. Juntamente com os centros negativos de pressão estão associadas anomalias negativas de VP. Ou seja, as composições indicam que os ciclones AAVP são mais intensos do que os NAVP desde $t = -48$ h até $+48$ h.

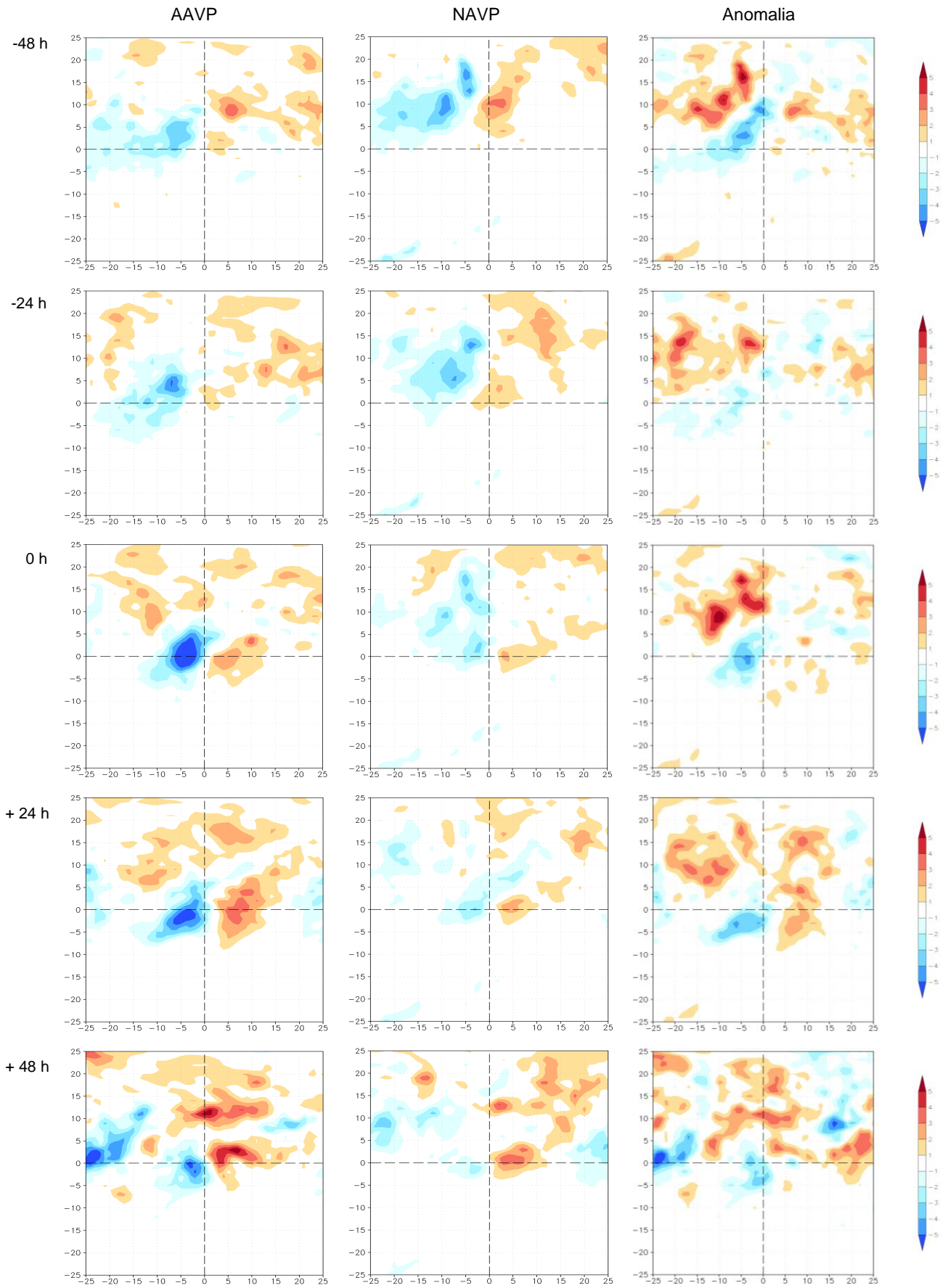


Figura 3.27 Idem à Figura 3.18, mas para o verão.

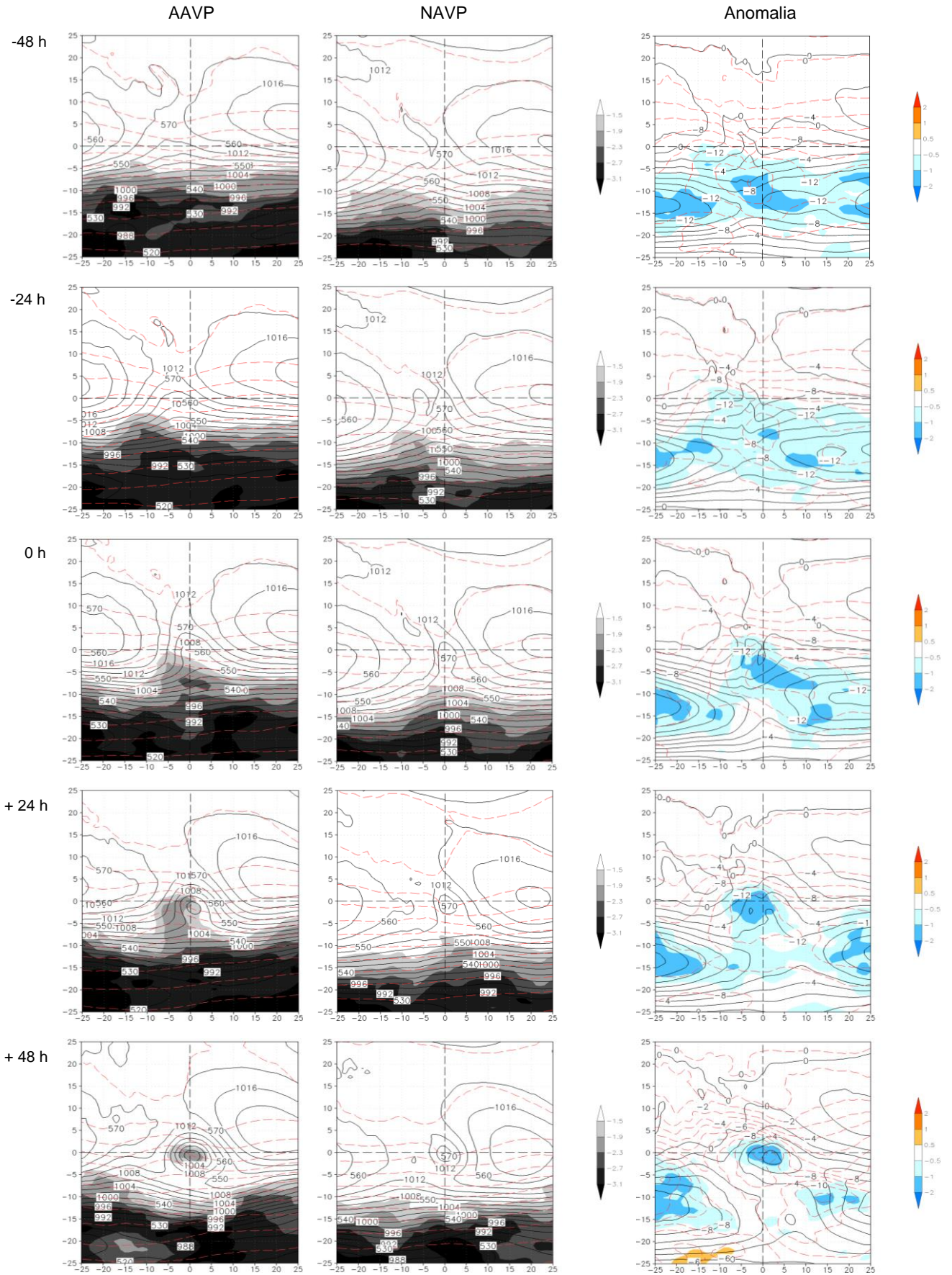


Figura 3.28 Idem à Figura 3.19, mas para o verão.

No corte vertical de VP para o verão (Figura 3.29), as linhas de temperatura potencial possuem valores mais elevados que as do inverno, indicando a mudança de estação. A AVP, assim como para o inverno, é mais intensa para os casos AAVP quando comparada com os NAVP.

A posição da AVP em relação ao centro do ciclone, para o caso AAVP, situa-se na retaguarda do mesmo até $t = 0$ h. A partir de $t = +24$ h esta anomalia atinge níveis mais baixos da troposfera (abaixo de 300 hPa) e se alinha ao centro do ciclone. As linhas de temperatura potencial possuem maior inclinação em direção ao centro do ciclone nos casos AAVP, mostrando o ar mais frio acompanhando o sistema.

No caso NAVP, a atmosfera encontra-se mais quente e a AVP possui uma forte inclinação para cima, presente em todo o tempo de vida do ciclone, que permanece na parte dianteira do ciclone, forçando movimento ascendente. Nota-se que em $t = 0$ h, as linhas de temperatura potencial possuem uma ondulação para baixo na região do centro do ciclone e para cima na região de retaguarda, significando mais aquecimento no centro do ciclone e a presença do ar mais frio na parte anterior ao centro. A inclinação das linhas de temperatura potencial é menor comparada às dos eventos AAVP. Em relação à AVP, esta permanece em todo tempo de vida do ciclone em sua parte traseira, não atingindo o centro e confinada em níveis superiores a 200 hPa.

As anomalias de temperatura potencial, assim como no inverno, também são negativas na troposfera, indicando que a atmosfera está mais quente para os ciclones NAVP. Quanto aos valores negativos de AVP, significam que a AVP nos casos AAVP são mais intensas. Um núcleo entre -3 e -4 UVP forma-se em $t = +24$ h, isolando-se em $t = +48$ h, onde também diminui seu tamanho. Comparando com o inverno, no caso de verão não há presença de anomalias de VP positivas em superfície.

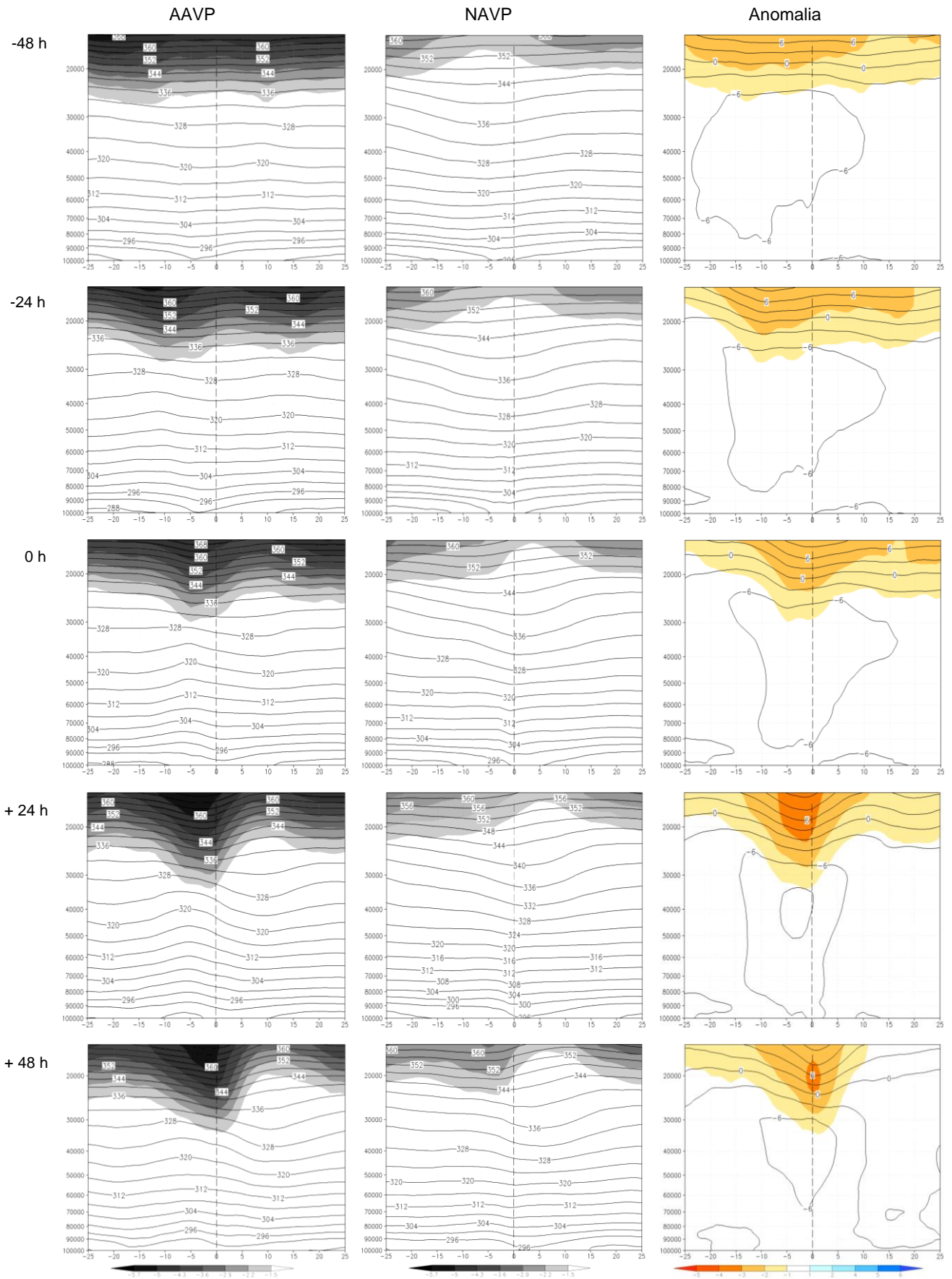


Figura 3.29 Idem à Figura 3.20, mas para o verão.

Apesar de, como para o inverno, os casos AAVP apresentarem uma banda mais homogênea de umidade relativa (em $t = -48$ h e -24 h) (Figura 3.30) entre os níveis de 400 e 200 hPa, os dois campos apresentam estrutura similar a partir de $t = 0$ h. As bandas de alta umidade relativa formam uma estrutura vertical melhor definida a partir de $t = 0$ h, localizando-se na dianteira do centro do ciclone. Esta banda compreende desde a superfície atingindo níveis acima de 200 hPa, com seus centros máximos localizados entre 200 hPa e 300 hPa. Diferentemente do inverno, os eventos do verão possuem valores de umidade relativa semelhantes durante o ciclo de vida do ciclone.

Notam-se baixos valores positivos de anomalia para a umidade relativa em algumas regiões. Essas bandas de anomalias positivas são menos homogêneas e menos intensas quando comparadas com as do inverno. Além disso, anomalias negativas de umidade relativa estão presentes, isoladamente, próximo à superfície e em altos níveis. Com o desenvolvimento do ciclone, a região de anomalia negativa em altos níveis prolonga-se até a superfície (pode ser visto a partir de $t = -24$ h). Esta característica também é vista para o inverno, porém só notada em $t = +24$ h.

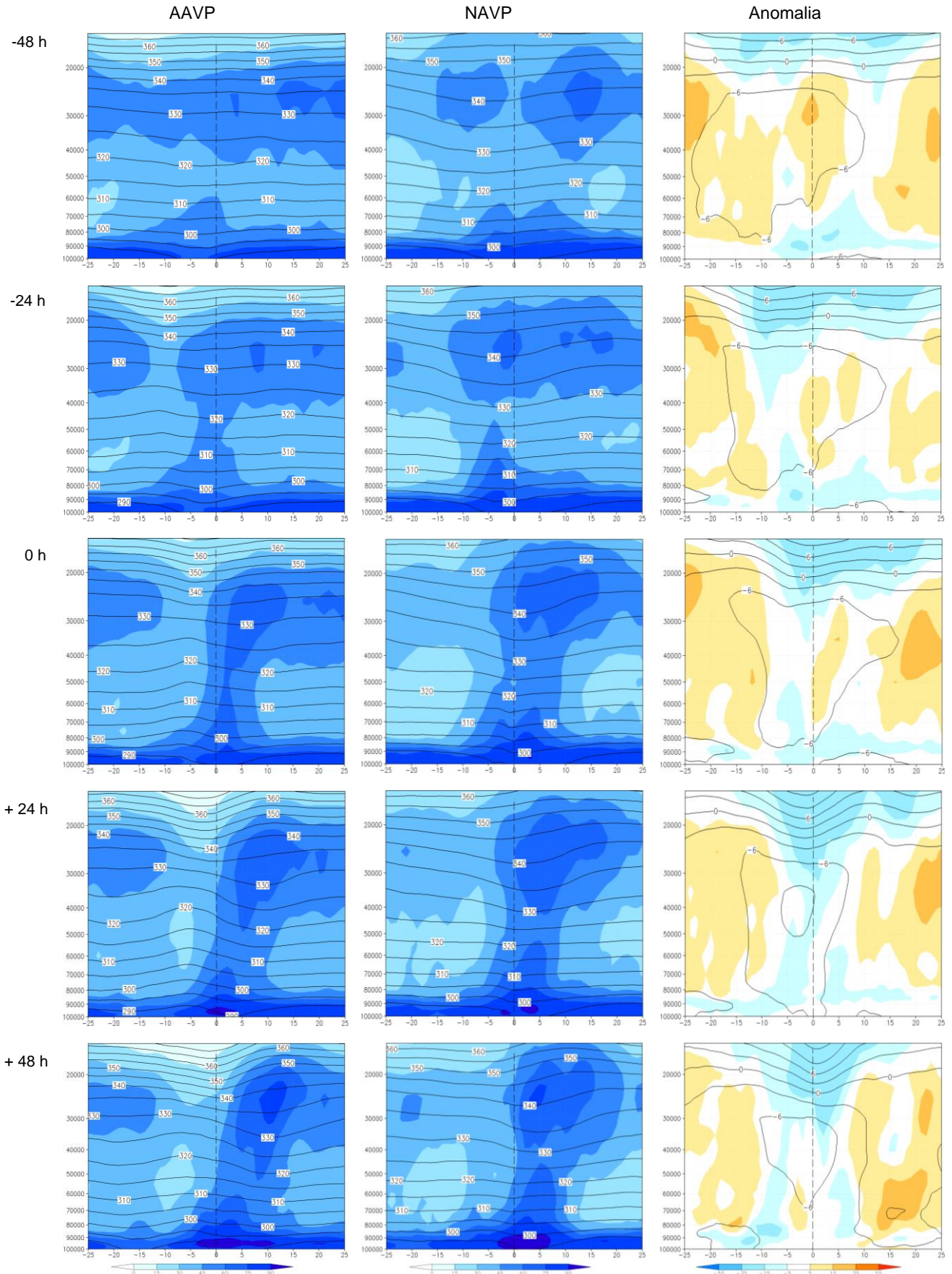


Figura 3.30 Idem à Figura 3.21, mas para o verão.

3.2.3 Primavera

Inspecionando os campos dos ciclones formados no período de primavera, notam-se diversas semelhanças em relação ao inverno, principalmente, e verão. Assim, serão mostrados os campos que apresentam aspectos diferentes aos das outras estações.

Em 300 hPa (Figura 3.31), os dois casos possuem mais semelhança com os do inverno. Nos AAVP, o centro do ciclone encontra-se sob uma camada da atmosfera um pouco mais quente do que os NAVP. A diferença é que em $t = -24$ h há um centro de AVP aproximando-se pelo oeste/sudoeste do ciclone com valores mais intensos que no inverno. Em $t = 0$ h o cavado é mais acentuado, porém as características da AVP são bastante semelhantes, permanecendo sobre o centro do ciclone em superfície a partir de $t = +24$ h. Os ciclones NAVP apresentam estrutura semelhante aos eventos de inverno nos campos de altura geopotencial e de AVP. A única diferença é que, na primavera, a região do reservatório de alta VP ocupa uma área maior.

As anomalias na figura 3.31 mostram diferenças em relação ao inverno. Na altura geopotencial em $t = -48$ h, os valores de anomalia são menores para a primavera, indicando que no inverno a diferença entre a altura geopotencial de eventos AAVP e NAVP é maior. A anomalia de VP é mais intensa na primavera (valores negativos indicam que o campo de VP no caso AAVP é mais intenso que o NAVP).

A partir de $t = 0$ h, a anomalia da altura geopotencial da primavera apresenta característica semelhante à do inverno, também nos valores da AVP. A diferença que se nota é em relação ao cavado presente ao sul do centro de altura geopotencial que é mais acentuado no inverno. Este cavado está associado a anomalias positivas de VP, indicando que nesta região as AVP do caso NAVP são mais intensas. Em $t = 0$ h e $+24$ h, este cavado se desintensifica na primavera enquanto que no inverno ocorre o contrário, ou seja, continua se intensificando. Somente em $t = +48$ h, quando há um isolamento dos centros de altura geopotencial e AVP próximos ao ciclone, é que se reestabelece um cavado ao sul, formando um novo centro de altura geopotencial menos intenso e com anomalias positivas de VP.

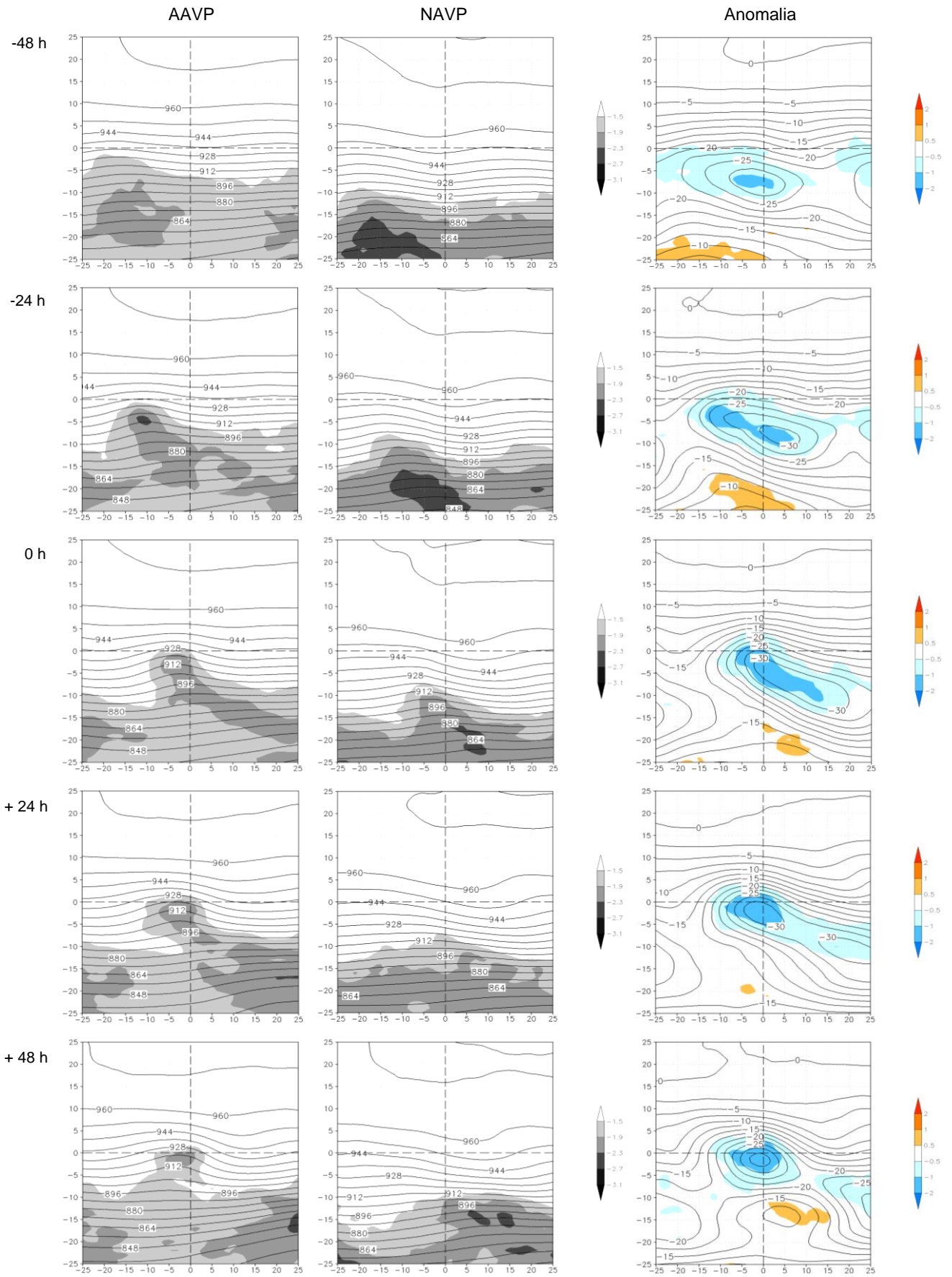


Figura 3.31 Idem às Figuras 3.13 e 3.22, mas para a primavera.

O campo de vento em 200 hPa (Figura 3.32) possui também estrutura semelhante à do inverno, exceto pela intensidade da corrente de jato, que é maior no inverno (nos casos AAVP atinge valores entre 42-46 m/s, enquanto que na primavera não ultrapassa 42 m/s). Em $t = 0$ h o jato parece sofrer uma bifurcação próximo ao centro do ciclone, formando dois núcleos, um à sudeste e outro à noroeste do centro do ciclone em superfície, o que não ocorre no inverno nos ciclones AAVP.

Para os eventos NAVP, a intensidade dos ventos no inverno abrange uma maior área de ventos máximos do que na primavera, com o núcleo do jato atingindo valores entre 42-46 m/s em $t = +24$ h, enquanto na primavera o máximo ocorre em $t = +48$ h. Para o inverno nota-se outro núcleo associado ao jato, localizado à oeste do centro do ciclone, enquanto que na primavera mostra apenas um núcleo. Ainda, no inverno a corrente de jato apresenta uma forma mais ondulada e na primavera mais reta. Em relação à anomalia do vento em 200 hPa (Figura 3.32), os padrões e magnitude dos ventos são semelhantes aos do inverno. No entanto, em $t = +24$ e $+48$ h o centro ciclônico formado na primavera é mais amplo comparado com o do inverno.

Em níveis médios (500 hPa) (não mostrado), os eventos AAVP da primavera apresentam características extremamente semelhantes aos campos dos AAVP do inverno, diferindo somente na localização do centro do ciclone de acordo com a altura geopotencial. Enquanto no inverno mantém-se sob 550 e 555 dam (a partir de $t = +24$ h), na primavera mantém-se próximo a 560 dam. O campo dos NAVP difere do inverno em relação à intensidade da VR negativa e positiva, as quais na primavera possuem valores menores para ambas. A localização do ciclone em relação ao cavado na altura geopotencial é praticamente a mesma para as duas estações.

Na anomalia, em $t = -48$ h, tem-se o fechamento das isoípsas ao sul do centro do ciclone, o que não ocorre no campo de inverno. Novamente, as anomalias de altura geopotencial são menores quando comparadas com as do inverno, e negativas, indicando que os eventos NAVP possuem a camada da atmosfera mais quente que os AAVP. Em $t = +48$ h forma-se um centro negativo de anomalia de altura geopotencial ao sul do centro principal associado ao ciclone, apresentando anomalias positivas de VR. No campo de inverno, este centro está menos definido e deslocado à oeste.

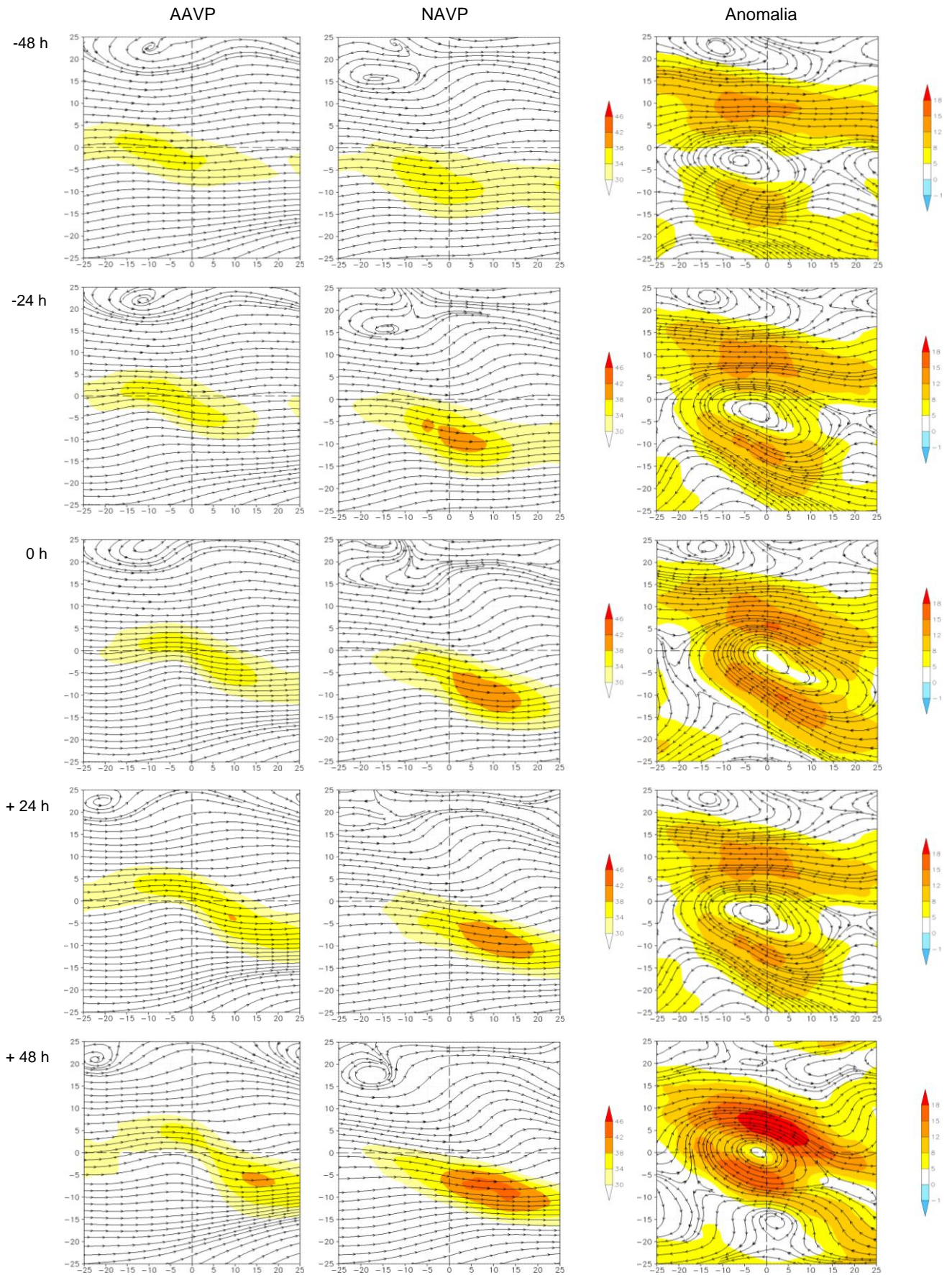


Figura 3.32 Idem às Figuras 3.14 e 3.23, mas para a primavera.

Em 850 hPa (Figura 3.33), os eventos AAVP apresentam o cavado associado ao ciclone mais acentuado e a área com maior valor de umidade específica encontra-se mais próxima do centro do ciclone e é mais intensa, quando comparado com o inverno. Em $t = -24$ h, por exemplo, o centro do ciclone encontra-se bem próximo da região com altos valores de umidade específica à leste, já no inverno este núcleo situa-se mais ao sul. Em $t = 0$ h o comprimento de onda é menor comparado com o do mesmo tempo para o inverno nos eventos AAVP. Em $t = +24$ h nota-se a presença de um anticiclone à oeste do centro do ciclone, enquanto que no inverno este anticiclone persiste somente até $t = 0$ h. Estas características dos AAVP da primavera se assemelham melhor com os AAVP do verão, tanto os ventos quanto à disposição da umidade, exceto pelo centro ciclônico presente em $t = +48$ h que só é observado no verão.

Nos eventos NAVP o padrão de vento da primavera é semelhante ao do verão. O que difere é a umidade específica, a qual o padrão se assemelha ao inverno. Na região de retaguarda do ciclone em superfície, a atmosfera encontra-se mais seca, o que não ocorre no verão. Nas anomalias, como esperado, a umidade específica mostra um padrão que se assemelha ao do inverno, enquanto que a anomalia dos ventos se assemelha ao do verão. Como para as outras estações do ano, os eventos AAVP formam-se em ambiente mais seco do que os NAVP, como indicado pelas anomalias (Figura 3.33).

Quanto ao campo de VR em 975 hPa e divergência em 850 hPa (Figura 3.34), nos casos AAVP da primavera há presença de valores mais altos de VR ciclônica já em $t = -24$ h, quando comparados com verão e inverno. Diferentemente do inverno, a disposição da VR é mais alongada no sentido NW-SE (semelhante ao verão), enquanto no inverno o padrão é mais zonal. O padrão de convergência também se assemelha ao do verão. A faixa de VR ciclônica ao sul do centro do ciclone mantém-se mais distante quando comparada com o verão. Nos eventos NAVP da primavera, tanto a VR quanto a convergência, possuem características semelhantes às do inverno.

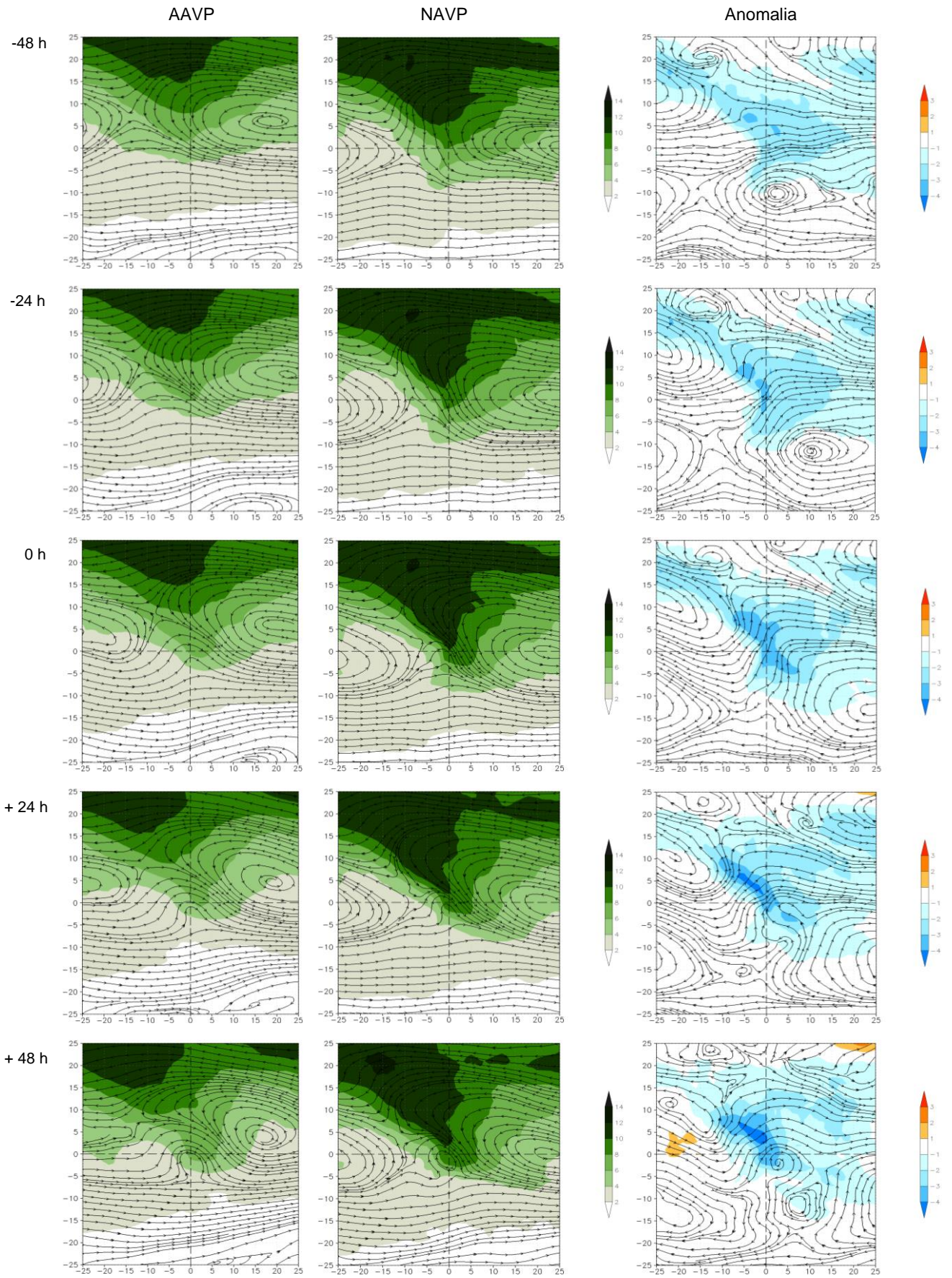


Figura 3.33 Idem às Figuras 3.16 e 3.25, mas para a primavera.

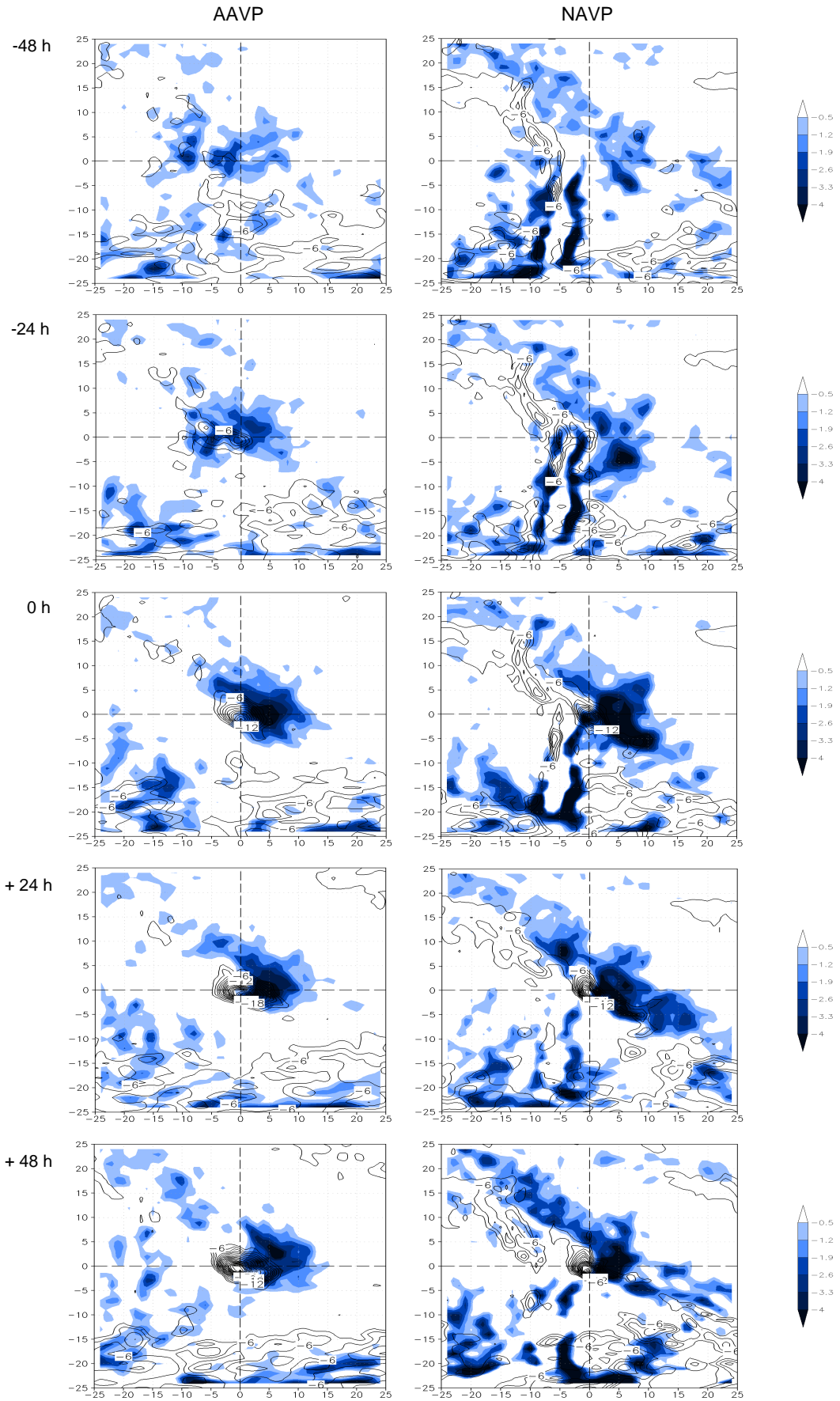


Figura 3.34 Idem às Figuras 3.17 e 3.26, mas para a primavera.

No caso dos ciclones AAVP, em 850 hPa (Figura 3.35), em $t = -48$ h há um padrão de advecção fria à oeste do ciclone e advecção quente à nordeste que avança para o centro do sistema. Observa-se que em $t = -24$ h a advecção fria à oeste se intensifica e, em $t = 0$ h, se estabelece um padrão zonal de advecção fria à oeste e quente à leste do ciclone e nas regiões mais ao norte, assemelhando-se com o campo de verão. Esta advecção fria continua a se intensificar em $t = +24$ h, passando pelo centro do ciclone, enquanto que a advecção quente permanece à leste. Neste tempo também há semelhança com o verão, porém de forma mais organizada, ou seja, formando regiões de advecção quente e fria mais isoladas e menos dispersas. Em $t = +48$ h, nota-se intensa advecção quente à nordeste/leste e intensa advecção fria à oeste. No inverno a advecção quente é menos intensa e localiza-se ao norte do centro do ciclone, formando um centro de advecção quente mais intenso somente em $t = +48$ h.

Os eventos NAVP parecem-se com os do inverno em $t = -48$ h e -24 h, porém mais intensos. Em $t = 0$ h, a advecção fria ao norte do centro do ciclone tem um comportamento meridional enquanto que a advecção quente à leste possui inclinação SW-NE. Ao contrário do inverno, as advecções se desintensificam em $t = +48$ h e os padrões diferem bastante dos NAVP do verão, nos quais as advecções são bem menos intensas. As anomalias são semelhantes às do inverno, exceto pela intensidade, que é maior na primavera.

Em superfície (Figura 3.36), os ciclones AAVP apresentam o cavado mais acentuado na primavera, quando comparado ao inverno, entre $t = -48$ e 0 h. Há presença de dois centros de alta pressão bem definidos à leste e à oeste do centro do ciclone e acompanham o desenvolvimento da baixa associada ao ciclone AAVP. Estes centros também são vistos no verão. O centro de baixa fecha-se em $t = +24$ h assim como para o inverno e verão.

O campo de pressão dos eventos NAVP se assemelha mais aos NAVP do verão. O que difere são os dois centros de alta pressão, principalmente o que está localizado à oeste do centro do ciclone, que são mais intensos e estão mais próximos ao centro de baixa, formando um ponto de sela. A baixa associada ao ciclone se desprende do escoamento, agregando-se ao escoamento mais ao norte. Esta característica não é vista nas outras estações, somente no verão há o desprendimento da baixa, mas que permanece isolada do escoamento.

A anomalia de espessura prevalece com valores negativos durante todos os tempos, indicando que a atmosfera está mais quente na camada entre 1000-500 hPa para os eventos NAVP. Isto também ocorre tanto para o verão quanto para o inverno. Assim como para o inverno, as linhas de espessura formam um centro associado ao ciclone e neste centro estão presentes maiores anomalias de VP em altos níveis. As anomalias de pressão possuem valores negativos próximos ao centro e ao sul do ciclone em todos os tempos, enquanto que ao norte, anomalias positivas indicam pressões mais altas nessas regiões para os casos AAVP. Em geral, os campos dos NAVP possuem pressões mais altas.

Para a seção vertical de VP (não mostrado), os casos AAVP são bastante semelhantes aos do inverno. A AVP em altos níveis tem configuração parecida com a do verão, diferenciando na intrusão vertical que é mais acentuada na primavera. Em $t = +48$ h a AVP apresenta-se menos abaulada na dianteira do centro do ciclone, diferentemente do verão. A AVP em superfície vista no inverno não aparece durante a primavera. A anomalia de temperatura potencial assemelha-se mais com o inverno do que com o verão. As anomalias de VP também, exceto pelas anomalias positivas presentes na superfície e à oeste do centro do ciclone, que não estão presentes na primavera.

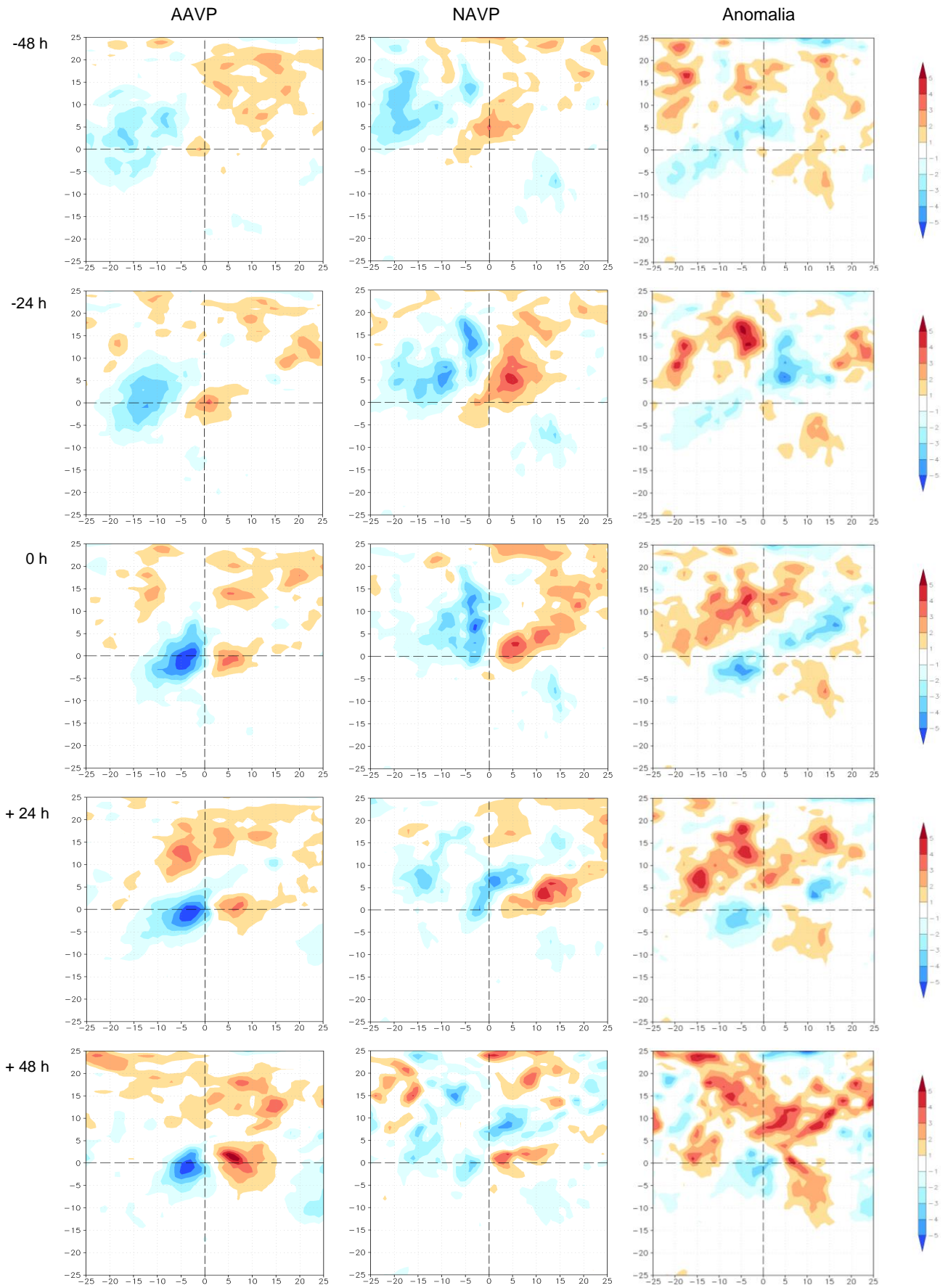


Figura 3.35 Idem às Figuras 3.18 e 3.27, mas para a primavera.

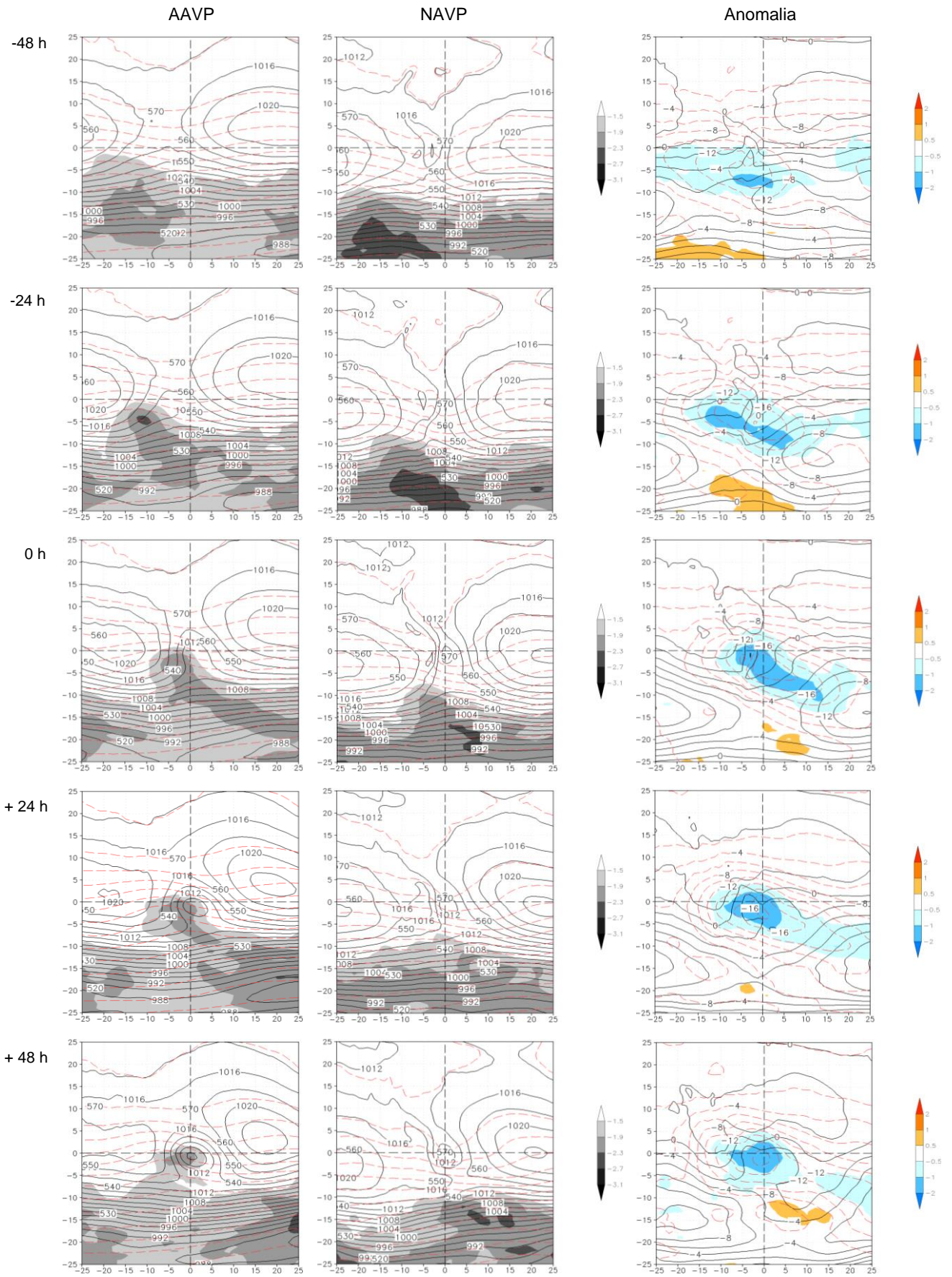


Figura 3.36 Idem às Figuras 3.19 e 3.28, mas para a primavera.

O corte vertical de umidade relativa (Figura 3.37) assemelha-se ao do inverno para os casos AAVP, porém com valores mais altos. A estrutura é praticamente a mesma, mas como a atmosfera está mais quente do que no inverno, os centros com maior umidade relativa atingem níveis um pouco mais altos. Estas áreas com maior umidade relativa identificam a atividade convectiva organizada pelos ciclones que, inicialmente, ocupam todo o entorno do ciclone e, à medida que evoluem no tempo, concentram-se sobre o leste do sistema.

Os eventos NAVP são mais parecidos com os do inverno do que com os do verão. Há diferença na localização das bandas e centros com maior umidade relativa. Em $t = -48$ h, um centro mais intenso localiza-se à leste do centro do ciclone, mais afastado quando comparado com o do inverno. Outros dois centros de maior umidade relativa aproximam-se em $t = -24$ h, enquanto que no inverno mostra apenas um. Em $t = -24$ h nota-se um centro de maior umidade relativa sobre o centro do ciclone ramificando-se até a superfície e em $t = 0$ h este está mais intenso já deslocado para leste, porém menos intenso que o do inverno. Em $t = +24$ h o centro de alta umidade relativa desintensifica, abrangendo uma área maior e em $t = +48$ h sofre uma grande intensificação à leste do centro, ocupando toda a troposfera. Na retaguarda do centro do ciclone há presença de uma banda de ar mais seco, melhor definida quando comparada com o inverno.

Em relação às anomalias para a primavera, em geral, possuem bandas mais homogêneas tanto as negativas quanto as positivas. Em $t = -48$ e -24 h a atmosfera possui anomalias positivas de umidade, o que indica maior umidade relativa nos casos AAVP devido à atmosfera mais fria na qual se desenvolvem estes eventos. Em $t = 0$ h uma banda de anomalia negativa aproxima-se do centro do ciclone de forma inclinada chegando até 250 hPa e se intensificando em $t = +24$ h, que está associada à anomalia de VP com conseqüente movimento subsidente e secamento da atmosfera (Iwabe e da Rocha, 2009). Outro centro de anomalias negativas mais abaixo forma-se, juntando-se ao centro principal em $t = +48$ h. Este centro é mais profundo comparado com o inverno e anomalias positivas situam-se à leste e oeste do centro do ciclone, como bandas homogêneas.

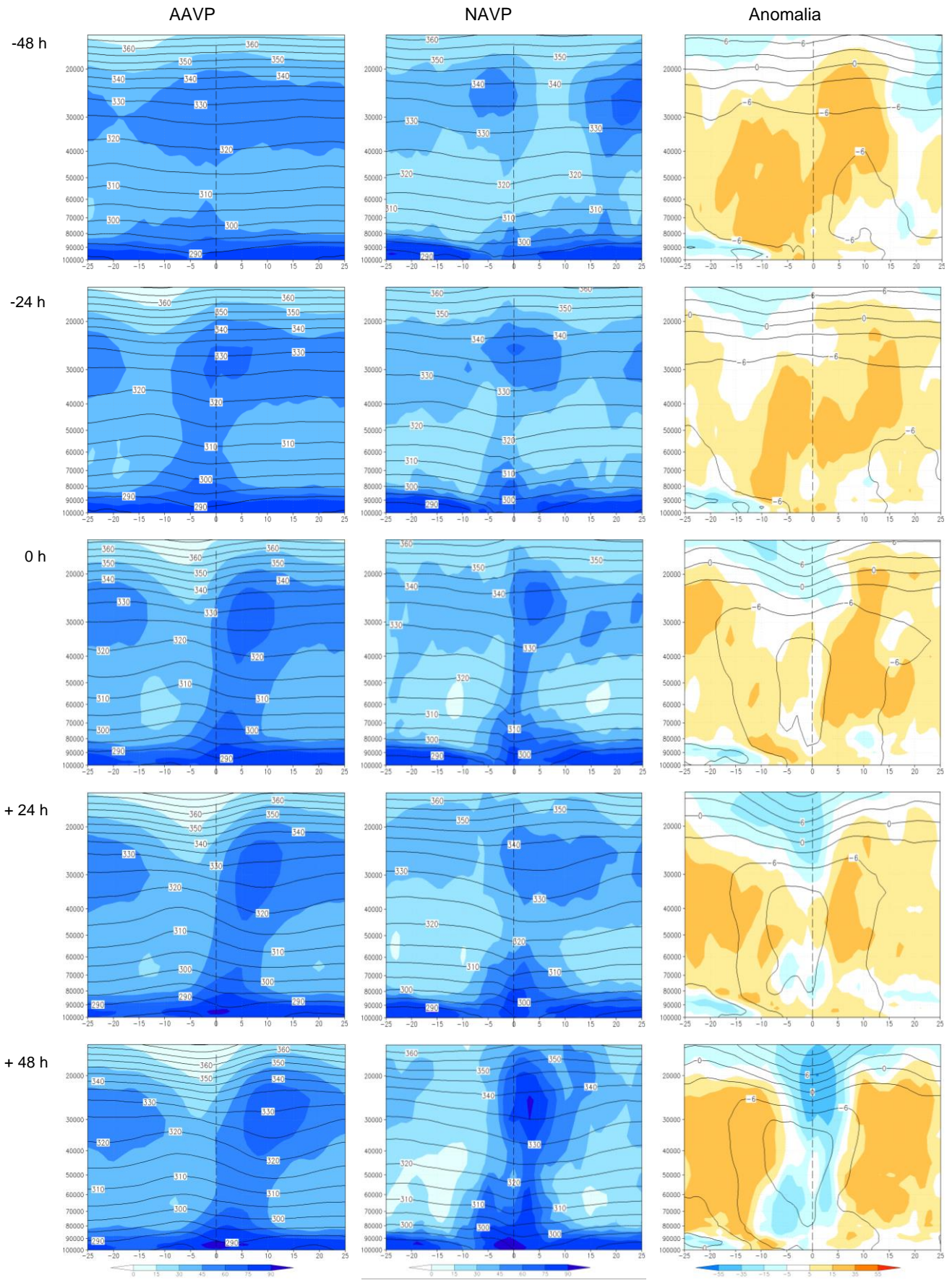


Figura 3.37 Idem às Figuras 3.21 e 3.30, mas para a primavera.

3.2.4 Outono

A seguir serão apresentados os campos do outono, comparando-os com as outras estações e discutindo as diferenças e semelhanças.

A AVP em 300 hPa para o outono (Figura 3.38) apresenta grande semelhança com a do verão, tanto para os ciclones AAVP quanto para os NAVP. O que diferencia as estações é a camada da atmosfera onde se desenvolve o ciclone em superfície, sendo que para outono a camada é mais fria para os dois casos. Para o outono, o desprendimento da AVP do escoamento de oeste em altas latitudes tem início em $t = 0$ h, nos casos AAVP, já no verão o isolamento ocorre apenas em $t = +24$ h. As anomalias de altura geopotencial e da AVP assemelham-se mais às do inverno, formando um núcleo mais amplo sobre o centro do ciclone. As anomalias de AVP são negativas, indicando que nos eventos AAVP a VP é mais intensa do que nos NAVP.

Para os dois casos, a corrente de jato em 200 hPa (Figura 3.39) associada ao ciclone em superfície é bastante semelhante à do inverno, assim como para primavera, diferindo apenas na intensidade. Enquanto nos AAVP os máximos do inverno atingem 42-46 m/s, no outono não passam de 42 m/s. Os eventos NAVP do outono formam um núcleo entre 38-42 m/s em $t = +48$ h, já no inverno os ventos atingem máximos entre 42-46 m/s em $t = +24$ h. O cavado à oeste do ciclone em superfície em 200 hPa nos eventos AAVP, principalmente a partir de $t = -24$ h, possui maior curvatura comparado com os NAVP. As anomalias em 200 hPa indicam que os ciclones AAVP possuem maior rotação em altos níveis, induzida pela anomalia de vorticidade potencial, do que os NAVP.

Em 500 hPa (Figura 3.40) os casos AAVP e NAVP também possuem estrutura semelhante às do inverno. Nos eventos AAVP a camada atmosférica encontra-se mais quente no outono quando comparada à do inverno, e mais fria que no verão. Em $t = +48$ h, quando o ciclone está sob o mínimo de VR ciclônica, a altura geopotencial no inverno corresponde a 555-560 dam e no outono 560-565 dam. Para os casos NAVP a diferença está na VR anticiclônica associada à crista à leste, que é mais intensa no inverno do que no outono. A maior VR em 500 hPa nos eventos AAVP resulta da AVP que induz VR ciclônica em altos/médios níveis da atmosfera ao penetrar da estratosfera para a troposfera.

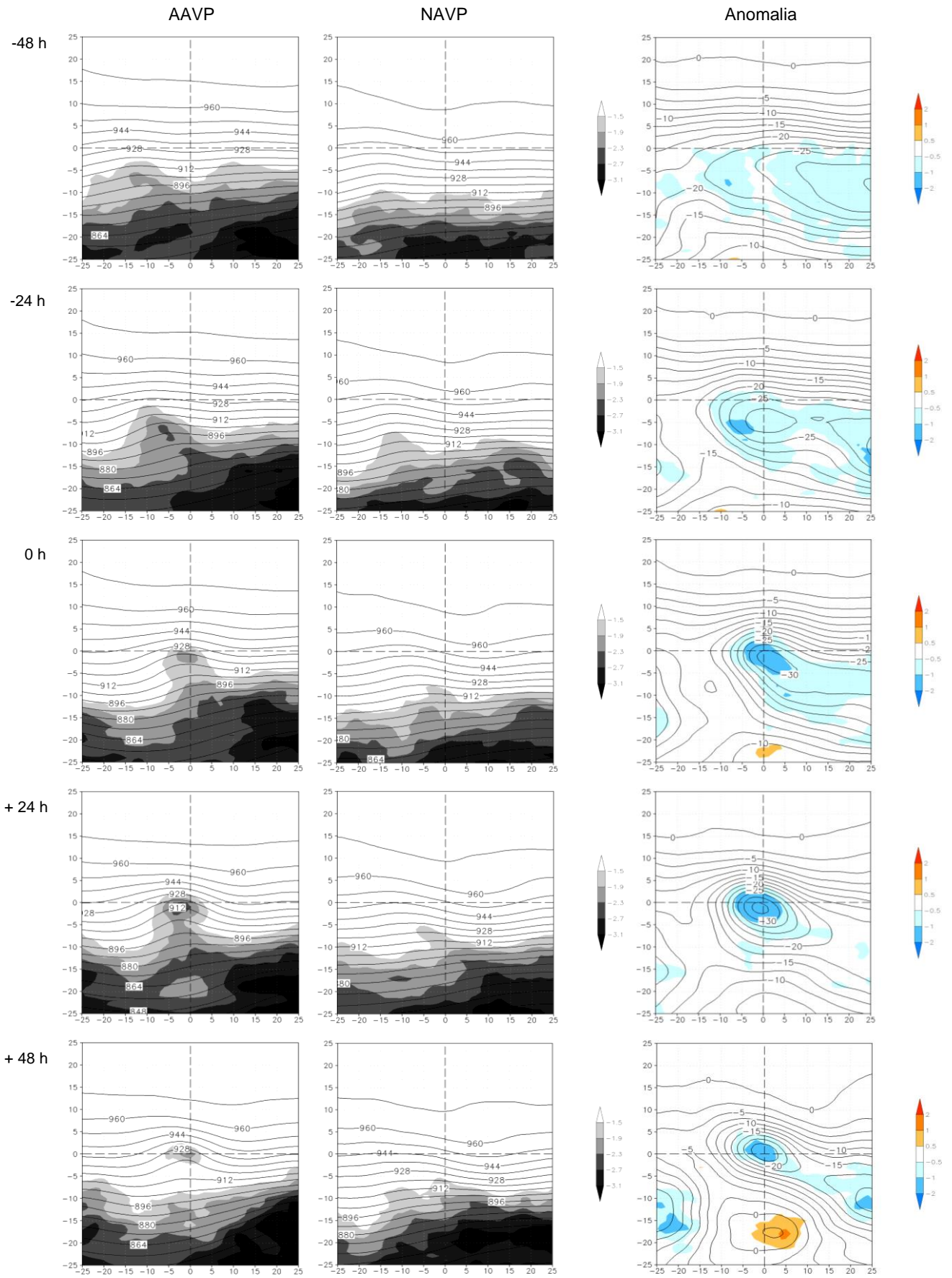


Figura 3.38 Idem às Figuras 3.13, 3.22 e 3.31, mas para o outono.

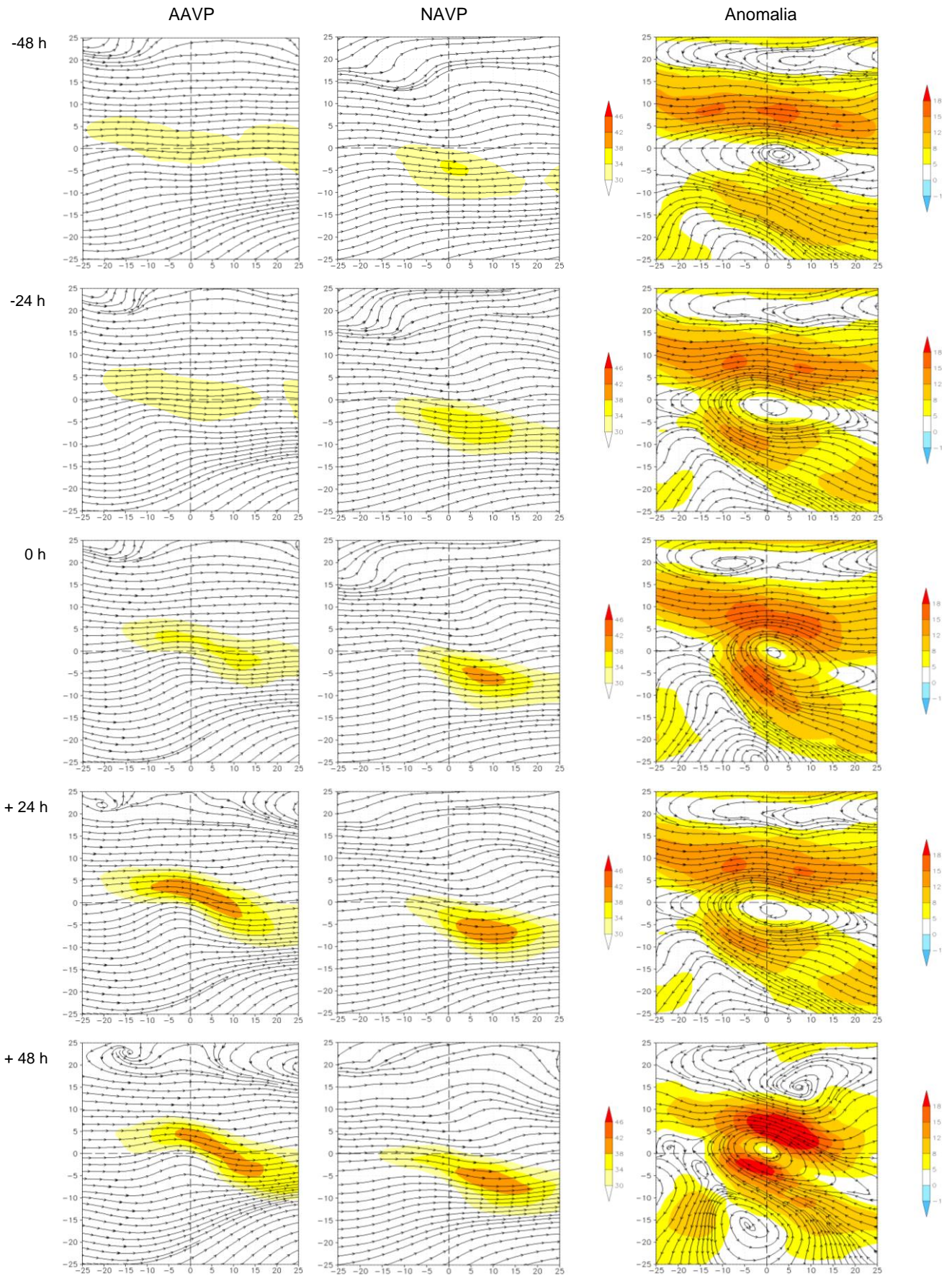


Figura 3.39 Idem às Figuras 3.14, 3.23 e 3.32, mas para o outono.

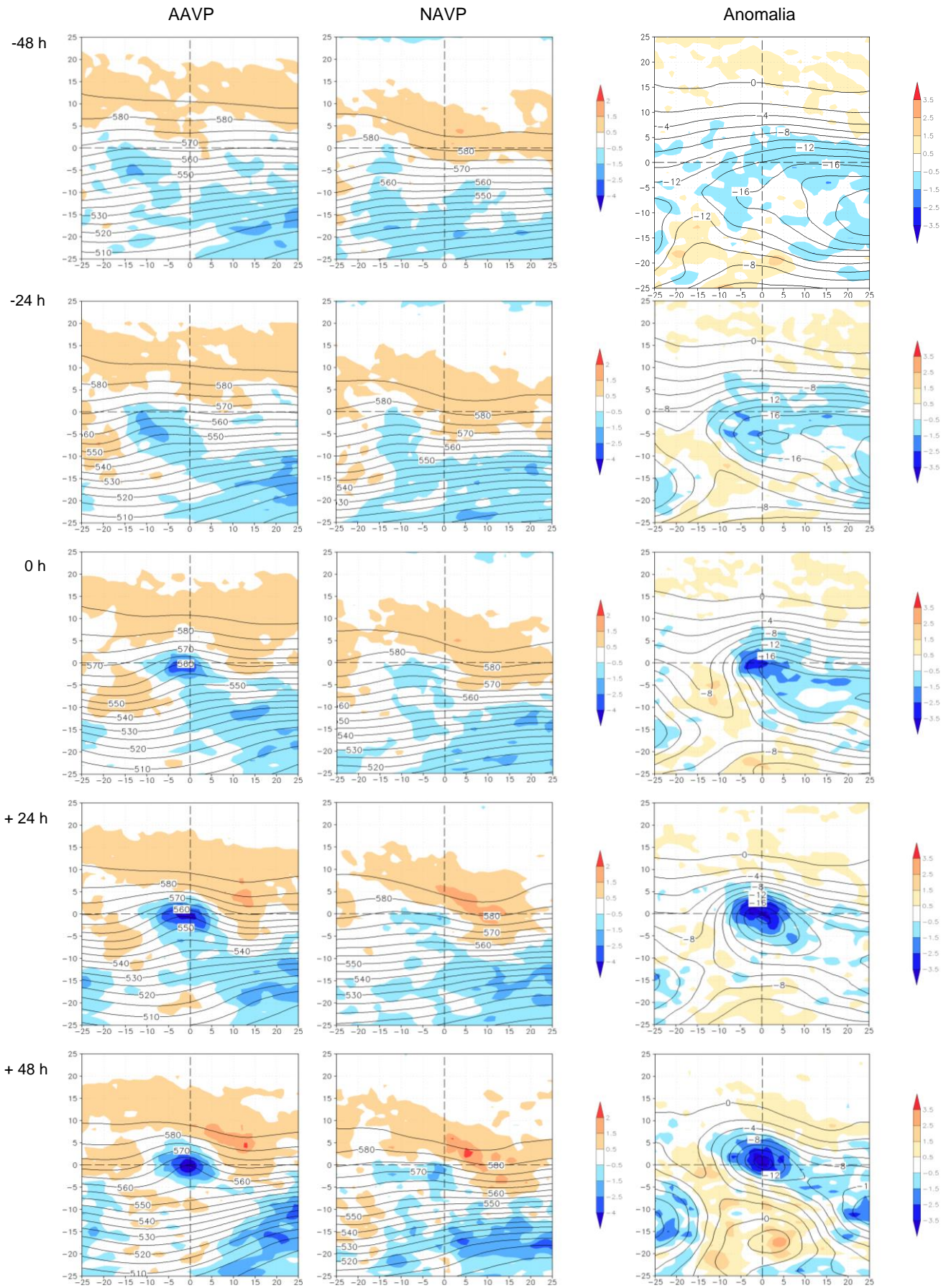


Figura 3.40 Idem às Figuras 3.15 e 3.24, mas para o outono.

Os ventos em 850 hPa (Figura 3.41) são bastante semelhantes aos do inverno para os dois casos. A partir de $t = +24$ h, o cavado intensifica-se e em $t = +48$ h para os dois casos, fecha-se um centro ciclônico, o que não ocorre no inverno. Para os eventos AAVP, a umidade específica na região do ciclone é mais alta no outono quando comparada com a do inverno, variando entre 6 e 8 g/kg, enquanto que no inverno varia entre 4 e 6 g/kg, porém a estrutura se assemelha à do inverno, com ar mais seco na região oeste do centro do ciclone. Já para os NAVP, a umidade específica se assemelha à estrutura do verão na região oeste do ciclone, na qual o ar é mais úmido quando comparado com os NAVP do inverno, que também apresentam ar mais seco à oeste acompanhando o deslocamento para leste do ciclone.

A anomalia de umidade específica é negativa indicando ar mais úmido próximo à região dos ciclones NAVP. Ao norte das anomalias negativas há presença de anomalias positivas, as quais também estão presentes no verão, diferente do inverno e primavera.

O campo de divergência em 850 hPa dos ciclones NAVP para o outono (Figura 3.42) assemelha-se aos NAVP do inverno e verão, exceto pela intensidade da convergência de massa que é mais intensa no inverno. As bandas de VR ciclônica em 975 hPa orientadas no sentido NW-SE são menos intensas no outono, evidenciando menos a presença dos Andes nos eventos NAVP. No inverno, a VR ciclônica está orientada mais zonalmente nos eventos AAVP, desde $t = -48$ h até $+48$ h. No outono, este alongamento zonal começa a ser definido em $t = +24$ h e $+48$ h, porém, a convergência de massa é semelhante à do inverno. Para o outono, a convergência nos eventos AAVP ocupa uma área mais circular no centro-leste do ciclone do que nos NAVP. Nestes, a convergência organiza-se como uma banda alongada NW-SE passando pelo centro do ciclone em superfície. Assim como para todas as estações, no outono também há intensa convergência de massa no centro-leste do ciclone.

As advecções nos ciclones AAVP do outono (Figura 3.43), tanto fria quanto quente, são mais intensas quando comparadas com o inverno. Em $t = -24$ h há intensa advecção fria à noroeste do centro do ciclone, atingindo valores entre -4 e $-5 \times 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$ e no inverno não passa de $-3 \times 10^{-6} \text{ K s}^{-1}$. Em $t = +24$ h a advecção fria à oeste do ciclone é mais intensa comparada com o inverno, bem como também a advecção quente à leste. A advecção quente é mais pronunciada em $t = +48$ h no

inverno à nordeste, próximo ao centro, já no outono é orientado mais de leste em $t = 0$ h, atingindo maior intensidade em $t = +48$ h, porém com valores menores comparados ao inverno. Em relação ao verão, a advecção quente é menos intensa e o máximo de advecção fria no verão é atingido em $t = 0$ h, enquanto que no outono em $t = +24$ h.

Os eventos NAVP do outono (Figura 3.43) possuem advecções de temperatura menos intensas quando comparados aos NAVP do inverno. Seu máximo é atingido em $t = +48$ h. No período de pré-formação do ciclone, a advecção fria concentra-se no quadrante noroeste e a advecção quente à leste. Diferentemente do inverno, a disposição das advecções no outono têm sentido mais zonal, com advecção fria à oeste e advecção quente à leste do centro do ciclone. Como no verão, a advecção de temperatura também se diferencia na intensidade. Enquanto no outono a advecção fria é menos intensa no período de formação do ciclone, intensificando-se e organizando-se a partir de $t = +24$ h, no verão a advecção fria desintensifica-se com o desenvolvimento do sistema. A advecção quente no outono e verão intensifica-se a partir de $t = -48$ h, juntamente com o desenvolvimento do ciclone. A anomalia assemelha-se à do inverno, prevalecendo as anomalias positivas à noroeste e norte do centro do ciclone durante o desenvolvimento e anomalias negativas próximas ao centro, deslocando-se no sentido NW-SE. Difere do verão, o qual possui bandas menores e com valores mais intensos em mais concentrados, em área.

Em superfície, os campos de pressão e espessura dos eventos AAVP (Figura 3.44) possuem semelhanças com os do inverno, principalmente no período de pré-formação do ciclone. A camada atmosférica está um pouco mais quente para o outono do que para o inverno e o sistema de alta pressão à leste do centro do ciclone apresenta-se menos intenso quando comparado com todas as outras estações. Um sistema de alta pressão à oeste encontra-se mais pronunciado comparado com o inverno. Este sistema influencia no aprofundamento do cavado em superfície, auxiliando também no isolamento da baixa pressão associada ao ciclone. Assim como no verão e primavera, o reservatório de VP no outono encontra-se mais intenso do que no inverno. A partir de $t = 0$ h, a AVP em altos níveis desloca-se para latitudes mais baixas, próximo do centro do ciclone em superfície e se desprende do reservatório ao sul. Ao mesmo tempo, o sistema de baixa pressão em superfície inicia seu isolamento do escoamento de oeste. Este aspecto é notado

no verão, enquanto que no inverno e primavera a AVP não se isola totalmente do reservatório de VP, localizado em latitudes mais altas.

Os eventos NAVP (Figura 3.44) são semelhantes aos NAVP do verão, diferenciando na espessura (consequentemente temperatura) da camada atmosférica próxima da região do ciclone, sendo mais fria para o outono (entre 565-570 dam e no verão 570-575 dam), e também no centro de baixa pressão. Enquanto no verão o centro se desprende totalmente do escoamento ($t = +48$ h), no outono a baixa pressão não se isola por completo. As AVP em altos níveis encontram-se deslocadas para latitudes mais baixas comparadas ao verão.

As anomalias negativas de pressão próximas ao centro do ciclone (Figura 3.44) indicam maior intensidade dos ciclones AAVP e as espessuras negativas indicam uma camada atmosférica mais quente para os NAVP, assim como para as outras estações do ano. A estrutura da anomalia assemelha-se à do inverno, formando um centro de AVP a partir de $t = 0$ h próximo ao centro do ciclone.

O corte vertical da VP e temperatura potencial (Figura 3.45) dos eventos AAVP são muito semelhantes aos do inverno, exceto por terem a atmosfera mais quente. Os eventos NAVP também são bastante semelhantes, inclusive apresentam uma banda vertical de AVP em baixos níveis à oeste do centro do ciclone em $t = -48$ e -24 h, porém menos intensa, e também a atmosfera se encontra mais quente comparando com o inverno. Outra diferença é em relação à intrusão estratosférica na retaguarda do ciclone, a qual não ultrapassa o nível de 250 hPa nos eventos NAVP enquanto que no inverno atinge 300 hPa. No outono, observam-se valores mais intensos de anomalias negativas de VP adentrando a troposfera já em $t = 0$ h, indicando que a AVP dos AAVP é mais intensa que dos NAVP.

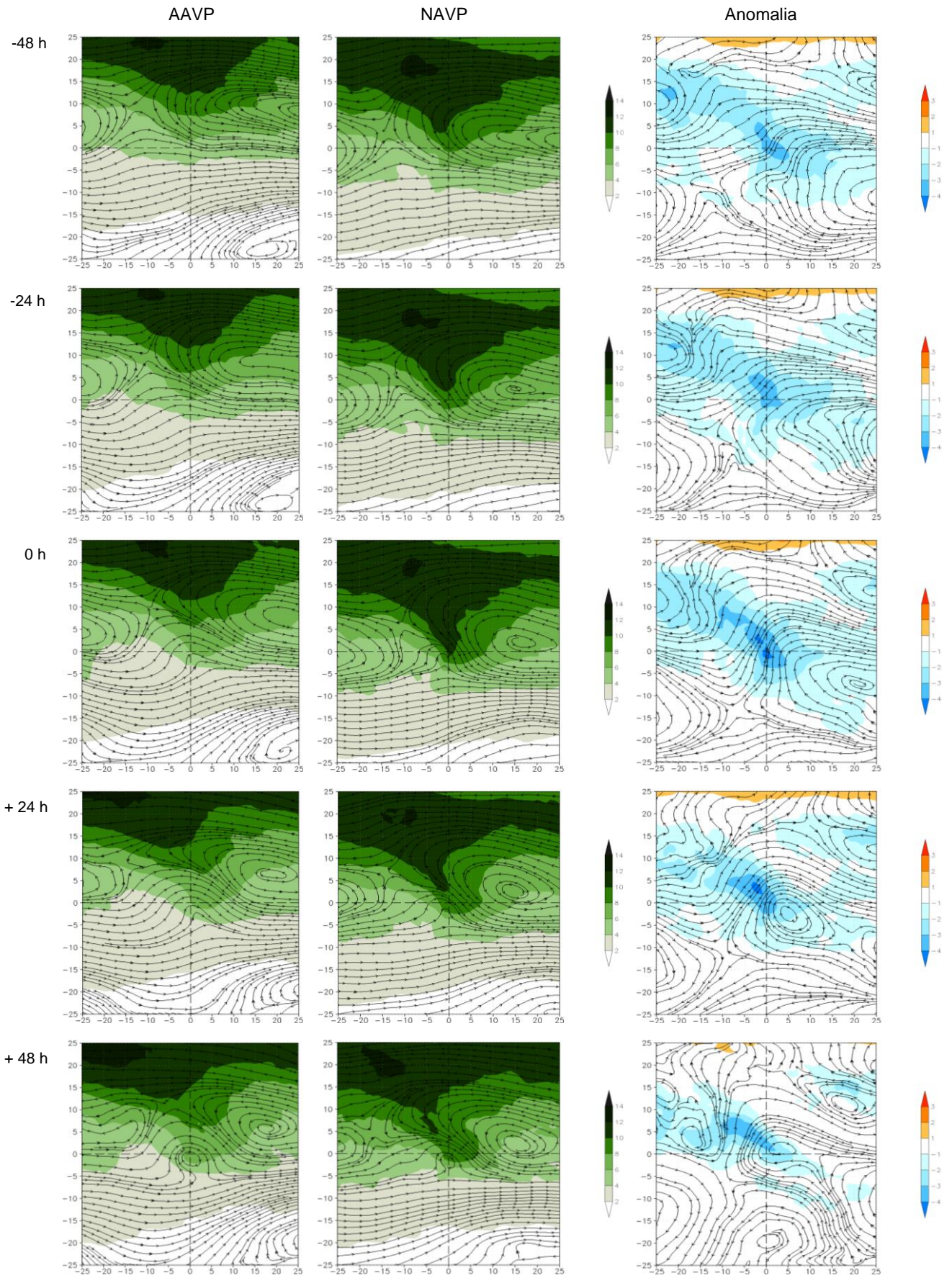


Figura 3.41 Idem às Figuras 3.16, 3.25 e 3.33, mas para o outono.

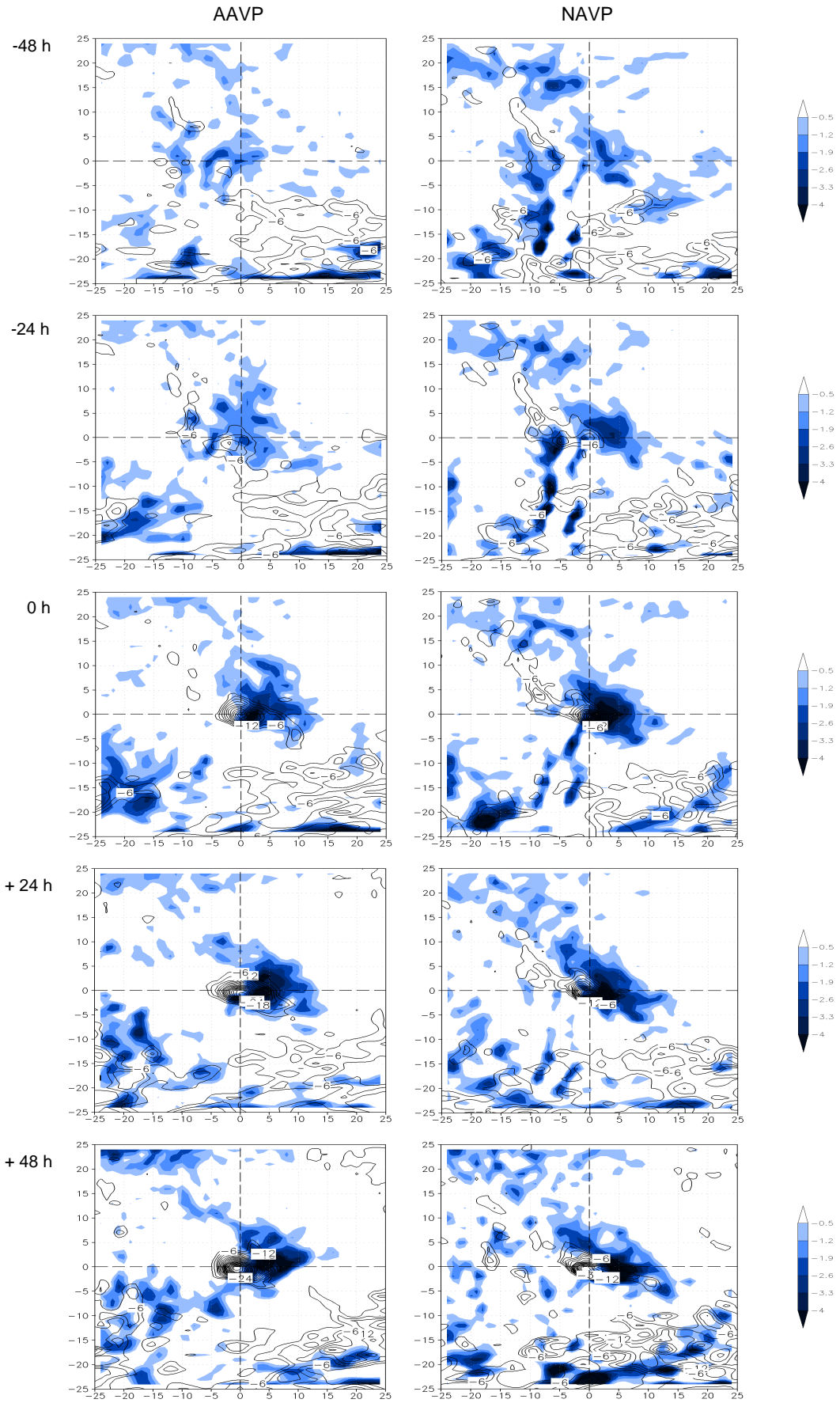


Figura 3.42 Idem às Figuras 3.17, 3.26 e 3.34, mas para o outono.

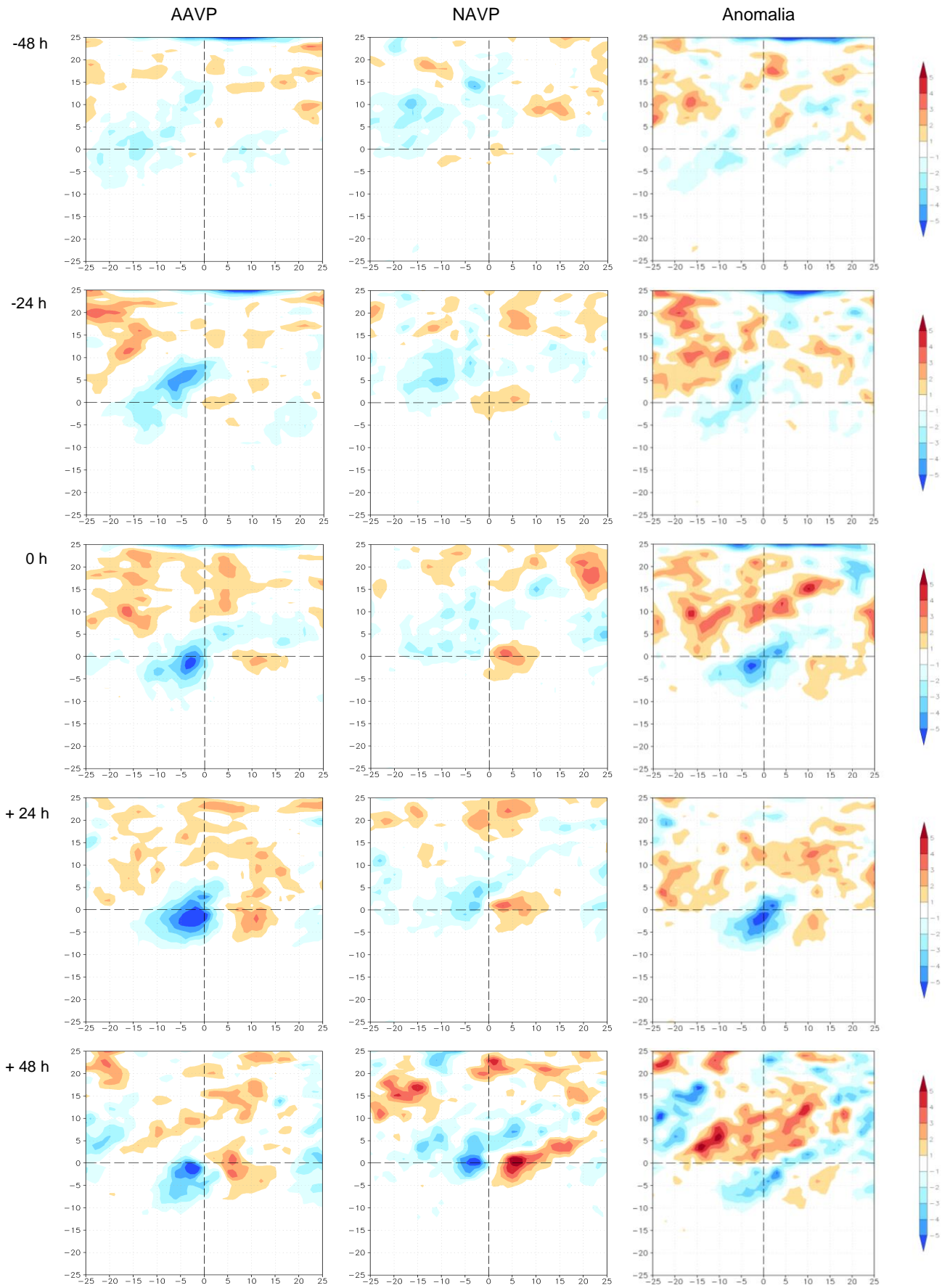


Figura 3.43 Idem às Figuras 3.18, 3.27 e 3.35, mas para o outono.

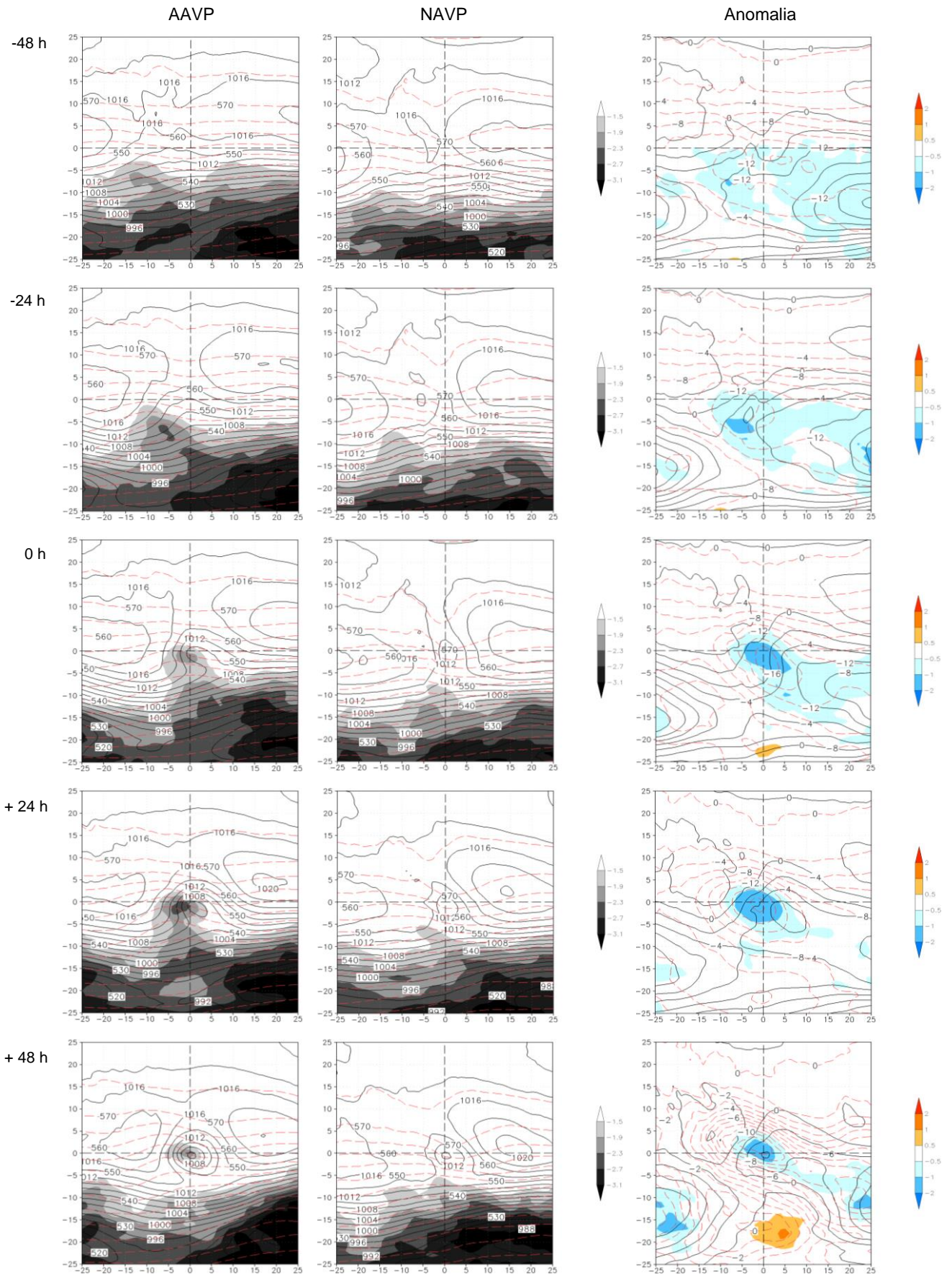


Figura 3.44 Idem às Figuras 3.19, 3.28 e 3.36, mas para o outono.

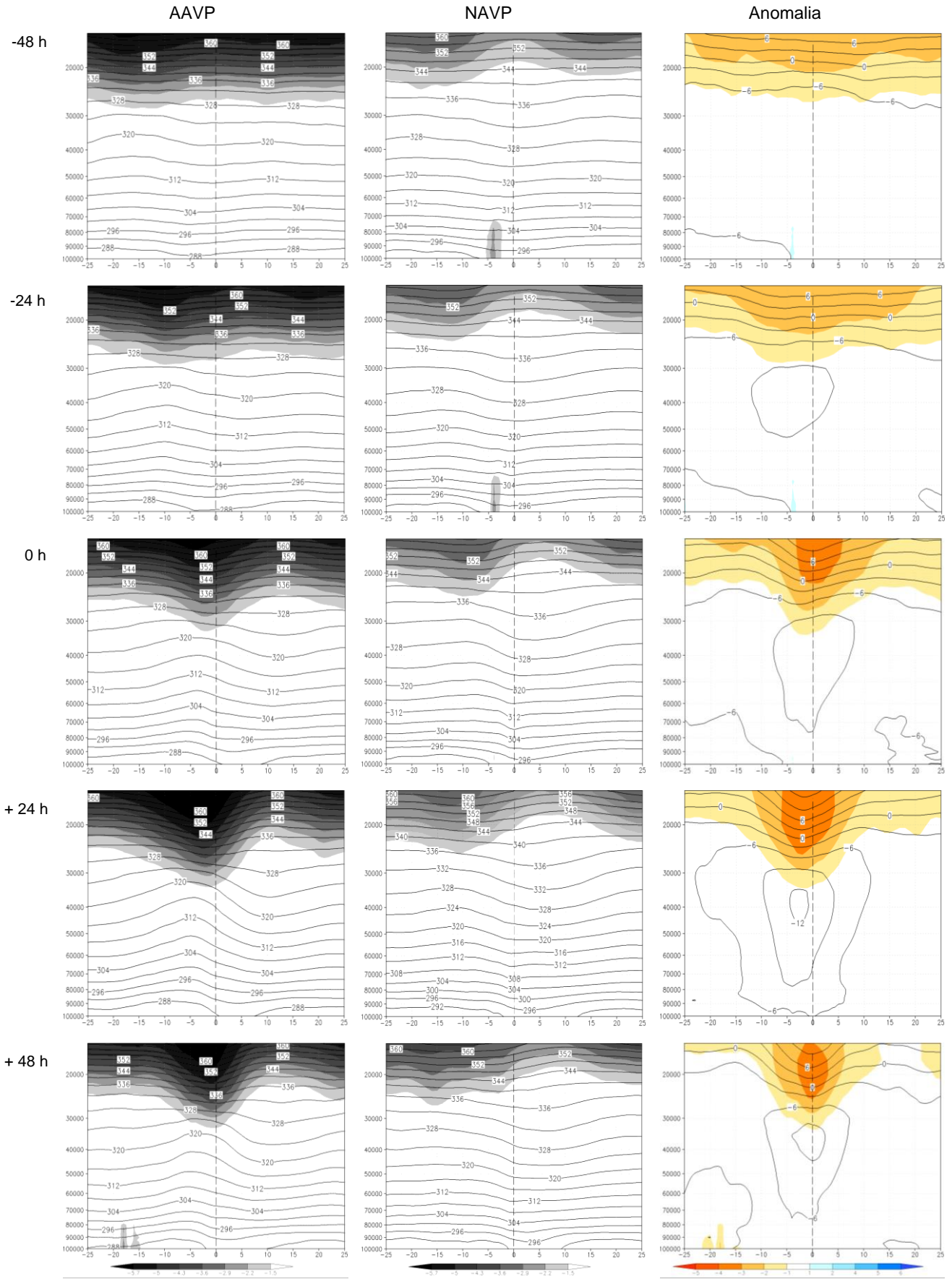


Figura 3.45 Idem às Figuras 3.20 e 3.29, mas para o outono.

4 SUMÁRIO E CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo a classificação e análise do ambiente sinótico de ciclones em superfície associados e não-associados a anomalias de vorticidade potencial (AVP) em altos níveis, denominados de AAVP e NAVP, respectivamente. Para o período entre 1998 e 2003, o método para a classificação desenvolvido utilizou um algoritmo que associa automaticamente as AVP em 300 hPa com os ciclones em superfície. A partir desta separação, fizeram-se análises estatísticas bem como também composições dos campos sinóticos dos eventos, a fim de caracterizar os sistemas.

De forma geral, observou-se que a maior parte dos ciclones AAVP iniciam-se na região oceânica extratropical, enquanto que os NAVP começam, em grande parte, na região continental próximo dos 30°S e em latitudes subtropicais. Além disso, para o período 1998-2003, o número total de ciclones AAVP (55%) superou o número de NAVP (45%), sendo apenas o ano de 2002 o que apresentou número maior de eventos NAVP. Quanto à distribuição sazonal, os ciclones AAVP são mais frequentes nos meses de inverno e primavera, enquanto que os NAVP nos meses de verão.

O tempo de vida dos ciclones NAVP é menor que o dos AAVP, além de também possuírem menor intensidade, de acordo com a pressão média central do ciclone. Além destes fatores, a distância média que um ciclone NAVP percorre é menor quando comparada aos eventos AAVP, bem como é também menor sua velocidade média de deslocamento.

Em relação ao ambiente sinótico, de forma geral, os ciclones AAVP formam-se e evoluem no tempo em uma atmosfera mais fria que os NAVP em todas as estações do ano. Tanto para os ciclones AAVP quanto NAVP, as AVP acompanham o deslocamento do eixo do cavado em 300 hPa, porém somente nos AAVP a anomalia se aproxima do centro do ciclone em superfície no horário de formação do sistema. No verão e outono ocorre o total desprendimento da AVP do reservatório de VP localizado em latitudes mais altas, enquanto que para o inverno e primavera as AVP não se desprendem totalmente.

Os eventos AAVP possuem o centro do ciclone em superfície mais próximo ao eixo do cavado em altos níveis, enquanto que os NAVP mantêm o centro do ciclone à leste do cavado durante todo seu tempo de vida. O jato em 200 hPa encontra-se ao norte e sobre o centro do ciclone em superfície para os eventos AAVP e desloca-se mais lentamente. Este alinhamento do jato em relação ao ciclone em superfície desfavorece o movimento ascendente e, conseqüentemente, o aprofundamento do ciclone. Nos eventos NAVP o jato em altos níveis situa-se mais ao sul e o centro do ciclone em superfície mantém-se na região de entrada equatorial, onde normalmente tem-se divergência de massa em altos níveis favorecendo o abaixamento de pressão em superfície. Estes diferentes padrões de posicionamento do ciclone em superfície e o jato em altos níveis são observados para todas as estações, diferindo apenas que no inverno o núcleo do jato atinge velocidades mais altas.

Em níveis médios há grande influência da AVP nos eventos AAVP, a qual induz vorticidade relativa (VR) ciclônica em níveis abaixo por conservação de vorticidade potencial. Nos eventos NAVP a VR ciclônica associada ao cavado é menos intensa. No verão e outono, o cavado em 500 hPa nos eventos AAVP apresenta uma tendência de isolamento do escoamento de oeste o que poderia indicar a formação/presença de uma baixa desprendida (*cutoff low*), pois também se observa que a AVP se isola completamente do escoamento e está circundada por vorticidade relativa anticiclônica (indicando um padrão de bloqueio atmosférico).

Nos eventos NAVP, em geral, a alta do Atlântico Sul está melhor configurada e mais intensa do que nos AAVP, favorecendo o transporte de umidade em baixos níveis pelo vento de nordeste para a região do ciclone. Os ciclones do inverno são os que apresentam menor umidade específica para os dois casos e no verão ocorre o contrário. Quanto à primavera, os ventos são semelhantes aos do verão, porém com o padrão espacial de umidade específica semelhante ao do inverno, ou seja, que apresenta ar mais seco na retaguarda do centro do ciclone durante todo seu desenvolvimento. O outono apresenta o campo de vento semelhante ao do inverno, porém com umidade específica maior.

Os eventos AAVP formam um centro ciclônico no campo de vento em baixos níveis em todas as estações. Para os sistemas NAVP, somente no inverno não ocorre este centro ciclônico, sendo que para o verão e primavera isto se reflete no campo de pressão ocorrendo o desprendimento da baixa em superfície do escoamento de oeste. Além disso, dois centros intensos de pressão (à leste e à

oeste do centro do ciclone) estão presentes no verão e primavera, os quais ajudam à formação de um ponto de sela juntamente com o centro de baixa pressão associado ao ciclone.

A VR ciclônica em baixos níveis possui bastante semelhança para todas as estações nos casos AAVP, sendo mais intensa no inverno. Associada à VR ciclônica, intensa convergência de massa está presente à leste do centro do ciclone, intensificando-se a partir de sua formação. Nos sistemas NAVP, uma banda norte-sul de VR ciclônica no período de pré-formação do ciclone evidencia a presença dos Andes em todas as estações, mas com menor intensidade no outono. Com o desenvolvimento do ciclone esta banda de VR ciclônica adquire orientação noroeste-sudeste acompanhada de convergência de massa na dianteira do sistema. Em baixos níveis, a advecção de temperatura dos AAVP apresenta um padrão zonal, com advecção quente no leste do centro do ciclone e intensa advecção fria à oeste. Nos sistemas NAVP a advecção fria concentra-se mais à noroeste/norte do centro do ciclone, enquanto que a quente, mais intensa que nos AAVP, situa-se à nordeste/leste.

Em termos de estrutura vertical, os ciclones NAVP evoluem em uma atmosfera mais quente que os AAVP para todas as estações do ano. Em geral, a AVP é mais intensa e atinge níveis mais baixos permanecendo sobre o centro do ciclone durante todo o desenvolvimento dos AAVP comparado aos NAVP. Nos NAVP a AVP permanece deslocada à oeste do centro do ciclone durante todo seu ciclo de vida, fazendo com que a inclinação para cima da AVP permaneça à leste do centro do ciclone, o que favorece movimento ascendente.

Nos eventos AAVP, a inclinação para cima das linhas de temperatura potencial é maior quando comparada com os NAVP, e localizam-se na região de retaguarda do ciclone, indicando a presença do ar mais frio acompanhando o sistema. Quanto à umidade relativa, nos sistemas AAVP a atmosfera apresenta bandas mais homogêneas de umidade relativa no período de pré-formação do ciclone, formando centros de alta umidade relativa na dianteira do ciclone à medida que se desenvolve, resultado do desenvolvimento de nuvens convectivas. Nos NAVP estes centros apresentam umidade relativa maior e atingem níveis mais altos da troposfera do que nos AAVP, indicando maior atividade convectiva nos ciclones NAVP.

A evolução do ambiente sinótico indica que nos eventos NAVP a forçante térmica em baixos níveis (advecção quente à leste e fria à oeste), maior disponibilidade de

umidade (maior umidade específica) e posicionamento em relação ao jato em altos níveis (na região de divergência) são essenciais para a formação e desenvolvimento dos ciclones. Para os sistemas AAVP todas estas características são menos favoráveis do que para os NAVP. No entanto, nos sistemas AAVP a AVP em altos níveis induz vorticidade relativa ciclônica primeiro em altos níveis que então se propaga para baixos níveis iniciando o desenvolvimento do sistema.

➤ Sugestões para trabalhos futuros

- Utilizar um período maior de estudo.
- Analisar a intensidade dos ciclones através da VR mínima em superfície, estabelecendo categorias e compará-la com a pressão central mínima, diferentemente da pressão média durante o ciclo de vida do ciclone.
- Dividir os ciclones primeiramente por regiões de formação, como em Reboita *et al.* (2010), e/ou por faixas de latitude, e em seguida classificá-los em AAVP e NAVP de acordo com sua região de formação e sazonalidade. Com este trabalho, notaram-se características semelhantes entre as estações, sendo que o verão e inverno possuem os campos mais distintos. Desta forma, fazendo climatologias que juntem outono com verão e primavera com inverno forneceria uma visão mais abrangente do ambiente sinótico dos ciclones. Ainda nesta divisão, seria importante analisar a formação continental e oceânica.
- Analisar não somente a VP acima de 1,5 UVP (absoluto), mas também valores mais baixos, pois quando ocorre o desenvolvimento do ciclone ocorre geração de VP em toda camada troposférica, porém com valores menores, ligando a coluna do ciclone em superfície até altos níveis. Desta forma, seria possível verificar o comportamento da VP também em níveis mais baixos da troposfera para os eventos AAVP e NAVP.
- Verificar campos de anomalia de temperatura potencial na baixa troposfera, principalmente, pois se sabe que anomalias positivas de temperatura potencial juntamente com as anomalias de vorticidade potencial atuam concomitantemente para o aprofundamento do sistema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Basset, H. A. & Ali, A. M. (2006) Diagnostic of cyclogenesis using potential vorticity. *Atmosfera*, 19, 213-234.

Bluestein, H. B. (1993) Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Observations and Theory of Weather Systems. Oxford Univeristy Press, Inc., vol. II, 594p.

Čampa, J. & Wernli, H. (2012) A PV Perspective on the Vertical Structure of Mature Midlatitude Cyclones in the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69, 725-740.

Carvalho, L. M. V. & Jones, C. (2009) Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: Tempo e Clima no Brasil, Capítulo 6, Oficina de Textos, 95-109.

Dee, D. P. e co-autores (2011) The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137, 553–597.

Dutra, L. M. M. (2012) Ciclones subtropicais sobre o Atlântico Sul: análise da estrutura dinâmica de eventos. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, IAG/USP, 143p.

Gan, M. A. & Rao, V. B. (1991) Surface cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293–1302.

Gan, M. A.; Rodrigues, L. R. & Rao, V. B. (2009) Monção na América do Sul. In: Tempo e Clima no Brasil, Capítulo 19, Oficina de Textos, 297-316.

Gozzo, L. F. (2014) Ciclones Subtropicais Sobre o Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Fontes de Umidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG/USP, 129p.

Hallak, R. & Silva Dias, M. A. F. (1999) Inverted Comma Cloud in a Conveyor Belt Framework: Case Study of 22 August 1989. *Revista Climanalise*, 1, 18-33.

Hanley, D; Molinari, J & Keyser, D. (2001) A Composite Study of the Interactions between Tropical Cyclones and Upper-Tropospheric Troughs. *Monthly Weather Review*, 129, 2570-2584.

Hart, R. E. (2003) A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. *Monthly Weather Review*, 131, 585-616.

Holton, J. R. (2004) An Introduction to Dynamic Meteorology. Elsevier Academic Press, New York, 4a ed., 535p.

Hoskins, B. J.; McIntyre M. E. & Robertson, W. (1985) On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111, 470, 877-946.

Iwabe, C. M. N. (2008) Intrusão Estratosférica Associada com Ciclogêneses na Costa do Sul do Brasil: uma Análise Utilizando o Conceito de Vorticidade Potencial. Dissertação de Mestrado em Meteorologia, IAG/USP, 106p.

Iwabe, C. M. N. (2012) Ciclones Secundários no Sudoeste do Atlântico Sul: Climatologia e Simulação Numérica. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG/USP, 120p.

Iwabe, C. M. N & da Rocha, R. P. (2009) An event of stratospheric air intrusion and its associated secondary surface cyclogenesis over the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research*, 114, D09101.

Martin, J. E. (2006) Mid-Latitude Atmospheric Dynamics: A First Course. John Wiley & Sons, Ltd., 336p.

Mendes, D.; Souza, E. P.; Trigo, I. F. & Miranda, P. M. A. (2007) On precursors of South American cyclogenesis. *Tellus*, 59A, 114–121.

Palmén, E. & Newton, C. W. (1969) Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation. Academic Press, 602p.

Platzman, G. W. (1949) The Motion of Barotropic Disturbances in the Upper Troposphere. *Tellus*, 1(3), 53-64.

Reboita, M. S. (2008) Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, IAG/USP, 294p.

Reboita, M. S.; Nieto, R.; Gimeno, L.; da Rocha, R. P. & Ambrizzi, T. (2009) Cutoff-Low Systems: Comparison NCEP versus RegCM3. 2nd International Lund RCM Workshop and 21st Century Challenges in Regional-scale Climate Modelling. Lund University, Sweden. 4 – 8 May 2009, 148-149.

Reboita, M. S.; da Rocha, R. P.; Ambrizzi, T. & Sugahara, S. (2010) South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). *Climate Dynamics*, 35, 1331-1347.

Reboita, M. S.; Nieto, R.; Gimeno, L.; da Rocha, R. P.; Ambrizzi, T. & Garreaud, R.; Krüger, L. F. (2010) Climatological features of cutoff low systems in the Southern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, 115, D17104.

Reed, R. J. (1955) A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. *Journal of Meteorology*, 12, 226-237.

Satyamurty, P. & Seluchi, M. E. (2006) Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 96, 203-220.

Sinclair, M. R. (1995) A climatology of cyclogenesis for the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Review*, 123, 1601–1619.

Sprenger, M.; Martius, O. & Arnold, J. (2013) Cold surge episodes over southeastern Brazil – a potential vorticity perspective. *International Journal of Climatology*, 33, 2758-2767.

Sugahara, S. (2000) Variação Anual da Frequência de Ciclones no Atlântico Sul. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, RJ, 16 a 20 de outubro de 2000.

The European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). *The interim reanalysis Project ERA Interim*, 2011. Dados disponíveis em: < http://data-portal.ecmwf.int/data/d/interim_daily/levtype=pl/ >

Thorpe, A. J. (1993) An appreciation of the meteorological research of Ernst Kleinschmidt. *Meteorologische Zeitschrift*, N.F. 2, 3-12.

Zhou, J. & Lau, K. M. (1998) Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, 11, 1020-1040.