



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2010/11.26.17.17-TDI

ANÁLISES DAS CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS DAS TRAJETÓRIAS DOS CICLONES EXTRATROPICAIS QUE ATUAM NA AMÉRICA DO SUL E VIZINHANÇAS

Caroline Vidal Ferreira da Guia

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 17 de dezembro de 2010

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38LS7UE>

INPE
São José dos Campos
2011

PUBLICADO POR :

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):

Presidente:

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

Membros:

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

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

Dr^a Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

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

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

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

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



sid.inpe.br/mtc-m19/2010/11.26.17.17-TDI

ANÁLISES DAS CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS DAS TRAJETÓRIAS DOS CICLONES EXTRATROPICAIS QUE ATUAM NA AMÉRICA DO SUL E VIZINHANÇAS

Caroline Vidal Ferreira da Guia

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada
pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 17 de dezembro de 2010

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38LS7UE>>

INPE
São José dos Campos
2011

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

- G94a Guia, Caroline Vidal Ferreira da.
Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e vizinhanças / Caroline Vidal Ferreira da Guia. – São José dos Campos : INPE, 2011.
xxii+98 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2010/11.26.17.17-TDI)
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.
Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.
1. Trajetória das tempestades. 2. Ciclone extratropical. 3. Climatologia sinótica. 4. Instabilidade baroclínica. 5. Corrente de jato. I.Título.

CDU 551.589 (81)

Copyright © 2011 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2011 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Manoel Alonso Gan


Presidente / INPE / SJCampos - SP

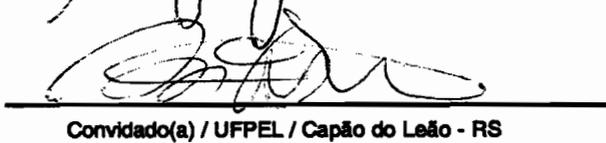
Dr. Nelson Jesus Ferreira


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcelo Barbio Rosa


Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. André Becker Nunes


Convidado(a) / UFPEL / Capão do Leão - RS

Aluno (a): Caroline Vidal Ferreira da Guia

São José dos Campos, 17 de dezembro de 2010

“É melhor tentar e falhar, que preocupar-se e ver a vida passar; é melhor tentar, ainda que em vão, que sentar-se fazendo nada até o final. Eu prefiro na chuva caminhar, que em dias tristes em casa me esconder. Prefiro ser feliz, embora louco, que em conformidade viver ...”

MARTIN LUTHER KING

*A meus pais Carlos e Eliane, a meu irmão Eric, a minha
avó Miriam e a minha tia Lida*

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por me dar a vida e o poder de escolha sobre ela.

Ao Dr. Nelson pela orientação, oportunidade, apoio e amizade.

Ao Dr. Kevin Hodges pela imensa colaboração, disponibilização e ensinamentos sobre o programa *Track*, além das discussões dos resultados e pela amizade.

Ao CPTEC-INPE pela infraestrutura oferecida.

Ao CNPQ por conceder a bolsa de mestrado.

Ao Dr. Gustavo Escobar, coordenador do Grupo de Previsão de Tempo (GPT) e meu chefe, pelo apoio, amizade, discussões, ensinamentos e colaboração nesta dissertação de mestrado.

Ao amigo Leonardo Diogo, que teve muita paciência comigo e me ajudou bastante na utilização do programa.

Ao amigo Phillip Edson, sempre muito atencioso e disponível para ajudar na utilização de ferramentas para a construção das figuras.

À amiga Isabel Porto por toda a ajuda na elaboração do documento e companheirismo.

Aos amigos companheiros de mestrado, do Grupo de Previsão de Tempo, aos companheiros de todas as horas e a todos que de alguma forma colaboraram nesta minha jornada.

Ao Carlos Moura pela confiança, incentivo, motivação e paciência.

A minha família por sempre me dar todo o apoio necessário, amor e carinho.

RESUMO

Com o intuito de aprimorar o conhecimento observacional dos ciclones extratropicais que atuam no sul da América do Sul e nos oceanos adjacentes, o presente trabalho analisa as trajetórias dos mesmos utilizando o algoritmo *track*, uma análise objetiva que permite uma visão mais detalhada da avaliação desses sistemas de tempo. Especificamente, estudou-se as características sazonais, densidade, intensidade, taxa de crescimento, tempo de vida, trajetórias típicas e estruturas verticais desses sistemas. Para isso, foi utilizado dados derivados da reanálise ERA-40 do *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* no período compreendido entre dezembro de 1978 a novembro de 2001. Comprovou-se a existência de três regiões ciclogênicas no sul da América do Sul. Investigou-se também o comportamento sazonal e vertical de cada uma dessas regiões ciclogênicas, assim como suas trajetórias típicas. Nesse contexto, destaca-se a região ciclogênica situada à leste da Região Sudeste do Brasil, durante o verão austral, influenciada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul, a qual está associada ao regime de precipitação no verão da América do Sul. As demais regiões ciclogênicas encontram-se mais a sul, uma delas próxima ao Uruguai e Rio Grande do Sul, e a outra próxima ao Golfo de São Jorge, na Argentina. Além disso, foram construídos compostos espaciais e temporais para os ciclones extratropicais mais intensos, possibilitando assim estabelecer modelos conceituais para cada fase da vida desses sistemas.

SYNOPTIC CHARACTERISTICS ANALYSIS OF EXTRATROPICAL CYCLONIC TRACKS WHICH ACT IN SOUTH AMERICA AND ITS NEIGHBORHOODS

ABSTRACT

Aiming to improve the observational knowledge of extratropical cyclones acting in South America and neighborhood oceans this work analyses the cyclones trajectories using the track algorithm. This methodology allows a detailed view of the life cycle of this weather system. Specifically features such seasonal characteristics of storms tracks such as density, intensity, growing rate, life time, typical trajectories and vertical structure were calculated using reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ERA- 40) for December 1978 to November 2001 period. It was confirmed the existence of three cyclogenetic regions in southern South America. It was also investigated the seasonal and vertical behavior of each of these cyclogenetic regions as well as its typical tracks. In this context, it was observed a cyclogenetic region located east of southeastern Brazil in the Atlantic Ocean during the austral summer. This feature is associated with the South Atlantic Convergence Zone and the summer precipitation regime of South America. The others cyclogenetics regions are located further south near Uruguay and Rio Grande do Sul state and near the Golfo de Sao Jorge, in Argentina. Furthermore, it was constructed spatial and temporal composites for the most intense extratropical cyclones to establish concept models for each life cycle of these systems.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Densidade de ciclogêneses no verão do HS	3
2.1 Sistemas meteorológicos em superfície que atuam na América do Sul. . .	5
2.2 Representação esquemática das áreas de convergência e divergência numa corrente de jato.	10
2.3 Campo de vento médio em 300hPa de 1979 a 1989.	11
2.4 Desvio padrão do vento meridional em 300 hPa.	13
2.5 Ciclo sazonal da TT na alta troposfera no HS baseada em vorticidade relativa em 250 hPa.	14
2.6 Distribuição espacial do número de ciclogêneses detectadas para as quatro estações do ano na AS.	15
3.1 Região de Estudo	23
3.2 Esquema ilustrativo dos estágios do algoritmo track.	25
3.3 Exemplo de um mapa binário	26
4.1 Densidade de Ciclogêneses para DJF.	32
4.2 Posição Média dos Jatos.	34
4.3 Campo de TSM na região da Confluência Brasil Malvinas.	35
4.4 Campo médio de linhas de correntes e divergência em 300 hPa (sombreado). 36	
4.5 Imagens da média mensal de TSM.	37
4.6 Comportamento Vertical de uma onda baroclínica.	38
4.7 Densidade de Ciclogêneses para JJA.	39
4.8 Densidade de Ciclogêneses para MAM	41
4.9 Densidade de Ciclogêneses para SON	43
4.10 Densidade de Ciclólises para DJF.	45
4.11 Densidade de Trajetórias para DJF	48
4.12 Densidade de Trajetórias para JJA	50
4.13 Densidade de Trajetórias para MAM.	52
4.14 Densidade de Trajetórias para SON.	54
4.15 Taxa de Crescimento/Decaimento para DJF.	56
4.16 Taxa de Crescimento/Decaimento para JJA	58
4.17 Taxa de Crescimento/Decaimento para MAM.	59
4.18 Taxa de Crescimento/Decaimento para SON.	60

4.19	Velocidade Média dos ciclones extratropicais.	61
4.20	Tempo de Vida Médio dos ciclones extratropicais.	63
4.21	Vento Médio Zonal no nível de 925 hPa nos trimestres: DJF, MAM, JJA e SON	65
4.22	Trajetórias dos ciclones extratropicais na AS no verão	67
4.23	Trajetórias dos ciclones extratropicais no inverno	68
4.24	Trajetórias dos ciclones extratropicais no outono	70
4.25	Trajetórias dos ciclones extratropicais na primavera	72
4.26	Ciclo de Vida Médio dos ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS	73
4.27	Composto espacial de PNMM, intensidade do vento e precipitação	75
A.1	Densidade de Ciclólises para JJA	93
A.2	Densidade de Ciclólises para MAM	94
A.3	Densidade de Ciclólises para SON	94

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Tabela com os valores utilizados para selecionar os sistemas mais intensos	29

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AS	– América do Sul
ASAS	– Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	– Alta Subtropical do Pacífico Sul
AB	– Alta da Bolívia
BNOA	– Baixa do Noroeste da Argentina
CBM	– Confluência Brasil-Malvinas
CCM	– Complexo Convectivo de Mesoescala
CGMA	– Modelo de Circulação Global Atmosférica
CVE	– Cavado Equatorial
NCEP/NCAR	– National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research
ECMWF	– European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
BC	– Baixa do Chaco
DOL	– Distúrbio Ondulatório de Leste
HN	– Hemisfério Norte
HS	– Hemisfério Sul
IPMet	– Instituto de Pesquisas Meteorológicas
JBN	– Jato de Baixos Níveis
JST	– Jato Subtropical
JP	– Jato Polar
LI	– Linha de instabilidade
MAL	– Modelo de Área Limitada
NEB	– Nordeste Brasileiro
PNMM	– Pressão ao Nível Médio do Mar
R1	– Região Ciclogénica 1
R2	– Região Ciclogénica 2
R3	– Região Ciclogénica 3
SCM	– Sistema Convectivo de Mesoescala
SF	– Sistema Frontal
ST	– <i>Storm Track</i>
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
TT	– Trajetória das Tempestades
VCAN	– Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1 Sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul	5
2.2 Ciclones e Ciclogêneses na América do Sul	6
2.3 Trajetória das Tempestades - Definição e Características Gerais	9
2.4 Variabilidade Sazonal	11
2.5 Mecanismos de formação da TT	15
2.5.1 Instabilidade Baroclínica	15
2.5.2 Desenvolvimento corrente abaixo de ondas	17
2.5.3 A influência da Cordilheira dos Andes na formação de ciclones	18
3 REGIÃO DE ESTUDO, DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Região de Estudo	23
3.2 Dados	23
3.3 Metodologia	24
4 ANÁLISES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	31
4.1 Climatologias	31
4.1.1 Densidade de Ciclogêneses	31
4.1.2 Densidade de Ciclólises	44
4.1.3 Densidade de Sistemas	47
4.1.4 Taxa de crescimento/decaimento	55
4.1.5 Velocidade Média	61
4.1.6 Tempo de Vida Médio	62
4.1.7 Vento Médio Zonal	64
4.2 Trajetórias dos ciclones extratropicais originados nas regiões ciclogêni- cas do sul da AS	66
4.3 Compostos Temporal e Espacial dos ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS	73
4.3.1 Ciclo de Vida	73

4.3.2	Composto Espacial dos ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS	75
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	77
5.1	Sugestões para Trabalhos Futuros	80
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
	APÊNDICE A	93

1 INTRODUÇÃO

Ciclones extratropicais e/ou sistemas de baixa pressão associados a frentes frias desempenham um papel importante na circulação geral da atmosfera, possibilitando os transportes meridionais de calor, umidade e momentum angular. Esses sistemas meteorológicos modulam o tempo e o clima na América do Sul (AS), influenciando o regime de precipitação principalmente na região centro-sul deste continente. Os ciclones extratropicais atuam na AS praticamente durante todo o ano, variando latitudinal e sazonalmente, apresentando frequências maiores no inverno e menores no verão (MENDES, 2006; GAN; RAO, 1991).

A formação, intensificação e dissipação dos ciclones extratropicais estão associadas a fatores dinâmicos e termodinâmicos, tais como orografia, instabilidade baroclínica, fontes de calor e umidade e a circulação atmosférica local. No sul da AS e oceanos adjacentes observa-se um número expressivo de ciclogêneses ao norte de 35° S, sendo que a maior frequência ocorre sobre o oceano no verão e sobre o continente no inverno (GAN, 1992). Diversos estudos, tais como Rao et al. (2002) e Trenberth (1991) identificaram e analisaram o comportamento desses distúrbios transientes de escala sinótica, que organizam-se e deslocam-se em uma região preferencial denominada de *Storm Tracks*, termo definido por Blackmon et al. (1977), ou trajetória das tempestades (TT) como será referido neste trabalho. A TT que é a região de passagem preferencial de ciclones extratropicais e sistemas frontais associados, pode ser identificada onde há máxima energia cinética dos transientes e é caracterizada por fortes gradientes de variáveis como geopotencial e vento meridional, e conseqüentemente está associada à maior baroclinia (RAO et al., 2002).

Dentre os primeiros estudos sobre o comportamento das TT's no Hemisfério Sul (HS), destacam-se os trabalhos de Trenberth (1991) e de Sinclair (1997). De acordo com esses estudos observacionais, as TT's variam sazonalmente, como parte de um ciclo semi-anual. Trenberth (1991) sugeriu que elas são mais frequentes no sul do Oceano Índico e menos frequentes no sul do Oceano Pacífico e permanecem próximo de 50°S durante o ano. Por outro lado, Sinclair (1997) observou que a densidade das TT's no inverno é máxima entre 50°S e 60°S sobre os Oceanos Atlântico Sul e Índico, e ao sul de 60°S, no Oceano Pacífico Sul, apresentando um máximo secundário próximo de 40°S no Oceano Pacífico.

Alguns estudos analisaram os ciclones extratropicais por meio de análise sinótica ob-

jetiva (MURRAY; SIMMONDS, 1991; JONES; SIMMONDS, 1993; SERREZE et al., 1993; HOSKINS; HODGES, 2005). Este tipo de análise permite, por exemplo, empregar algoritmos para identificar locais de mínimos/máximos de variáveis meteorológicas em pontos de grade. Pezza e Ambrizzi (2003), a partir de dados de pressão ao nível médio do mar (PNMM) derivados do National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) avaliaram os ciclones e os anticiclones extratropicais no HS utilizando um método objetivo de identificação para o período de 1973 a 1996. Eles identificaram que a região preferencial da rota dos ciclones e anticiclones situa-se entre 30°S e 60°S e observaram que a região das TT está bem definida em torno do continente Antártico, além de encontrarem um decréscimo do número de ciclones e anticiclones no HS durante o período estudado (1973-1996), o que sugere que esses sistemas apresentam variabilidade interanual.

Rao et al. (2002) analisaram a variabilidade sazonal e as características básicas das TT's no HS, além de outros fatores, dando ênfase as estações de transição. Nesta análise, eles encontraram que a TT é mais fraca na primavera, se intensifica no outono e tem maior atividade no inverno.

A maioria dos estudos sobre a TT analisou os ciclones extratropicais num contexto hemisférico e as análises se basearam nos campos de pressão ao nível médio do mar, geopotencial na média troposfera e desvio padrão do vento meridional. Entretanto, aspectos regionais dos ciclones extratropicais que se formam ou atuam na AS ainda não foram suficientemente abordados, apesar da frequência e particularidade dos mecanismos que estão associados a eles. Mendes (2006) estudou o comportamento dos ciclones extratropicais na AS e verificou que as principais características relacionadas com a trajetória e distância total percorrida pelos ciclones que se formaram em uma das regiões ciclogênicas na AS diferem das características dos ciclones no HS. Portanto, características tais como a variabilidade sazonal, estrutura vertical e trajetórias típicas dos sistemas que se formam em cada região ciclogênica da AS podem ser diferentes daquelas encontradas para os ciclones extratropicais no HS.

Deste modo, o objetivo geral deste trabalho foi avaliar os ciclones extratropicais na AS e oceanos adjacentes, utilizando o algoritmo *track*, uma análise sinótica objetiva baseada em saídas que facilitam a visualização e permitem uma análise mais detalhada desses sistemas de tempo. Este método foi desenvolvido por Hodges (1994), Hodges (1995), Hodges (1996), Hodges (1999), que consiste em uma análise automática baseada em estatísticas e a utilização de uma função que suaviza e identifica

a TT. O *track* permite a construção de climatologias sinóticas podendo ser eficientemente comparadas com dados de satélites e com diferentes modelos (HODGES, 1999). Este método oferece uma visão complementar às técnicas estatísticas que estudaram as atividades dos ciclones nesta região (THORNCROFT; HODGES, 2001).

Mais especificamente, pretende-se elaborar uma climatologia sazonal e vertical destes sistemas de tempo para 23 anos de dados, a partir da análise de densidades de ciclogêneses, de ciclólises, de trajetória, intensidade média, taxa de crescimento/decaimento e tempo de vida médio. Desta forma, será analisado o comportamento sazonal e vertical dos ciclones extratropicais. Além disso, será analisado as trajetórias típicas dos ciclones extratropicais que se originam nas regiões ciclogenéticas da AS (Fig. 1.1). Através da construção de compostos espaciais e temporais, avaliou-se o comportamento médio de variáveis como precipitação, intensidade do vento e pressão ao nível médio do mar (PNMM) no momento de máxima atividade dos ciclones mais intensos que atuaram na AS.

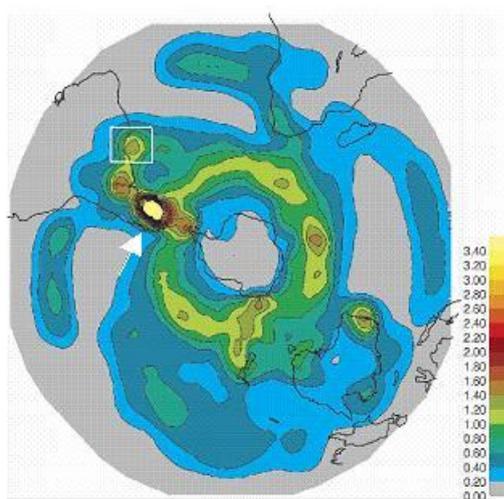


Figura 1.1 - Densidade de ciclogêneses no verão do HS à partir de dados de vorticidade relativa em 850 hPa. Unidades em números de densidade por mês por unidade de área. O quadrado indica a região ciclogenética à leste do Sudeste do Brasil e as setas indicam outras regiões ciclogenéticas na AS

Fonte: Adaptado de (HOSKINS; HODGES, 2005)

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul

A AS abrange parte dos trópicos, subtropicais e extratropicais, sendo caracterizada por grande variabilidade climática. Os principais sistemas meteorológicos que influenciam o tempo na região de estudo na baixa troposfera são a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), os centros de Altas Pressões Subtropicais do Pacífico Sul (ASPS) e Atlântico Sul (ASAS), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), os ciclones extratropicais e frentes frias associadas (SF) (Fig. 2.1).

Na região tropical os ventos alíseos de sudeste e nordeste convergem formando a ZCIT; este sistema modula as chuvas nas regiões Norte e Nordeste do Brasil (NEB). Atuam também na região tropical sistemas associados ao aquecimento e umidade disponível em superfície, como por exemplo, a Alta da Bolívia (AB) na alta troposfera, durante o verão. Além disso, observa-se a presença de distúrbios ondulatórios de leste (DOL) que transportam umidade para a região do NEB, favorecendo a formação de nebulosidade e chuvas, na costa leste do NEB durante o outono e inverno (DAMIAO, 1999).

Na região subtropical os sistemas de alta pressão apresentam grande variabilidade sazonal, a ASAS é mais intensa no inverno e a ASPS é mais intensa no verão, entretanto nas estações de equinócio elas apresentam intensidade equivalentes (SATYAMURTY et al., 1998). Ambas se afastam do continente e deslocam-se para sul no verão, devido ao aquecimento e consequente formação de baixa térmica no continente. Já no inverno, esses sistemas anticiclônicos se aproximam do continente e deslocam-se para norte. O transporte de umidade de latitudes tropicais para as latitudes maiores está associado ao escoamento da ASAS no inverno, enquanto que no verão, quando este sistema se afasta do continente, o transporte de umidade é favorecido pelo escoamento que passa pela Amazônia, em ambas as situações por vezes caracteriza-se o jato de baixos níveis (JBN)(SATYAMURTY et al., 1998).

Na região extratropical o escoamento é predominantemente de oeste e estes estão associados a perturbações e a passagem de sistemas transientes de escala sinótica, como os ciclones e anticiclones extratropicais, que são os principais causadores de distúrbios meteorológicos nessas latitudes (MENDES, 2006).

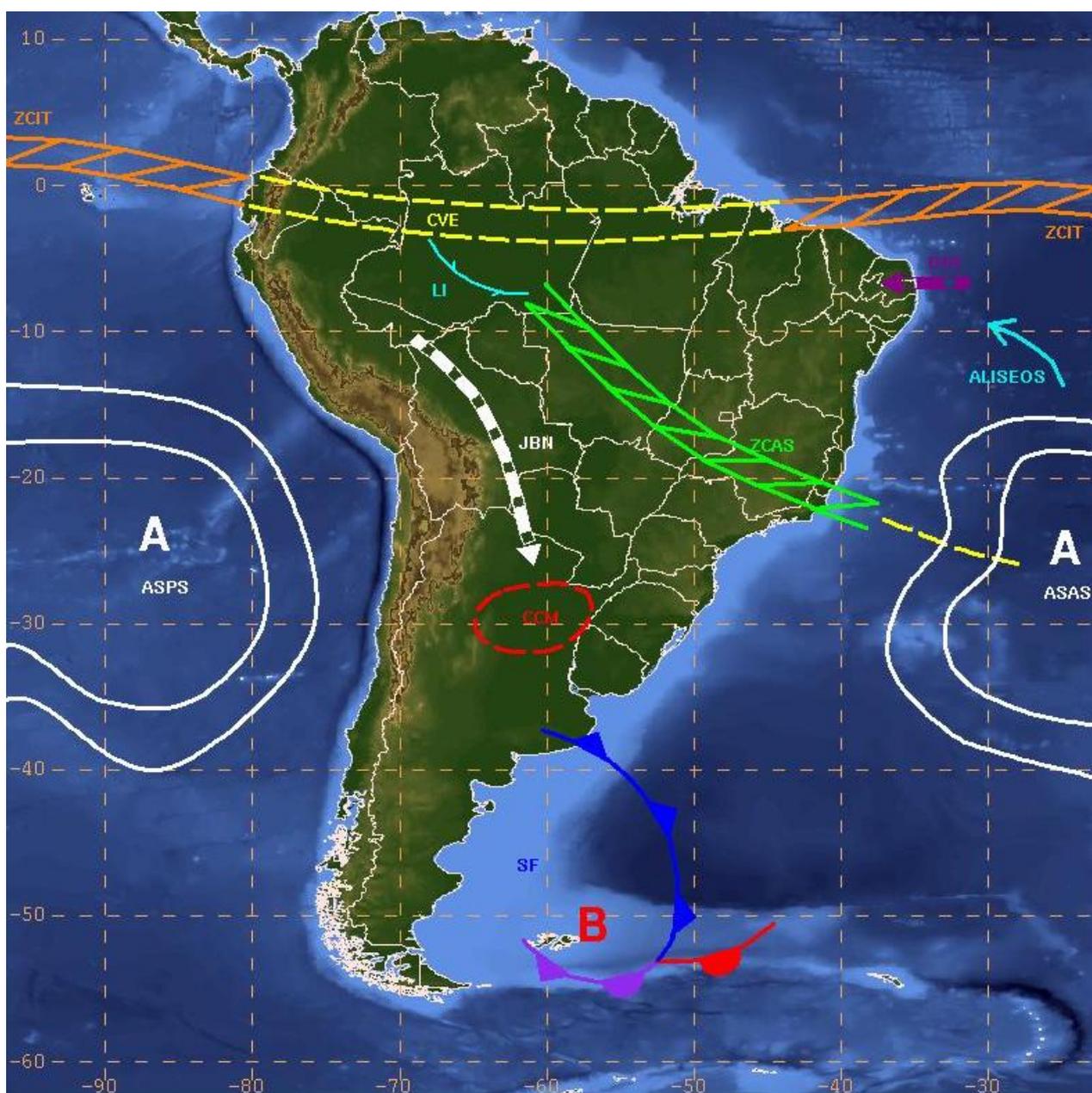


Figura 2.1 - Ilustração dos sistemas meteorológicos em superfície que atuam na América do Sul. Onde: Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), Cavado Equatorial (CVE), Jato de Baixos Níveis (JBN), Linhas de Instabilidade (LI), Sistema Frontal (SF), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

Sistemas em mesoescala também atuam na AS e são responsáveis por boa parte da precipitação observada. Eles ocorrem em forma de Linhas de Instabilidade (LI),

principalmente na costa norte do continente ou em forma de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM) (SATYAMURTY *et al.*, 1998).

No verão, tipicamente se observa a ZCAS que atua nas regiões tropical e subtropical da AS, ela é responsável pela maior parte das chuvas nas Regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil durante o verão austral (KODAMA, 1992; QUADRO, 1993).

2.2 Ciclones e Ciclogêneses na América do Sul

Nas últimas décadas foram realizados diversos estudos enfocando a ocorrência de ciclogêneses na AS. Taljaard (1972) e Necco (1982) utilizaram apenas um ano de dados meteorológicos e encontraram que a maior frequência de ciclogêneses na AS e Oceano Atlântico Sul ocorre no inverno. Satyamurty *et al.* (1990), utilizando imagens de satélite para avaliar eventos ciclogênicos no período de 1980-1986, identificaram uma variabilidade sazonal nos eventos de ciclogêneses na AS, sendo o verão a estação do ano com a maior ocorrência desses eventos. Deve-se ressaltar que a partir de análises com imagens de satélite os eventos de ciclogêneses em altos níveis que não se estenderam até a superfície também foram identificados no estudo de Satyamurty *et al.* (1990). Além disso, esse enfoque não considera eventos de ciclogêneses não associados a nebulosidade, que ocorrem principalmente no inverno, estação do ano seca em alguns pontos de atuação destes sistemas de tempo.

Posteriormente, Gan (1992) avaliou a frequência de ciclogêneses na AS utilizando imagens de satélite e cartas sinóticas em superfície para o período de 1979-1988. Ela identificou as regiões do Golfo de São Matias e do Uruguai como ciclogênicas. Além disso, ele observou um maior número de ciclogêneses no inverno e um menor no verão, concordando com os resultados de Necco (1982). Gan e Rao (1991) mostraram que a Cordilheira dos Andes desempenha um papel importante no processo de formação de ciclones na AS. Posteriormente, Sinclair (1994) utilizando 7 anos de dados de vorticidade relativa do ECMWF e um método objetivo baseado no algoritmo de monitoramento similar ao de Murray e Simmonds (1991) construiu uma climatologia de centros ciclônicos e mostrou que o inverno é a estação do ano com maior frequência de ciclogêneses. Eles diagnosticaram que tipicamente isto ocorre nas regiões costeiras dos continentes, reforçadas pelo transporte de umidade e calor sensível similar ao que ocorre com as regiões costeiras a leste da Ásia e América do Norte. Sinclair (1994), Sinclair (1995) sugerem que tais sistemas se formam a partir de processos baroclínicos rasos, ou seja, processos que ocorrem nas camadas

inferiores da atmosfera. Sinclair (1994) afirma que esses processos envolvem máximos gradientes de temperatura da superfície do mar (TSM) e que as TT's localizam-se, uma próxima a 50° S (região de dissipação dos ciclones no cavado circumpolar) e a segunda aparece somente durante a primavera e o inverno, próxima a 40° S na Nova Zelândia e Oceano Pacífico associada com o jato subtropical.

Um amplo estudo sobre ciclogêneses no HS foi realizado por Simmonds e Keay (2000), utilizando 40 anos de dados (1958-1997) derivados das reanálises do NCEP/NCAR, identificando os ciclones extratropicais de forma objetiva. Simmonds e Keay (2000) mostraram que em todas as estações do ano o maior número de sistemas encontra-se na faixa subantártica entre 50°- 70°S, enquanto a segunda maior frequência é observada na faixa imediatamente à norte (30°-50°S). Eles mostraram que a grande maioria dos ciclones no HS é encontrada nas duas faixas em latitudes médias. Além disso, eles observaram que a atividade dos ciclones exibe uma sazonalidade, com o máximo no inverno e mínimo no verão, confirmando resultados de Trenberth (1991), Sinclair (1997), Gan (1992). Simmonds e Keay (2000) observaram também um número considerável de eventos ciclogênicos no verão a sotavento da Cordilheira dos Andes, e no inverno o nível de atividade de ciclogêneses aumenta.

Hoskins e Hodges (2005) investigaram eventos de ciclogêneses no HS e constataram que é provável que a maioria dos eventos de ciclogêneses em baixos níveis estejam associados a ondas preexistentes na média e na alta troposfera. Eles ressaltaram que a influência da orografia e a liberação de calor latente podem ser fatores importantes no processo de ciclogênese em baixos níveis na região subtropical. A liberação de calor latente ocorre devido ao processo de condensação. Na presença de convergência de umidade associada ao ciclone em baixos níveis, o ar ascende e resfria, o que provoca condensação do vapor. Quando o ar aquece, a pressão diminui, gerando convergência, ou seja, a liberação de calor latente favorece o desenvolvimento de sistemas ciclônicos. Neste processo há um ganho de energia potencial disponível da perturbação para ser convertida em energia cinética da perturbação. Este processo está associado à instabilidade baroclínica úmida, que ocorre quando há a liberação de calor latente através do processo de condensação.

Mendes et al. (2007) utilizaram uma técnica de composição de campos meteorológicos e de rastreamento da trajetória de ciclones e identificaram possíveis mecanismos dinâmicos e termodinâmicos que influenciam a formação e desenvolvimento dos ciclones extratropicais na AS. Mendes et al apresentaram uma climatologia para esses

sistemas utilizando 25 anos de dados das reanálises do NCEP/NCAR e observaram que um número expressivo de eventos de ciclogêneses originam-se em uma área bem restrita. A maioria dos eventos de ciclogêneses ocorrem ao longo do Oceano Atlântico, com alguns casos no continente sul-americano sobre a Argentina, Uruguai e sul do Brasil. O processo ciclogênético é precedido por um escoamento continental anômalo associado ao transporte tropical de ar quente e úmido, e as ciclogêneses ocorrem em todas as estações do ano com anomalias médias similares.

Reboita (2008) elaborou uma climatologia de ciclones através de um esquema automático, que identifica mínimos de vorticidade relativa calculada pelo vento a 10 m de altura para 10 anos de dados extraídos do NCEP. Ela identificou três regiões de máxima atividade ciclogênética na AS, uma no sul/sudeste do Brasil (RG1), a segunda na desembocadura do rio da Prata no Uruguai (RG2) e a terceira no sul da Argentina (RG3). Os resultados mostraram que nas ciclogêneses próximas ao sul/sudeste do Brasil, a umidade é fundamental. Nas demais regiões as ciclogêneses estão associadas à influência de cavados transientes em níveis superiores que se deslocam do Pacífico e a influência da topografia. Embora na região próxima ao Uruguai, os sistemas só vão se originar a 1000 km da cordilheira, pela interação dos distúrbios transientes com o cavado estacionário gerado pela influência da topografia no escoamento de oeste. Este último fator já havia sido observado por Gan e Rao (1994). Ainda, Reboita (2008) diz que o suprimento de umidade é importante, mas não essencial para as ciclogêneses na região próxima ao Uruguai e que a topografia é fundamental para a existência dos três máximos ciclogênicos na costa leste da AS. Os resultados de Reboita também mostram que diferentes padrões de TSM modificam a distribuição espacial das ciclogêneses no Atlântico Sul.

2.3 Trajetória das Tempestades - Definição e Características Gerais

Estudos prévios, como Charney (1947) e Eady (1949) solucionaram as equações quase-geostróficas a partir de diferentes aproximações, Eady utilizou a aproximação do plano f , e Charney (1947) utilizou a aproximação do plano β . Eles mostraram que os ventos de oeste em latitudes médias são baroclinicamente instáveis. A diferença entre estes dois estudos foi que Charney concluiu que as ondas longas são estabilizadas pelo efeito β e Eady (1949) verificou que as ondas curtas são estabilizadas pela estabilidade estática constante.

Lorenz (1955) focou seus estudos em um contexto relacionado a trocas de energia e

concluiu que os distúrbios transientes de escala sinótica extraem energia potencial disponível do gradiente meridional de temperatura entre pólo e equador através do transporte meridional de calor e converte esta energia em energia cinética através das circulações verticais termicamente diretas. Lorenz apresentou o conceito de energia potencial disponível e as equações relacionadas a estas trocas.

Na segunda metade da década de 70 foram desenvolvidos estudos sobre ciclones extratropicais e sistemas frontais associados com um enfoque diferente, baseado na análise sinótica dos campos de desvio padrão de variáveis, como por exemplo, componente meridional do vento. Através desses estudos observacionais mostrou-se que os distúrbios transientes de escala sinótica são organizados preferencialmente ao longo da TT associada às posições do jato médio máximo de latitudes médias (BLACKMON *et al.*, 1977). Através da análise vetorial do vento ageostófico dentro da corrente de jato (Fig. 2.2), pode-se mostrar as regiões preferenciais para a ocorrência de formação dos ciclones extratropicais, e assim justificar a localização da região preferencial de passagem destes sistemas. Observa-se pela ilustração que as regiões preferenciais a ocorrência de ciclones no HS são na entrada equatorial e na saída polar do jato, onde ocorre a divergência de massa em altos níveis, que por sua vez induz a convergência em baixos níveis, e conseqüentemente a circulação ciclônica.

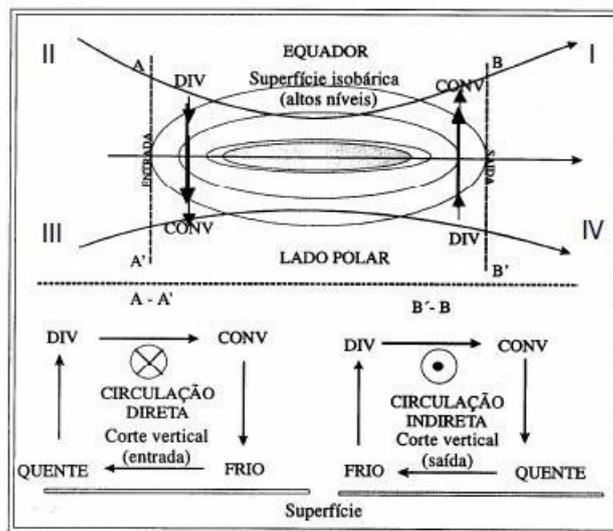


Figura 2.2 - Representação esquemática de uma corrente de jato no Hemisfério Sul. A parte superior mostra uma carta de altitude, que indica os lados equatorial e polar do jato. As duas partes inferiores são cortes transversais no plano (y,z) feitos na entrada e na saída do jato e mostram a circulação ageostrófica. O símbolo (⊗) indica o vento geostrófico que entra (sai) no (do) plano da figura. Na parte superior, na entrada do jato (quadrantes II e III) o vento está acelerando, e está orientado de oeste para leste e, portanto, o vento ageostrófico sopra de norte para o sul, criando uma região de divergência e convergência, conforme indicado na figura. Por conservação de massa, ocorre ramos ascendentes e descendentes ilustrados. Uma análise semelhante aplica-se à saída do jato (quadrantes I e IV) da figura. Fonte: (LEMES; MOURA, 2002).

Os primeiros estudos sobre as TT indicam que as regiões preferenciais ocorrem corrente abaixo e para o pólo da corrente de jato máxima, e que esta pode ser explicada em termos do critério da instabilidade baroclínica (FREDERIKSEN, 1984). Posteriormente, Sinclair (1996a) elaborou um estudo baseado em um método automático, com base na vorticidade geostrófica relativa ao invés de PNMM. Em seu cálculo ele encontrou que a atividade ciclônica máxima ocorre próximo de 50°S, próximo a região de dissipação dos centros de baixa pressão no cavado circumpolar, concordando com a TT obtida por Trenberth (1991). Ele também mostrou que os ciclones no HS tendem a se formar em latitudes médias, migram para leste, amadurecem, e lentamente decaem a sul de 60° S. Alguns desses ciclones se formam, intensificam e decaem em latitudes médias, especialmente no Oceano Pacífico, mostrando que nesta região os sistemas são mais fracos.

2.4 Variabilidade Sazonal

Trenberth (1991) foi um dos pioneiros a estudar a estrutura média zonal e variações sazonais da TT no HS. Suas análises se baseavam em estatísticas de médias zonais dos sistemas transientes e do estado básico em que eles estavam embebidos. Trenberth observou uma forte relação entre a TT e a principal corrente de jato polar troposférica, associada a baroclinia em baixos níveis. Ele também observou uma simetria zonal maior no verão e perfis meridionais mais acentuados (Fig. 2.3), entretanto, a gênese e a atividade de ciclones móveis ainda exibem assimetrias zonais, especialmente no inverno austral (FREDERIKSEN, 1984).

Berbery e Vera (1996) estudaram a estrutura e a evolução da TT de inverno utilizando seis anos de dados filtrados e não filtrados de reanálises do ECMWF. Eles observaram que as características evidentes no escoamento de inverno são: 1) A maior frequência da TT localiza-se no Oceano Índico, corrente abaixo dos ventos máximos, e um segundo máximo da TT é observado próximo ao meridiano de Greenwich; 2) Valores mínimos da TT são encontrados na mesma latitude no Oceano Pacífico; 3) Valores relativamente maiores da TT são encontrados próximo do jato subtropical em 25°-30°S. Estes resultados indicam que as regiões com maior variabilidade temporal estão associadas com o jato subpolar em 50°S e com o jato subtropical próximo a 30°S.

Chang (1999) analisou as variações e guias de ondas associadas à TT no verão e inverno para os dois hemisférios. Ele observou que no verão austral essa região

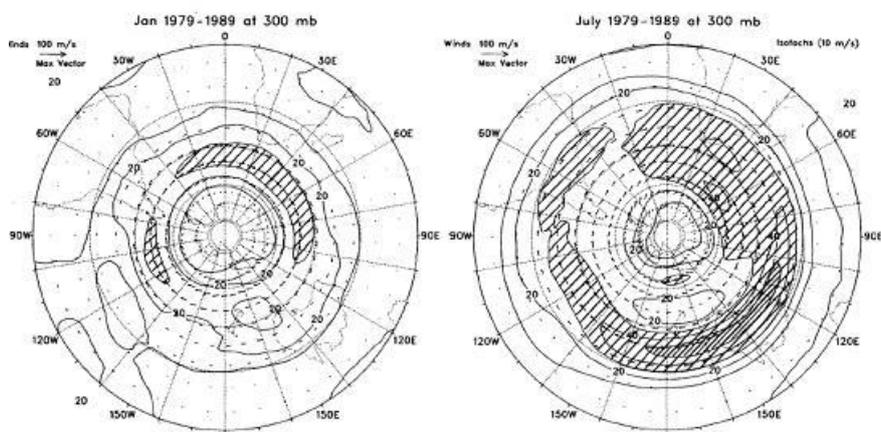


Figura 2.3 - Campo de vento médio em 300hPa de 1979 a 1989 plotado como vetores e isotacas; o intervalo do contorno é 10 m/s. Valores maiores que 30 e 50 m/s estão hachurados com a densidade incrementada.
 Fonte: Trenberth (1991)

é mais simétrica zonalmente, segue basicamente as correntes de jato em latitudes médias e se localizam aproximadamente na faixa latitudinal de 50°S, como visto em Trenberth (1991). A TT no inverno parece ser mais complicada e consiste em uma espiral para os pólos, começando sobre a Austrália e finalizando ao sul da Austrália e da Nova Zelândia, cerca de 3000 quilômetros ao sul de sua extremidade norte. Esta estrutura da TT em espiral também pode ser visualizada nos campos do desvio padrão de vorticidade relativa apresentados por Berbery e Vera (1996). Esta espiral para o pólo da TT aparentemente está associada a uma dupla ramificação da corrente de jato, uma subtropical e outra mais fraca em aproximadamente 60°S.

Rao et al. (2002) avaliaram as características sazonais da TT no HS e da propagação de onda associada (Fig. 2.4), dando ênfase às estações de transição, de forma a complementar o trabalho de Chang (1999). Rao et al. (2002) utilizaram o desvio padrão do vento meridional na alta troposfera, obtido através da reanálise do NCEP/NCAR para um período de 22 anos. Geralmente, a passagem de sistemas transientes está associada a mudança na direção desta componente do vento. Portanto através da análise desta variável é possível identificar as ondas baroclínicas. Rao et al. mostraram que a TT de latitudes médias no HS é mais densa durante o outono e menos densa na primavera, e que o desenvolvimento de distúrbios baroclínicos corrente abaixo da região de origem da perturbação ocorre durante todo o ano, sendo uma característica básica das ondas na troposfera superior. A trajetória

preferencial dos distúrbios nas estações de transição se divide em um segundo ramo a leste da Austrália.

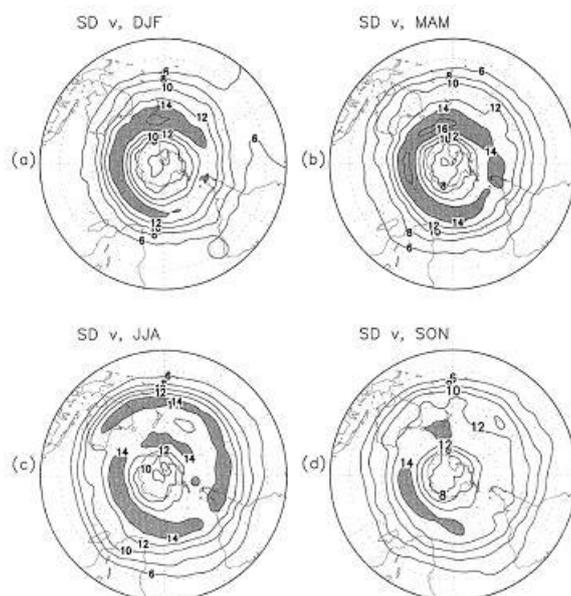


Figura 2.4 - Desvio padrão do vento meridional em 300 hPa. Contorno com intervalo de 2 m.s⁻¹ e sombreado indica valores maiores que 14 m.s⁻¹.

Fonte: Rao et al. (2002)

A assimetria zonal na TT foi estudada com mais detalhe por Inatsu e Hoskins (2004), que concentraram seu trabalho no inverno austral, uma vez que a TT de verão no HS tem pouca assimetria zonal (CHANG, 1999). Eles utilizaram o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do Hadley Centre Atmospheric Model, versão 3 (HadAM3). Inatsu e Hoskins (2004) deduziram que a TT é iniciada no Oceano Atlântico, atinge o seu máximo no Oceano Índico oeste, e diminui na parte leste do Oceano Índico. À leste do Oceano Índico, há uma espiral latitudinal para a Antártica, com maior intensidade ocorrendo próximo à linha de data (180° W). Também foi observado por estes autores que o ingrediente mais importante na assimetria da TT na baixa troposfera é a distribuição de TSM em latitudes médias. Esta característica está de acordo com Sinclair (1994), Sinclair (1995).

Assimetrias zonais nas correntes de jato e baroclinia associada podem ser importantes para o entendimento das variações sazonais da TT no HS. No verão e no outono austral, quando não há a presença de um jato subtropical intenso a TT no

Oceano Pacífico é parte de uma TT bem definida circumpolar ao longo do jato subpolar. Por outro lado, no inverno e na primavera a atividade da TT na troposfera superior se bifurca na região do núcleo principal ao longo do jato subtropical e o ramo secundário, ao longo do jato subpolar. Na baixa troposfera a TT se forma somente ao longo da zona baroclínica associada ao jato subpolar (BERBERY; VERA, 1996).

As análises de Nakamura e Shimpo (2004) sugerem que as características regionais e a sazonalidade da TT no HS são determinadas pelas diferenças e características dos jatos subtropical e subpolar. O jato subpolar é muito mais forte no hemisfério de inverno e é um jato com estrutura profunda em toda a troposfera, acompanhado por uma distinta zona baroclínica próxima à superfície. Esta estrutura vertical do jato favorece o crescimento dos sistemas transientes. Como visto por Nakamura e Shimpo (2004), a principal região da TT no HS está situada ao longo deste jato, e a sua atividade tende a ser maximizada na troposfera inferior.

Hoskins e Hodges (2005) investigaram a TT no HS, com base em 40 anos de dados da reanálise do ECMWF (ERA-40), com o objetivo de produzir uma nova perspectiva para essa variável no HS. Eles observaram que em alguns detalhes a TT muda, mas a visão geral permanece similar. Ao longo do ano, a atividade máxima da TT em latitudes altas ocorre nas regiões dos Oceanos Atlântico e Índico. Neste estudo encontrou-se que a atividade máxima concentra-se no verão na troposfera superior, e no inverno na baixa troposfera.

Hoskins e Hodges (2005) observaram também que no inverno a assimetria da TT é maior, mas no verão é quase inexistente. Ao contrário do Hemisfério Norte (HN), a TT no inverno do HS pode parecer mais fraca ou mais forte do que no verão, dependendo do diagnóstico usado. A TT das estações de equinócio do HS tende a ter similaridade com as estações precedentes: outono com verão, e primavera com inverno (Fig. 2.5) confirmando estudos anteriores, como por exemplo, Rao et al. (2002). Hoskins e Hodges notaram que um aspecto interessante da TT no verão é as ciclogêneses movendo-se para leste próximo a costa do Brasil (Fig. 1.1), sugerindo que este aspecto pode ser importante para a chuva de verão no Sul do Brasil. Em cada bacia do oceano, os sistemas movem-se ao longo dos setores sudoeste dos anticiclones subtropicais e contribuem para as bandas de nebulosidade das zonas de convergência observadas nessas regiões nesta época do ano (HOSKINS; HODGES, 2005).

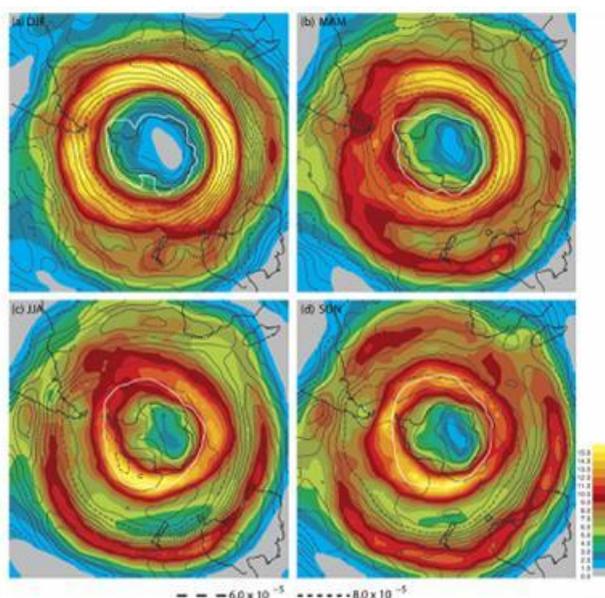


Figura 2.5 - Ciclo sazonal da TT na alta troposfera no HS baseada em vorticidade relativa em 250hPa: densidade de track (colorido) e intensidade média (linha de contorno) para (a) DJF (verão), (b) MAM (outono), (c) JJA (inverno), e (d) SON (primavera). A unidade da densidade de track está em número por mês por unidade de área, e a intensidade tem intervalo de contorno = 0.5×10^{-5} . Fonte: (HOSKINS; HODGES, 2005)

Mendes (2006) elaborou e analisou uma climatologia de ciclogênese à superfície para a AS, utilizando um método objetivo. Ele observou uma região preferencial para a formação de ciclones extratropicais localizada sobre o litoral sudeste da AS (Fig. 2.6). Mendes notou que no inverno ocorre uma maior quantidade de ciclones, enquanto que no verão as ciclogêneses ocorrem com menor frequência, concordando com os estudos de Gan (1992) e Taljaard (1967). Nas demais estações do ano, as quantidades de formação de ciclones são semelhantes e com valores entre os máximos de inverno e os mínimos de verão.

Uma explicação para a ocorrência dessas ciclogêneses pode ser a interação entre as ondas baroclínicas no escoamento de oeste em altos níveis e a presença da orografia. A diminuição deste fenômeno no período de verão pode estar associada à diminuição da ocorrência de corrente de jato em altos níveis. Pois no inverno ocorre a intensificação da corrente de jato subtropical, enquanto que no verão isto não ocorre (HOSKINS; HODGES, 2005).

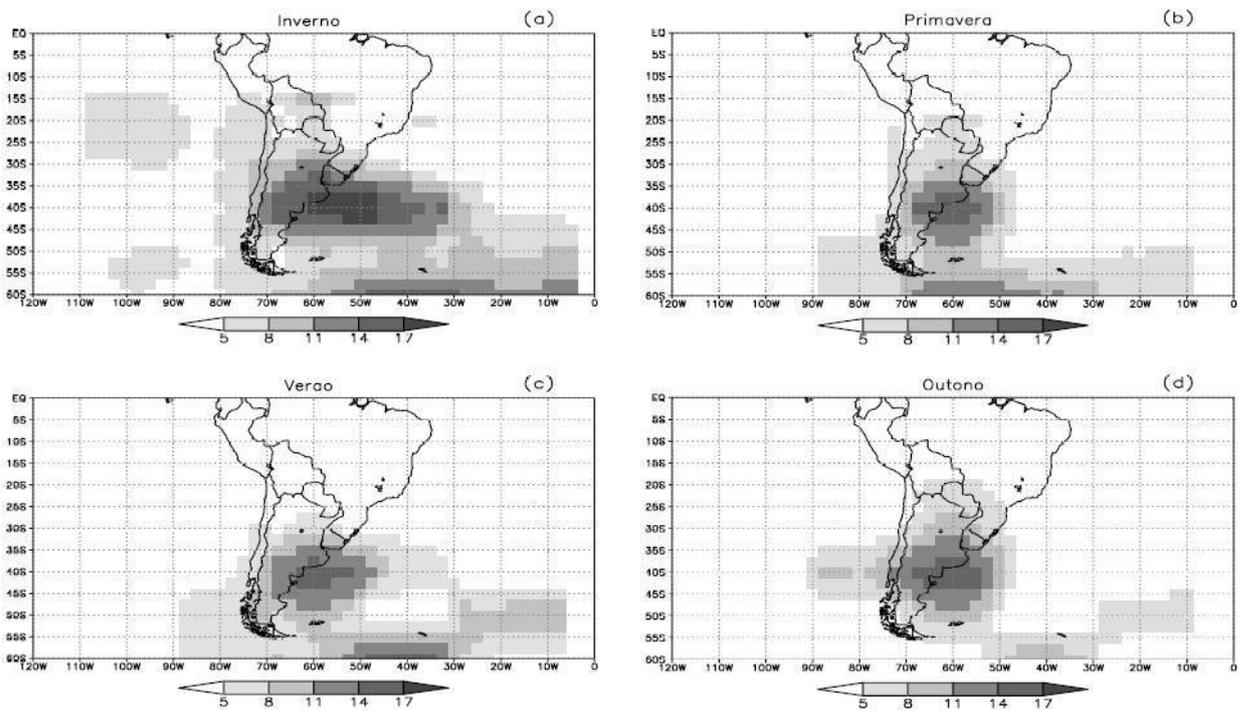


Figura 2.6 - Distribuição espacial do número de ciclogêneses detectadas para as quatro estações do ano na AS no período entre 1979-2003 com base em dados de reanálise do NCEP/NCAR. a) inverno; b) primavera; c) verão e d) outono. Fonte: (MENDES, 2006)

2.5 Mecanismos de formação da TT

2.5.1 Instabilidade Baroclínica

Tipicamente o eixo da corrente de jato polar tende a estar localizado sobre uma região caracterizada por fortes gradientes de temperatura na baixa troposfera, denominada de zona frontal polar, que separa o ar frio polar do ar quente tropical. A corrente de jato está localizada nesta região devido ao balanço do vento térmico. O vento térmico relaciona o cisalhamento vertical do vento com o gradiente horizontal de temperatura, isto é, quanto maior a diferença de temperatura entre o pólo e o equador mais intensa será a corrente de jato. As correntes de jato são instáveis em relação a pequenos distúrbios, isto é, quando pequenos distúrbios em superfície estão associados a corrente de jato, os distúrbios tendem a se amplificar, extraindo energia da corrente de jato. Muitos sistemas transientes de escala sinótica, típicos de latitudes médias, são desenvolvidos a partir de uma instabilidade no escoamento

da corrente de jato, denominada de instabilidade baroclínica (HOLTON, 2004).

É importante ressaltar, que o desenvolvimento da onda baroclínica depende da conversão de energia potencial em energia cinética do distúrbio através de uma circulação secundária (HOLTON, 2004). Em um distúrbio baroclínico a advecção de ar frio provoca uma diminuição da altura geopotencial e intensifica o gradiente horizontal de pressão e temperatura, o ar converge no centro de baixa pressão, favorecendo o movimento ascendente do ar quente e descendente do ar frio. Este movimento do ar quente subindo e do ar frio descendo caracteriza a circulação secundária que desempenha um papel importante no ciclo de vida dos ciclones, pois é através dessa circulação que a energia potencial da perturbação é convertida em energia cinética da perturbação (BARRY; CARLETON, 2001; HOLTON, 2004).

Holton (2004) mostra que para existir a conversão de energia potencial em energia cinética da perturbação deve haver uma inclinação da perturbação com a altura para oeste. Esta inclinação implica no aumento da energia potencial disponível da perturbação pela advecção horizontal de temperatura e na conversão de energia potencial da perturbação em energia cinética da perturbação pela circulação secundária vertical, que é a circulação termicamente direta. Por outro lado, temos que à partir do gradiente latitudinal de temperatura existirá um transporte horizontal de calor sensível, ou seja, uma transferência de ar quente do equador para o pólo (altura geopotencial aumentando) e ar frio do pólo para o equador (altura geopotencial diminuindo). Neste processo, ocorre conversão de energia potencial do estado básico em energia potencial da perturbação. Portanto, a instabilidade baroclínica tende a equilibrar a diferença de temperatura entre os pólos e o equador. Esta teoria da instabilidade baroclínica é a explicação mais usada para a formação da TT (LORENZ, 1955).

Piva (2001) estudou a influência dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em uma ciclogênese explosiva ocorrida na costa leste da AS entre 28 e 30 de maio de 1999 para verificar o papel da instabilidade baroclínica úmida no desenvolvimento de ciclones. Os resultados mostraram que sem estes fluxos de calor em superfície, a estabilidade estática aumenta e a disponibilidade de umidade diminui, o que gera menor liberação de calor latente. Inicialmente este impacto é pequeno e localizado em áreas menores, mas no decorrer das simulações, ele aumentou em magnitude e em área. Com isto, Piva (2001) concluiu que os fluxos de calor em superfície são mais relevantes na fase inicial de rápido aprofundamento do ciclone, onde age no

sentido de instabilizar e umedecer a atmosfera próxima a costa, o que facilita o desenvolvimento de um sistema que se desloca do continente para o oceano.

2.5.2 Desenvolvimento corrente abaixo de ondas

Além da instabilidade baroclínica pode haver outro mecanismo que favorece a formação da TT no HS, devido à falta de contrastes oceano-contidente (BERBERY; VERA, 1996). Loon (1965) observou que o desenvolvimento corrente abaixo de ondas em 500 hPa é bastante comum no HS. Em adição aos efeitos baroclínicos, o desenvolvimento corrente abaixo é uma componente no crescimento das ondas. essa característica ocorre quando um sistema em dissipação transfere energia cinética corrente abaixo do mesmo, favorecendo o desenvolvimento de uma nova onda baroclínica (CHANG, 1993; ORLANSKI; CHANG, 1993). Ou seja, para um sistema baroclínico em dissipação, sua energia cinética não é apenas convertida em energia cinética do escoamento básico ou dissipada pelo atrito. A energia cinética da onda também pode ser transferida corrente abaixo desta mesma onda, formando um novo sistema baroclínico.

Pode-se dizer que existem regiões onde o desenvolvimento corrente abaixo é mais observado do que em outras. Os resultados obtidos por Berbery e Vera (1996) implicam que o desenvolvimento corrente abaixo é um ingrediente no desenvolvimento das ondas de escala sinótica na TT de inverno no HS, concordando com exemplos apresentados por Loon (1965). Chang (1999) e Berbery e Vera (1996) detectaram desenvolvimento corrente abaixo de ondas como um mecanismo que auxilia na formação de ciclones nas estações de verão e de inverno. Rao et al. (2002) observaram que o desenvolvimento de sistemas corrente abaixo de ondas ocorre também nas estações de transição, complementando os trabalhos de Chang (1999), Berbery e Vera (1996) e Loon (1965).

Os resultados de Berbery e Vera (1996) sugerem que desenvolvimento corrente abaixo de ondas pode ser detectado no lado dos jatos subpolar e subtropical, mas em particular, ao longo deste último onde a baroclinia é mais fraca. Frederiksen J. S. ; Frederiksen (1993) mostraram que os máximos da TT nos meses de janeiro e julho são localizadas corrente abaixo de regiões da máxima baroclinia observada.

Orlanski e Katzfey (1991) demonstraram que a baroclinia média diminui na região de desenvolvimento da onda baroclínica e aumenta no ambiente ao redor desta região.

Assim, mostrou-se que a propagação de energia para outros sistemas representa um mecanismo importante na fase de dissipação do ciclone. Esses autores observaram que a energia cinética dos transientes se propaga para leste com a mesma velocidade do escoamento básico. Desta forma, a advecção de energia pelo escoamento básico e pela perturbação possuem a mesma ordem de grandeza. Entretanto, enquanto a primeira advecção domina para leste, a segunda atua principalmente para sul e por isso elas se cancelam. Assim, [Orlanski e Katzfey \(1991\)](#) mostraram que o desenvolvimento corrente abaixo ocorre baseado na transferência da energia local pelo fluxo ageostrófico para outra região, onde um novo sistema baroclínico se desenvolve.

2.5.3 A influência da Cordilheira dos Andes na formação de ciclones

Embora a maior parte da Cordilheira dos Andes esteja localizada na região tropical, ela interfere na circulação do sul da AS. [Berbery e Vera \(1996\)](#) observaram que a topografia da AS aumenta a TT corrente abaixo da Cordilheira. [Gan e Rao \(1994\)](#), estudaram a influência da Cordilheira dos Andes em sistemas de escala sinótica, utilizando uma análise por correlação defasada aplicada a dados de altura geopotencial. [Gan e Rao \(1994\)](#) observaram que o distúrbio ondulatório de oeste possui uma inclinação para oeste e sofre uma intensificação aos efeitos da montanha. Este efeito a sotavento da montanha pode ser explicado pela teoria da conservação de vorticidade potencial. Quando há escoamento de oeste que atravessa uma montanha, no alto da montanha o movimento tende a ser anticiclônico, e na descida o movimento tende a ser ciclônico; por compressão e descompressão do ar ([HOLTON, 2004](#)). [Gan e Rao \(1994\)](#) também observaram uma maior correlação entre o distúrbio baroclínico de oeste com a onda estacionária formada pelo aquecimento promovido pelo movimento de descida da montanha, ou seja, a baixa termo-orográfica do Noroeste da Argentina (BNOA).

[Gan e Rao \(1996\)](#) estudaram casos de ciclogêneses durante o período de 1979 a 1988, nas estações de equinócio e no inverno e mostraram a relevância da instabilidade baroclínica interna apresentada por [James e Hoskins \(1985\)](#). [Gan e Rao \(1996\)](#) colocaram a topografia como um efeito favorável a ciclogênese, desde que esta aconteça a sotavento da montanha, no caso da AS, a Cordilheira dos Andes. [James e Hoskins \(1985\)](#) mostraram que a instabilidade baroclínica interna está associada a processos rasos, confinados no máximo até 700 hPa, e que este não está associado ao distúrbio na alta troposfera, mas é importante na propagação horizontal da onda. Ainda, [James e Hoskins \(1985\)](#) colocam que este mecanismo pode ser muito mais frequente

do que se pensa.

Hsu (1987) analisou o efeito das Montanhas Rochosas na formação de ciclones, e atribuiu a duas diferentes possibilidades: uma relacionada a um dipolo estacionário com uma estrutura vertical barotrópica equivalente a oeste das Rochosas; e outra ligada a estrutura vertical baroclínica na encosta leste da montanha que mostra a propagação da fase da onda. Isto indica a superposição de uma onda estacionária de Rossby a um distúrbio transiente baroclínico, que explica a ciclogênese orográfica.

Seluchi (1995) sugere que uma perturbação em superfície se desloca do oceano Pacífico lentamente para o continente sul-americano sofrendo interrupção no momento de atravessar a Cordilheira dos Andes, regenerando-se a sotavento sobre latitudes menores. O aprofundamento do centro de baixa pressão, associados com advecção de ar quente e úmido de norte, e o deslocamento de uma perturbação ciclônica na troposfera média favorece a intensificação de uma zona baroclínica semi-estacionária a leste do sul da AS. Portanto, as ciclogêneses à leste da AS podem corresponder a evolução de ciclones frontais que ocorrem ao longo da região de maior contraste térmico, no momento em que o eixo do cavado de uma onda curta em 500 hPa cruza a Cordilheira dos Andes.

Seluchi e Saulo (1998) simularam um evento de bomba no Uruguai e utilizaram um MCGA para simular o comportamento de ondas que cruzam a Cordilheira dos Andes. Eles analisaram variáveis meteorológicas convencionais, como geopotencial e espessura em 500 hPa. O resultado da simulação sem a presença da orografia mostrou que o ciclone avançou mais rapidamente e se desenvolveu antes, mas com intensidade menor. Ou seja, a Cordilheira dos Andes desempenha o papel de desacelerar e de intensificar os ciclones extratropicais no sudeste da AS.

Jusevicius (1999) utilizou um modelo de área limitada (MAL) operacional no Instituto de Pesquisas Meteorológicas (IPMet) para simular um caso de ciclogênese ocorrido sobre o Uruguai em 1996, com e sem a presença da Cordilheira dos Andes, para depois comparar com as análises do NCEP. Este autor observou que além de influenciar na posição geográfica da ciclogênese, a Cordilheira dos Andes também favorece condições para a formação de ciclone do tipo B, que com a presença da montanha sofre uma intensificação após atravessar os Andes, onde se acopla ao cavado em altitude que ultrapassou a montanha anteriormente.

Funatsu (1999) estudou um caso de ciclogênese sobre o Uruguai nos dias 9 e 10 de julho de 1996, utilizando dados diários de temperatura, pressão na superfície, geopotencial, velocidade vertical e vento extraídos da reanálise do NCEP. Ela notou a influência da Cordilheira dos Andes na ciclogênese ocorrida sobre o continente americano. A advecção de temperatura a oeste da montanha foi um fator de indução a circulação ciclônica em superfície. Esta advecção ocorreu anteriormente à passagem de um VCAN pelos Andes. Além disso, a montanha favoreceu o desacoplamento deste VCAN com o ciclone em baixos níveis a oeste dos Andes, e assim influenciou a inclinação para leste do VCAN, o que favoreceu a advecção de vorticidade ciclônica para a formação do ciclone a leste da Cordilheira.

Inatsu e Hoskins (2004) também utilizaram um MCGA, desconsiderando a presença dos Andes e do Platô Sul Africano das configurações do modelo. Eles observaram uma desintensificação da TT existente corrente abaixo dessas montanhas, devido à redução das ciclogêneses associadas à orografia. Baseados nesses resultados, eles também concluíram que os Andes contribuem para a intensificação da TT existente corrente abaixo. Além disso, eles concluíram que a TT existente a oeste do Platô Sul Africano sofre a mesma influência.

Hoskins e Hodges (2005) observaram a ocorrência de ciclogêneses na AS próximo de 30° e de 45° S. Estas regiões coincidem com estudos precedentes, como por exemplo de Simmonds e Keay (2000) e Chung (1977). Hoskins e Hodges (2005) associam alguns desses casos com o decaimento dos sistemas corrente acima dos Andes e sua regeneração corrente abaixo das montanhas, como proposto por Seluchi (1995). Além deste fator, Hoskins e Hodges (2005) sugerem que alguns dos eventos de ciclogêneses na baixa troposfera também podem estar relacionados a sistemas confinados em altos níveis. Eles também destacam que o JBN no lado leste dos Andes pode ser importante na alimentação de umidade que reforça o desenvolvimento desses sistemas.

Mendes (2006) confirmou que a Cordilheira dos Andes canaliza o ar quente e úmido proveniente da região tropical para as latitudes médias, que em alguns episódios configura o JBN. Este fator favorece as ciclogêneses corrente abaixo da montanha, devido ao escoamento oriundo do Pacífico, o que reforça as idéias citadas anteriormente.

Berberly e Barros (2002) notaram uma diferença neste transporte de umidade na

AS com a do Mississippi. Enquanto o JBN nesta última é bem conhecido por ser um fenômeno que ocorre no verão, todas as evidências nos resultados de [Berbery e Barros \(2002\)](#) sugerem que o JBN a leste dos Andes é maior durante o verão austral apenas na região tropical a norte de 15°S. A sul desta latitude, o JBN está presente todo o ano, com maiores valores durante a estação fria e na primavera. Este resultado concorda com os relatos de Marengo, Ambrizzi e Soares [Cavalcanti et al. \(2009\)](#).

3 REGIÃO DE ESTUDO, DADOS E METODOLOGIA

3.1 Região de Estudo

A região de estudo compreende o domínio de 15° N a 60° S e 90° W a 30° W, abrangendo o continente sul-americano e oceanos adjacentes (Pacífico à esquerda e Atlântico à direita) (Fig. 3.1). Deve-se destacar que a AS possui a segunda maior cordilheira do mundo, a Cordilheira dos Andes, que se estende da Venezuela até o Chile e a Argentina. Neste mesmo continente localiza-se a maior bacia hidrográfica do mundo, a floresta Amazônica que ocupa 65% da área tropical do continente e tem um dos climas mais úmidos do mundo (SATYAMURTY *et al.*, 1998). Na AS também está localizado o deserto mais seco do mundo, o Deserto do Atacama (no norte do Chile) e regiões áridas, como no Nordeste do Brasil (NEB). Em contrapartida também há florestas densas, como por exemplo a Mata Atlântica que guarda uma das maiores diversidades biológicas do planeta.

3.2 Dados

Para a identificação da TT foram utilizados dados diários a cada 6 h de vorticidade relativa nos níveis de 925, 850, 500 e 300 hPa extraídos da reanálise ERA-40 do ECMWF para o período de dezembro de 1978 a novembro de 2001. A escolha deste período de estudo deve-se ao fato deste ser mais confiável, uma vez que dados de satélite estão disponíveis a partir de 1979 (HOSKINS; HODGES, 2005). Hoskins e Hodges (2002) sugerem que o campo de vorticidade é mais adequado para identificação de sistemas sinóticos, pois ao contrário do campo de PNMM, ele não é influenciado pela grande escala. Entretanto, a vorticidade é muito ruidosa, mas com o pré-processamento utilizado nesta metodologia, este ruído deve ser minimizado. Além disso, a utilização de dados de vorticidade relativa pode implicar em uma superestimação na contabilidade de ciclones, pois esta variável pode ser produzida através de dois fatores: curvatura (onde há um ciclone) e cisalhamento (não há ciclone, corrente de jato por exemplo).

Para a elaboração de compostos, foram adicionados dados diários a cada 6 h de PNMM, precipitação e intensidade do vento em 850 hPa. Estes dados têm sido produzidos pelo ECMWF, com um sistema de assimilação de dados que combinam todos os recursos disponíveis de observações atmosféricas com um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA), que tem resolução espacial de 1.125° de latitude por

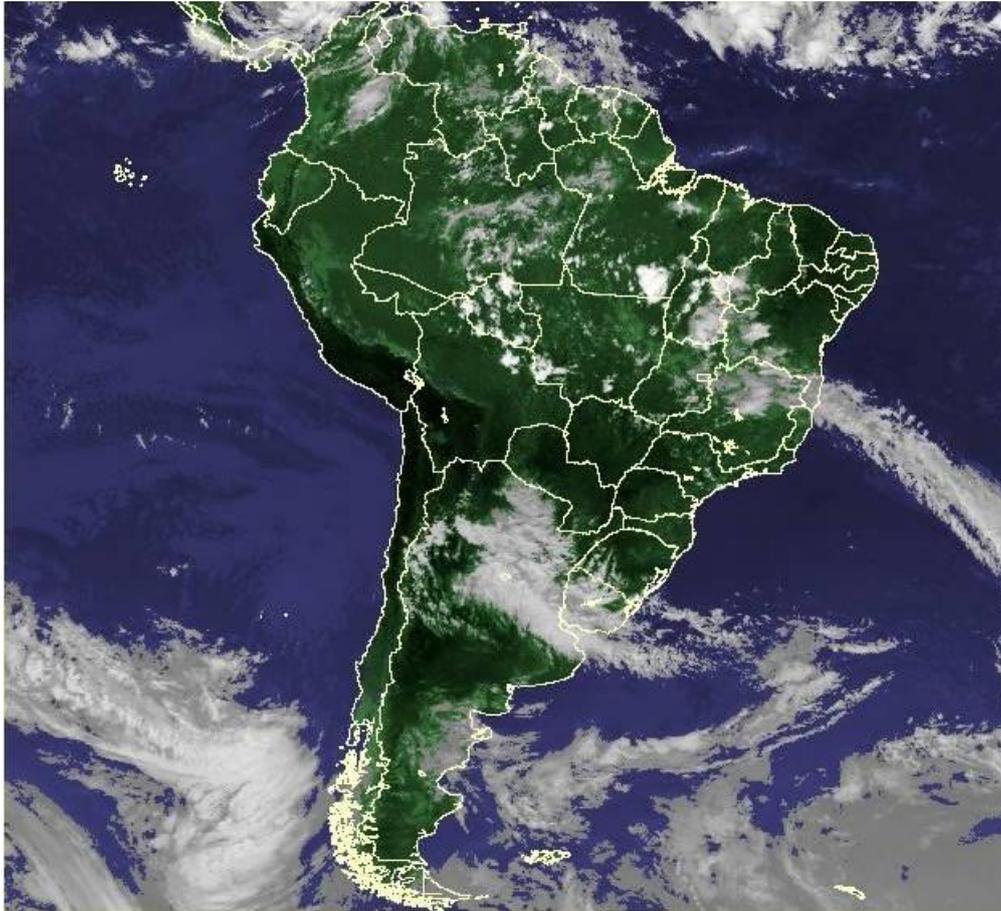


Figura 3.1 - Imagem de satélite geoestacionário GOES-12 da AS e oceanos adjacentes.
Fonte: www.cptec.inpe.br

1.125° de longitude (HOSKINS; HODGES, 2005). Outras informações sobre a reanálise ERA-40 podem ser encontradas em Uppala S.M.and Kallberg et al. (2005).

3.3 Metodologia

A metodologia utilizada neste estudo baseia-se em um método objetivo de rastreamento de ciclones que utiliza o algoritmo *track* desenvolvido por Hodges (1994), Hodges (1995), Hodges (1996), Hodges (1999). Este algoritmo permite a identificação das características detalhadas de todas as fases do ciclo de vida do ciclone analisado (formação, posição, intensidade, deslocamento e dissipação). O algoritmo lê e processa cada característica num passo de tempo de 6 horas, armazenando o objeto (o candidato a ciclone) e o dado do ponto característico. Esta técnica permite a construção de climatologias sinóticas para um período longo de dados, possibilitando

também a comparação com outros estudos de ciclones obtidos a partir de diferentes tipos de dados (modelos e dados de satélite) (HODGES, 1999). É importante ressaltar que este algoritmo foi descrito na linguagem de programação ANSI C.

O processo de rastreamento dos ciclones através do algoritmo *track* utiliza duas técnicas principais: a abordagem do vizinho mais próximo (verifica o ponto de grade mais próximo com a mesma característica e associa a mesma trajetória) e a otimização de uma função custo construída a partir de medidas de suavização da trajetória local (HODGES, 1999). A desvantagem de se aplicar apenas a primeira técnica é que esta pode depender da ordenação de dados. Esta abordagem relaciona um ponto da TT ao ponto de grade mais próximo. Entretanto, este ponto mais próximo pode, ou não, estar relacionado com a trajetória do mesmo ciclone.

Em virtude disto, a utilização da função custo tende a ajustar os pontos de grade à trajetória do mesmo ciclone. Portanto, utilizando esta função o diagnóstico do ciclone torna-se mais otimizado, não importando qual inicialização é usada, o que acarreta em um monitoramento mais preciso dos ciclones. Neste processo são utilizados diferentes limiares de forma a garantir um monitoramento confiável: o primeiro remove os sistemas de vorticidade ciclônica com menos de 2 dias de duração e o segundo remove os sistemas que tem um deslocamento menor que 1000 km (HODGES, 1999; HOSKINS; HODGES, 2005). Ressalta-se que a função custo é caracterizada por medidas de suavização da trajetória local, ou seja, ela verifica a partir de três pontos de grade consecutivos, obtidos com base na técnica do vizinho mais próximo, se a trajetória do sistema tem um perfil mais próximo do real.

No processo de identificação dos objetos, algum ponto pode não ser identificado, por não obedecer ao limiar, e um ponto na trajetória pode desaparecer e reaparecer. Quando a trajetória apresenta-se incompleta o algoritmo tende a preenchê-la com pontos de características fantasmas, de tal forma que todos as trajetórias tenham um mesmo número de pontos, abrangendo toda a duração das séries temporais. Assim sendo, o algoritmo *track* possui quatro estágios principais (Fig. 3.2) descritos a seguir:

I. Dados filtrados: Este estágio envolve a aplicação de um filtro espectral passa-banda, para remover escalas planetárias com número de ondas menor ou igual a 5 (HOSKINS; HODGES, 2005). Para sistemas meteorológicos de escala sinótica, no caso TT, identificadas em campos de vorticidade, o filtro tem pouco impacto quando



Figura 3.2 - Esquema ilustrativo dos estágios do algoritmo track.

se trata da filtragem em relação a ondas planetárias, uma vez que este campo não sofre tanta influência desta escala. Mas para características de grande escala, como aquelas identificadas em campos de PNMM, a filtragem tem uma diferença marcante, filtrando as ondas maiores. Para os dados de vorticidade o truncamento conveniente é para o número de onda total 42 (T42), uma vez que este campo é ruidoso e o maior número de onda não pode ser grande.

II. Identificação dos objetos: uma vez executada a filtragem, os objetos são identificados para cada ponto de grade (quadrada ou retangular), onde o ponto de grade obedeceu aos limiares, o ponto é denominado como (1); aqueles pontos de grade que não satisfazem os limiares são denominados de background (0). A partir deste processo é gerada uma matriz binária esquematizada na (Fig. 3.3). Os objetos ciclônicos são identificados como anomalias positivas (negativas) da vorticidade no nível escolhido, no HN (HS). O limiar de vorticidade utilizado para a identificação dos ciclones extratropicais foi de $1,0 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

0	0	1	1	1	0	0	0
0	0	1	1	0	1	1	1
1	1	0	0	0	0	0	0
0	1	1	1	1	0	0	0
0	0	0	1	1	1	1	0
1	0	0	0	0	1	0	1
1	1	0	0	0	0	1	1
0	0	0	0	0	0	1	1

Figura 3.3 - Exemplo de um mapa binário constituído de pontos de objeto (1) e background (0).

Fonte: (MESQUITA, 2006).

III. Detecção do ponto característico: Após a identificação dos objetos, o próximo

estágio é diagnosticar se os pontos de grade têm as mesmas características dentro da matriz. O algoritmo identifica os pontos aptos dentro do mapa binário (matriz) monitorando os extremos dentro de cada ponto objeto e comparando com seus pontos vizinhos. Depois o algoritmo faz o agrupamento dos pontos objetos semelhantes encontrados, detecta o seu centro e o grupo é representado por um único ponto característico. A posição do ponto característico e o valor do ponto (máximo ou mínimo local) são registrados;

IV. Tracking: O ultimo estágio do algoritmo caracteriza-se pela aplicação do método do vizinho mais próximo e da função custo, a qual é constituída a partir da suavização local das trajetórias. A função custo é dada por:

$$\Xi = \sum_{i=1}^m \sum_{k=2}^{n-1} (P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}) \quad (3.1)$$

Onde $(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1})$ é chamado desvio local, no passo de tempo k , com m o número total de *tracks* e n o número total de quadros ou passos de tempo. Onde, P_i^k é o vetor posição no espaço cartesiano (um ponto sobre a esfera é representado como um vetor unitário em um espaço cartesiano para um ponto característico sobre um *track* i para um passo de tempo k).

O desvio local terá diferentes valores, dependendo se os pontos característicos são reais ou fantasmas. Desta forma:

$$(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}) = \left\{ \begin{array}{l} 0, \text{ se } P_i^{k-1} \text{ é um ponto fantasma e } P_i^k \text{ e } P_i^{k+1} \text{ são reais ou fantasmas} \\ \phi(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}), \text{ se } P_i^{k-1}, P_i^k \text{ e } P_i^{k+1} \text{ são pontos reais} \\ \phi_{\text{m}}, \text{ se outro caso} \end{array} \right\}$$

O algoritmo de rastreamento desenvolvido por Hodges (1994), Hodges (1995), Hodges (1996), Hodges (1999) gera diferentes resultados estatísticos, tais como as regiões onde os ciclones iniciam, desenvolvem e dissipam. Estes resultados podem ser plotados em diferentes softwares. As suas saídas favorecem um conhecimento mais detalhado das TT, no qual baseiam-se em:

- i. Densidade de Gênese - mostra as áreas de maior densidade das ciclogêneses.

Unidades de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ por mês.

ii. Densidade de sistemas - mostra o número de trajetórias dos sistemas, através da região por mês. O sistema de vorticidade ciclônica é contado apenas uma vez para cada área estudada. Então esta é a quantidade de sistemas ciclônicos. Unidades de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ por mês.

iii. Densidade de ciclólises - relacionada com as ciclólises, ou seja, regiões onde os ciclones dissipam. Isto acontece quando a vorticidade é nula ou positiva. Unidades de $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ por mês.

iv. Velocidade Média - mostra a velocidade média das trajetórias dos sistemas em m.s^{-1} .

v. Componente longitudinal da velocidade média - está relacionado com a componente zonal (u) da velocidade do ciclone. Unidades em m.s^{-1} .

vi. Tempo de vida médio - mostra o número de dias consecutivos que o sistema ciclônico perdurou.

vii. A taxa média de crescimento/decaimento - representa a variação do campo de vorticidade dentro de 6 horas, ou seja, valores positivos indicam a intensificação do sistema. Unidades em dia.s^{-1} .

Após esta primeira etapa, um esquema automático de composição do ciclone foi utilizado, levando-se em consideração o ciclo de vida e a direção de deslocamento do sistema. Este método foi aplicado para os noventa (aproximadamente) sistemas mais intensos no período que vai de dezembro de 1978 a novembro de 2001. Estes sistemas foram selecionados de forma automática, através do programa *track*, a partir de limares impostos para os diferentes parâmetros selecionados para a elaboração dos compostos. Primeiro para dados de vorticidade relativa em 850 hPa, cujos dados foram utilizados desde o início para fazer a climatologia. Posteriormente, para dados de pressão ao nível médio do mar (PNMM), intensidade do vento e precipitação. Estes dados foram adicionados após o programa *track* ter resolvido as trajetórias dos sistemas (HODGES, comunicação pessoal).

A filtragem dos dados foi realizada de acordo com a intensidade, onde o máximo ou mínimo ao longo da trajetória foi selecionado, e se este valor satisfizesse aos limiares pro-

postos, então a trajetória é mantida, caso contrário, ela é descartada. Aquele que não satisfaz as condições impostas em outro ponto da trajetória, o acompanhamento não é interrompido. O limiar aplica-se ao instante de tempo do valor de máximo/mínimo para dados de vorticidade/pressão (HODGES, comunicação pessoal).

Em relação aos dados de pressão, o seu mínimo é gravado no ponto do vizinho mais próximo ao ponto de máxima vorticidade, assim como seu ponto de latitude e longitude. Se este mínimo não for encontrado, então na localização de vorticidade é dada o valor de 1×10^{12} e a intensidade é o valor de pressão no centro de vorticidade (HODGES, comunicação pessoal).

Os sistemas mais intensos foram selecionados para cada estação do ano, uma vez que o estudo focaliza também a variabilidade sazonal dos sistemas ciclônicos. Portanto para cada estação do ano foi utilizado diferentes limiares em cada variável adicionada. A Tabela 3.1 a seguir mostra os limiares para cada estação e para cada variável. Os valores foram obtidos através de testes até alcançarem o número de sistemas possíveis para se elaborar os compostos, aproximadamente cem sistemas.

	verão	outono	inverno	primavera
vorticidade ($10^{-5}s^{-1}$)	entre 9,3 e 100	entre 9,9 e 100	entre 10 e 100	entre 9,9 e 100
PNMM (hPa)	entre 890 e 959	entre 890 e 958	entre 890 e 957	entre 954,5 e 890
Precipitação ($mm.h^{-1}$)	9,2 e 10^7	entre 9,6 e 10^7	entre 9,8 e 10^7	entre 9,9 e 10^7

Tabela 3.1 - Tabela dos limiares impostos para selecionar os sistemas mais intensos para cada variável utilizada e para cada estação do ano

Posteriormente foram construídos gráficos para mostrar a evolução temporal dos ciclones extratropicais mais intensos, através do comportamento das variáveis PNMM e vorticidade relativa em 850 hPa. Os gráficos para cada estação do ano foram construídos utilizando-se o software *xmgrace*.

Para a elaboração do composto espacial, que mostra o comportamento espacial das variáveis plotadas, o instante de tempo em que cada ciclone atinge o mínimo de pressão é determinado, e então é feita a média do campo de pressão centrado em cada ciclone. Deste mesmo modo, é feito para as demais variáveis. Portanto, os compostos mostram o comportamento das variáveis plotadas (intensidade do vento, precipitação e PNMM) no instante de tempo médio de máxima atividade dos ciclones

mais intensos no período estudado (CATTO et al., 2010).

4 ANÁLISES E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Nesta seção serão apresentadas e discutidas as características médias (sazonal e vertical) de variáveis associadas ao comportamento dos ciclones extratropicais, assim como dos compostos elaborados, que caracterizam o ciclo de vida dos sistemas selecionados como os mais intensos no sul da AS e vizinhanças. Essas variáveis foram derivadas utilizando-se o *Track*.

4.1 Climatologias

4.1.1 Densidade de Ciclogêneses

A variabilidade vertical da ocorrência de ciclogêneses no sul da AS foi diagnosticada durante o período de estudo, a partir da análise de sua densidade em diferentes níveis troposféricos, para as quatro estações do ano. Este enfoque possibilita identificar também a extensão vertical deste fenômeno meteorológico.

→ Período de verão (DJF)

No verão (Fig. 4.1), em baixos níveis, destacam-se três regiões ciclogenéticas no sul da AS, denominadas aqui de R1, R2 e R3. A região que apresenta maior frequência de ciclogêneses (R1) encontra-se posicionada próxima ao Golfo de São Jorge, na Patagônia Argentina, em aproximadamente $47^{\circ}\text{S}/65^{\circ}\text{W}$, com valores de densidade maiores que seis sistemas por mês. Este resultado é similar ao obtido por Sinclair (1996a), próximo ao máximo dos ventos de oeste, e também abrange a área de máxima atividade ciclogenética encontrada por Gan e Rao (1991), próxima do Golfo de San Matias. Tipicamente, na faixa de latitude, entre 40°S e 55°S , as variáveis meteorológicas associadas à instabilidade baroclínica no escoamento de oeste, como gradiente de temperatura e de umidade, e a presença da corrente de jato polar, encontram-se mais pronunciados. Estudos, como os de Gan e Rao (1991) e de Hoskins e Hodges (2005) associam a instabilidade baroclínica como o processo dinâmico responsável pelas ciclogêneses em R1.

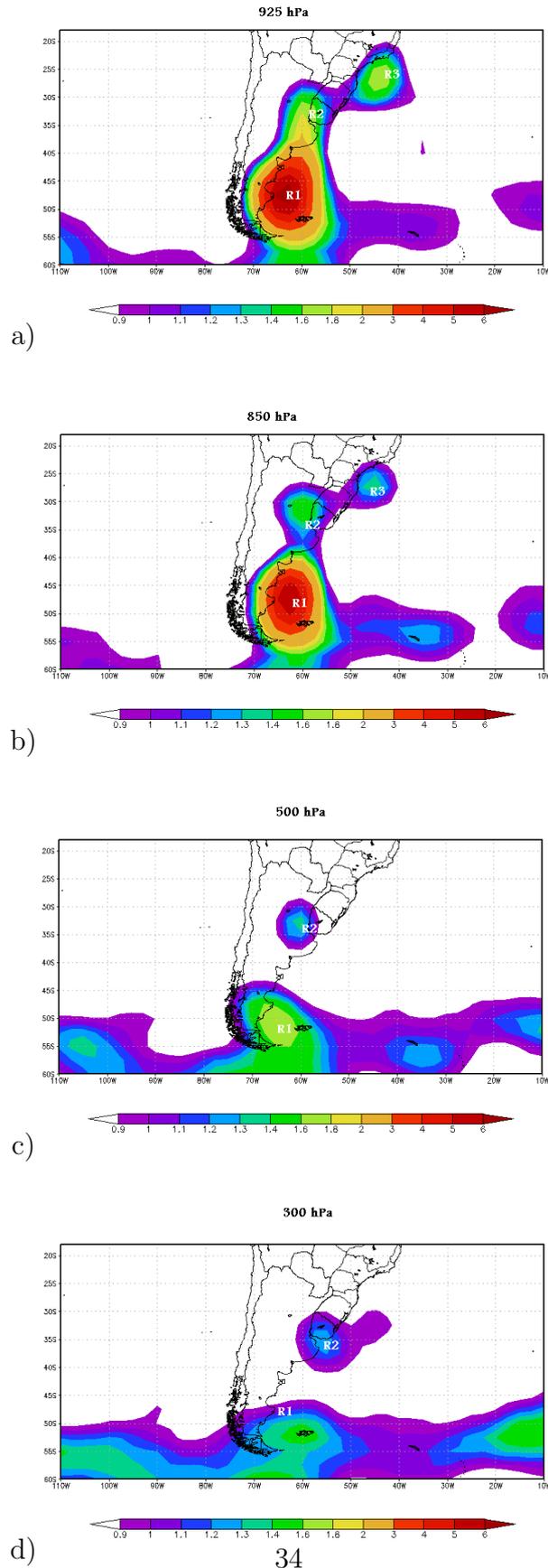


Figura 4.1 - Densidade de Ciclogêneses para DJF, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40 para o período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

A segunda região com densidade de ciclogêneses mais significativa ocorre entre o norte da Argentina, Uruguai e o Rio Grande do Sul (R2), apresentando valores de densidade menores que em R1, entre 1,8 e 2 sistemas por mês. Não se observa um centro definido no nível de 925 hPa, entretanto nota-se maiores valores de densidade de ciclogêneses, o que já indica R2 como uma região ciclogênética. Gan e Rao (1991), Sinclair (1996a) e Hoskins e Hodges (2005) também identificaram uma região ciclogênética aproximadamente nesta área. Seluchi (1995) e Gan e Rao (1991) associam as ciclogêneses desta região, com a instabilidade baroclínica e com o efeito da montanha, uma vez que ela encontra-se a sotavento da Cordilheira dos Andes. A presença da montanha desempenha um papel importante na formação de ciclones, como já discutido anteriormente. Entretanto, Berbery e Vera (1996) sugerem que o desenvolvimento corrente abaixo de ondas seja um mecanismo adicional, principalmente quando as ciclogêneses estão associadas ao Jato Subtropical (JST), onde não há uma baroclinia tão evidente. Isto se justifica pelo fato de que em DJF, o Jato Polar Norte (JPN) oscila tipicamente entre 30°S e 70°S, e o JST encontra-se em aproximadamente entre 20°S e 30°S (Fig. 4.2) (ESCOBAR; COSTA, 2005). Desta forma, pela localização, no verão austral, R2 estaria associada ao JST na maioria das vezes, e R1 ao JPN. A faixa de latitude em que estas regiões ciclogênicas (R2 e R1) se encontram, são aproximadamente similares às faixas onde se encontram as correntes de jato mencionadas. Portanto, sugere-se desenvolvimento corrente abaixo de ondas como fator adicional as ciclogêneses em R2, que ocorrem a sotavento da montanha, a princípio nos meses de verão.

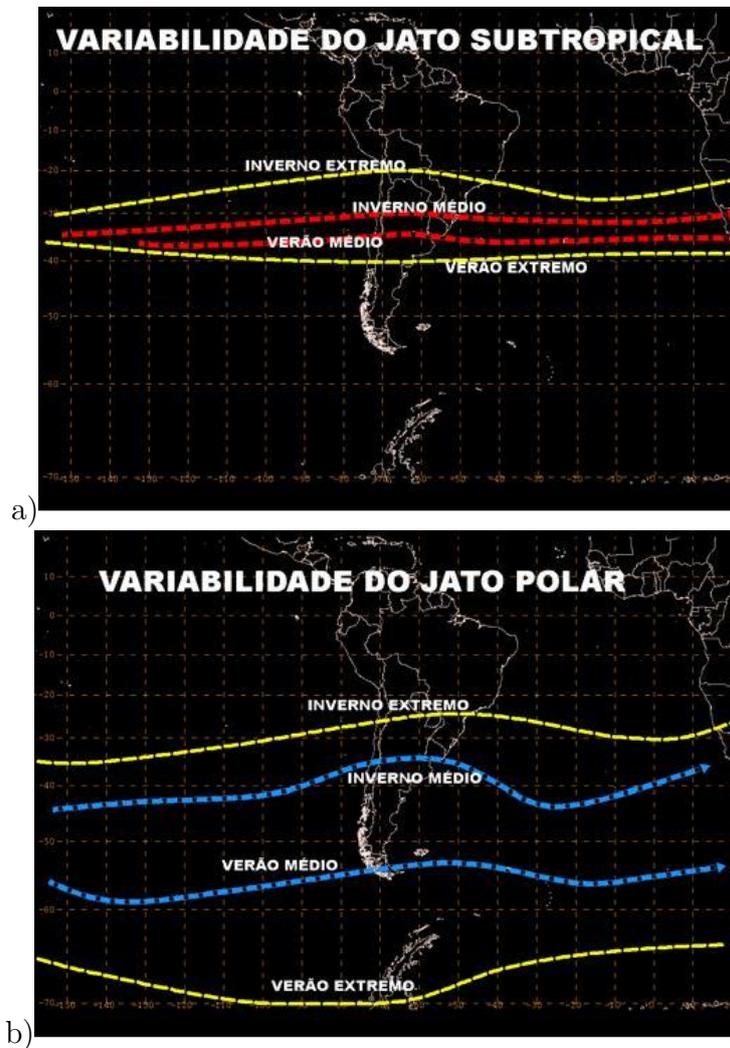


Figura 4.2 - Variabilidade Sazonal das Correntes de Jato Subtropical e Polar (ramos norte e sul). Linhas em vermelho: posição média do JST no inverno e verão. Linhas em azul: posição média do JP no inverno e verão. Linhas em amarelo: posição extrema de ambos os jatos para as duas estações do ano. Fonte: ESCOBAR(2009).

Vale também, além de todos estes fatores comentados, ressaltar a importância da interação oceano-atmosfera, uma vez que os diferentes contrastes encontrados nestes dois subsistemas do sistema climático, podem interferir na dinâmica e termodinâmica de ambos. As ciclogêneses em R1 e em R2 podem sofrer influências de contrastes no oceano. Estas regiões, principalmente R2, abrangem a região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM), que foi considerada por [Chelton et al. \(1990\)](#) como uma das regiões mais energéticas dos oceanos (Fig. 4.3).

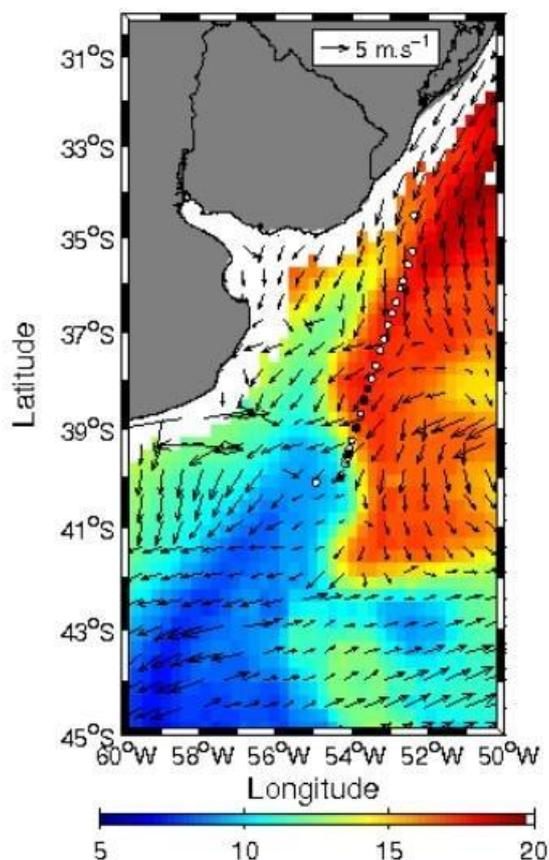


Figura 4.3 - Campo de temperatura da superfície do mar (TSM) na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM). Os vetores sobrepostos mostram o vento obtido com o sensor QuikScat. Águas da corrente do Brasil (CB) são denotadas em tons de vermelho enquanto, águas da corrente das Malvinas (CM) estão em tons de azul. As posições de lançamento dos XBTs (bóias) (círculos pretos) e radiossondas (círculos brancos) estão indicadas.

Fonte: ([PEZZI et al., 2005](#))

Observa-se um terceiro máximo de densidade de ciclogêneses (R3), próximo a costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Neste caso, a atividade ciclogênica é relativamente fraca, apresentando valores de densidade entre 1,6 e 1,8 eventos por mês. Esta característica também foi observada por Sinclair (1996b), por Hoskins e Hodges (2005) e por Reboita (2008) no verão austral. Hoskins e Hodges (2005) sugerem uma associação de R3 com a ZCAS, assim como processos baroclínicos rasos. O que também pode ser notada nas figuras 4.1a, 4.1b, 4.1c e 4.1d, que mostram R3 somente em baixos níveis. Segundo Escobar e Costa (2005), os ciclones formados nesta região favorecem a convergência de massa e umidade desde a Amazônia até o Atlântico, e quando este padrão se configura por mais de três dias, a ZCAS é estabelecida. Hoskins e Hodges (2005) observaram que estes sistemas deslocam-se ao longo do ramo sudoeste da ASAS, e assim contribuem para a banda de nebulosidade configurada pela Zona de Convergência. Estes autores também observaram esta característica em outras partes do globo, como no oceano Pacífico Central e no oceano Índico, próximo a Madagascar.

O escoamento em altitude observado no norte da AS nos meses de verão é composto pelos sistemas Alta da Bolívia (AB) e cavado corrente abaixo na vizinhança da costa leste da Região Nordeste (Fig. 4.4). Este escoamento favorece a difluência dos ventos acima da região ciclogênica em R3, e em consequência gera divergência de massa. A divergência observada pode ser um dos fatores que contribuem para a convergência em superfície, formando assim os ciclones em baixos níveis nesta região.

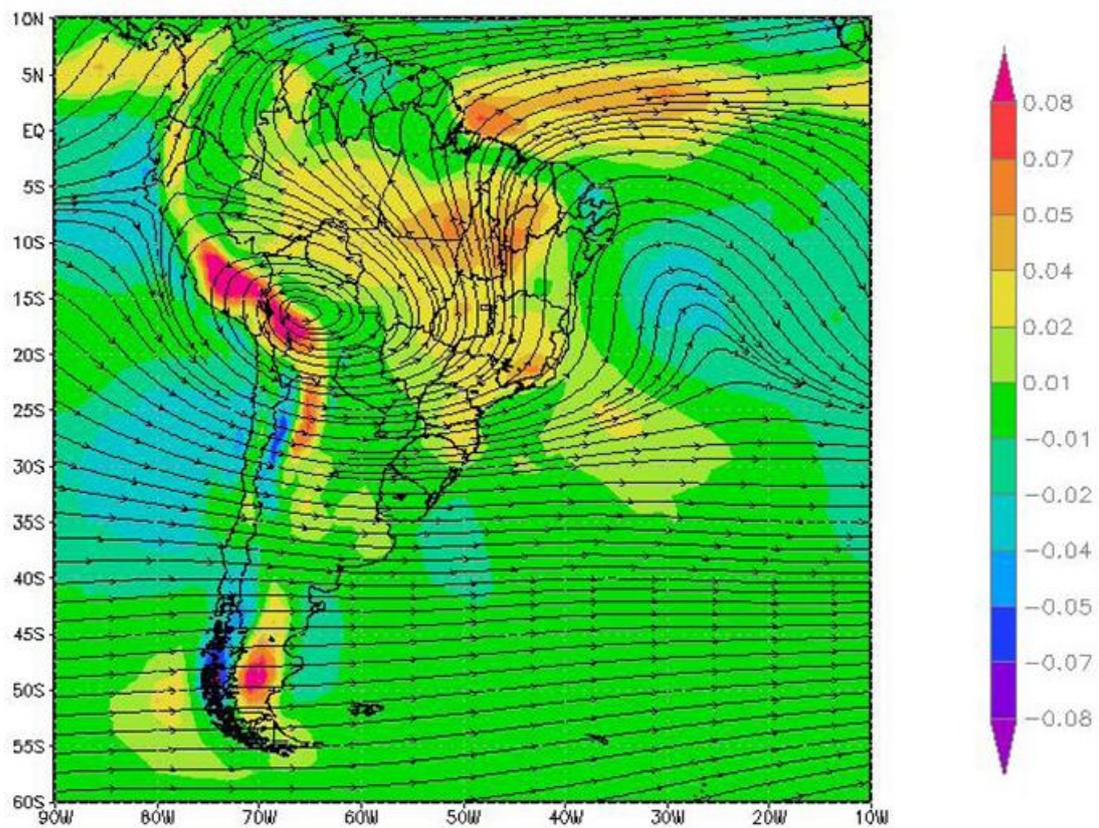


Figura 4.4 - Climatologia dos campos de linhas de correntes e divergência em 300 hPa para o trimestre DJF no período de 1978-2001.

Outro fator que pode contribuir para o desenvolvimento dos sistemas ciclônicos nesta mesma região é a liberação de calor latente que ocorre associado a atividade convectiva ao longo da ZCAS. Além disso, a temperatura da superfície do mar (TSM), mais alta no período de verão, favorece o abaixamento de pressão e por isso pode contribuir para estas ciclogêneses. Uma ilustração do comportamento típico da TSM na AS é mostrada na Figura 4.5.

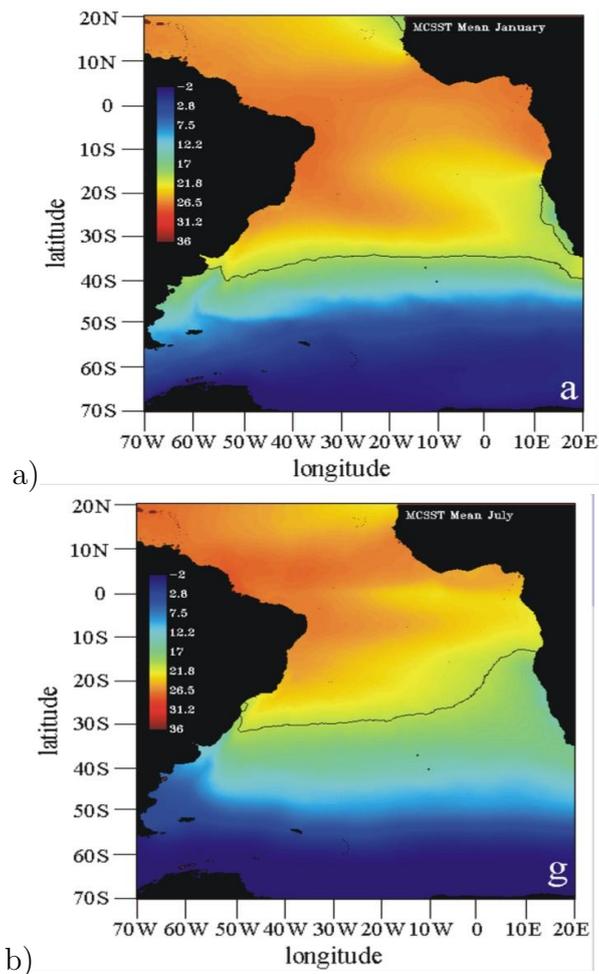


Figura 4.5 - Imagens da média mensal de TSM, originados do MCSST para o período compreendido entre 1982 e 1995:a)Janeiro e b)julho.

Fonte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/psd2/coastal/satres/data/html/mcsst.html>

Em termos de estrutura vertical, como esperado, observa-se que em R1 e R2, a maior densidade de ciclogêneses ocorre na baixa troposfera. Na média e na alta troposfera, ocorre a diminuição desta variável. Geralmente, os sistemas sinóticos de latitudes médias, configuram um centro de vorticidade fechado principalmente em superfície, apresentando circulações ciclônicas em níveis médio e alto em forma de cavado (Fig. 4.6). Isto ocorre porque as ondas em altos níveis são mais suavizadas. Mas isto não significa que sejam menos intensas, na verdade as ondas em níveis mais elevados são mais intensas, pois em sistemas dinâmicos a intensidade aumenta com a altura.

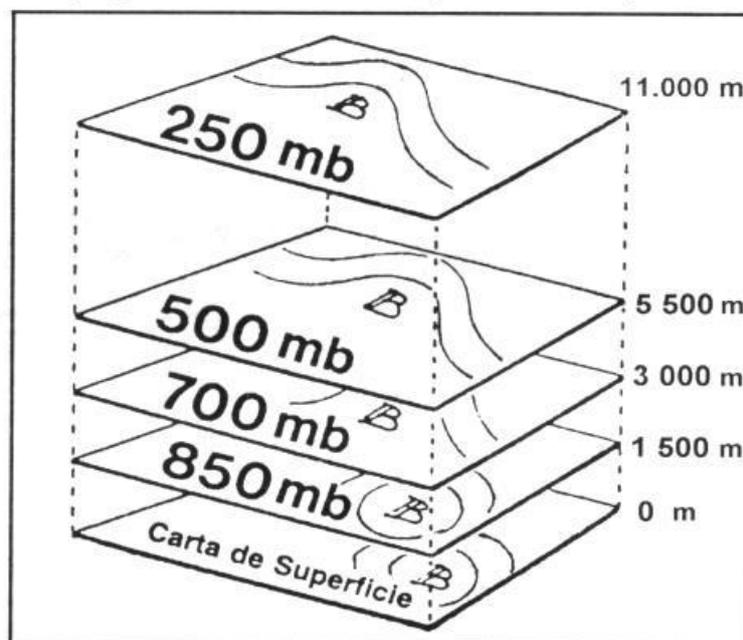


Figura 4.6 - Comportamento Vertical de uma onda baroclínica.
 Fonte: (CELEMÍN, 1997)

A densidade de ciclogêneses apresentadas em R2, na média e alta troposfera, aparentemente inclui alguns ciclones extratropicais profundos, mas também baixas desprendidas, que se formam próximo da costa.

→ **Período de inverno (JJA)**

No período de inverno (Fig. 4.7), observa-se que a região ciclogênética que foi observada no verão em R3 (Fig. 4.1) não está mais configurada. Em relação as

demais regiões (R1 e R2), comparando-se com o verão, os valores de densidade de ciclogêneses observado em baixos níveis em R2 aumentou consideravelmente, chegando a quatro sistemas por mês, mas em R1 diminuiu, apresentando 5 sistemas por mês. Entretanto, nota-se que no período de inverno, R1 ainda apresenta os maiores valores de densidade. Este último resultado discorda de Gan e Rao (1991), que diagnosticaram atividade ciclogênética mais frequente em R2 do que em R1 no inverno e na primavera. Um fator que justificaria o aumento de densidade em R2 é o deslocamento para norte da zona de maior baroclinia nesta estação do ano. Como estas ciclogêneses encontram-se próximo a posição de atuação do JST, e este se encontra mais intenso no período de inverno, espera-se um aumento da frequência de ciclones em R2. A discrepância destes resultados com os de Gan e Rao (1991) possivelmente está relacionada aos diferentes períodos, tipos de dados e metodologias empregadas.

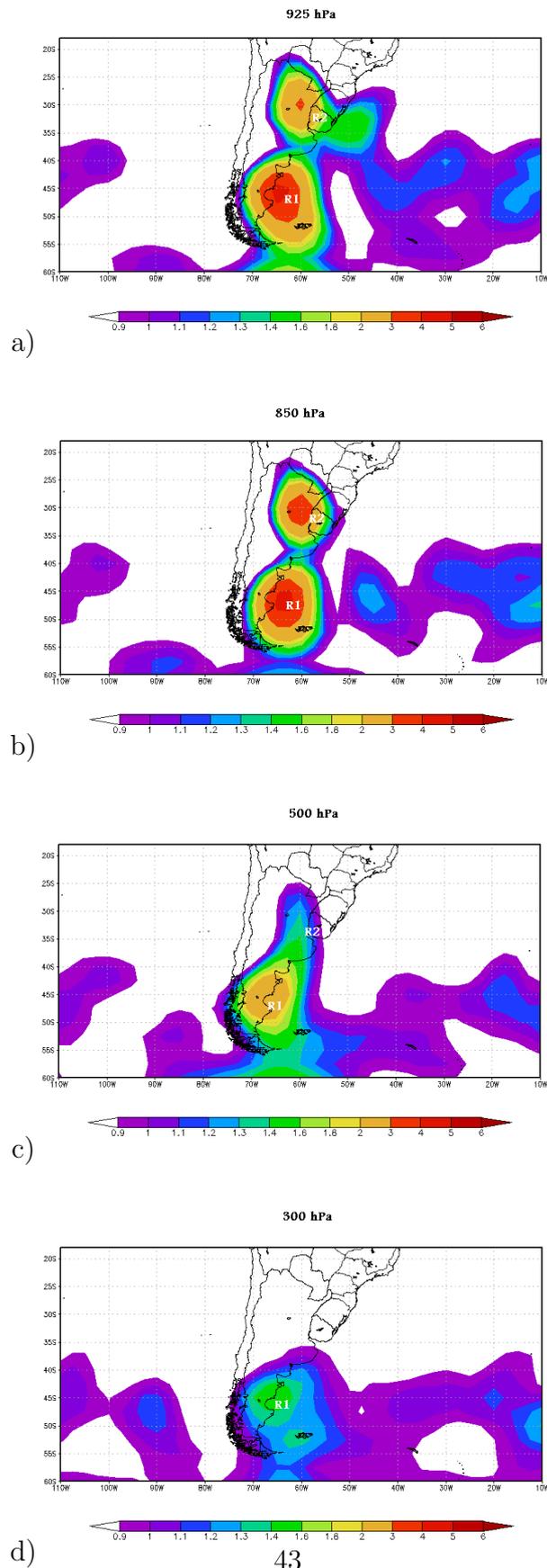


Figura 4.7 - Densidade de Ciclogêneses para JJA, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

De acordo com Marengo, Ambrizzi e Soares (CAVALCANTI *et al.*, 2009), nesta estação do ano, e também no outono, ocorre a maior frequência do transporte de umidade de noroeste configurado como o Jato de Baixos Níveis (JBN), associado à circulação da ASAS, que nesta época do ano encontra-se posicionada mais próxima do continente. Assim, os ventos de noroeste que transportam a umidade são canalizados pelos Andes. O JBN é um importante fator termodinâmico, que alimenta os ciclones extratropicais atuantes na região R2, através do transporte de umidade. Deve-se destacar que o calor latente liberado pelo JBN pode ser importante no processo de ciclogêneses em R2 (HOSKINS; HODGES, 2005).

Além do aumento/diminuição observado nos valores de densidade das regiões ciclogénéticas, também nota-se um deslocamento para norte de R2, em relação ao verão. Esta característica pode estar associada com o deslocamento meridional dos sistemas meteorológicos, segundo o movimento aparente do Sol. Além disso, observa-se um enfraquecimento com a altura das regiões ciclogénéticas, assim como observado no verão.

→ **Período de outono (MAM)**

Uma característica significativa observada na estação de outono (Fig. 4.8) é a presença de atividade ciclogénética, próxima do litoral da Região Sudeste do Brasil (R3). Destaca-se que esta região é evidente somente próximo da superfície, em 925 hPa, apresentando densidade menor do observado no verão. O comportamento das ciclogêneses em R3 sugere que os processos ciclogénéticos envolvidos são diferentes das demais regiões (R1 e R2). Em relação a estas, observa-se que R1 apresenta os mesmos valores de densidade do que nos meses de inverno e sua localização é similar a do verão. Em R2, os valores de densidade são similares aos do verão e sua localização é similar ao inverno. Assim, a região ciclogénética em R2 apresenta um deslocamento para norte no outono, e atinge o valor de densidade máxima no inverno. Tendo uma defasagem entre o seu deslocamento sazonal e sua frequência máxima.

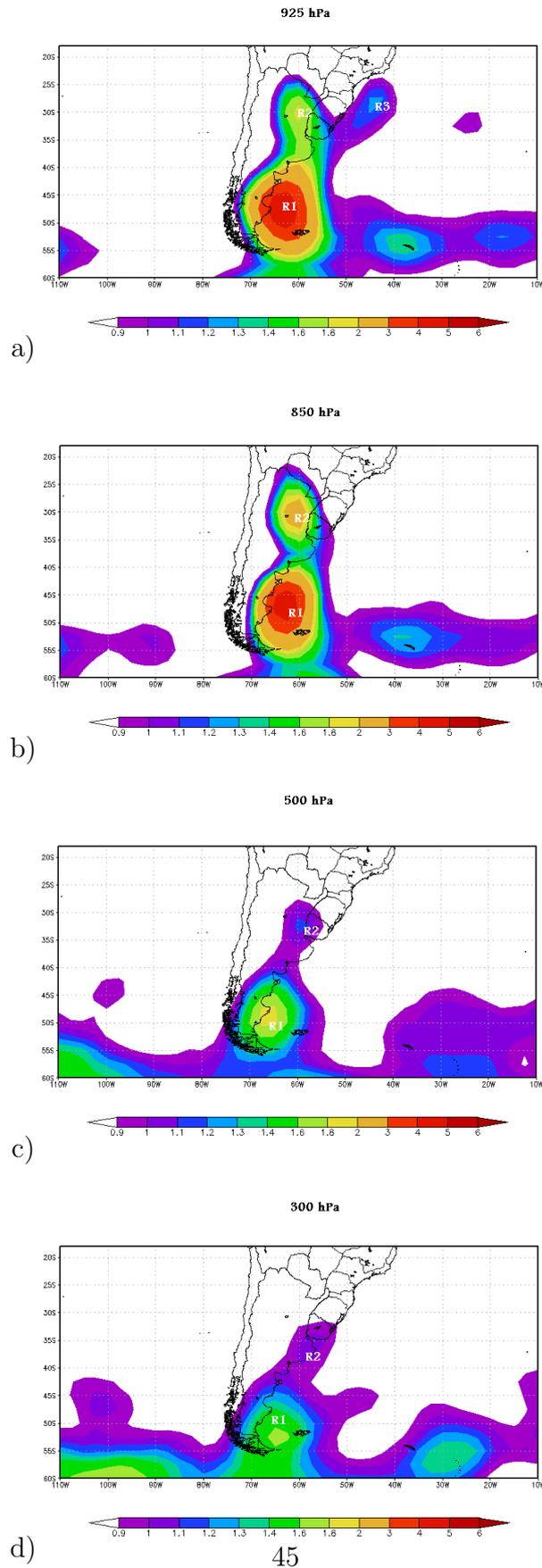


Figura 4.8 - Densidade de Ciclogêneses para MAM, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

Da baixa para a média troposfera (Fig.4.7a e b), a região ciclogénica em R1, apresenta uma leve inclinação para oeste. Em situações deste tipo, pode-se dizer que ocorre a conversão de energia potencial da perturbação para energia cinética da perturbação, completando o ciclo de energia observado na instabilidade baroclínica (HOLTON, 2004). Tendo em vista este comportamento, sugere-se que os sistemas originados em R1 possuem características baroclínicas. Assim como nas estações de verão e de inverno, também nota-se nos meses de outono, tanto na região ciclogénica em R1 quanto em R2, uma diminuição com a altura dos valores de densidade.

→ Período de Primavera (SON)

Nos meses de primavera (Fig. 4.9), a atividade ciclogénica em R1 possui valores de densidade similares aos valores observados no inverno. Em relação a sua localização ela é similar ao observado no verão. As ciclogêneses em R2 apresentam os mesmos valores de densidade dos meses de inverno. Esta característica também foi documentada por Gan e Rao (1991), que observaram maior frequência das ciclogêneses em R2 na primavera e no inverno, compreendida em uma área intermediária entre o verão e o inverno, em torno de $33^{\circ}\text{S}/58^{\circ}\text{W}$. Isto evidencia o deslocamento das ciclogêneses entre a estação quente (verão) e a estação fria (inverno). Também, nos meses de primavera, observa-se evidências de atividade ciclogénica na vizinhança da costa sudeste do Brasil (R3), no nível de 925 hPa, com valores de densidade similares aos valores encontrados no outono. Além disso, nota-se uma leve inclinação com a altura para oeste das regiões ciclogénicas em R1 e R2, o que sugere que estes sistemas possuem características baroclínicas, como discutido anteriormente.

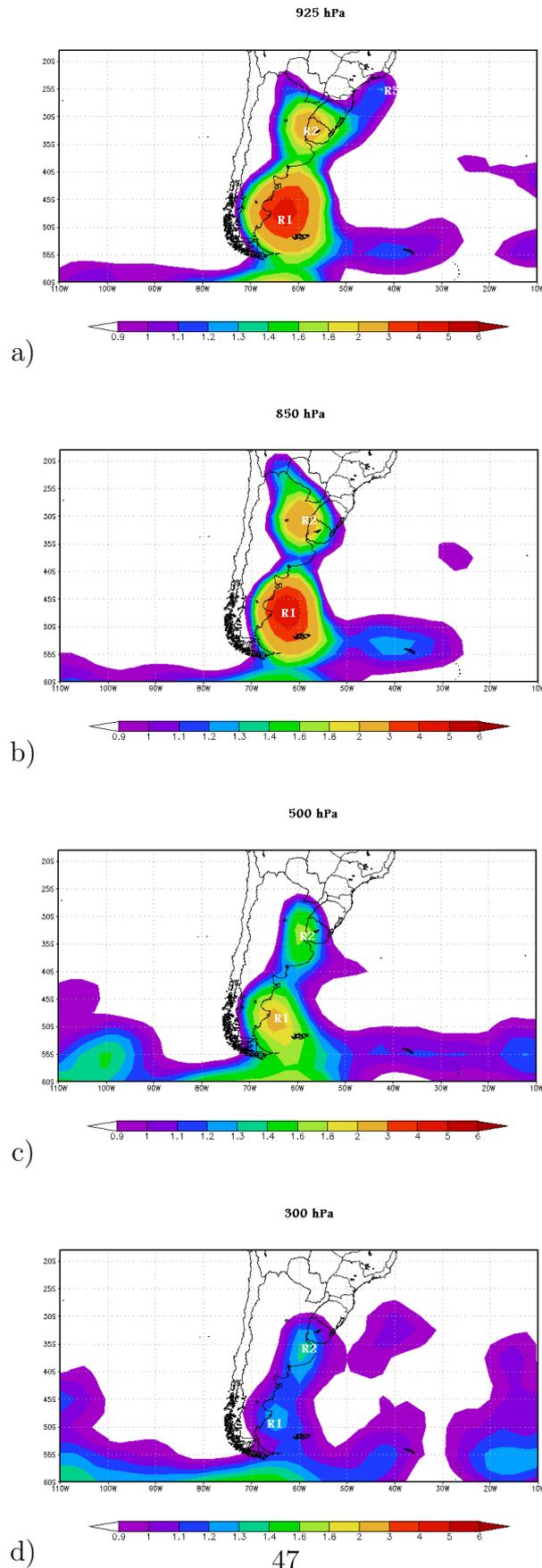


Figura 4.9 - Densidade de Ciclogêneses para SON, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

Em resumo, observa-se que as ciclogêneses em R1 atingem o valor máximo de densidade nos meses de verão. Estas ciclogêneses parecem estar associadas aos ventos de oeste mais a sul nesta época do ano. Nas demais estações, esta região ciclogénética não apresenta variação nos valores de densidade de ciclogêneses. Este valor máximo de R1 no verão concorda com os resultados obtidos por Gan e Rao (1991), Sinclair (1996a), assim como os de Hoskins e Hodges (2005). Já a região ciclogénética em R2 apresenta valores de densidade maiores nos meses de inverno, um máximo secundário na primavera, no verão apresenta um mínimo, e no outono nota-se um valor intermediário. Estes resultados concordam com o máximo de R2 obtido por Hoskins e Hodges (2005) e em parte, com os resultados obtidos por Gan e Rao (1991), que concluíram que a frequência máxima de ciclogêneses em R2 ocorre no inverno e na primavera. Sinclair (1996a) também observou este máximo de R2 no inverno, e ainda um máximo secundário na primavera. A região ciclogénética em R3 atinge seu valor de densidade máximo nos meses de verão, inclusive nesta época do ano, esta configura-se também no nível de 850 hPa.

4.1.2 Densidade de Ciclólises

A Figura 4.10 apresenta a densidade de ciclólises no sul da AS para o período de verão em diferentes níveis da troposfera.

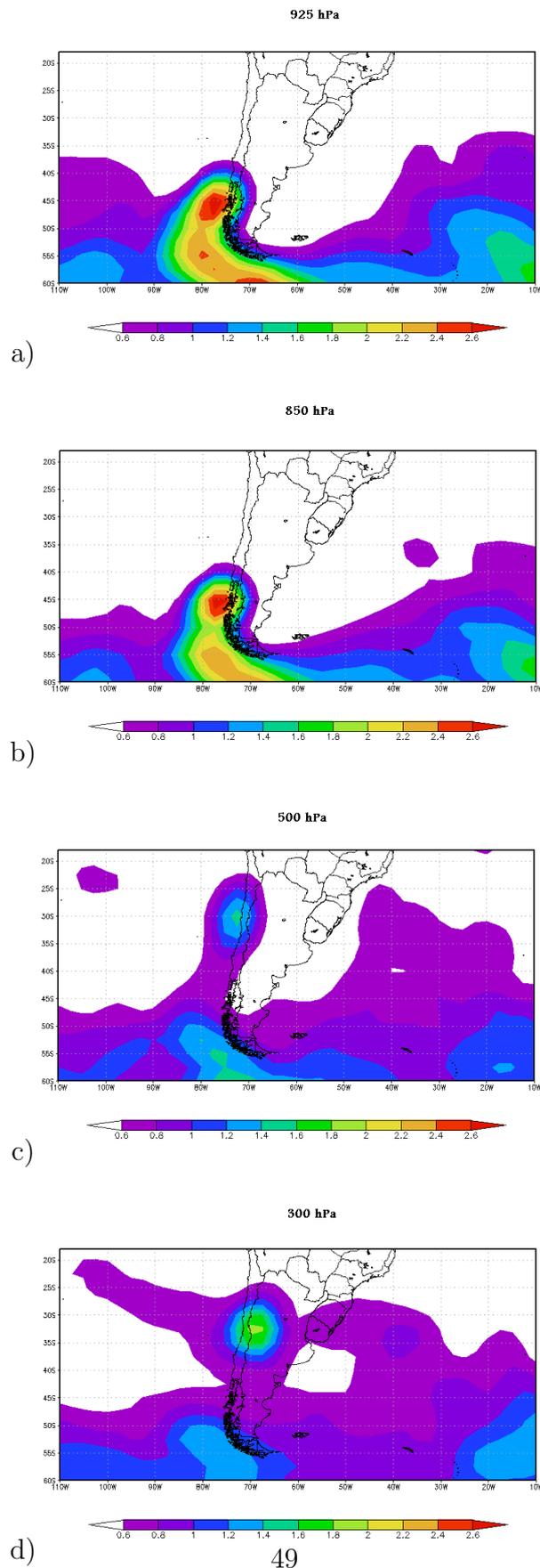


Figura 4.10 - Densidade de Ciclólises para DJF, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

Em geral, como esperado, as ciclólises concentram-se a oeste da Cordilheira dos Andes. Neste caso, a montanha bloqueia e/ou modula a propagação de ondas atmosféricas, por isso é observado a dissipação dos ciclones a oeste da mesma. Quando isto ocorre, é induzido movimento anticiclônico no topo da montanha e ciclônico a sotavento da mesma, pelo princípio da conservação de vorticidade potencial (HOLTON, 2004). Assim, o ar descendente a sotavento da montanha sofre um aquecimento por compressão adiabática, favorecendo a formação da baixa termo-orográfica no noroeste da Argentina (BNOA). Este caráter colabora para o transporte de calor e umidade de norte para a região entre o leste da Argentina, Uruguai e o Sul do Brasil, que por vezes caracteriza-se como JBN. O deslocamento da onda baroclínica de oeste em níveis altos acopla-se com a BNOA, e faz com que haja uma inclinação na vertical do sistema, favorecendo um ambiente instável que produz a ciclogênese (CAVALCANTI et al., 2009). Assim, observa-se ciclogêneses a leste ou a sul da montanha.

Nos níveis baixos, as ciclólises ocorrem próximo ao paralelo de 45°S, e em níveis médio e alto elas ocorrem a sul de 50°S, e entre 30°S e 35°S. Hoskins e Hodges (2005) sugerem que este comportamento pode indicar que, em latitudes menores as ciclólises estão associadas a ondas confinadas na média e na alta troposfera, e geralmente acopladas ao JST. As ciclólises que ocorrem na faixa de latitudes maiores podem indicar a dissipação das ondas mais profundas, que se estendem por toda a troposfera e estão associadas ao Jato Polar.

Observando em conjunto as ciclólises e ciclogêneses, a idéia que se tem é que as ondas baroclínicas desconfiguram-se a oeste dos Andes, para se reorganizarem a leste. As ciclólises compreendidas entre 45°S e 50°S de latitude, aparentemente associadas a região ciclogênética em R1. Diferentemente, as ciclólises em latitudes menores (entre 25°S e 35°S) não apresentam conexões às ciclogêneses em R2, pois esta variável está presente somente nos níveis médio e alto. Além disso, estas ciclólises em latitudes menores ocorrem com menor frequência do que as ciclogêneses em R2 a sotavento da montanha, assim como as ciclólises em latitudes maiores, cujas ocorrem em toda a troposfera, também ocorrem em menor frequência em relação as ciclogêneses em R1. Portanto, pode-se dizer que nas regiões ciclogênicas da AS, no caso de R1 existem outros fatores que também contribuem para essa atividade. No caso de R2, este comportamento confirma a associação com os fatores baroclínicos sugeridos anteriormente.

O comportamento da densidade de ciclólises nas demais estações do ano (Apêndice A) é bem similar ao comportamento descrito para os meses de verão. Ela parece estar associada às ciclogêneses observadas a sotavento da Cordilheira dos Andes, no caso de R1. No período de inverno, observa-se que elas possuem um pequeno prolongamento para norte em baixos níveis em direção a faixa latitudinal de atuação das ciclogêneses em R2. Isto sugere um suporte de ondas mais profundas, associadas com o ramo norte do JP, nas ciclogêneses em R2. Nesta época do ano o JP sofre uma ramificação e pode favorecer os sistemas ciclônicos em R2. Outras diferenças no comportamento das ciclólises nos meses de inverno e nas estações de transição são em relação as suas posições e em relação ao acoplamento entre elas. As ciclólises na AS apresentam um deslocamento para norte nas estações de outono e inverno em relação à primavera e verão. Além disso, nos meses de outono e de inverno as ciclólises apresentam núcleos separados, enquanto que nos meses de primavera e de verão os centros de ciclólises apresentam-se acoplados.

4.1.3 Densidade de Sistemas

Esta variável mostra a frequência dos ciclones extratropicais, possibilitando identificar e analisar a TT de forma regional, sazonal e vertical.

→ Período de Verão (DJF)

Na Figura 4.11 observa-se a densidade de sistemas para os meses de verão, nos níveis 925 hPa, 850 hPa, 500 hPa e 300 hPa. Nota-se que a faixa latitudinal principal da TT posiciona-se entre 50°S e 60°S. Devido a presença da Cordilheira dos Andes, esta faixa latitudinal sofre um deslocamento para sul, atuando entre 55°S e 60°S, no oceano Atlântico a TT ocorre entre 45°S e 60°S. Este resultado concorda com Trenberth (1991), que associa esta faixa latitudinal principal a presença do ramo norte do Jato Polar. Este deslocamento da TT na região da Cordilheira dos Andes é suavizado de acordo com a altura. Nota-se que em níveis mais elevados ocorre um aumento dos valores de densidade de sistemas nesta região. Também, nota-se um aumento da densidade de sistemas em direção as regiões ciclogênicas R2 e R3, entretanto em R3 esta característica é notada somente em baixos níveis.

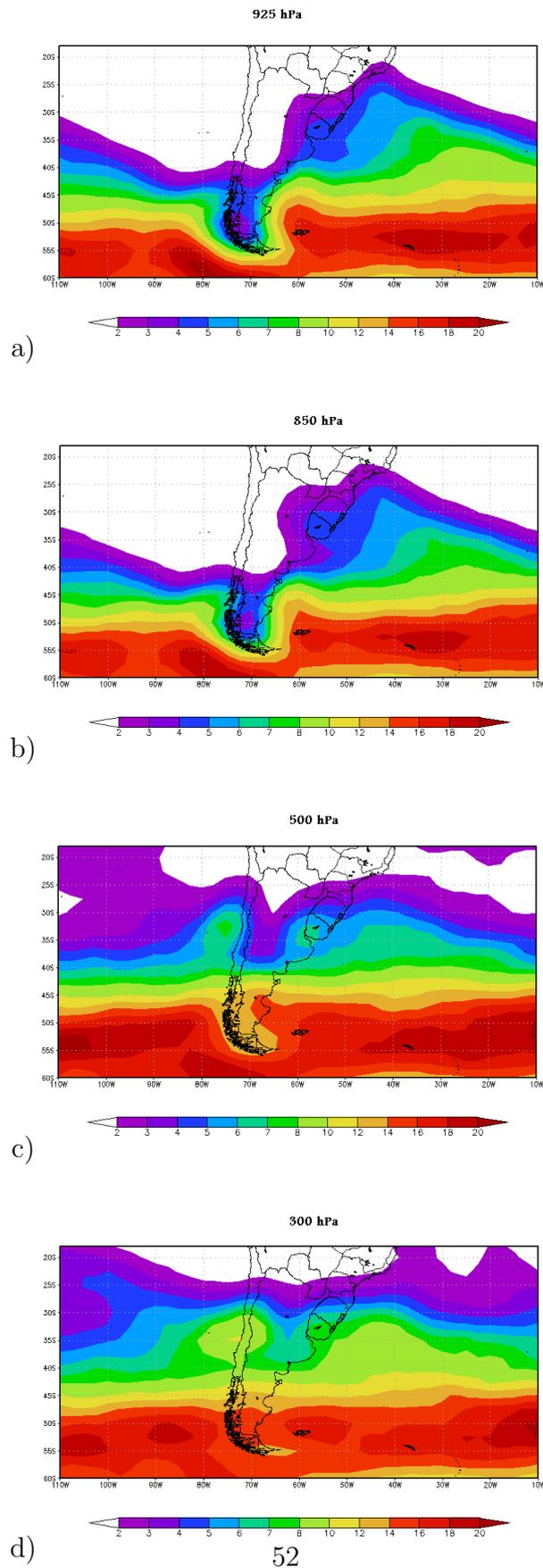


Figura 4.11 - Densidade de sistemas para DJF, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

Analisando o comportamento vertical desta variável, observa-se um leve aumento com a altura nos valores de densidade próximo da região ciclogénica R2, o que representa uma maior quantidade de sistemas passantes em níveis médio e alto. Isto sugere que nem todos os sistemas que se propagam na troposfera média e alta desenvolvem sistemas em superfície. Nesse contexto, observa-se a passagem de vórtices ciclônicos em níveis médio e alto, que cruzam a Cordilheira dos Andes e não desenvolvem ciclogêneses em superfície.

Por outro lado, os valores de densidade na média troposfera são relativamente altos no oceano Pacífico, e entre o oceano Pacífico e a Cordilheira dos Andes nos níveis altos. Este padrão parece estar associado ao deslocamento de vórtices ciclônicos que ultrapassam a montanha, gerando ciclogêneses em algumas situações.

Vera et al. (2001) utilizaram funções ortogonais empíricas (EOFs) e encontraram que as ondas subtropicais a oeste dos Andes possuem um fraco sinal no nível de 850 hPa. Isto justifica a variabilidade vertical da densidade de sistemas observada na Figura 4.10. Hoskins e Hodges (2005) associam os sistemas encontrados em latitudes menores com sistemas rasos no JST. Esta configuração pode ser uma representação dos Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN's).

→ **Período de Inverno (JJA)**

Na Figura 4.12 observa-se que em geral, a faixa principal de maiores densidades de sistemas localiza-se a sul de 35°S, exceto no continente onde há um bloqueio dos sistemas transientes pelos Andes. Em relação ao verão ocorre um prolongamento da faixa principal de sistemas passantes para norte. Isto era de se esperar, pois normalmente os sistemas deslocam-se de acordo com o movimento aparente do Sol. Este resultado está coerente com as análises das densidades de ciclogêneses e de ciclólises. Ainda comparando com o período de verão, observa-se uma diminuição da densidade de sistemas.

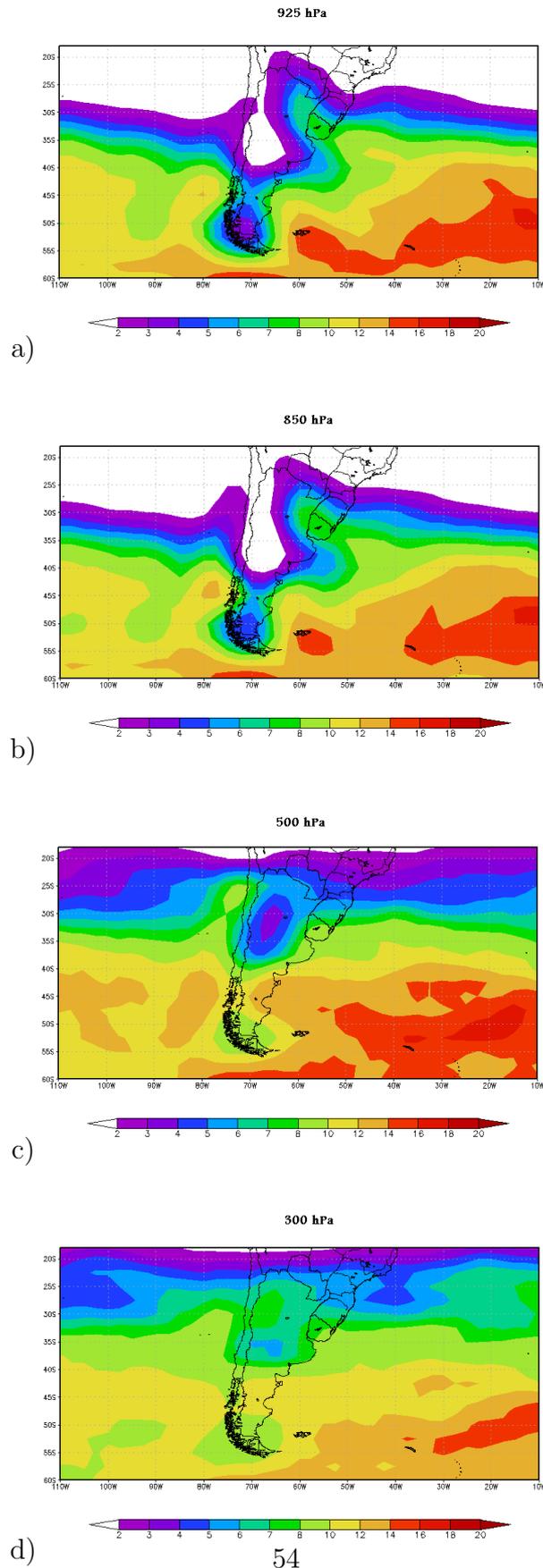


Figura 4.12 - Densidade de sistemas para JJA, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/ Km^2/mes .

Nos meses de inverno, as características da densidade de sistemas nos níveis de 925 hPa e 850 hPa são similares. Nota-se maiores valores em direção às regiões ciclogénicas R1 e R2, assim como nos meses de verão, exceto pela indicação dos sistemas em R3. Além disso, observa-se um pequeno aumento com a altura dos valores de densidade entre o oceano Atlântico Sul e a região ciclogénica em R2. Entretanto, este aumento não é tão significativo quanto no verão. Os valores de densidade maiores na alta troposfera refletem também a atuação de VCAN's (GAN; KOUSKY, 1986) e (PINHEIRO, 2010). Observa-se que os maiores valores de densidade de sistemas ocorre no oceano Atlântico, enquanto que os menores valores estão no oceano Pacífico. Provavelmente este padrão está associado a forma espiralada da TT, que inicia no Atlântico em latitudes maiores, passando pelo Pacífico com um deslocamento para sul deste e finalizando no Pólo Sul. Assim, quando se analisa a TT num contexto regional para o sul da AS, nota-se um máximo da densidade de sistemas no Atlântico (HOSKINS; HODGES, 2005).

Nos meses de inverno ocorre uma diminuição dos valores de densidade de sistemas em relação ao verão onde a TT atua, ou seja, observa-se uma maior frequência de ciclones extratropicais no verão do que no inverno. Nesta última estação destaca-se a bifurcação da corrente de jato polar, além da intensificação da corrente de jato subtropical. Também, nesta estação do ano ocorre o deslocamento da TT para norte. Estes fatores justificam a variabilidade da densidade de sistemas entre o verão e o inverno. Este aspecto também concorda com a configuração observada na densidade de ciclogêneses, que no inverno apresenta uma intensificação das ciclogêneses em R2 e uma diminuição das ciclogêneses em R1. Aparentemente a baroclinia associada as correntes de jato está dividida nesta época do ano, tal que os valores de densidade de sistemas tornam-se menores.

→ **Período de Outono**

Observa-se que no outono (Fig. 4.13) e também no inverno a densidade de sistemas apresenta maiores valores no oceano Atlântico e menores no oceano Pacífico, embora no primeiro caso os valores sejam maiores do que no segundo. Hoskins e Hodges (2005) verificaram que no período de outono o comportamento da TT é bem similar ao inverno, ou seja, possui forma espiralada. Portanto esta característica citada se trata de uma análise regional e está associada a esta forma espiralada da TT, que se estende também na estação de outono.

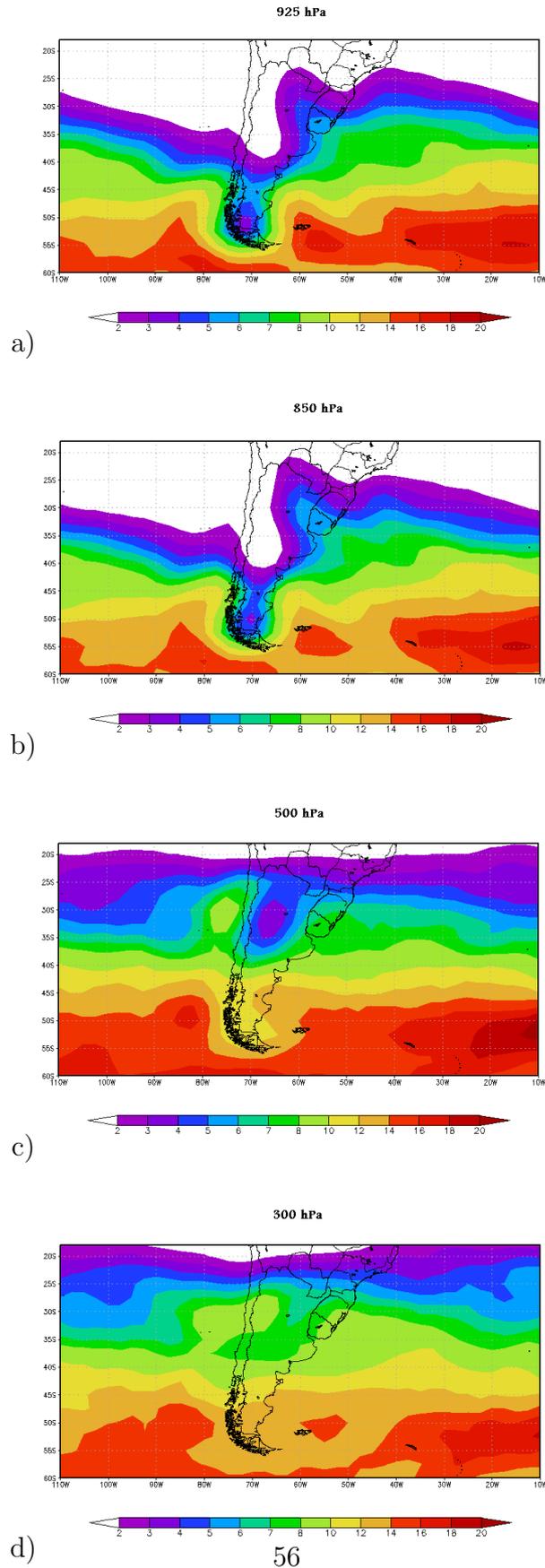


Figura 4.13 - Densidade de sistemas para MAM, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/Km²/mes.

Além disso, nota-se que a faixa principal das trajetórias dos sistemas posiciona-se a sul de 45°S, tal que do inverno para o outono há um deslocamento para sul da TT. Assim como nas estações de solstício, a densidade de sistemas sofre um aumento com a altura, atingindo um máximo em 500 hPa, mas decai em altos níveis. Também, observa-se que nos níveis médio e alto ao longo da faixa latitudinal de aproximadamente 30°S ocorre um aumento dos valores de densidade de sistemas, principalmente no oceano Pacífico. Analisando juntamente estes valores para os níveis baixos, verifica-se que há um número consideravelmente maior em níveis médio e alto do que em níveis baixos, tanto no Pacífico, a oeste dos Andes, quanto na região ciclogênética em R2 e no Atlântico Sul. Esta análise mostra que ocorre a passagem de sistemas ciclônicos em níveis mais altos, mas nem sempre geram ciclogêneses em superfície. Ainda, nesta estação do ano, observa-se um comportamento similar às demais estações, com um aumento dos valores de densidade de sistemas em direção as regiões ciclogênicas encontradas aqui.

→ **Período de Primavera**

A climatologia da densidade de sistemas nos meses de primavera (Fig. 4.14) mostra uma similaridade com o observado no verão, nos oceanos Pacífico e Atlântico, associados a uma maior simetria da TT, em relação ao outono e ao inverno. No entanto, os valores absolutos desta variável são menores em relação ao verão e similares ao outono. Hoskins e Hodges (2005) também observaram que o comportamento hemisférico da TT na primavera é similar ao de verão.

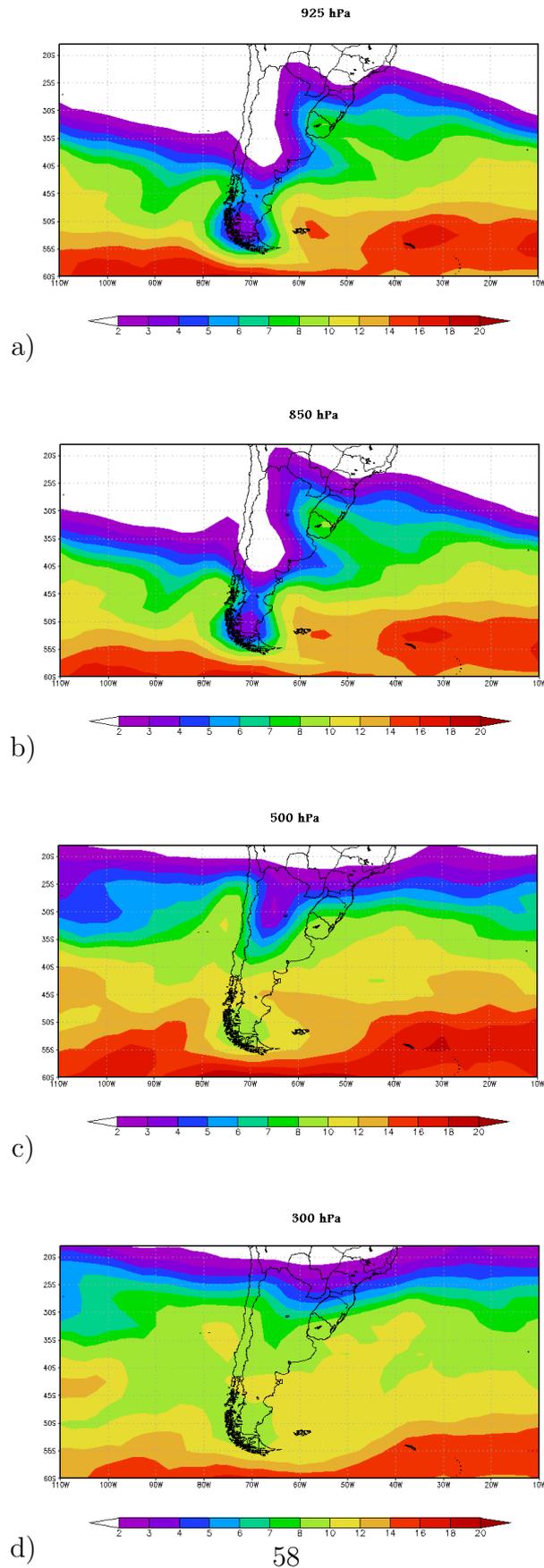


Figura 4.14 - Densidade de sistemas para SON, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas/Km²/mes.

O comportamento vertical desta variável no período de primavera é similar das demais estações do ano. Quando se observa um aumento com a altura, inclusive na região dos Andes, este aumento é observado em latitudes menores, o que comprova a atividade de sistemas ciclônicos na média e alta troposfera. Além disso, em baixos níveis, como nas demais estações ocorre um aumento nos valores da densidade de sistemas em direção às regiões ciclogênicas do sul da AS, representação das trajetórias dos sistemas originados em R1, R2 e R3. Em R3 observa-se este comportamento somente quando esta apresenta atividade (nos meses de verão e nas estações de transição).

A variação sazonal da densidade de sistemas indica maiores valores no verão. No inverno este número diminui, entretanto a faixa principal de maiores valores de densidade de trajetória abrange uma área maior.

4.1.4 Taxa de crescimento/decaimento

Esta variável mostra a variação do crescimento e decaimento dos ciclones extratropicais.

→ Período de verão

No verão, consistente com as demais variáveis nota-se decaimento a oeste dos Andes e crescimento a leste (Fig. 4.15). Esse comportamento destaca a importância da Cordilheira na modulação dos transientes no sul da AS. Destaca-se que as áreas onde ocorre decaimento são bem similares as regiões de ciclólises, o mesmo acontece para as regiões ciclogênicas em R1 e em R2 para as áreas de crescimento. Em baixos níveis esta variável apresenta maiores valores, tanto para crescimento quanto para decaimento, mas em 500 hPa e 300 hPa, próximo das regiões ciclogênicas R1 e R2, esta variável diminui consideravelmente. Isto sugere que nestes níveis, o bloqueio devido a orografia não é tão eficiente quanto em níveis baixos. Em relação a região ciclogênica em R3 ocorre uma inversão, ou seja há um decaimento em níveis médio e alto. Esta característica está de acordo com o observado na densidade de ciclogêneses em R3, que se configura em baixos níveis.

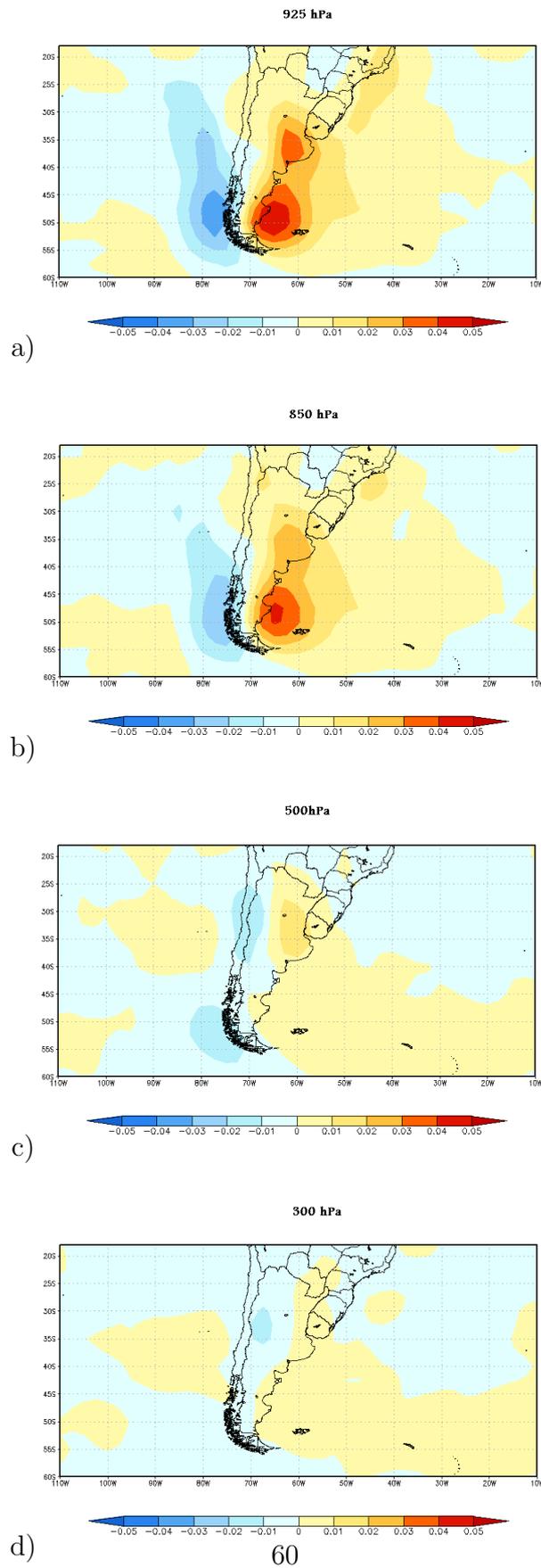


Figura 4.15 - Taxa de Crescimento/Decaimento para DJF, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: $\text{dia}^{-1} \text{s}^{-1}$.

Observa-se que os valores de decaimento são menores do que as taxas de crescimento. Isto confirma o observado anteriormente de que nem todos os sistemas formados no sul da AS estão associados a ondas que se deslocam do Pacífico. Além disso, sugere-se que as ciclogêneses podem estar associadas à presença do Jato Polar e ondas baroclínicas profundas, com sinal em todos os níveis da troposfera. Isto ocorre principalmente próximo a região R1, onde os valores da taxa de decaimento a oeste dos Andes são maiores. Mas, este padrão também pode ser observado próximo a região R2, porém com valores menores. Assim, a maioria dos eventos as ciclogêneses em R2 também pode estar associada ao ramo norte do Jato Polar e uma incursão mais significativa de ar frio.

→ **Período de Inverno**

O comportamento das taxas de crescimento/decaimento dos sistemas ciclônicos nos meses de inverno (Fig. 4.16), em geral é similar ao observado nos meses de verão. Entretanto, a energia parece estar dividida entre R1 e R2, exceto em baixos níveis, onde como ocorrem taxas maiores em R1 do que em R2, similar ao comportamento no período de verão. Porém, neste período R1 apresenta valores menores do que nos meses de verão. Nos demais níveis os valores em ambas as regiões são similares ao do inverno.

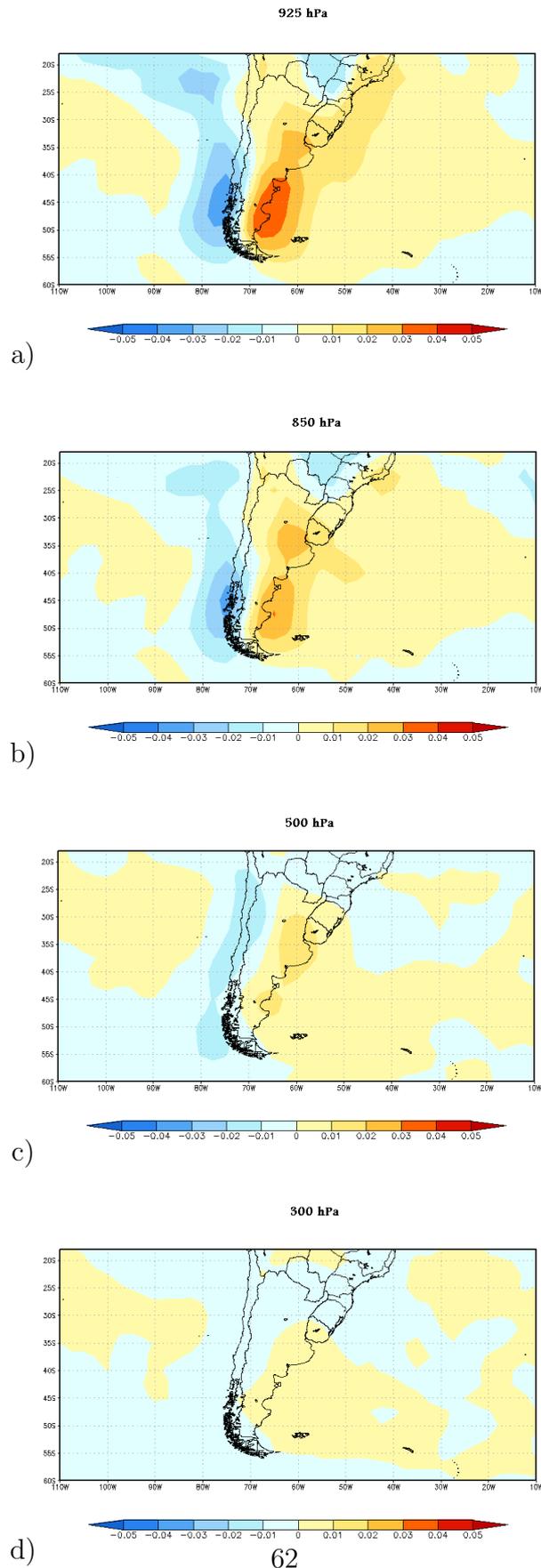


Figura 4.16 - Taxa de Crescimento/Decaimento para JJA, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: $\text{dia}^{-1} \text{s}^{-1}$.

Em relação a região ciclogénética R3, observa-se uma taxa de crescimento entre 0 e 0,02, que não é consistente com a densidade de ciclogêneses no inverno, quando R3 não está configurada. Isto pode ser interpretado como a presença de cavados invertidos que são observados nesta área em algumas situações. No que se refere aos valores das taxas de crescimento/decaimento, observa-se uma variabilidade em relação à estação de verão. Nota-se que em relação as regiões ciclogénéticas R1 e R2 estes valores diminuem nos meses de inverno em níveis baixos. Em relação à região ciclogénética R3 estes valores não sofrem diferenças. Observa-se que nas estações de equinócio o comportamento das taxas de crescimento/decaimento é similar (Fig. 4.17 e Fig. 4.18), exceto pelos valores de crescimento observados próximo a região ciclogénética R2. Observa-se também que estes valores são menores nos meses de primavera.

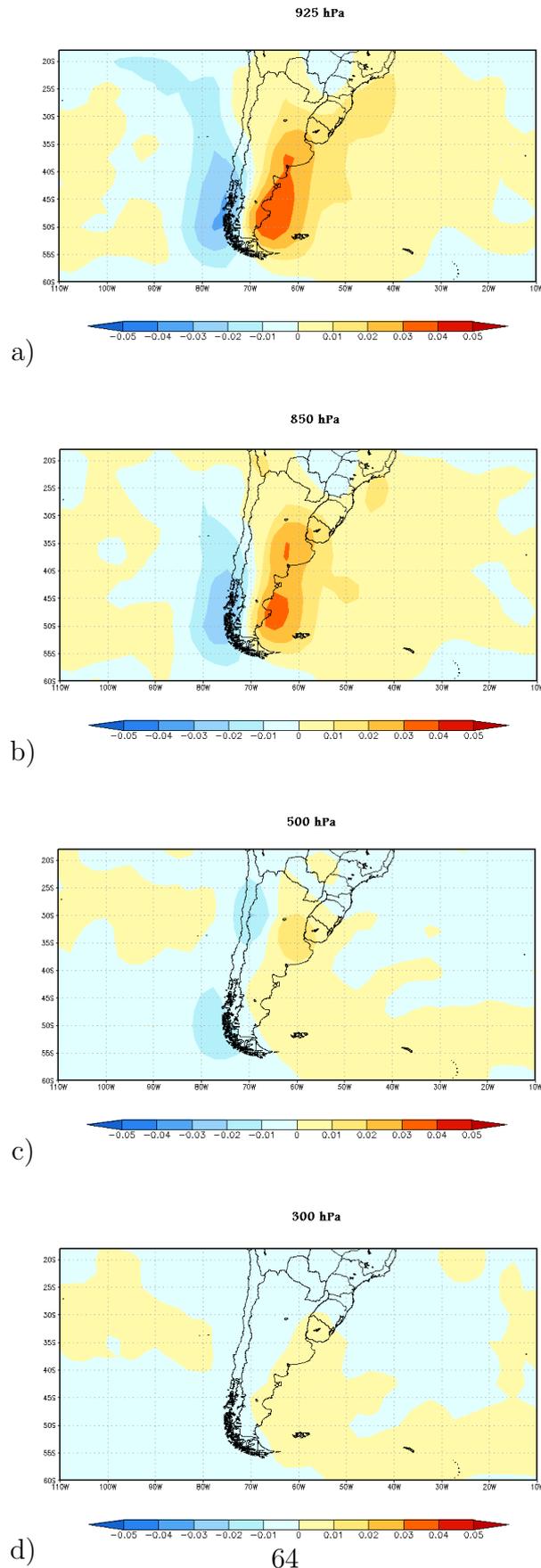


Figura 4.17 - Taxa de Crescimento/Decaimento para MAM, derivadas de dados de vortividade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: $\text{dia}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

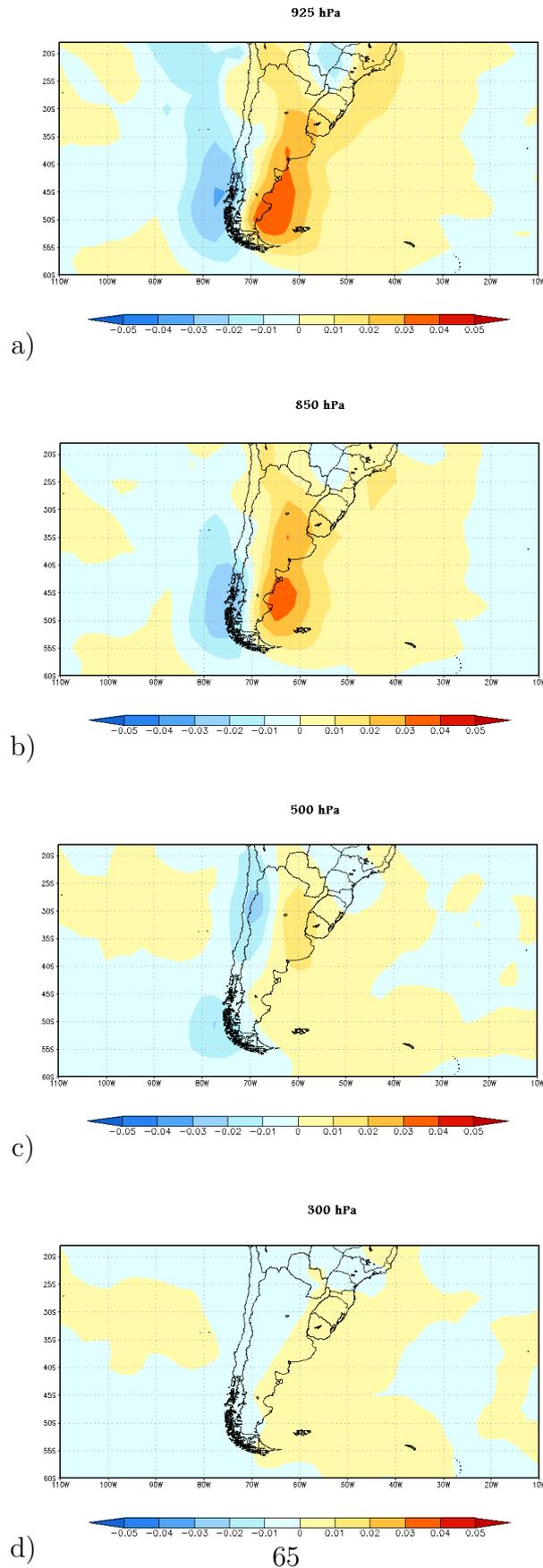


Figura 4.18 - Taxa de Crescimento/Decaimento para SON, derivadas de dados de vorticidade relativa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: $\text{dia}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$.

4.1.5 Velocidade Média

Nesse estudo é avaliada a velocidade média dos ciclones extratropicais contabilizados, para as quatro estações do ano somente para o nível de 925 hPa (Fig. 4.19), considerado representativo para avaliar o deslocamento dos ciclones extratropicais. Dessa forma, o comportamento vertical desta variável é similar na baixa troposfera, porém com os valores aumentando com a altura, onde alcança sua máxima intensidade, devido a atuação das correntes de jato e da extensão destes sistemas.

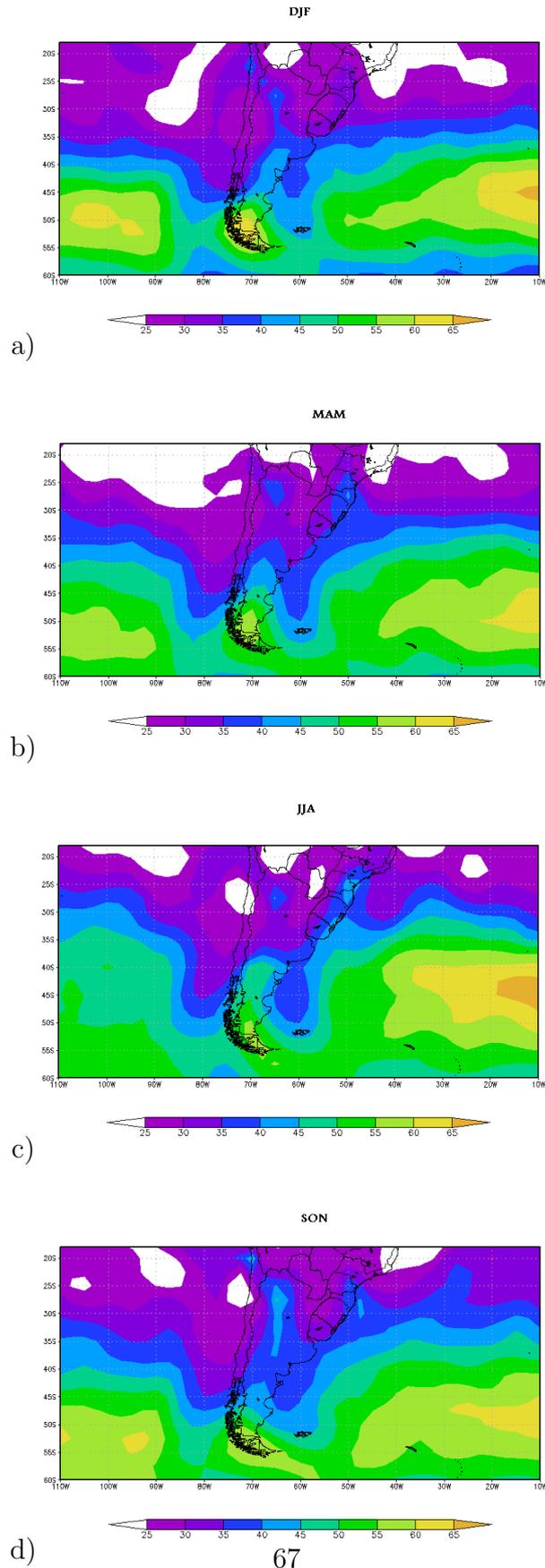


Figura 4.19 - Velocidade Média dos ciclones extratropicais, derivadas de dados de vorticidade relativa no nível de 925 hPa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) DJF (b) MAM (c) JJA (d) SON. Unidade: m.s^{-1} .

Nota-se que na maioria das estações do ano (DJF, JJA, MAM), a velocidade média dos sistemas é maior no oceano Atlântico, onde se destaca um núcleo de 60 m.s^{-1} entre as latitudes de 40°S e 50°S . Este núcleo sofre uma variação sazonal para norte ou para sul. Este resultado está de acordo com estudos anteriores, como os de [Hoskins e Hodges \(2005\)](#) e [Trenberth \(1991\)](#) que concluíram que a TT é mais intensa nos oceanos Atlântico e Índico.

A maior diferença na velocidade média entre os oceanos Atlântico e Pacífico ocorre nos meses de inverno. Esta diferença é observada num contexto regional, pois está associado a forma espiralada da TT de inverno. Nesta estação do ano a TT no Pacífico está mais deslocada para sul. [Hoskins e Hodges \(2005\)](#) associam a forma espiralada da TT de inverno à bifurcação da corrente de jato polar, e ao máximo do jato subtropical nesta época, quando o ramo descendente da célula de Hadley encontra-se mais intenso.

4.1.6 Tempo de Vida Médio

O tempo de vida médio nas estações de inverno e primavera (Fig. 4.20) (b, d, respectivamente) varia em torno de 4 e 5,5 dias na faixa de latitude que a TT atua. Este número de dias é menor do que o tempo de vida dos ciclones extratropicais nos meses de verão e outono (Fig. 4.20) (a, c, respectivamente), quando nesta primeira estação chega há 6,5 dias. Este tempo de vida maior nos meses de verão pode estar associado aos valores de taxa de crescimento, que são menores. Já nos meses de inverno ocorre o inverso. Aparentemente, os sistemas com pequenas taxas de crescimento são mais vagarosos e seu tempo de vida médio maior. Os valores de tempo de vida médio encontrados nos meses de inverno são similares aos valores encontrados por [Hoskins e Hodges \(2005\)](#).

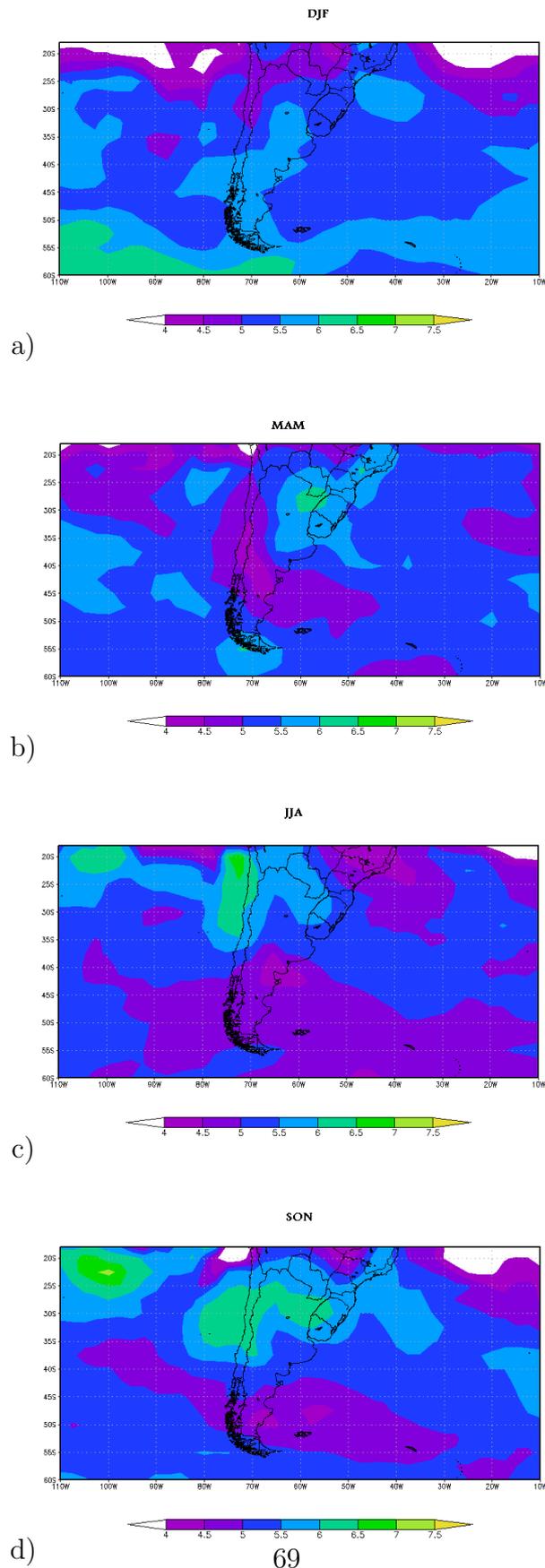


Figura 4.20 - Tempo de Vida Médio dos ciclones extratropicais, derivadas de dados de vorticidade relativa no nível de 925 hPa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) DJF (b) MAM (c) JJA (d) SON. Unidade: dias.

Observa-se uma similaridade no tempo de vida médio dos ciclones extratropicais entre as estações de primavera e inverno, enquanto que a estação de outono é semelhante ao verão. Hoskins e Hodges (2005) também documentaram uma similaridade entre estas estações no campo de densidade de sistemas e intensidade, assim como nestes resultados para densidade de sistemas. Em geral, em latitudes mais altas da área estudada nota-se uma diminuição do tempo de vida médio dos ciclones extratropicais. Este comportamento está de acordo com o que se observa no campo de densidade de trajetórias, onde esta variável aumenta em relação às latitudes menores, tal que a frequência dos ciclones extratropicais é maior em latitudes mais altas e o seu tempo de vida médio é menor.

4.1.7 Vento Médio Zonal

O vento zonal médio para as quatro estações do ano (Fig. 4.21) como esperado indicam que o seu deslocamento é predominantemente de oeste para leste. Além disso, na maioria das estações do ano, a velocidade zonal é maior no oceano Atlântico, exceto no período de primavera, quando em ambos os oceanos os ciclones extratropicais apresentam comportamento similar. Nas estações de solstício e no outono, observa-se que a velocidade média zonal supera 55 m/s, mas no oceano Pacífico os valores variam um pouco mais; no verão observa-se um núcleo de máxima velocidade zonal entre 50 e 55 m/s. No inverno, essa variável oscila entre 40 e 45 m/s, devido a forma espiralada que a TT adquire nesta época do ano. No período de outono a velocidade média apresenta um valor intermediário (45 e 50 m/s) entre o verão e o inverno, enquanto que na primavera este valor é similar ao observado no verão.

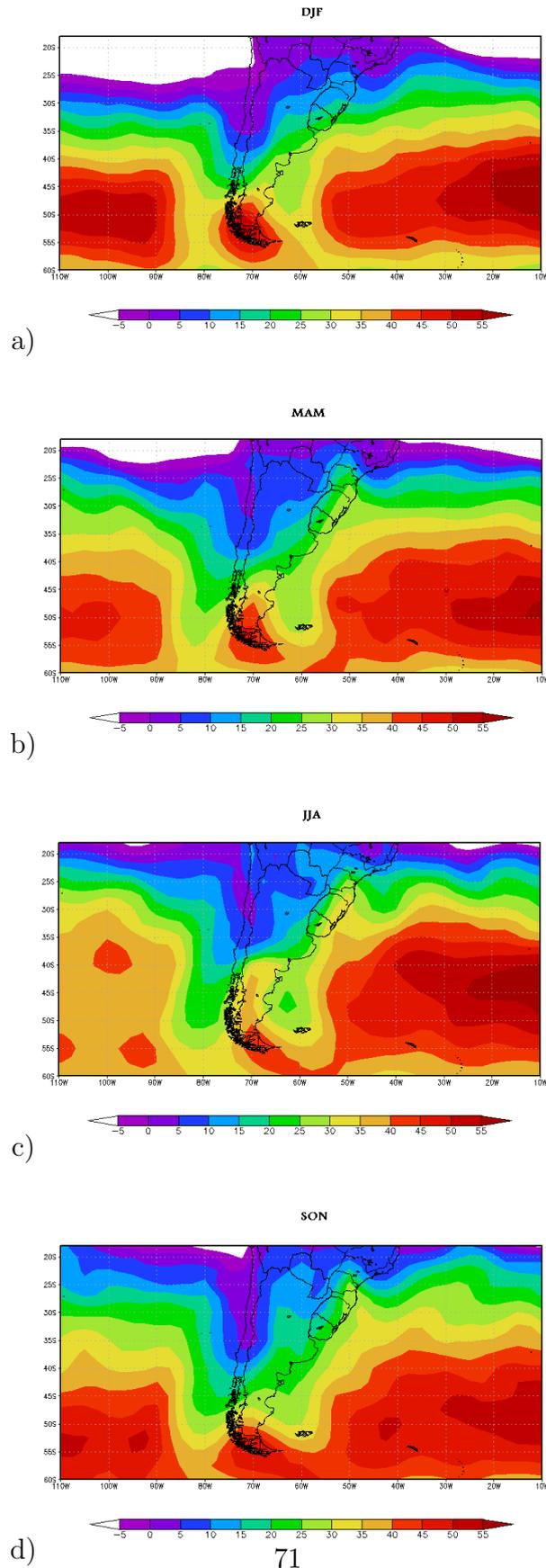


Figura 4.21 - Vento Médio Zonal dos ciclones extratropicais, derivadas de dados de vorticidade relativa no nível de 925 hPa das reanálises ERA-40, no período de 1979-2001, utilizando-se o algoritmo *track*: (a) DJF (b) MAM (c) JJA (d) SON. Unidade: ms^{-1} .

Além disso, nota-se um aumento da componente zonal dos ciclones em direção as regiões ciclogênicas em R1 e em R2. Estes valores apresentam uma pequena variação sazonal, com um máximo de R1 no verão e no outono e um mínimo no inverno. Em R2 o máximo ocorre no inverno, um máximo secundário na primavera e o mínimo no verão, assim como nas densidades de ciclogêneses.

4.2 Trajetórias dos ciclones extratropicais originados nas regiões ciclogênicas do sul da AS

→ Período de Verão

A Figura 4.22 mostra as trajetórias dos ciclones que se formam nas regiões ciclogênicas R1, R2 e R3, respectivamente nos meses de verão. Nota-se que em R1 os ciclones são em maior quantidade, condizente com o que se observa na densidade de ciclogêneses. O deslocamento de alguns desses sistemas chega praticamente circundar o pólo. Hoskins e Hodges (2005) associam tal deslocamento a uma maior intensidade dos mesmos. Alguns dos ciclones originados nas regiões R2 e R3 também possuem este comportamento, porém em menor quantidade. Em R2 verifica-se um número menor de trajetórias do que em R1 e maior do que em R3. Destaca-se também que alguns dos ciclones possuem uma trajetória anômala e se dirigem no sentido dos trópicos, mas tipicamente estes sistemas deslocam-se inicialmente para leste e posteriormente para a direção polar, como esperado.

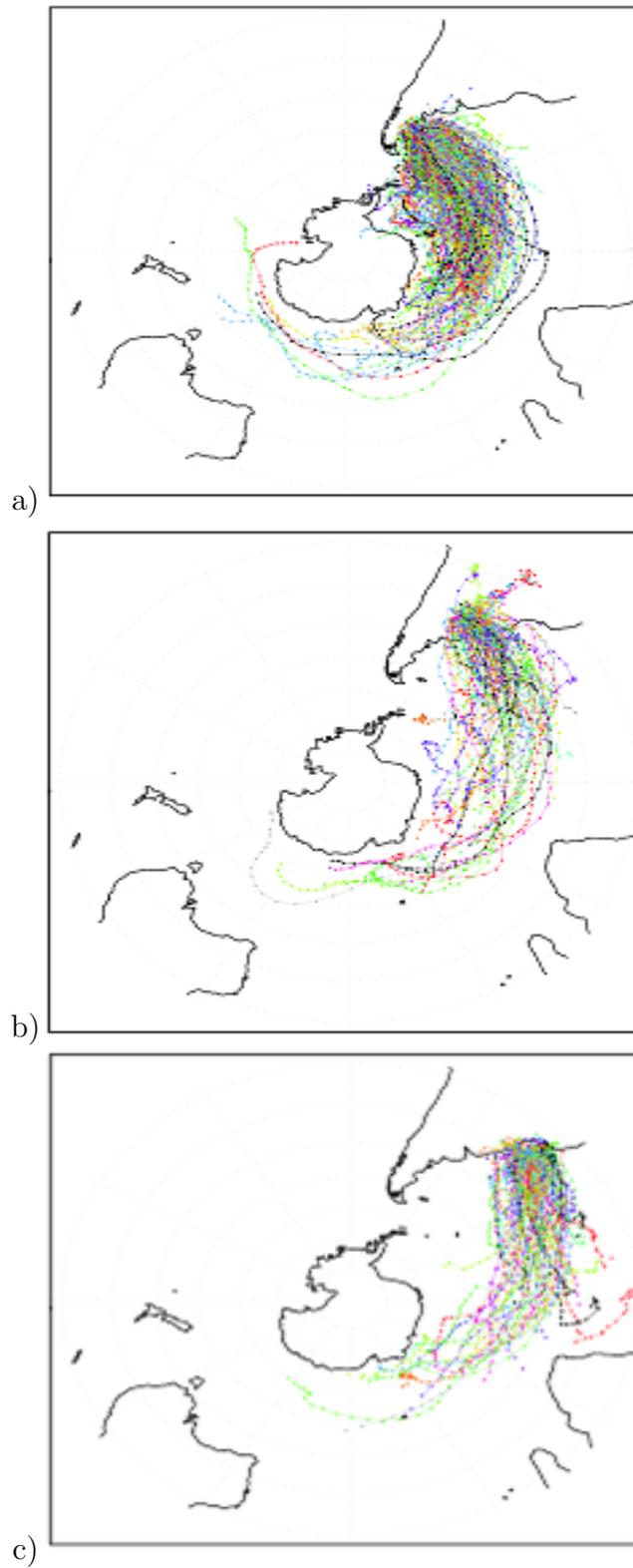


Figura 4.22 - Trajetórias dos ciclones extratropicais no nível de 925 hPa que se formaram nas regiões ciclogênicas estudadas: (a) R1 (b) R2 (c) R3 no trimestre DJF.

→ **Período de Inverno**

A figura 4.23 abaixo representa as trajetórias dos ciclones extratropicais formados nas regiões ciclogénicas R1 e R2, respectivamente nos meses de inverno. A região ciclogénica R3 não se encontra ativa esta época do ano. Nota-se um aumento na quantidade de trajetórias encontradas em R2. Este aumento está de acordo com a variabilidade sazonal observada nas densidades de ciclogêneses e de trajetórias. Como na estação anterior, observa-se que a maioria dos ciclones tem um primeiro deslocamento zonal para leste, para depois se deslocarem no sentido do pólo.

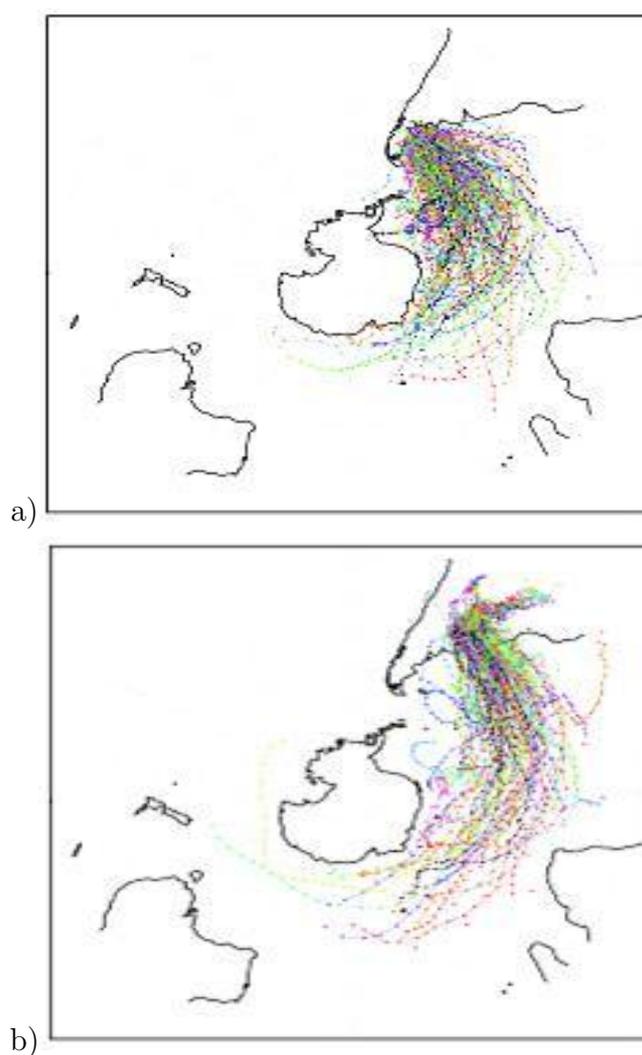


Figura 4.23 - Trajetórias dos ciclones extratropicais no nível de 925 hPa que se formaram nas regiões ciclogénicas estudadas: (a) R1 (b) R2 no trimestre JJA.

→ **Período de Outono**

Nos meses de outono (Fig. 4.24) observa-se que R1 é a região ciclogénica com uma maior quantidade de ciclones extratropicais, seguido da região em R2, e por último com um menor número desses sistemas de tempo está em R3. Em ambas as regiões notam-se alguns ciclones, com carácter quase hemisférico.

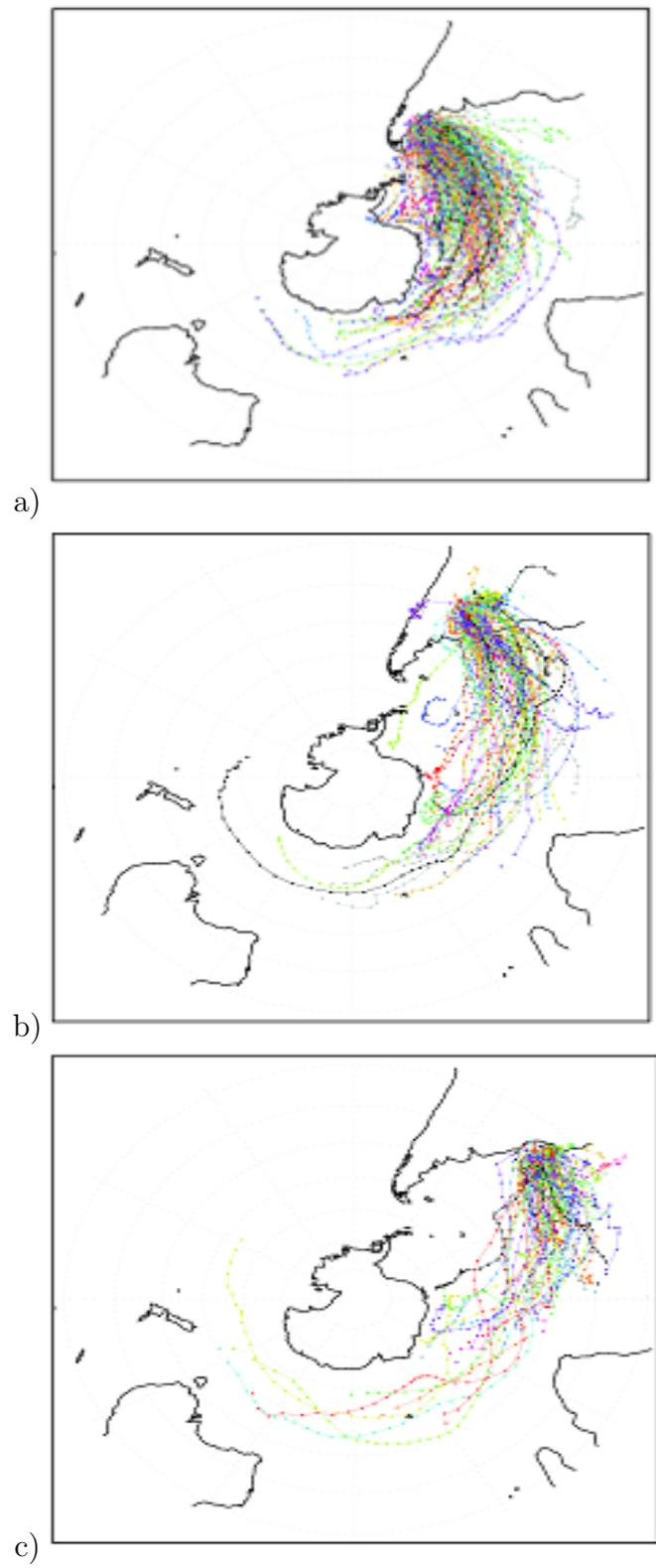


Figura 4.24 - Trajetórias dos ciclones extratropicais no nível de 925 hPa que se formaram nas regiões ciclogênicas estudadas: (a) R1 (b) R2 (c) R3 no trimestre MAM.

→ **Período de Primavera**

Nos meses de primavera (Fig. 4.25) observa-se que nas regiões ciclogénicas em R1 e R2 ocorre uma significativa densidade de sistemas. Destaca-se a presença de um intenso sistema em R2 que percorreu praticamente todo o círculo polar. Já na região ciclogénica em R3 observa-se um número menor de sistemas tanto em relação às outras estações, quanto em relação às demais estações nesta mesma época do ano.

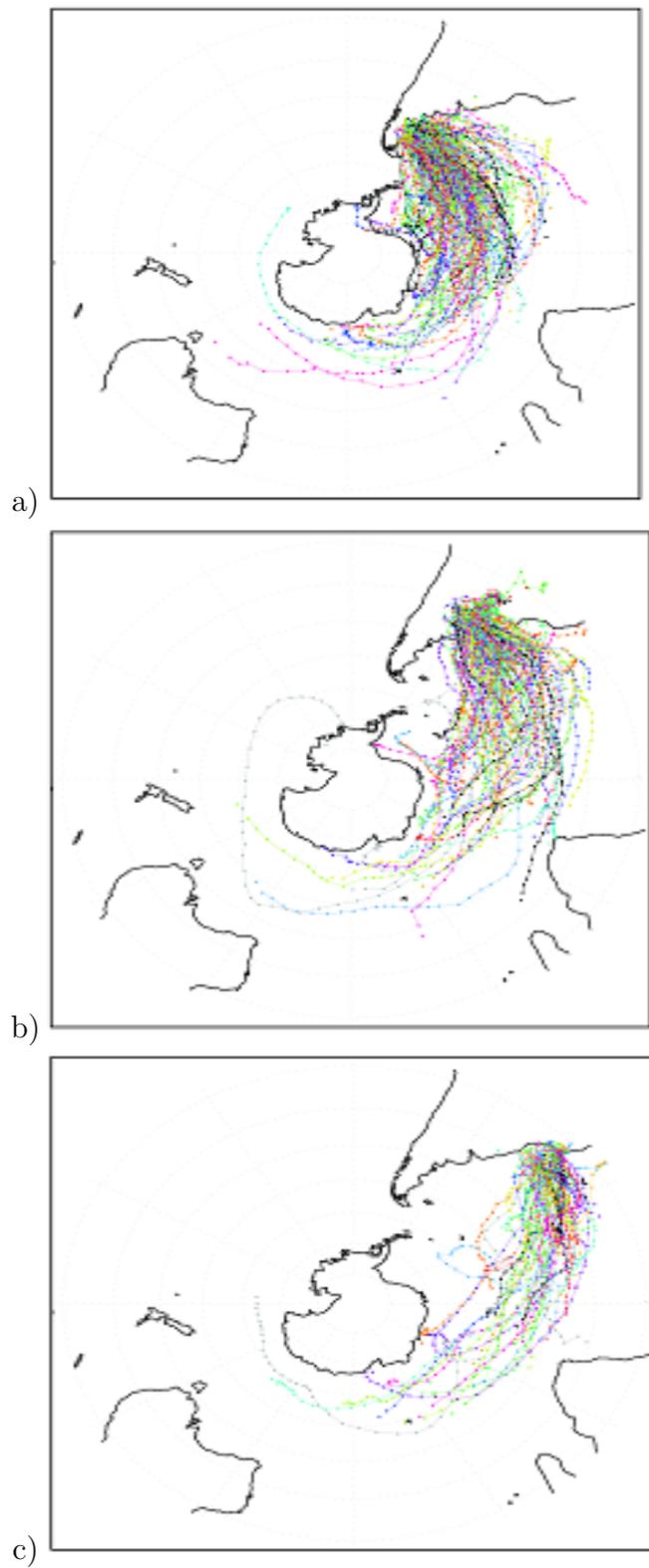


Figura 4.25 - Trajetórias dos ciclones extratropicais no nível de 925 hPa que se formaram nas regiões ciclogênicas estudadas: (a) R1 (b) R2 (c) R3 no trimestre SON.

4.3 Compostos Temporal e Espacial dos ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS

4.3.1 Ciclo de Vida

A seguir avalia-se o comportamento médio do ciclo de vida médio dos ciclones extratropicais mais intensos (Fig. 4.26) observados durante o período de estudo, selecionados através de limiares de variáveis como vorticidade relativa em 850 hPa e Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM).

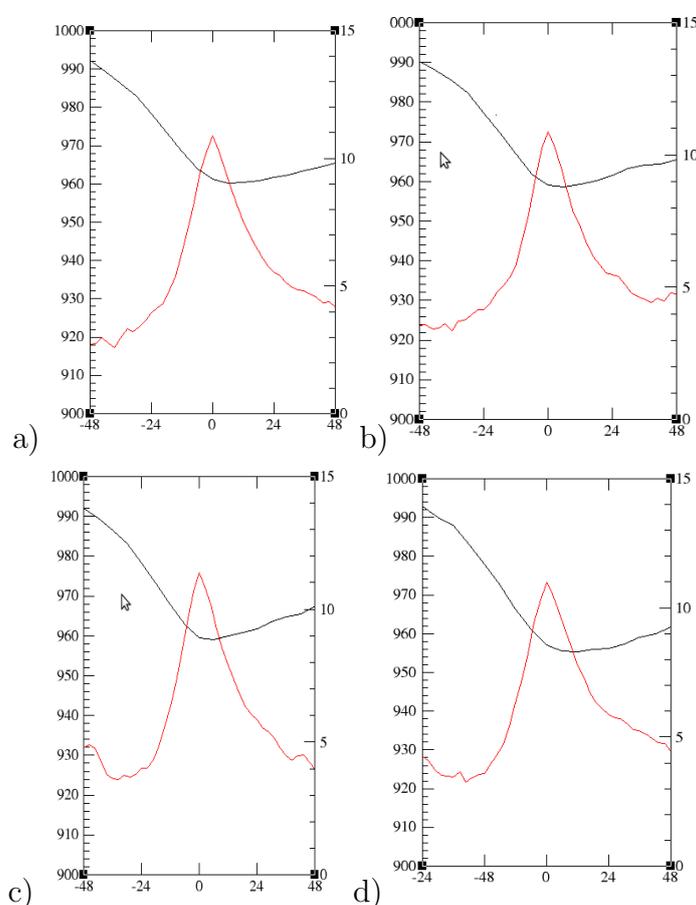


Figura 4.26 - Ciclo de Vida Médio dos 90 ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS, utilizando dados de vorticidade (linha vermelha, com valores negativos indicados no eixo y a direita) e pressão ao nível médio do mar (PNMM) (linha preta, com valores em hPa indicados no eixo y a esquerda), o eixo x indica o espaços de tempo em horas, o valor 0 indica o tempo médio de máxima intensidade, para os trimestres: DJF, MAM, JJA e SON.

Os gráficos apresentados mostram a evolução temporal das variáveis utilizadas, as linhas em preto mostram os valores de PNMM, expressos no eixo y1 (a esquerda); as linhas em vermelho representam os valores de vorticidade relativa no nível de 850 hPa, expressos no eixo y2 (a direita). O eixo x representa o tempo em horas, e o valor zero representa o momento de máxima atividade do ciclone. Assim, o eixo temporal mostra 48 horas antes deste momento de máxima atividade do ciclone e 48 horas após. Como esperado, observa-se em todas as estações do ano que no instante de tempo zero, ocorre um mínimo de pressão, ou seja, máxima profundidade do ciclone, e um mínimo de vorticidade relativa, representando a máxima intensidade. Observa-se um comportamento diferenciado em cada estação do ano, antes e depois desse instante de tempo. Nota-se também que no inverno os sistemas apresentam maiores valores de vorticidade no instante de tempo igual a zero, ou seja, em geral estes sistemas são mais intensos nesta estação do ano. Em relação aos valores de PNMM, nos meses de inverno, eles apresentam-se menores do que nas demais estações do ano, ou seja, os ciclones são mais profundos.

No verão, a vorticidade relativa atinge um mínimo em relação aos demais e os valores de PNMM atingem um máximo. Isto significa que em média, nesta estação do ano, os ciclones são menos intensos e menos profundos. Nas estações de transição, os sistemas apresentam valores intermediários, entretanto na primavera esse comportamento é aparentemente similar ao do inverno, outono e verão. Esta similaridade das estações de transição com as estações de solstício também foi observada por [Hoskins e Hodges \(2005\)](#), que analisaram a TT de uma forma hemisférica.

Além disso, observa-se que no caso da PNMM a taxa de crescimento/decaimento que antecede o momento médio de máxima atividade do ciclone é maior do que a taxa de crescimento/decaimento após este momento. Neste caso, a queda nos valores de pressão que antecede o tempo zero é mais evidente do que seu crescimento após este passo de tempo. No caso dos dados de vorticidade, este comportamento não é observado, a taxa de crescimento anterior ao tempo em que esta atinge seu máximo é bem similar a taxa de decréscimo após este momento, mesmo que não se observa valores iniciais iguais aos valores finais, mas são similares.

4.3.2 Composto Espacial dos ciclones extratropicais mais intensos no sul da AS

A Figura 4.27 mostra o comportamento sazonal espacial médio das seguintes variáveis associadas aos ciclones extratropicais mais intensos, selecionadas através de limiares: PNMM em hPa, intensidade do vento em ms^{-1} e precipitação em mmh^{-1} , para cada estação do ano. Este comportamento foi definido especificamente no tempo de máxima atividade dos sistemas. Nesse contexto, determina-se o instante de tempo em que cada ciclone atinge o mínimo de pressão e a média do campo de pressão centrado em cada ciclone.

O sombreado representa o campo de precipitação, as linhas cheias os valores de PNMM e as linhas tracejadas os valores da intensidade do vento. Pode-se observar a espacialização da precipitação associada ao ciclone, onde destaca-se a presença da banda frontal em todas as estações do ano, que no geral não apresenta diferenças significativas. Entretanto, destaca-se a banda frontal no campo de precipitação mais expressiva nos trimestres que compõem a estação chuvosa, o que era esperado, pois nesta época do ano ocorre uma maior disponibilidade de umidade para a atividade de precipitação dos ciclones extratropicais. No verão, observa-se a banda de precipitação mais evidente do que no inverno, época seca. Entretanto, nota-se que nos meses de inverno o gradiente de pressão, e conseqüentemente os ventos são mais intensos do que nos meses de verão. Este resultado está de acordo com os maiores gradientes observados na estação fria, que geram ventos mais intensos.

Observa-se também que os maiores gradientes de pressão e os ventos máximos estão associados ao ramo frio do sistema frontal, ao norte do centro do ciclone. Assim, pode-se dizer que a composição apresentada representa bem o comportamento observado na atmosfera. Destaca-se também uma maior espacialização da máxima precipitação nas estações de transição. Nas estações de verão e inverno nota-se a existência de um núcleo de máxima precipitação que também é notada nas demais estações do ano, porém maiores, principalmente nos meses de primavera (SON).

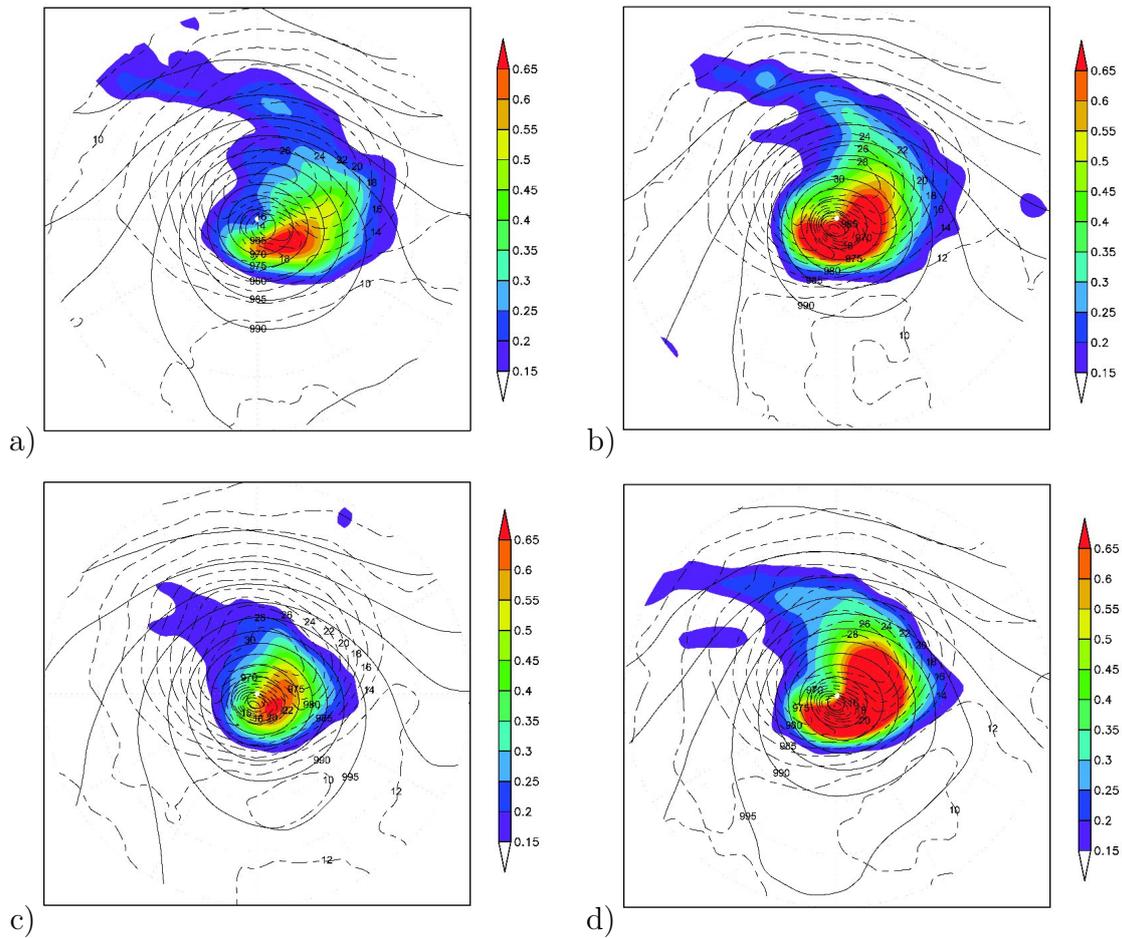


Figura 4.27 - Compostos da pressão ao nível médio do mar (PNMM; hPa), contornos cheios são em intervalos de 5hPa. A distância entre a centro do ciclone para a borda é de 15 °; da intensidade do vento em 850hPa, contornos tracejados, com intervalos de 2m/s e; da Precipitação, sombreado em mm/h. Nos trimestres: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON no período estudado aqui (1979-2001).

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Este estudo avalia variáveis estatísticas que descrevem o ciclo de vida dos ciclones extratropicais, originados no sul da AS. As análises foram baseadas numa climatologia de 23 anos com dados de vorticidade nos níveis de 925, 850, 500 e 300 hPa, derivados das reanálises ERA-40 do ECMWF. A metodologia utilizada envolve o uso do *track*, que é uma ferramenta utilizada para o rastreamento de sistemas meteorológicos. Este programa, de uma forma geral, identifica o sistema a ser estudado, neste caso ciclone extratropical, traça sua trajetória e aplica técnicas estatísticas para a elaboração das variáveis apresentadas aqui.

As regiões ciclogênicas encontradas no sul da AS foram denominadas de R1, R2 e R3. A primeira (R1), encontra-se localizada próxima ao Golfo de São Jorge, na Argentina, e apresenta valores de densidade de ciclogêneses maiores do que as demais em todas as estações do ano, e uma variabilidade sazonal, onde o máximo ocorre no verão e o mínimo no inverno. essa variável está associada a instabilidade baroclínica no escoamento de oeste como o principal mecanismo das ciclogêneses, tal que a região ciclogênica mais significativa está localizada próxima a atuação da corrente de jato polar, onde tipicamente se observa uma baroclinia mais evidente.

A segunda região ciclogênica (R2) localiza-se entre o norte da Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul (RS). Ela se apresenta bem configurada nas quatro estações do ano, mas os maiores valores de densidade ocorrem no inverno. Nesse período, quando ocorre o deslocamento da região mais baroclínica para norte, este fator estaria favorecendo também as ciclogêneses em R2. Os mecanismos que favorecem tais ciclogêneses indicados neste trabalho foram: o efeito montanha, a instabilidade baroclínica, o desenvolvimento corrente abaixo de ondas. por outro lado, a instabilidade encontrada na região da Confluência Brasil-Malvinas (CBM) pode ter conexões com a interação oceano-atmosfera. Esta última foi considerada por [Chelton et al. \(1990\)](#) como a região mais energética dos oceanos.

A terceira região ciclogênica encontrada no sul da AS (R3) está localizada a leste entre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. As ciclogêneses em R3 configuram-se principalmente no verão, quando aparecem com maiores valores de densidade e em dois níveis da atmosfera (925 e 850 hPa). Entretanto, esse processo R3 também aparece nas estações de transição, com menor frequência e menor intensidade. Neste tra-

balho observou-se que a estrutura ciclogênética que ocorre nesta região é diferente daquela encontrada nos demais sistemas. Assim, sugere-se que exista uma conexão da ZCAS com R3, pois ambos se manifestam na estação chuvosa. Como no verão, a TSM na região encontra-se mais quente, na região sugere-se que o oceano contribua para a formação das ciclogêneses em R3. Além disso, a divergência de massa gerada pelo padrão do escoamento atmosférico em altitude, observado no período de verão, também pode favorecer a formação dos ciclones em R3.

As regiões ciclogênicas identificadas neste trabalho estão de acordo com os resultados encontrados anteriormente, como os Gan e Rao (1991), Trenberth (1991), Sinclair (1996a), Sinclair (1996b) e Hoskins e Hodges (2005). Tais trabalhos utilizaram tanto métodos subjetivos, como métodos objetivos, além de utilizarem também diferentes variáveis para a construção das climatologias. Em virtude das diferentes metodologias, variáveis e do período estudado nestes estudos, algumas discrepâncias foram observadas em relação aos resultados apresentados neste trabalho.

Observou-se também neste estudo, que as regiões ciclogênicas em R1 e R2 ocorrem na baixa, média e alta troposfera, mas observa-se uma diminuição da densidade e da taxa de crescimento/decaimento com a altura. Esta diminuição é justificada pelo fato de que as ondas baroclínicas são suavizadas em níveis mais elevados, e não apresentam centros fechados na vorticidade, como no campo de PNMM. Já em níveis baixos são observados centros fechados de vorticidade ciclônica e anticiclônica.

Quando se analisa juntamente as densidades de ciclogêneses e de ciclólises, nota-se que as ciclogêneses em R1 e em R2 estão associadas à ciclólises, aproximadamente na mesma faixa de latitude, no lado oeste da Cordilheira dos Andes. Nota-se que tais ciclogêneses estão relacionadas a ondas preexistentes que se deslocam do oceano Pacífico, e que quando encontram a barreira orográfica dos Andes sofrem um decaimento, e se reestruturam a sotavento da montanha. Nesta etapa o transporte de umidade favorecido pelo JBN, que é canalizado pelos Andes, pode ser um importante fator para a instabilidade gerada pelas ciclogêneses a sotavento da montanha.

Também, observou-se que as ciclogêneses em R1 estão associadas ao JP e a ondas baroclínicas profundas que se estendem por toda a troposfera. Aparentemente, as ciclogêneses em R2 estão associadas a ondas rasas, com o suporte do Jato Subtropical, embora algumas vezes, principalmente no inverno, possam ter um suporte do ramo norte do Jato Polar. A evolução da taxa de decaimento e crescimento complementa a

compreensão dessa característica, pois através desta variável observa-se crescimento próximo as regiões ciclogénéticas e decaimento a oeste dos Andes.

Através da análise das densidades de sistemas, tem-se uma idéia do comportamento dos ciclones extratropicais de uma forma mais geral, caracterizando a variabilidade sazonal e vertical da TT. Nesse contexto, destaca-se o deslocamento sazonal para norte no inverno e para sul no verão deste sistema. Nas estações de transição, a TT tem um posicionamento intermediário entre as estações de solstício. Além disso, ela apresenta maiores valores de densidade de sistemas no oceano Atlântico do que no oceano Pacífico, principalmente nos meses de inverno. Neste período a TT hemisférica que possui uma forma espiralada, a nível regional apresenta considerável variabilidade entre os oceanos. Também, nota-se uma variação vertical da TT, com um aumento com a altura dos valores de densidade. Este aumento com a altura é mais evidente no período de verão, quando ocorre uma maior atuação dos sistemas em altos níveis, como observado por [Gan e Kousky \(1986\)](#) e por [Pinheiro \(2010\)](#).

Nota-se ainda que a TT de outono apresenta uma similaridade com a TT de verão, e a TT de primavera é similar a TT de inverno. Este aspecto também foi observado por [Hoskins e Hodges \(2005\)](#), em uma análise hemisférica. Os maiores valores de densidade de sistemas são encontrados no período de verão, embora no inverno observa-se um núcleo de máximo destes valores em uma área de abrangência maior. Variáveis como velocidade média e vento zonal médio dos sistemas ciclônicos, apresentam maior intensidade no oceano Atlântico do que no oceano Pacífico em ambas as estações do ano, e maiores valores no oceano Atlântico nas estações de verão e inverno. A variabilidade da TT também pode ser notada através destas variáveis. Isto se justifica pelo fato de que no inverno o comportamento característico da TT apresenta forma de espiral.

Em geral, sobre o domínio estudado o tempo de vida médio dos ciclones extratropicais foi menor em latitudes maiores. Este comportamento está de acordo com o que se observa no campo de densidade de sistemas, onde esta variável aumenta em relação às latitudes menores. Estes resultados mostram que como a frequência dos ciclones extratropicais é maior em latitudes mais altas, o seu tempo de vida é menor. Analisou-se também as trajetórias dos ciclones extratropicais originados em cada região ciclogénética no sul da AS para cada estação do ano. Isto possibilitou uma visão ampla e complementar das trajetórias dos sistemas observados na região de estudo.

Além disso, selecionou-se os sistemas ciclônicos mais intensos em todas as regiões ciclogênicas, o que permitiu uma análise mais detalhada dos principais sistemas extratropicais. Assim, foi elaborado um composto temporal, caracterizando o ciclo de vida dos sistemas mais intensos, com base no comportamento da vorticidade relativa em 850 hPa e PNMM. Observou-se que em todas as estações do ano, no instante do tempo de máxima atividade, há um mínimo de pressão, ou seja, máxima profundidade, e um mínimo de vorticidade relativa, representando máxima intensidade do ciclone. O comportamento dessa composição varia para cada estação do ano, antes e após esse instante de tempo. Nota-se que em geral, os sistemas são mais intensos e mais profundos no inverno. No verão, os ciclones extratropicais são menos intensos e menos profundos. Nota-se também que nas estações de transição os sistemas apresentam valores intermediários em relação às estações de solstício, mas na primavera o comportamento aparentemente é similar ao inverno e no outono é similar ao do verão.

Um composto espacial para os sistemas mais intensos selecionados também foi construído. Para esta etapa foram adicionados dados de precipitação e intensidade do vento. Através desse composto observou-se um campo médio da espacialização das variáveis utilizadas, do centro do ciclone para fora, num raio de 10^3 Km. Nesse composto, destaca-se a banda frontal, através do campo de precipitação em todas as estações do ano, e uma banda frontal de precipitação menos expressiva na estação seca. Entretanto, nesta estação do ano, evidenciam-se os maiores gradientes de pressão e intensidade do vento.

De modo geral o programa *track* possibilitou representar de forma coerente o comportamento sazonal e vertical dos ciclones extratropicais que atuam no sul da AS e oceanos adjacentes. A climatologia construída a partir dos dados de vorticidade em diferentes níveis troposféricos derivados das reanálises do ERA-40 do ECMWF, para 23 anos (1979-2001) complementam as climatologias já elaboradas anteriormente.

5.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

Elaborar uma climatologia para as reanálises do ERA-ITERIM, pois esta dispõe de um período de dados mais abrangente do que os utilizados aqui.

Elaborar uma climatologia anual e verificar a variabilidade nesta escala de tempo, além de elaborar uma climatologia geral, para se ter uma idéia de como funciona,

de uma forma geral as regiões ciclogénéticas na AS, utilizando-se o programa track.

Elaborar estudos de caso para ambas as regiões ciclogénéticas, mas especialmente para as ciclogêneses em R3. Os sistemas mais significativos já foram selecionados aqui, e o programa track dispõe as datas destes eventos.

Construir compostos com outras variáveis para aprimorar o conhecimento da evolução dos ciclones extratropicais como um todo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

BARRY, R.; CARLETON, A. **Synoptic and dynamic climatology**. New York: Routledge, 2001. 16

BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The hydrological cycle of the la plata basin in south america. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630–645, 2002. 21

BERBERY, E. H.; VERA, C. S. Characteristics of the southern hemisphere winter storm track with filtered and unfiltered data. **Journal Atmospheric Sciencies**, v. 53, p. 468â481, 1996. 11, 12, 13, 17, 18, 33

BLACKMON, M. L.; WALLACE, J. M.; LAU, N.-C.; L., M. S. An observational study of the northern hemisphere wintertime circulation. **Journal Atmospheric Sciencies**, v. 34, p. 1040–1053, 1977. 1, 9

CATTO, J. L.; SHAFFREY, L. C.; HODGES, K. I. Can climate models capture the structure of extratropical cyclones? **Journal of Climate**, v. 23, p. 1621–1635, 2010. 29

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. J. d.; DIAS, M. A. S. **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 21, 40, 46

CELEMÍN, A. **Meteorologia práctica**. Mar del Plata: Edición del Autor, 1997. 38

CHANG, E. K. Downstream development from regression analisys. **Journal Atmosferic Sciencies**, v. 50, p. 2038–2053, 1993. 17

_____. M.characteristics of wave packets in the upper troposphere. part ii: Seasonal and hemispheric variations. **Journal Atmosferic Sciencies**, v. 56, p. 1729–1747, 1999. 12, 13, 17

CHARNEY, J. G. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. **Journal Meteorology**, v. 4, p. 135–162, 1947. 9

CHELTON, D.; SCHLAX, M.; WITTER, D.; RICHMAN, J. Geosat altimeter observations of the surface circulation of the southern ocean. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, p. 17.877–17.903, 1990. 35, 77

CHUNG, Y. S. On orographic influence and lee cyclogenesis in the andes, the rockies mountains and the east asian mountains. **Archive Meteorology. Geophysics. Bioklimatological. Ser. A**, v. 26A, p. 1–12, 1977. 20

DAMIAO, M. Um estudo das condições atmosféricas em janeiros secos e chuvosos no semi-árido do Nordeste do Brasil e sua relação com a chuva em meses posteriores na região. 158 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal da Paraíba, Paraíba, 1999. 5

EADY, E. Long waves and cyclonic waves. **Tellus**, v. 1, p. 33–52, 1949. 9

ESCOBAR, G.; COSTA, I. Situações meteorológicas associadas a episódios da zona de convergência do atlântico sul (zcas). **Congreso Argentino de Meteorologia**, v. 42, p. 1–11, 2005. 33, 36

FREDERIKSEN, J. S. The geographical locations of southern hemisphere storm tracks: Linear theory. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 42, p. 710–723, 1984. 11

FREDERIKSEN J. S. ; FREDERIKSEN, C. S. Southern hemisphere storm track, blocking, and low frequency anomalies in a primitive equation model. **Journal Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 3148–3163, 1993. 17

FUNATSU, B. **Estudo sinótico – dinâmico deciclogênese usando vorticidade potencial**. 147 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, 1999. 20

GAN, M. Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul. 185 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 1992. 1, 6, 7, 15

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano atlântico sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 92, p. 19–28, 1986. 51, 79

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over south america. **Montly Weather Review**, v. 119, p. 1293–1302, 1991. 1, 7, 31, 33, 38, 39, 42, 44, 78

_____. The influence of the andes cordillera on transient disturbances. **Montly Weather Review**, v. 122, p. 1141–1157, 1994. 8, 18

_____. Case studies of cyclogenesis over south america. *Meteorological Application*, v. 3, p. 359â368, 1996. 18

HODGES, K. I. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Montly Weather Review*, v. 122, p. 2573â2586, 1994. 2, 24, 27

_____. Feature tracking on the unit sphere. *Montly Weather Review*, v. 123, p. 3458â3465, 1995. 2, 24, 27

_____. Spherical nonparametric estimators applied to the ugamp model integration for amip. *Montly Weather Review*, v. 124, p. 2914â2932, 1996. 2, 24, 27

_____. Adaptive constraints for feature tracking. *Montly Weather Review*, v. 127, p. 1362â1373, 1999. 2, 3, 24, 25, 27

HOLTON, J. R. An introduction to dynamic meteorology fourth edition. New York: Academic Press, 2004. 16, 18, 42, 46

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. *Journal Atmospheric Sciences*, v. 59, p. 1041â1061, 2002. 23

_____. A new perspective on southern hemisphere storm track. *Journal of Climate*, v. 18, p. 4108â4129, 2005. 2, 3, 7, 14, 15, 20, 23, 24, 25, 31, 33, 36, 40, 44, 46, 49, 51, 53, 62, 64, 66, 74, 78, 79

HSU, H. Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 1864â1893, 1987. 19

INATSU, M.; HOSKINS, B. The zonal asymmetry of the southern hemisphere winter storm track. *Journal of Climate*, v. 17, p. 4882â4892, 2004. 12, 13, 20

JAMES, J.; HOSKINS, B. Some comparisons of atmospheric internal and boundary baroclinic instability. *Journal Atmospheric Sciences*, v. 42, p. 2142â2155, 1985. 18, 19

JONES, D.; SIMMONDS, I. A climatology of southern hemisphere extratropical cyclones. *Climate Dynamic*, v. 9, p. 131–145, 1993. **2**

JUSEVICIUS, M. CiclogÃªnese a sotavento dos Andes: estudo Observacional e simulacaode numerica de um evento. 125 p. Disserta/ãõ (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 1999. **19**

KODAMA, Y. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the baiu frontal zone, the spcz, and the sacz). part i: characteristics of subtropical frontal zones. *Journal Meteorological Society Japan*, v. 70, p. 813–835, 1992. **6**

LEMES, M.; MOURA, A. Fundamentos de DinÃmica Aplicados Ã Meteorologia e a Oceanografia. RibeirÃ£o Preto, SP: Holos, 2002. **10**

LOON, H. V. A climatological study of the atmospheric circulation in the southern hemisphere during the igy, part i: 1 july 1957â31 march 1958. *Journal J. Application Meteorological*, v. 4, p. 479â491, 1965. **17**

LORENZ, E. N. Available potential energy and the maintenance of general circulation. *Tellus*, v. 7, p. 157â167, 1955. **9, 16**

MENDES, D. Regimes de circulaçãõ no Atlântico Sul e sua relaçaõ com a localizaçãõ e intensidade de sistemas activos e com o balanço de vapor na regiãõ. 155 p. Tese de Doutorado em F´isica - Meteorologia — Universidade de Lisboa, Lisboa, 2006. **1, 2, 6, 14, 15, 20**

MENDES, D.; SOUZA, E.; TRIGO, I.; MIRANDA, P. On precursors of south american cyclogenesis. *Tellus*, v. 59, p. 114–121, 2007. **8**

MESQUITA, M. Tracking Summer Extra-Tropical Storms: A Climatological Overview and Variability in the Northern Hemisphere. 113 p. Dissertaçãõ de mestrado (Mestrado de Ciências em Geofísica) — University of Bergen, Norway, 2006. **26**

MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. part i: Development and operation of the scheme. *Australian Meteorological Magazine*, v. 39, p. 155â166, 1991. **2, 7**

- NAKAMURA, H.; SHIMPO, A. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and jet streams as revealed in a reanalysis dataset. *Journal of Climate*, v. 17, p. 1828– 1844, 2004. **13**
- NECCO, G. Behaviour of the cyclonic vortices in the south american region during fgge: cyclogenesis. (comportamiento de vortices ciclonicos en el area sudamericana durante el fgge: Ciclogenesis). *Meteorologica.*, v. 8(1), p. 7–20, 1982. **6, 7**
- ORLANSKI, I.; CHANG, E. Ageostrophic geopotential fluxes in downstream and upstream development of baroclinic waves. *Journal Atmospheric Sciences.*, v. 50, p. 212–225, 1993. **17**
- ORLANSKI, I.; KATZFEY, J. The life cycle of a cyclone wave in the southern hemisphere. part i: Eddy energy budget. *Journal Atmospheric Sciences.*, v. 48, p. 1972–1998, 1991. **18**
- PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Variability of the southern hemisphere cyclone and anticyclone behavior: further analisys. *Journal of Climate*, v. 16, p. 1075–1083, 2003. **2**
- PEZZI, L. P.; SOUZA, R. B.; DOURADO, M. S.; GARCIA, C. A. E.; MATA, M. M.; SILVA-DIAS, M. A. F. Ocean-atmosphere in situ observations at the brazil-malvinas confluence region. *Geophys. Res. Lett.*, v. 32, 2005. **35**
- PINHEIRO, H. Validação do método track para identificação objetiva dos vórtices ciclonicos de altos níveis em regioes subtropicais. 132 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 2010. **51, 79**
- PIVA, E. Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul. 162 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 2001. **16, 17**
- QUADRO, M. F. L. Estudo de episodios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. 124 p. Dissertação

(Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 1993. **6**

RAO, V. B.; CARMO, A. M. C. do; FRANCHITO, S. H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. *Journal Atmospheric Sciences*, v. 59, p. 1029–1040, 2002. **1, 2, 12, 13, 14, 17**

REBOITA, M. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. 316 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo-USP, São Paulo, 2008. **8, 36**

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C.; LEMES, M. Cyclonic vortices over south america. *Tellus.*, v. 42, p. 194–201, 1990. **6**

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. Meteorology of the tropics. south america, in meteorology of the southern hemisphere. *Meteorological Monographs, American Meteorological Society.*, v. 49, p. 119–139, 1998. **5, 6, 23**

SELUCHI, M.; SAULO, A. Possible mechanisms yielding an explosive coastal cyclogenesis over south america: experiments using a limited area model. *Australian Meteorological Magazine*, v. 47, p. 309–320, 1998. **19**

SELUCHI, M. E. Diagnóstico y pronóstico de situaciones sinópticas conducentes a la formación de ciclones sobre el este de sudamérica. *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 171–186, 1995. **19, 20, 33**

SERREZE, M.; BOX, J.; BARRY, R.; WALSH, J. Characteristics of arctic synoptic activity. *Meteorology Atmospheric Physics*, v. 51, p. 147–164, 1993. **2**

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean southern hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year ncep-ncar reanalysis. *Journal of Climate*, v. 13, p. 873–885, 2000. **7, 20**

SINCLAIR, M. An objective cyclone climatology for the southern hemisphere. *Monthly Weather Review.*, v. 122, p. 2239–2256, 1994. **7, 13**

_____. A climatology of cyclogenesis for the southern hemisphere. *Monthly Weather Review.*, v. 123, p. 1601–1619, 1995. **7, 13**

_____. A climatology of anticyclones and blocking for the southern hemisphere. *Monthly Weather Review.*, v. 124, p. 245–263, 1996. **11, 31, 33, 44, 78**

_____. Notes e correspondece. reply. *Monthly Weather Review.*, v. 124, p. 2615–2618, 1996. **36, 78**

_____. Objective identification of cyclones and their circulation intensity and climatology. *Weather Forecasting*, v. 12, p. 595–612, 1997. **1, 7**

TALJAARD, J. Development, distribution and movement of cyclones and anticyclones in the southern hemisphere during the i. g. y. *Journal Application Meteorology*, v. 6, p. 973–987, 1967. **15**

_____. Synoptic meteorology of the southern hemisphere. *Meteorological Monographs, American Meteorological Society.*, v. 13, p. 139–214, 1972. **6**

THORNCROFT, C.; HODGES, K. African easterly wave variability and its relationship to atlantic tropical activity. *Journal of Climate*, v. 14, p. 1166–1179, 2001. **3**

TRENBERTH, K. E. Storm tracks in the southern hemisphere. *Journal Atmospheric Sciencies*, v. 48, p. 2159–2178, 1991. **1, 7, 11, 12, 47, 62, 78**

UPPALA S.M.AND KALLBERG, P.; SIMMONS, A.; ANDRAE, U.; BECHTOLD, V.; FIORINO, M.; GIBSON, J.; HASELER, J.; HERNANDEZ, A.; KELLY, G.; LI, X.; ONOGI, K.; SAARINEN, S.; SOKKA, N.; ALLAN, R.; ANDERSSON, E.; ARPE, K.; BALMASEDA, M.; BELJAARS, A.; BERG, L. Van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; CAIRES, S.; CHEVALLIER, F.; DETHOF, A.; DRAGOSAVAC, M.; FISHER, M.; FUENTES, M.; HAGEMANN, S.; HÓLM, E.; HOSKINS, B.; ISAKSEN, L.; JANSSEN, P.; JENNE, R.; MCNALLY, A.; MAHFOUF, J.; MORCRETTE, J.; RAYNER, N.; SAUNDERS, R.; SIMON, P.; STERL, A.; TRENBERTH, K.; UNTCH, A.; VASILJEVIC, D.; VITERBO, P.; WOOLLEN, J. The era 40

reanalysis. *Quart. J.R. Meteorological Society.*, v. 131, p. 2961–3012, 2005. 24

VERA, C. S.; VIGIAROLO, P.; BERBERY, E. Cold season synoptic-scale waves over subtropical south america. *Monthly Weather Review*, v. 130, p. 684â699, 2001. 49

APÊNDICE A

Este apêndice visa mostrar o comportamento da densidade de ciclólises para as estações complementares (inverno, outono e primavera) (Fig. A.1, Fig. A.2, Fig. A.3) à estação mostrada no texto, como comentado no mesmo.

→ **Período de Inverno**

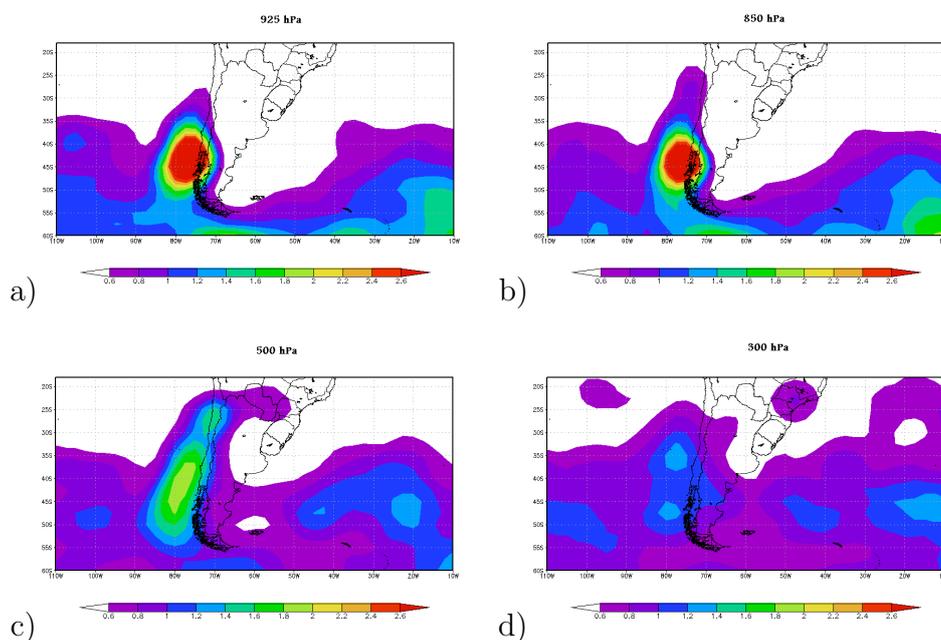


Figura A.1 - Densidade de Ciclólises para JJA, utilizando-se dados de vorticidade derivados das reanálises ERA-40 no período de 1979-2001, nos níveis de: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas.Km⁻².mês⁻¹.

→ **Período de Outono**

→ **Período de Primavera**

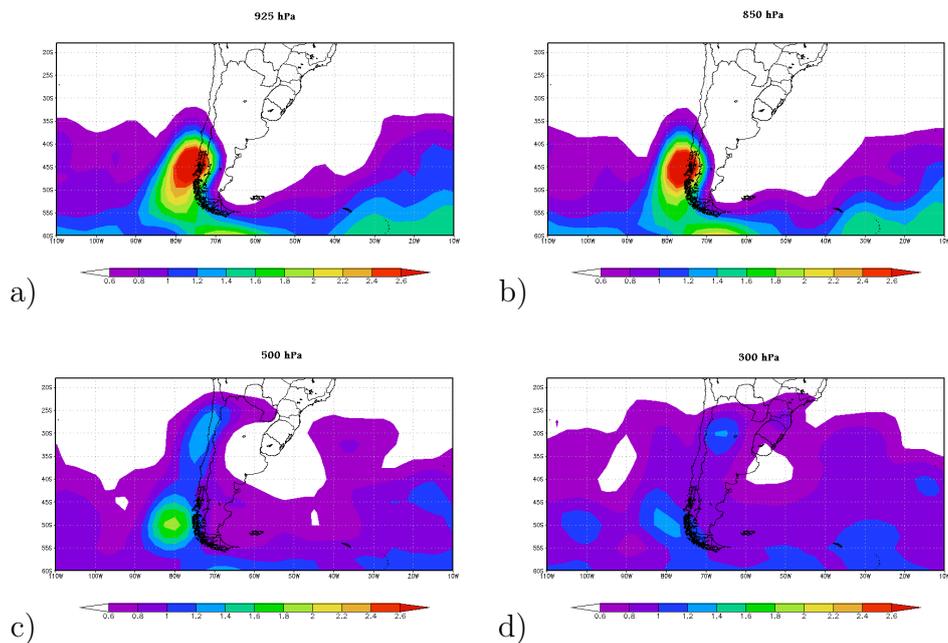


Figura A.2 - Densidade de Ciclólises para MAM, utilizando-se dados de vorticidade derivados das reanálises ERA-40 no período de 1979-2001, nos níveis de: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas.Km⁻².mês⁻¹.

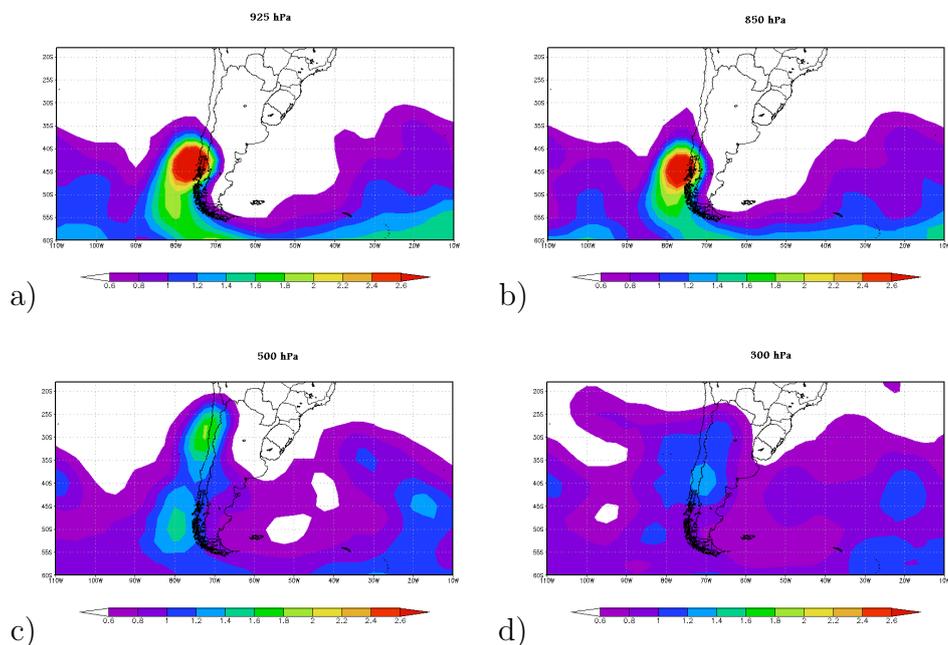


Figura A.3 - Densidade de Ciclólises para SON, utilizando-se dados de vorticidade derivados das reanálises ERA-40 no período de 1979-2001, nos níveis de: (a) 925 hPa (b) 850 hPa (c) 500 hPa (d) 300 hPa. Unidade: número de sistemas.Km⁻².mês⁻¹.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.