



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2014/05.15.19.39-TDI

ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL DOS DISTÚRBIOS TRANSIENTES DA TROPOSFERA MÉDIA NO HEMISFÉRIO SUL

Jéssica Tatiane Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 10 de junho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3GAMR52>>

INPE
São José dos Campos
2014

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:**

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

Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

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

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2014/05.15.19.39-TDI

ANÁLISE ESPAÇO-TEMPORAL DOS DISTÚRBIOS TRANSIENTES DA TROPOSFERA MÉDIA NO HEMISFÉRIO SUL

Jéssica Tatiane Silva

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Nelson Jesus Ferreira, aprovada em 10 de junho de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3GAMR52>>

INPE
São José dos Campos
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Silva, Jessica Tatiane.
Si38a Análise espaço-temporal dos distúrbios transientes da troposfera média no hemisfério sul / Jéssica Tatiane Silva. – São José dos Campos : INPE, 2014.
xx + 95 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2014/05.15.19.39-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.
Orientador : Dr. Nelson Jesus Ferreira.

1. Distúrbios transientes. 2. POP. 3. Storm tracks. I.Título.

CDU 551.510.52(8)



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

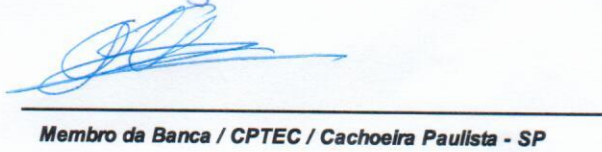
Dr. Manoel Alonso Gan


Presidente / INPE / SJCampos - SP

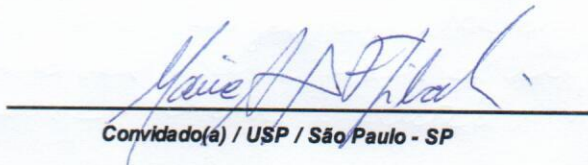
Dr. Nelson Jesus Ferreira


Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Gustavo Carlos Juan Escobar


Membro da Banca / CPTEC / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias


Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): **Jéssica Tatiane da Silva**

São José dos Campos, 10 de Junho de 2014

"Se você quer construir um navio, não chame as pessoas para juntar madeira ou atribua-lhes tarefas e trabalho, mas sim ensine-os a desejar a infinita imensidão do oceano."

Saint-Exupéry

AGRADECIMENTOS

Agradeço:

- Ao meu orientador, Dr. Nelson Jesus Ferreira, pela oportunidade, apoio, confiança, ensinamentos e amizade. Por acreditar e ensinar que todos nós somos como “um diamante a ser lapidado”.
- Ao Dr. Kevin I. Hodges pelo suporte sobre o programa TRACK. Sua ajuda foi de fundamental importância para a conclusão deste trabalho.
- Ao Dr. Clóvis Sansigolo pela colaboração, incentivo e discussões sobre temas referentes a esta dissertação.
- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) por ter financiado a bolsa de pesquisa.
- Aos colegas de mestrado, pela ajuda e companheirismo durante as disciplinas de mestrado.
- Ao amigo Marcos Yoshida pelo apoio, motivação e disponibilidade.
- À amiga Aline Bilhalva, pela amizade, incentivo e por todos os momentos de descontração.
- A minha família e meu noivo Fernando pela confiança, motivação, compreensão e amor. Por serem meu porto seguro, minha razão de ser.

RESUMO

Este estudo apresenta uma análise da variabilidade dos sistemas transientes que atuam na média troposfera em latitudes médias no HS e o comportamento médio dos vórtices ciclônicos da América do Sul (AS) e oceanos adjacentes. As análises foram realizadas utilizando-se dados em pontos de grade de campos meteorológicos, oriundos das reanálises II do National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy (NCEP-DOE), para o período de 1991 a 2000. A metodologia utilizada envolve o uso das técnicas estatísticas de Transformada de Ondaleta, Funções Ortogonais Empíricas, Padrão de Oscilação Principal (POP) e TRACK. Avaliou-se também o comportamento médio das trajetórias de tempestades (ST) e sua interação com os fenômenos de baixa frequência, El Nino Oscilação Sul (ENOS) e Oscilação Antártica (OA). Os resultados mostram que o primeiro modo dominante para o verão e inverno do POP/geopotencial apresenta número de onda zonal 7 e estão associados principalmente às regiões de maior baroclinia do HS. O segundo modo do POP/geopotencial verão/inverno apresenta número de onda 6 e atividade de transientes associada a efeitos barotrópicos e principalmente ao desenvolvimento corrente abaixo, além da instabilidade baroclínica. As ST de inverno abrangem uma faixa latitudinalmente mais extensa que a de verão, no entanto a atividade de vórtices é maior durante a estação quente. Os fenômenos ENOS e OA influenciam a atividade ciclônica em ambas as estações, porém mais eminentemente durante o inverno, sendo o ENOS o principal fenômeno atuante na região sul do continente sul-americano e oceanos vizinhos.

SPACE-TIME ANALYSIS OF TRANSIENT DISTURBANCES OF THE MIDDLE TROPOSPHERE IN SOUTHERN HEMISPHERE

ABSTRACT

The analysis of transient disturbances of the middle troposphere at midlatitudes in Southern Hemisphere and some characteristics of the extratropical cyclones in the South America are shown in this study. Analyses were conducted using data grid points of meteorological fields derived from reanalysis II by the National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy (NCEP-DOE) for the period 1991-2000. The methodology involves the use of statistical techniques of Wavelet Transform, Empirical Orthogonal Function, Principal Oscillation Patterns and TRACK to diagnose the mean characteristics of ST and their interactions with low-frequency phenomena, El Nino-Southern Oscillation (ENSO) and Antarctic Oscillation (AAO). The results show that the first dominant mode of the POP/geopotential for summer and winter display a zonal wavenumber 7 and are mostly associated with the regions of greatest baroclinicity in SH. On the other hand, the second mode for summer/winter shows a wavenumber 6 and transient activity associated especially with downstream development and baroclinic instability. The winter ST cover a more extensive range of latitudes than the summer ST. However the activity of cyclones is higher during the hot season. The low-frequency phenomenas influence the cyclonic activity in both seasons, but more eminently during winter time, with the ENSO being the predominant phenomena in the southern region of the South American continent and adjacent oceans.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 - Ciclo sazonal das ST de baixa troposfera no HS baseada na ζ_{850} . As cores representam a densidade de trajetórias e as linhas as intensidades médias para (a) verão, (b) outono, (c) primavera e (d) inverno. Densidades de trajetórias têm unidade de n° de eventos por mês por unidade de área (10^{-6} km^2). Intensidades têm unidade de 10^{-5} s^{-1} . i. c. = $0,5 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. A linha branca indica áreas com 50% de cobertura de gelo marítimo.....	7
Figura 2.2 – Diferença entre as densidade de ciclones para as fases positivas e negativas do ENOS obtidas para NCEP. Áreas hachuradas representam significância de 90%. Unidade: hPa	16
Figura 2.3 – Diferença entre as densidade de ciclones para as fases positivas e negativas da OA obtidas para NCEP. Áreas hachuradas representam significância de 90%. Unidade: hPa	19
Figura 3.1 - Diagrama do procedimento de análise da variabilidade dos sistemas transientes que atuam na média troposfera em latitudes médias do HS e comportamento médio dos vórtices ciclônicos em latitudes médias da AS e oceanos adjacentes para o verão e inverno.....	29
Figura 4.1 – Campo do vento zonal médio (m/s) em 250 hPa para as estações de (a) inverno e (b) verão; período de 1991 – 2000. Os valores maiores que 25 ms^{-1} estão contornados.	32
Figura 4.2 – Evolução temporal da função envelope (ve) para o vento meridional em 250 hPa entre (a) $20^{\circ}\text{S} - 35^{\circ}\text{S}$; (b) $45^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{S}$, período de 1991 a 2000 (continua).	33
Figura 4.4 - Padrões espaciais do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.....	38
Figura 4.5- Padrão espacial da amplitude do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000.	38
Figura 4.6 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do primeiro modo do POP verão. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.....	39
Figura 4.7 - Padrões espaciais do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.....	43
Figura 4.8 - Padrão espacial da amplitude do segundo modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000.	43

Figura 4.9 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do segundo modo do POP. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.....	44
Figura 4.10 - Padrões espaciais do primeiro modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.....	48
Figura 4.11 - Padrão espacial da amplitude do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000.....	49
Figura 4.12 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do primeiro modo do POP Inverno. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.....	49
Figura 4.13 - Padrões espaciais do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.....	53
Figura 4.14 - Padrão espacial da amplitude do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000.....	54
Figura 4.15 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do segundo modo do POP Inverno. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.....	54
Figura 5.1- (a) Densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas a partir da ζ_{500} para o verão do período de 1991-2000. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e a das intensidades em 10^{-5} s^{-1}	58
Figura 5.2 – Como na figura 5.1, mas para o inverno.....	59
Figura 5.3 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas da OA, período de 1991-2000, verão. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas pretas representam áreas com significância acima de 90%.....	61
Figura 5.4 – Como na figura 5.3, mas para o inverno.....	63
Figura 5.5 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS, período de 1991-2000, verão. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas pretas representam áreas com significância acima de 90%.....	65
Figura 5.6 – Como na figura 5.5, mas para o inverno.....	66

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 4.1 - Características gerais dos principais modos do POP da altura geopotencial em 500 hPa para o verão do período compreendido entre 1991 - 2000 (O período de oscilação e o tempo de decaimento são dados em dias. .	35
Tabela 4.2 – Distribuição das intensidades médias por ano dos dois principais modos do POP para altura geopotencial para o verão dos anos 1991-2000. ...	39
Tabela 4.3 - Características gerais dos principais modos do POP para o inverno para a altura geopotencial em 500 hPa. (O período de oscilação e o tempo de decaimento são dados em dias).....	44
Tabela 4.4 – Distribuição das intensidades médias por ano dos dois principais modos do POP para altura geopotencial para o inverno dos anos 1991-2000.	50

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	Índice da Oscilação Antártica
AS	América do Sul
A1B	Cenário de clima futuro do IPCC
DOE	Department of Energy
EN	El Nino
ENOS	El Nino – Oscilação Sul
EOF	Funções Ortogonais Empíricas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IOS	Índice da Oscilação Sul
JP	Jato Polar
JSP	Jato Subpolar
JST	Jato Subtropical
LN	La Nina
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NO	Noroeste
NZ	Nova Zelândia
OA	Oscilação Antártica
OMJ	Oscilação Madden-Julian
PNA	Pacífico/América do Norte
POP	Padrões de Oscilações Principais
PSA	Pacífico/América do Sul
RS	Rio Grande do Sul
SE	Sudeste
ST	Storm Track
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
2.1 Climatologia dos ST	5
2.2 Mecanismos de Formação	8
2.2.1 Instabilidade Baroclínica	8
2.2.2 Influências da Orografia	10
2.2.3 Desenvolvimento Corrente abaixo	12
2.3 Teleconexões	13
2.3.1 El-Niño Oscilação Sul	13
2.3.2 Oscilação Antártica	16
2.4 Padrões de Oscilação Principal (POP)	19
2.5 TRACK	20
3 DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Dados	23
3.2 Metodologia	24
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	31
4.1 Escoamento médio e atividade baroclínica	31
4.2 Padrões de Oscilações Principais (POP) da altura geopotencial em 500 hPa 34	
4.2.1 Verão	34
4.2.2 Inverno	44
4.3 Discussões Gerais	54
5 RESULTADOS DAS ANÁLISES DOS ST NA AS	57
5.1 Comportamento médio	57
5.2 Teleconexões	60
5.2.1 Interação da Oscilação Antártica e as ST	60
5.2.2 Interação do El Niño Oscilação Sul e as ST	63
6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	69

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	75
APÊNDICE A	83
APÊNDICE B	87
APÊNDICE C	93

1 INTRODUÇÃO

A circulação da troposfera média do Hemisfério Sul (HS) é caracterizada por uma variedade de distúrbios de diferentes escalas de tempo e número de ondas. Esses distúrbios envolvem uma sucessão de sistemas sinóticos migratórios que afetam o tempo. Em particular, os anticiclones, ciclones e as frentes associadas tem um impacto considerável nas condições atmosféricas, além de constituir um mecanismo importante para o transporte de vapor de água, momentum e energia em grande escala.

O conhecimento da formação e desenvolvimento dos distúrbios transientes no HS é de fundamental importância, uma vez que eles realizam o transporte dominante de energia e determinam o posicionamento das ondas estacionárias de temperatura e altura geopotencial (TRENBERTH, 1991; TALJAARD, 1967). Deve-se destacar que os fenômenos meteorológicos de escala sinótica tipicamente estão associados com a propagação de ondas baroclínicas ao longo de um escoamento predominantemente de oeste (CHARNEY, 1947).

Dentre os primeiros estudos sobre a circulação do HS, destacam-se os trabalhos realizados por Rubin e van Loon (1954) e Taljaard (1967) que focaram respectivamente as características sazonais sinóticas dos campos de pressão e a frequência de distribuição sazonal dos anticiclones, ciclones e ciclogêneses. Posteriormente, houve um avanço significativo na compreensão de várias componentes dos sistemas transientes que atuam na América do Sul (AS) como, por exemplo, as características climatológicas dos Storm Tracks (ST) (TRENBERTH, 1991; BERBERY; VERA, 1996; CARMO, 2002; HOSKINS; HODGES 2005; SILVA, 2010), a dinâmica dos vórtices ciclônicos transientes (RAO; BONATTI, 1987; GAN; KOUSKY, 1986).

Nas últimas décadas, poucos trabalhos focaram o comportamento de distúrbios transientes no Hemisfério Sul. Trenberth (1982) estudou a sazonalidade dos distúrbios transientes no HS. Analisando os campos de variâncias e covariâncias de altura geopotencial e componentes do vento, em 500 hPa, o autor encontrou

máximos destas duas variáveis em torno de 45° - 50°S. Ele identificou que esta região está associada com os principais ST do HS sendo que os padrões espaciais dessa variável não apresentaram fortes variações sazonais, exceto sobre o Oceano Pacífico. Para avaliar a variabilidade de alta frequência no HS através da análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOF, sigla em inglês) Cavalcanti e Kayano (1999) utilizaram campos da altura geopotencial em 500 hPa e a componente meridional do vento em 250 hPa. Eles encontraram uma maior ocorrência de sistemas sinóticos intensos no hemisfério leste durante o verão e inverno. Além disso, eles observaram que o modo espacial dominante para a altura geopotencial em 500 hPa é caracterizado por um trem de ondas de número 4 no inverno e 5 no verão.

Com o intuito de aprimorar o conhecimento dos distúrbios transientes na média troposfera no HS, alternativamente o presente estudo propõe utilizar a técnica Padrão de Oscilação Principal (POP). Esse enfoque permite analisar as propriedades espaço-temporal dos sistemas complexos, sendo assim mais completa que os EOF Complexos (CEOF), pois as características de período e tempo de decaimento do sistema estudado são saídas imediatas desta técnica, o que não acontece no caso das CEOF onde estas devem ser derivadas posteriormente (VON STORCH et al., 1995). A técnica POP é útil para identificar sistemas lineares com alguns parâmetros livres ajustados aos dados. Assim, as características espaço-temporais desse sistema simples são consideradas como sendo as mesmas de um sistema completo (VON STORCH et al., 1995; EGGER, 1999; SCHNUR et al., 1993).

Neste contexto, este estudo tem como objetivo geral caracterizar os sistemas transientes que atuam na média troposfera em latitudes médias e altas no HS nas estações de verão (NDJFM) e inverno (MJJAS) por meio do método POP. Desse modo, serão avaliados as características meteorológicas da variabilidade temporal, variância e padrão espacial dos modos dominantes. Além disso, serão caracterizadas as propriedades dos vórtices ciclônicos em níveis médios sobre o sul da AS e oceanos adjacentes, utilizando o método TRACK (HODGES,

1994), que permite acompanhar as características específicas pré-determinadas pelo usuário nos campos meteorológicos.

Especificamente, pretende-se diagnosticar as características espaço-temporal dos padrões e da circulação atmosférica associada, determinar os períodos de oscilação e o tempo de decaimento dos distúrbios transientes no HS calculadas com base nos dados de altura geopotencial em 500 hPa oriunda das reanálises II do NCEP/DOE (National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy) para o período 1991-2000. Além disso, espera-se avaliar as densidades de trajetórias e intensidades médias dos vórtices ciclônicos que se propagam na AS e vizinhanças e, ainda a interação desses sistemas com os fenômenos Oscilação Antártica (OA) e El Niño Oscilação Sul (ENOS), através da vorticidade relativa em 500 hPa obtida das reanálises II do NCEP/DOE para o período 1991 – 2000.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo são apresentados conceitos e sínteses de alguns estudos realizados sobre os distúrbios transientes, mecanismos de formação e teleconexões. Primeiramente é exposta uma climatologia dos ST no HS, e especificamente na AS. Posteriormente são mostrados os mecanismos de formação dos sistemas sinóticos transientes, como a instabilidade baroclínica, influências da orografia e desenvolvimento corrente abaixo. Por fim, abordam-se as teleconexões entre os fenômenos de baixa frequência, ENOS e OA, e os transientes no HS, e em particular na AS e adjacências.

2.1 Climatologia dos ST

As regiões de latitudes médias que são bastante afetadas pela passagem das ondas baroclínicas na troposfera superior associadas a ciclones e anticiclones são chamadas Storm Tracks. Os ciclones e anticiclones contribuem muito para as variações no tempo, pois interferem no transporte de calor, umidade e quantidade de movimento nas regiões onde atuam. Nas últimas décadas surgiram muitos estudos sobre os ciclones e anticiclones no HS. Esses estudos evidenciaram que os ciclones são mais frequentes na região do cavado circumpolar, com máximos ao sul da África, sul do Oceano Índico e leste do mar de Ross. Outro ramo de grande densidade de ciclones foi identificado iniciando em latitudes médias sobre o Pacífico Sul, estendendo-se do sul da Austrália até a AS e Estreito de Drake (TALJAARD, 1967; JONES; SIMMONDS, 1993; KEABLE et al., 2002). Jones e Simmonds (1993) encontraram que esses máximos, localizados no sul da África, no Sul do Oceano Índico e no leste do Mar Ross são evidentes tanto no verão quanto no inverno, enquanto que um máximo menos pronunciado ocorre no Mar Weddel durante o inverno. O máximo continental do verão em latitudes baixas é principalmente devido a baixas térmicas persistentes, formadas pelo excesso de temperatura na troposfera inferior. Eles observaram que o máximo sobre o leste do Mar Ross está em uma região de frequente estagnação e decaimento de sistemas, o que combinado

com a confluência de sistemas do Mar da Tasmânia-Pacífico Sul, resultou em um aumento da densidade de ciclones, concordando com Taljaard (1967).

As distribuições geográficas, movimentos e centros de pressão de anticiclones e as características de seu ciclo de vida no HS também foram amplamente estudados. O núcleo de maiores frequências de anticiclones foi observado entre 23°S - 43°S, onde as células são mais numerosas e se movem mais lentamente (TALJAARD, 1967; SINCLAIR, 1996). Sinclair (1996) verificou que a máxima de atividade anticiclônica nas regiões leste das três bacias oceânicas, próximo ao sul da Austrália, e no mar da Tasmânia. Ele observou que muitos anticiclones são encontrados ao sul de 50°S apenas nos setores do Oceano Pacífico e Mar Weddell. E ainda, anticiclones intensos durando mais do que 5 dias ocorrem por todo Pacífico Sul a leste da Nova Zelândia (NZ), com máximo secundário a leste da AS e sudeste da África. O autor concluiu que as altas tendem a se formar e se intensificar nas regiões oeste das bacias oceânicas e enfraquecer, desacelerar e se dissipar a leste desses oceanos.

Diversos estudos notaram que a principal ST se mantém em torno de 50°S ao longo do ano em toda faixa longitudinal do HS. No entanto, a ST apresenta algumas características sazonais (TRENBERTH, 1981; TRENBERTH, 1982; TRENBERTH, 1991; BERBERY; VERA, 1996; RAO et al., 2002; HOSKINS; HODGES, 2005). Esses estudos mostraram que durante o verão, a ST é quase circular, enquanto no inverno, a ST apresenta um padrão espiral em torno do HS. Esse padrão inicia sobre a Austrália, cruzando o Pacífico, AS e Atlântico Sul, passando pelo sul da África e sul do Oceano Índico e segue em direção ao sul da Austrália e NZ até mais ao sul da ST que se iniciou sobre a Austrália. Rao et al. (2002) evidenciaram que a ST do HS é mais forte e mais extensa durante o outono, mas é mais fraca e menos extensa durante a primavera. Estudando a propagação das ondas para as transições de estações, os autores encontraram que a divisão da propagação de onda para leste da Austrália ocorre em todas as estações, exceto no verão. A atividade máxima nas ST é encontrada nas regiões

dos Oceanos Atlântico e Índico (HOSKINS; HODGES, 2005). O ciclo sazonal da ST no HS é ilustrado na Figura 2.1.

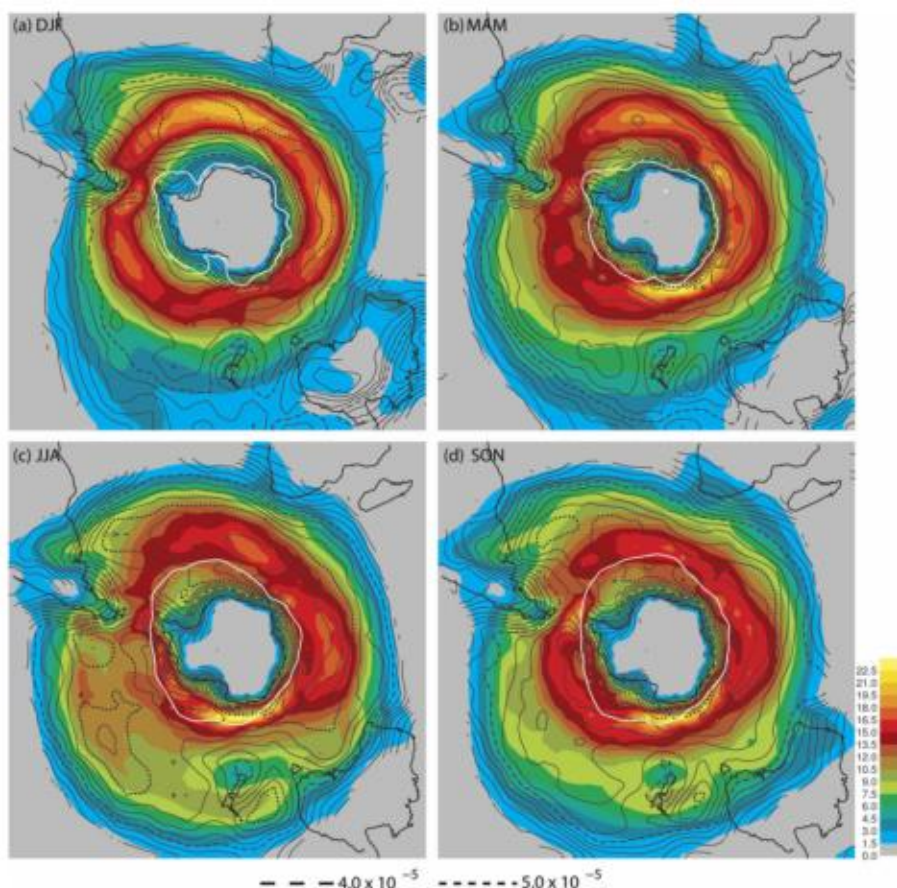


Figura 2.1 - Ciclo sazonal das ST de baixa troposfera no HS baseada na ζ_{850} . As cores representam a densidade de trajetórias e as linhas as intensidades médias para (a) verão, (b) outono, (c) primavera e (d) inverno. Densidades de trajetórias têm unidade de n° de eventos por mês por unidade de área (10^{-6} km²). Intensidades têm unidade de 10^{-5} s⁻¹. i. c. = $0,5 \cdot 10^{-5}$ s⁻¹. A linha branca indica áreas com 50% de cobertura de gelo marítimo. Fonte: Hoskins e Hodges (2005).

As ST no HS não consistem somente de ciclones migratórios, mas também de anticiclones móveis (HOSKINS; HODGES, 2005). Durante o inverno, geralmente há um máximo latitudinal na densidade e intensidade da vorticidade anticiclônica próximo a 55°S, entre as trajetórias ciclônicas de latitudes altas e subtropical. As trajetórias dos anticiclones móveis (densidade e intensidade) são mais fracas no

oceano Atlântico e mais fortes no setor australiano/NZ. No Pacífico leste há um máximo na intensidade próximo a 45° associado com o ST do Pacífico.

As análises das regiões ciclogênicas da AS mostraram regiões preferenciais de ocorrência de ciclogêneses sobre o Uruguai e sobre o Golfo de San Matias, na Argentina (GAN; RAO, 1991; SINCLAIR, 1996; SILVA, 2010; GUIA, 2011). Gan e Rao (1991) encontraram uma variação sazonal com maior frequência de ciclogênese durante o inverno (maio) e menor frequência durante o verão (dezembro), apresentando um segundo máximo em outubro. Os autores sugerem que os processos ciclogênicos que podem explicar a formação e localização desses centros são a instabilidade baroclínica local e a ciclogênese de sotavento devido aos Andes. Além das regiões supracitadas, Guia (2011) identificou mais uma região ciclogênica sobre o sul e sudeste do Brasil, que se configura tipicamente no verão, e sugeriu que esta região está associada com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Por outro lado, atividade ciclônica foi observada a sotavento da Cordilheira dos Andes, sobre o mar de Bellingshausen e na posição 60°S – 0° em ambas estações de solstício (SILVA, 2010).

2.2 Mecanismos de Formação

Nesta seção são apresentados alguns conceitos e estudos relacionados aos mecanismos de formação dos distúrbios transientes. Primeiramente aborda-se a instabilidade baroclínica, em seguida a influência da orografia e por fim o papel do desenvolvimento corrente abaixo. O conhecimento desses mecanismos possibilita uma maior compreensão dos processos de formação, manutenção e dissipação dos transientes no HS.

2.2.1 Instabilidade Baroclínica

A instabilidade baroclínica tem sido apontada em diversos estudos como o mecanismo principal de formação das ST nas latitudes médias, uma vez que muitos sistemas sinóticos de latitudes médias se desenvolvem como resultado

da instabilidade do escoamento da corrente de jato. As correntes de jato associadas a cisalhamento vertical forte são instáveis com respeito a pequenos distúrbios, ou seja, qualquer perturbação que seja introduzida no escoamento tenderá a se amplificar, retirando energia potencial da corrente de jato enquanto se desenvolve (HOLTON, 2004). A fonte de energia cinética para distúrbios em crescimento é obtida pela conversão de energia potencial associada ao gradiente horizontal de temperatura. Assim, tem-se que a instabilidade baroclínica é dependente do gradiente meridional de temperatura e do cisalhamento vertical do vento. A relação entre essas variáveis é estabelecida pelo balanço do vento térmico.

Trenberth (1981) destacou que no hemisfério norte (HN), a contribuição primária dos jatos é realizada através do vento térmico, enquanto no HS há uma componente barotrópica muito maior para os ventos de oeste. Isso faz com que os jatos no HS sejam duplos no vento médio zonal, principalmente nas estações de transição na troposfera superior. O jato duplo é mais proeminente na região da Austrália. Durante o inverno a atividade de ST no HS se estende sobre uma ampla faixa de latitudes sendo associada a corrente de Jato Polar (JP), região de intensa baroclinicidade. No entanto uma segunda área de intensa baroclinia surge associada com o Jato Subtropical (JST) (TRENBERTH, 1991; BERBERY; VERA, 1996; NAKAMURA; SHIMPO, 2004).

Durante o verão austral, os Oceanos Atlântico e Índico oeste geralmente apresentam aumento do gradiente meridional de temperatura potencial próximo a 45°S, indicando aumento da instabilidade baroclínica. Nessa região o vento zonal é mais forte tanto próximo à superfície quanto próximo da tropopausa. Sobre o Oceano Pacífico, os gradientes térmicos meridionais de latitudes médias e os ventos zonais são geralmente mais fracos (TRENBERTH, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005). Os autores ainda apontaram que durante o inverno, o gradiente de temperatura da superfície do mar e vento zonal em baixos níveis nos Oceanos Atlântico e Índico são similares, mas o jato é menos definido. A maior diferença entre as estações de solstício no HS é a presença do jato

subtropical de altos níveis desde o Oceano Índico central até o Pacífico leste, durante o inverno.

Através de um modelo de duas camadas para o HS, Satyamurty e Rao (1982) avaliaram as taxas de crescimento e as velocidades de fase das ondas baroclínicas instáveis. Eles observaram que alguns números de onda são instáveis em latitudes baixas e altas, enquanto em latitudes médias eles apresentam-se estáveis. Os autores associaram essa característica a presença dos dois máximos do vento zonal em 250 hPa. Eles destacaram que durante o inverno os números de onda 6, 7 e 8 têm maiores taxas de crescimento na região de 30°S - 35°S e somente nesta estação há instabilidade em latitudes baixas. Por outro lado, no verão não há instabilidade baroclínica nas latitudes tropicais e subtropicais e as ondas instáveis apresentam maiores velocidades de fase entre 50°S - 55°S.

2.2.2 Influências da Orografia

Palmen e Newton (1969) e Speranza et al. (1985) estão entre os pioneiros nos estudos referentes aos efeitos da orografia na ciclogêneses da América do Norte e Europa, respectivamente. Eles encontraram que a ciclogêneses que ocorre devido à presença das montanhas está relacionada com a aproximação de um cavado baroclínico na troposfera média e alta, ou seja, esse distúrbio atua intensificando a baixa orográfica a leste das montanhas e em seguida se acopla ao sistema de superfície. Palmen e Newton (1969) destacaram que a orografia não influencia somente no desenvolvimento de ciclones associados com distúrbios de oeste, mas também às mudanças da estrutura das frentes associadas a esses distúrbios. Eles identificaram que primeiramente há uma influência adiabática direta dos movimentos verticais forçados que alteram a estrutura térmica regular das frentes em baixos níveis. Além disso, há um impacto sob a umidade do ar, uma vez que grande parte da umidade do ar quente é dispersa a barlavento das montanhas como chuva orográfica, e a fonte de umidade disponível na região da montanha é fraca.

Embora a Cordilheira dos Andes se localize principalmente nos trópicos, ela influencia a circulação atmosférica na região sul da AS. Gan e Rao (1994) investigaram os efeitos dos Andes nos distúrbios transientes através da análise de correlação defasada. Eles encontraram que as ondas que se propagam para leste naquela região apresentam inclinação vertical para oeste. Assim sendo, a interação do distúrbio baroclínico com a onda estacionária gerada pelas montanhas resulta na inclinação para leste com a altura e no alongamento do centro de máxima correlação a sotavento dos Andes. A análise das cartas de compostos de ciclones e anticiclones de Gan e Rao (1994) mostrou que as anomalias negativas e positivas têm a mesma trajetória ao cruzar as montanhas, embora outros estudos tenham mostrado que os ciclones extratropicais se movem para sudeste, enquanto os anticiclones se movem para nordeste.

Diversos trabalhos evidenciaram a presença de regiões ciclogênicas a sotavento dos Andes (TALJAARD, 1967; GAN; RAO, 1994; BERBERY; VERA, 1996; INATSU e HOSKINS, 2004; SILVA, 2010). Inatsu e Hoskins (2006) realizaram um experimento retirando a elevação do Platô Sul Africano e dos Andes a fim de verificar os impactos da topografia na circulação atmosférica. Eles encontraram redução da intensidade do principal ST corrente abaixo das montanhas devido a redução de ciclogêneses associada com a topografia.

Os estudos de Hoskins e Hodges (2005) e Guia (2011) mostram que na região dos Andes, em torno de 45°S, as ST de baixos níveis apresentam decaimento de sistemas a barlavento e gêneses a sotavento das montanhas, sendo que o número de gêneses é superior. Na região em que os sistemas rasos mais fortes sobre o JST cruzam os Andes, aproximadamente em 30°S, gêneses e crescimento de sistemas são observados sem que haja decaimento corrente acima. Essa mesma configuração foi observada em níveis médios nos estudos supracitados. Hoskins e Hodges (2005) documentaram que a grande maioria dos eventos de gêneses em baixos níveis está associada com ondas troposféricas pré-existentes em níveis médios e altos, concordando com o observado por Speranza et al. (1985) para os Alpes. Os autores inferiram que o jato de baixos

níveis pode favorecer o desenvolvimento de ciclones a sotavento dos Andes através da convergência de umidade.

2.2.3 Desenvolvimento Corrente abaixo

O desenvolvimento corrente abaixo é um processo importante na formação e manutenção de distúrbios transientes no HS. Numa zona baroclínica as perturbações se amplificam devido à conversão baroclínica, isto é, conversão de energia cinética do escoamento para energia cinética da perturbação. Desse modo, o distúrbio se propaga até zonas de menor baroclinia e inicia-se o processo de dissipação do sistema através da conversão barotrópica. Em guias de ondas não lineares, o desenvolvimento corrente abaixo é a principal causa de decaimento de sistemas por meio da transferência de energia cinética para outras perturbações corrente abaixo dos mesmos. Assim, o sistema em dissipação favorece o desenvolvimento de um novo distúrbio baroclínico (LOON, 1965; CHANG; ORLANSKI, 1993; BERBERY; VERA, 1996; CHANG et al., 2002).

Analisando a evolução das ondas, Chang e Orlanski (1993) e Chang (1993) encontraram que elas se desenvolvem primeiramente devido a conversão baroclínica onde o escoamento é bastante instável. À medida que essas ondas se amplificam, elas irradiam energia corrente abaixo via fluxos ageostróficos de geopotencial. Esses fluxos agem como fonte de energia para o crescimento da próxima onda corrente abaixo. Essa nova onda se amplifica, devido à convergência de fluxos ageostróficos corrente acima, e em seguida inicia-se o processo de irradiação de energia, causando o próprio decaimento da onda e abastecendo o desenvolvimento de uma próxima onda. Se o ambiente não for fortemente dissipativo, esse processo se repetirá, levando ao desenvolvimento de outras ondas corrente abaixo e mantendo a atividade de distúrbios em regiões de baixa baroclinia. Os autores ressaltaram que durante o decaimento, o termo dominante é o fluxo ageostrófico de geopotencial, que ocasiona grande dissipação de energia cinética da onda, com o termo barotrópico aparecendo apenas em segundo plano. Além disso, a conversão barotrópica é fundamental

para manter a força do jato, uma vez que a dissipação do jato médio devido à fricção e difusão em superfície deve ser compensada por alguma fonte de energia.

Através da análise da estrutura vertical das ondas Chang (1993) documentou que elas parecem ser mais (menos) inclinadas corrente acima (corrente abaixo) da ST. O autor propôs que a diferença entre a inclinação vertical no ciclo de vida da onda é devida principalmente ao fato de que as ondas que se desenvolvem primeiramente pelo desenvolvimento corrente abaixo têm como fonte de energia a convergência do fluxo ageostrófico, enquanto a conversão baroclínica aumenta apenas mais tarde. Assim, inicialmente, as ondas não apresentam uma inclinação vertical como as ondas que se desenvolvem pelo modo normal instável, ou seja, onde a fonte de energia cinética é a conversão baroclínica. Outro fator que pode favorecer essa diferença de inclinação vertical destacado por Chang (1993) é a mudança de baroclinia ao longo da ST, com ondas apresentando maior inclinação sobre a região mais baroclínica no Pacífico Oeste e menor inclinação sobre a região menos baroclínica no Pacífico leste.

2.3 Telecomunicações

Nesta seção apresenta-se uma revisão e conceitos da interação entre os fenômenos de baixa frequência ENOS e OA e o ST no HS. Além disso, discute-se a variabilidade interanual das ST e a influência desses fenômenos na atividade de transientes no HS.

2.3.1 El-Niño Oscilação Sul

Sinclair et al. (1997) documentaram a interação entre o evento ENOS e os ST durante o verão e inverno austral. Durante o inverno, eles observaram correlações positivas entre o índice de Oscilação Sul (IOS) e as anomalias de pressão ao nível médio do mar desde o Oceano Pacífico tropical até o Oceano Atlântico Sul, enquanto correlações negativas abrangem a região do Oceano Índico e Australásia. Por outro lado, no verão as correlações negativas são

confinadas a região australiana, com valores positivos desde o sul da NZ até o Oceano Pacífico tropical e África. Nesse contexto, os autores destacam que os ciclones são mais afetados pelo ENOS durante o inverno. Nesta estação, em eventos de El Niño (EN) há uma diminuição significativa no número de ciclones sobre o Oceano Índico Subtropical, Australásia e sudeste do Pacífico Sul, com aumento de ciclones sobre o Oceano Pacífico Subtropical leste, AS e sobre o Oceano Sul ao sul da Austrália. Para eventos La Niña (LN), essa configuração é praticamente inversa, com mais ciclones sobre o Oceano Índico e Australásia e menos sobre o leste do Pacífico e AS. Os resultados de Sinclair et al. (1997) foram corroborados por Vera (2003), que notou a intensificação do JST do Pacífico durante a fase quente do ENOS. Essa intensificação do jato aumenta a baroclinia, favorecendo o surgimento de ondas de escala-sinótica sobre a região do jato.

Através da identificação da dinâmica espacial das anomalias da altura geopotencial em 500 hPa durante as fases extremas do ENOS, Housego-Stokes e McGregor (2000) documentaram um contraste meridional na fase das anomalias, sendo que as latitudes baixas e altas estão fora de fase com as latitudes médias. Esse padrão conhecido como Pacífico/América do Sul (PSA) se assemelha ao padrão Pacífico/América do Norte (PNA), e é através dele que é realizado o principal transporte do ENOS de latitudes baixas para altas.

Solman e Menéndez (2002) investigaram a variabilidade interanual associada ao ENOS sobre o setor Pacífico-Atlântico Leste do HS durante o inverno. Através da taxa de crescimento dos distúrbios eles diagnosticaram que anomalias positivas (negativas) dessa variável representam regiões de gênese e intensificação dos distúrbios transientes durante a fase quente (fria) do ENOS. Os autores diagnosticaram que em eventos de EN, a ST sofre um deslocamento para norte sobre o Pacífico subtropical, uma leve intensificação no Atlântico Central e uma diminuição no Mar de Bellingshausen e a oeste da Península Antártica. Por outro lado, nas fases frias as ondas se deslocam da ST do Oceano Atlântico-Índico em direção ao ramo subtropical da ST do Pacífico Sul. Ao longo

do ramo subtropical sobre o Oceano Pacífico, o trem de onda se desloca para sul e a onda se desenvolve sobre uma área maior do Pacífico central. Eles também observaram que durante eventos quentes, os distúrbios se desenvolvem na faixa principal da ST sobre os oceanos Índico e Atlântico e se propagam para o ramo subpolar da ST próximo a Austrália. Ao atingir o ramo subtropical, a onda parece se propagar mais a norte comparado a eventos frios, devido ao deslocamento para norte e ao jato subtropical e áreas de máxima baroclinicidade. Desse modo, as ondas se desenvolvem em uma região de forte baroclinia em baixos níveis e ventos fortes em altos níveis, como consequência as ondas atingem amplitude menor. Nesse contexto, pode-se notar forte atividade em níveis baixos e atividade fraca em altos níveis. Essa característica do desenvolvimento das ondas em regiões fortemente baroclínicas também foi observada por Vera (2003).

Ashok et al. (2007) encontraram que o ENOS influencia a atividade das ST pela modulação das correntes de jato Subtropical e Polar, especialmente sobre o setor Indo-Pacífico. No inverno, durante a fase quente, o JST se intensifica com o aumento da bifurcação sobre o Pacífico Sul e ao sul da Austrália. Sobre o Oceano Índico Sul, esse aumento da bifurcação contribui para enfraquecer o JP, embora o enfraquecimento desse jato sobre o Oceano Pacífico Sul seja significativo apenas sobre sua porção central. Os autores evidenciam que a região sul e sudeste do continente australiano coincide com o máximo de atividade de distúrbios, e a atividade tende a ser suprimida em invernos de EN, uma vez que a ST subpolar tende a se posicionar mais a sul, se distanciando do continente. Em contrapartida, a atividade de distúrbios tende a aumentar durante invernos de LN, quando a ST se aproxima do continente e se intensifica.

Analisando a influência do fenômeno ENOS sob a ST na região da AS e oceanos adjacentes para as estações de verão e inverno, Silva (2010) diagnosticou que em verões sob a influência do EN a ST do Pacífico Sudeste posiciona-se mais a norte do que em períodos de LN. Por outro lado, o Oceano Atlântico apresenta densidade de sistemas concentrada em uma faixa mais ampla que a do Pacífico.

Ele observou que durante o verão a fase fria mostrou poucas regiões com significância estatística. O autor evidenciou que durante a fase quente no inverno há intensificação da atividade ciclônica em latitudes subtropicais do Oceano Pacífico Sudeste, sul da Argentina e sobre o Oceano Atlântico Sudoeste entre as latitudes de 40°S – 65°S, posicionada a norte em relação a atividade ciclônica observada em períodos de LN.

Os resultados encontrados por Eichler e Gottschalck (2013) para a região Pacífico-Atlântico Sul concordam com o notado por Silva (2010). Eichler e Gottschalk (2013) diagnosticaram outras três bandas de atividade ciclônica associada ao ENOS. Durante o evento EN, a densidade de ciclones é maior entre 60°S/70°E e 65°S/170°W. Por outro lado, a frequência de ciclones é menor entre 45°S/50°E e 65°S/70°W e também ao longo da costa Antártica entre 70°E – 160°E (Figura 2.2).

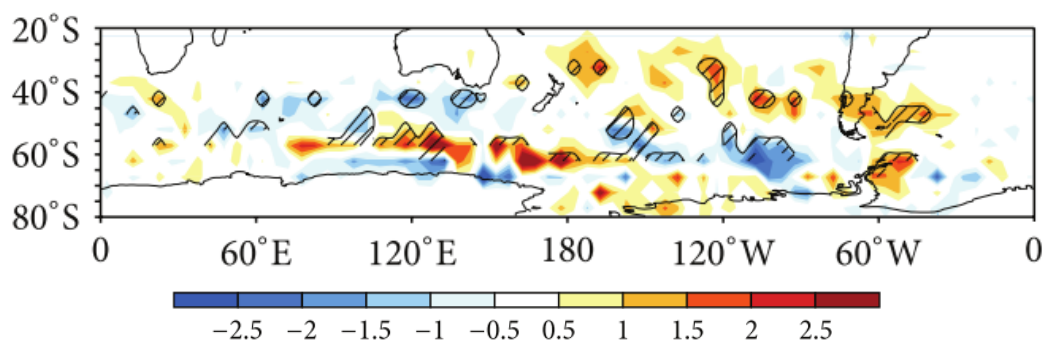


Figura 2.2 – Diferença entre as densidade de ciclones para as fases positivas e negativas do ENOS obtidas para NCEP. Áreas hachuradas representam significância de 90%. Unidade: hPa
Fonte: Adaptado de Eichler e Gottschalck (2013).

2.3.2 Oscilação Antártica

A interação da Oscilação Antártica (ou modo anular) com os distúrbios transientes no HS, foi inicialmente estudada por Kidson (1988) e Sinclair et al. (1997). Através da análise das Funções Ortogonais Empíricas, eles encontraram que o modo anular está entre os modos principais da variabilidade da pressão ao nível do mar no HS, estando associados a variações regionais na atividade

ciclônica e anticiclônica. Sinclair et al. (1997) diagnosticou que o modo anular, modula a atividade ciclônica entre as latitudes médias e altas, com intensificação (desintensificação) dos ventos de oeste próximo a 55°S- 60°S associado com mais (menos) ciclones na região circumpolar e menos (mais) nas latitudes médias e baixas.

Os estudos de Thompson et al. (2000) e Marshall (2003) investigaram as possíveis tendências no sinal da OA e notaram que houve predominância de fases positivas da oscilação. Marshall (2003) encontrou que essa tendência se tornou mais pronunciada a partir da década de 70 e que a maior tendência sazonal do modo anular é no verão. Por outro lado, Thompson et al. (2000) não notaram variabilidade sazonal associada a predominância de fases positivas.

Thompson e Wallace (2000) observaram que as estruturas do modo anular para o HS e HN são bastante similares, sendo que ambas existem ao longo do ano na troposfera, mas se amplificam com a altura em direção à estratosfera durante o meio do inverno no HN e fim da primavera no HS.

Através do estudo das variações interanuais das ST no HS, Rao et al. (2003) notaram que uma vez que os ST são regiões de forte atividade de distúrbios transientes e como os distúrbios sinóticos são gerados pela instabilidade do fluxo zonal, a OA associada com a variabilidade do vento zonal deve influenciar a variabilidade das ST. Os autores investigaram o coeficiente de correlação entre o índice OA e os ST. Assim, eles diagnosticaram que nos subtrópicos e em latitudes altas a correlação é negativa ao longo do ano, com exceção do inverno nos subtrópicos, enquanto em latitudes médias há uma correlação positiva. Uma correlação positiva (negativa) indica um aumento (diminuição) da atividade baroclínica dos distúrbios transientes. Os autores também analisaram a influência da OA na razão de crescimento dos distúrbios e encontraram que a OA afeta os ST modulando o cisalhamento vertical do vento e a estabilidade estática. Em latitudes médias, o aumento (diminuição) da razão de crescimento

é devido ao acréscimo (decrécimo) no cisalhamento vertical do vento e a desintensificação (intensificação) da estabilidade estática.

A relação entre as fases positivas e negativas diárias da OA com a atividade intrasazonal nos trópicos durante o verão do HS foi avaliada por Carvalho et al. (2005). Os compostos das anomalias de baixa-frequência do vento zonal em 200 hPa mostraram que há uma intensificação (desintensificação) do JST durante a fase negativa (positiva) da OA em ambos os hemisférios. Além disso, há desintensificação (intensificação) do JP principalmente no HS durante os eventos negativos (positivos) da OA. Através da avaliação da relação da oscilação com as propriedades dos ciclones extratropicais, os autores evidenciaram que os ciclones tendem a se formar em latitudes mais baixas durante as fases negativas do fenômeno OA, devido ao deslocamento do JST para norte de sua posição climatológica nesta fase. Durante a fase negativa, os ciclones apresentam intensidade menor em relação à fase positiva.

Silva (2010) avaliou a interação entre as ST de baixos níveis do continente sul-americano e oceanos adjacentes com o evento OA durante as estações de verão e inverno. Ele encontrou que durante os períodos dominados por sinais positivos da OA, as ST apresentaram deslocamento para sul, concentrando-se em latitudes altas, em ambas as estações. Por outro lado, durante a fase negativa as ST se posicionaram em latitudes médias, abrangendo uma faixa mais estreita que a observada para fases positivas. Silva (2010) observou que o impacto da OA é maior durante o verão e inferiu que a concentração das ST nas faixas de latitudes observadas em ambas as fases da OA pode ser explicada devido a alteração na posição latitudinal do JST e da intensidade do JP causada pela variação de sinal do fenômeno em questão.

A climatologia e a variabilidade interanual dos ciclones extratropicais no HS durante o inverno foram estudadas por Eichler e Gottschalck (2013). Através da análise de compostos da densidade de ciclones eles encontraram aumento da frequência de ciclones ao longo de 65°S e diminuição ao longo de 50°S,

especialmente do Oceano Índico até o sul da Austrália, associada com o fenômeno de baixa frequência OA (Figura 2.3). Os compostos obtidos para a intensidade dos sistemas indicaram que durante a fase positiva da oscilação o número de ciclones é menor, porém com maior intensidade, no Oceano Índico Sul em torno de 50°S. O oposto ocorre durante a fase negativa.

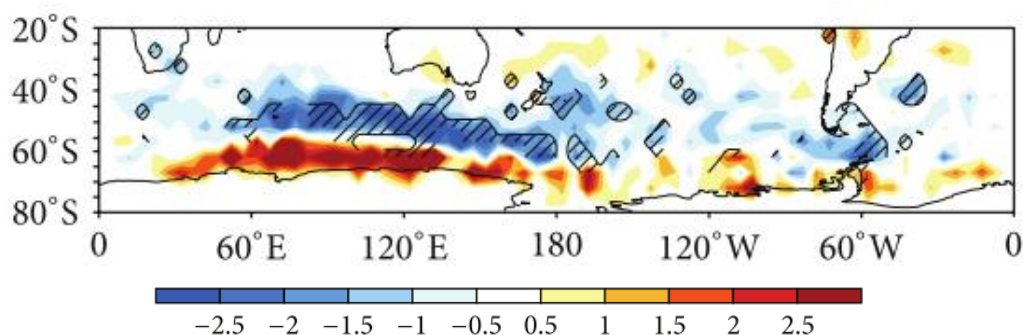


Figura 2.3 – Diferença entre as densidade de ciclones para as fases positivas e negativas da OA obtidas para NCEP. Áreas hachuradas representam significância de 90%. Unidade: hPa
Fonte: Adaptado de Eichler e Gottschalck (2013).

2.4 Padrões de Oscilação Principal (POP)

O POP foi utilizado em diversos estudos sobre a circulação atmosférica como por exemplo, a Oscilação Madden-Julian (OMJ) (VON STORCH et al., 1988; VON STORCH; XU, 1990; VON STORCH; BAUMHEFNER, 1991), variabilidade oceânica (WEISSE et al., 1994), oscilação estratosférica quase-bienal (XU, 1992), ENOS (XUE et al., 1994; LATIF et al., 1993, TANG, 1995), ondas troposféricas baroclínicas (SCHNUR et al., 1993), variabilidade de baixa frequência em sistemas oceano-atmosfera acoplados (XU, 1993; VON STORCH, 1994) e variabilidade ártica (TANG et al., 1994).

Roballo (2012) analisou a variabilidade atmosférica na AS e vizinhanças através do método POP. Para tal, foram utilizados dados de Radiação de Onda Longa e o campo diário de vento horizontal e velocidade potencial provenientes da reanálise do NCEP para um período de 30 anos. Ela encontrou três modos dominantes do POP: a) O primeiro padrão apresentou dois picos de amplitude, um na região da Indonésia e Oceano Índico e outro na região da AS. Este modo

refere-se à onda zonal de número 1. b) O segundo padrão exibiu amplitudes máximas na região nordeste da AS, estendendo-se em direção do Oceano Atlântico e África. Este modo refere-se à onda zonal 2. c) No terceiro padrão encontrado foram observadas amplitudes máximas desde a região equatorial da AS até a África. Este modo está associado com a onda zonal 3. Roballo destacou que o primeiro modo está associado com a propagação da OMJ e salientou a importância das regiões tropicais para a Oscilação Intrazonal.

2.5 TRACK

O método TRACK consiste em identificar extremos em imagens e/ou campos meteorológicos (HODGES, 1994, 1995, 1996, 1999). Diversos estudos têm utilizado esse método para analisar as ST. Hopsch et al. (2007) identificaram as estruturas coerentes da vortacidade em 850 hPa sobre o Oeste da África e Atlântico Tropical. Serra et al. (2010) examinaram a coerência dos sinais das ondas de grande escala e as estatísticas de trajetórias e conversões de energia das ondas de oeste sobre o Caribe e Pacífico Leste. Mesquita et al. (2010) avaliaram as propriedades climatológicas das tempestades extratropicais no Pacífico Norte/Mar de Bering através da análise do campo de vortacidade relativa em 850 hPa. Hoskins e Hodges (2001) estudaram as ST do HN com ênfase no inverno. Hoskins e Hodges (2005) investigaram as ST do HS em diferentes níveis atmosféricos em todas as estações do ano, no entanto com maior ênfase durante o inverno. Silva (2010) e Guia (2010) estudaram os ciclones extratropicais na AS e vizinhanças.

Bengtsson et al. (2006) investigaram as ST extratropicais e tropicais, enfatizando as mudanças climáticas utilizando o modelo acoplado ECHAM5 (European Centre/Hamburg Model versão 5) com base no cenário de emissões A1B do IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). Os autores não observaram aumento na intensidade de ST no clima futuro, mas uma pequena redução no número de ST fracos. No entanto, eles observaram mudanças significativas quanto à posição das ST extratropicais. No HS foi observado um

deslocamento para sul das ST ocasionando redução da precipitação em diversas áreas desse hemisfério, incluindo o sul da Austrália. Por outro lado, as mudanças no HN foram menos nítidas, porém o mesmo deslocamento das ST para sul de sua posição climatológica foi observado. Bengtsoon et al. (2006) notaram que as ST tropicais apresentaram desintensificação no setor do Oceano Atlântico e intensificação na região do Oceano Pacífico Leste.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

No presente trabalho foram utilizados dados de reanálises II gerados pelo National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy (NCEP-DOE), uma versão aprimorada da Reanálise I do NCEP-NCAR (National Center for Atmospheric Research). Os dados foram gerados utilizando o modelo atmosférico de circulação global T062L28 do NCEP, mesma resolução da Reanálise I no NCEP-NCAR, no entanto destaca-se a reparação de erros e atualização das parametrizações de processos físicos. Estes dados cobrem o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2012, contendo 17 níveis de pressão, cobertura espacial de 6 horas e resolução de 2.5° de longitude por 2.5° de latitude (KANAMITSU et al., 2002). Para análise da variabilidade temporal e do padrão espacial dos sistemas sinóticos de alta frequência no HS, foram utilizadas séries diárias da altura geopotencial no nível de 500 hPa. Esta variável foi escolhida, por ser mais adequada para análise dos sistemas transientes de latitudes médias em função do caráter baroclínico dos mesmos.

A análise das ST na região da AS e oceanos vizinhos foi realizada através das componentes zonal e meridional do vento em 500 hPa, utilizadas para gerar a vorticidade relativa associada a elas. A variável vorticidade relativa foi escolhida para aplicação do TRACK por ser considerada um campo mais apropriado para identificação de sistemas sinóticos, uma vez que é menos influenciado pelo fluxo básico já que se concentra em escalas espaciais menores e permite que os sistemas sejam identificados mais cedo no seu ciclo de vida (HODGES, 2002). A componente meridional do vento em 250 hPa também foi utilizada para o cálculo da função envelope. O período de ambos os conjuntos de dados é de 1990 a 2000.

Para o cálculo dos compostos que relacionam as ST com os fenômenos de baixa frequência (ENOS e OA), foram utilizados os índices ONI (Índice da Oscilação Sul) e AAO (Oscilação Antártica) provenientes do CPC-NOAA (Climate

Prediction Center – National Oceanic and Atmospheric Administration) para os meses de verão e inverno do período de 1991-2000. Foram realizados testes utilizando um período de 30 anos (1983 - 2012), no entanto os gastos computacionais foram demasiadamente superiores e uma vez que os resultados obtidos foram bastante similares, optou-se por conduzir as análises utilizando um período mais curto (10 anos).

3.2 Metodologia

Este estudo analisa a variabilidade temporal e o padrão espacial dos sistemas sinóticos de alta frequência que ocorrem em latitudes médias e altas do HS através da aplicação do método POP. Além disso, foram analisadas as ST em níveis médios sobre a AS e oceanos vizinhos utilizando-se o TRACK. Uma descrição detalhada dos métodos POP e TRACK são apresentadas no Apêndice B e C, respectivamente.

Há duas abordagens principais em estudos de ST: a) regiões onde as estatísticas de transientes são máximas; b) estatísticas de contagem de ciclones. A primeira metodologia é fundamentada no fato de que os ST estão associados com ondas baroclínicas que transportam calor, umidade e momento que influenciam o campo do escoamento planetário. Por outro lado, a segunda abordagem leva em consideração que os ciclones são os sistemas de maior impacto no tempo, principalmente nas estações frias (HARNIK; CHANG, 2002). Nesse estudo, a primeira metodologia foi abordada inicialmente para avaliar a atividade dos distúrbios transientes no HS, enquanto a segunda metodologia foi empregada a fim de analisar a atividade dos vórtices ciclônicos sobre o sul da AS e oceanos adjacentes.

Inicialmente os ciclos anual e semianual foram removidos da série temporal da altura geopotencial em 500 hPa para o período de 1991 a 2000 através de um algoritmo em linguagem NCL. Em seguida, foi aplicado um filtro passa banda que utiliza a transformada de ondaleta (TORRENCE; COMPO, 1998) para separar distúrbios na escala de 2 a 8 dias para focar os sistemas de alta

frequência. A análise de ondaleta é uma ferramenta comum para avaliar variações de potência dentro de uma série temporal. Devido a sua decomposição tempo-frequência-espço, é possível determinar os padrões de variabilidade dominantes e sua variação temporal. Essa técnica de filtragem parece ser mais vantajosa em relação a outras, visto que os ruídos em todas as frequências são removidos e os eventos únicos que apresentam amplo espectro de potência ou múltiplos eventos que tenham frequência variante podem ser isolados (TORRENCE; COMPO, 1998; Barbosa, 2008). Nesse estudo, esse filtro foi aplicado através do software disponibilizado em linguagem Fortran (comunicação pessoal) no qual foram feitas algumas adaptações.

Com o objetivo de avaliar a variabilidade sazonal dos distúrbios transientes, a série temporal foi dividida em duas estações, verão e inverno, sendo que a estação de verão compreende os meses de novembro a fevereiro, enquanto o inverno está restrito aos meses de maio a setembro. Posteriormente foram obtidos os padrões de altura geopotencial em 500 hPa através do método de EOF (HANNACHI et al., 2007; WILKS, 1995) para as latitudes compreendidas entre 10° e 70° S, para cada estação. A aplicação da EOF é utilizada para identificar os modos oscilatórios dominantes, de modo a reduzir os ruídos e a dimensão do conjunto de dados, facilitando assim os cálculos computacionais do método POP. Neste estudo utilizou-se essa técnica através do algoritmo Fortran inicialmente desenvolvido pelo Prof. Kwang, Y. Kim, do Climate System Research Program, College Station- Texas. Esse algoritmo permite alguns ajustes para o cálculo da EOF, como: a) ajuste da área; b) seleção do número de EOFs a se calcular; c) normalização das componentes principais; entre outros. Desse modo, foram retidos 10 termos os quais explicam 55% e 54% da variância total para o verão e inverno, respectivamente. A técnica citada acima precede o método POP e está descrita no Apêndice A.

Para a aplicação da técnica POP (detalhes no apêndice B) os termos retidos da EOF, mais precisamente as séries temporais e os campos espaciais dos modos mais significativos, foram utilizados como dados de entrada. Desse modo, foram

obtidos quatro padrões para cada estação. Destaca-se que a versão inicial do software POP em Fortran foi desenvolvida pelo Dr. Kwang Y. Kim. Nesse estudo, foram realizadas alterações no código a fim de adequá-lo às análises de interesse. Para avaliar a propagação dos distúrbios transientes foram analisados os padrões espaciais e temporais das componentes real e imaginária dos dois modos que apresentaram variâncias mais relevantes para cada estação, assim como os períodos e tempos de decaimento associados a cada modo.

Para melhor compreensão dos sistemas meteorológicos relacionados a esses padrões, foram elaboradas composições dos eventos mais representativos desses modos. Através das séries temporais da componente real de cada padrão obtido, foram identificados os extremos a partir do percentil de 99%. A partir desses valores extremos foram elaborados composições da altura geopotencial e anomalia de geopotencial em 500 hPa.

O cálculo dos percentis também foi utilizado para se obter a distribuição das intensidades médias por ano da componente real de cada modo obtido para ambas as estações. Foi calculado o percentil de 95%, a fim de obterem-se os máximos valores da componente real das séries anuais. Em seguida, calcularam-se as médias anuais desses máximos. Desse modo, foi possível verificar quais anos apresentaram valores mais intensos e determinar uma classificação de intensidade para os mesmos. Os limiares foram escolhidos de modo que cada padrão apresenta-se pelo menos 2 anos fortes e 2 anos fracos. Considerou-se o percentil de 80% para separar valores máximos e mínimos. Em seguida calculou-se a média do limiar de cada percentil. Os valores acima do limiar superior foram considerados como eventos fortes e os valores abaixo do limiar inferior como eventos fracos e os valores intermediários como moderados. Definiu-se então, que os anos com valores inferiores a 1.279 classificaram-se como fracos, os valores entre 1.28 e 1.476 como moderados e os valores iguais ou acima de 1.477 foram considerados fortes. Essa classificação ajudou a verificar a variabilidade interanual dos modos obtidos nesse estudo.

A função envelope foi calculada através do vento meridional (v) em 250 hPa. O método descrito abaixo é o mesmo utilizado por Nakamura e Wallace (1990), Rao et al. (2002) e outros. A partir de v foram geradas as anomalias (v') pela remoção do ciclo anual e semianual, uma vez que se almeja avaliar somente as ondas transientes. Assumindo que a v' tem as características de uma função ondulatória simples, $v' = A \sin(\omega t)$, então se pode considerar que $v'^2 = \overline{A^2}/2$, onde a barra indica a média no tempo. Desse modo, a função envelope de v' pode ser representada por $A = \sqrt{2\overline{v'^2}}$ e será representada neste estudo por v_e .

O algoritmo TRACK foi utilizado para avaliar a climatologia dos ST em 500 hPa no continente sul-americano e oceanos adjacentes. Esse algoritmo foi escrito por Kevin Hodges, Environmental System Science Centre, University of Reading, Reading, United Kingdom, em linguagem de programação ANSI C. O TRACK consiste de um programa automático e objetivo de identificação de características específicas em campos meteorológicos e oceanográficos. Essas características são rastreadas em um determinado tempo a fim de produzir trajetórias, as quais são analisadas para gerar campos diagnósticos estatísticos. Esse método está descrito no Apêndice C. As trajetórias e as estatísticas foram computadas para períodos sazonais de verão (NDJFM) e inverno (MJJAS). Os limiares adotados para seleção dos sistemas foram: a) intensidade da vorticidade igual ou inferior a -10^{-5} s^{-1} ; b) tempo de vida dos sistemas igual ou superior a 2 dias (8 passos de tempo); deslocamento dos sistemas igual ou superior a 1000 km. De acordo com Bengtsson et al. (2002), a adoção desses limiares permite que sejam rastreados apenas sistemas móveis, que exercem maior impacto no clima. No entanto, destaca-se que esses limiares não excluem totalmente a seleção de outros sistemas sinóticos como, por exemplo, os cavados de níveis médios. Logo, os compostos gerados podem ter uma interferência de outros sistemas além dos vórtices ciclônicos. Compostos estatísticos que relacionam as trajetórias dos vórtices ciclônicos com fenômenos de baixa frequência para os períodos sazonais selecionados foram calculados através da técnica dos estimadores revisados. No Apêndice C, a técnica é

descrita de acordo com a abordagem adotada em Bengtsson et al. (2002), maiores detalhes podem ser encontrados em Hodges (1996).

Para determinar a significância estatística dos compostos das teleconexões citados acima, foram realizados testes de significância através do método de Monte Carlo. Esse método foi escolhido, pois se trata de uma técnica não-paramétrica, ou seja, não requer a determinação dos parâmetros de distribuição (desvio padrão, nível de significância, entre outros) e graus de liberdade (HODGES, 2008). Essa condição é necessária uma vez que neste estudo foram utilizados estimadores de kernel não paramétricos para geração dos resultados. Para determinar os valores p associados aos compostos, as trajetórias foram repesadas usando os valores absolutos dos índices (ONI e AAO). As trajetórias repesadas foram reamostradas em dois novos conjuntos de dados, de tamanho similar às amostras originais de trajetória, para as fases negativas e positivas. Isto foi realizado 2000 vezes e as estatísticas e diferenças entre cada par de dados de ambas as fases foram calculados. Posteriormente, os níveis de significância foram determinados através de cada diferença descrita acima. Esse método é amplamente discutido em Hodges (2008). A sequência dos procedimentos supracitados estão ilustrados na Figura 3.1.

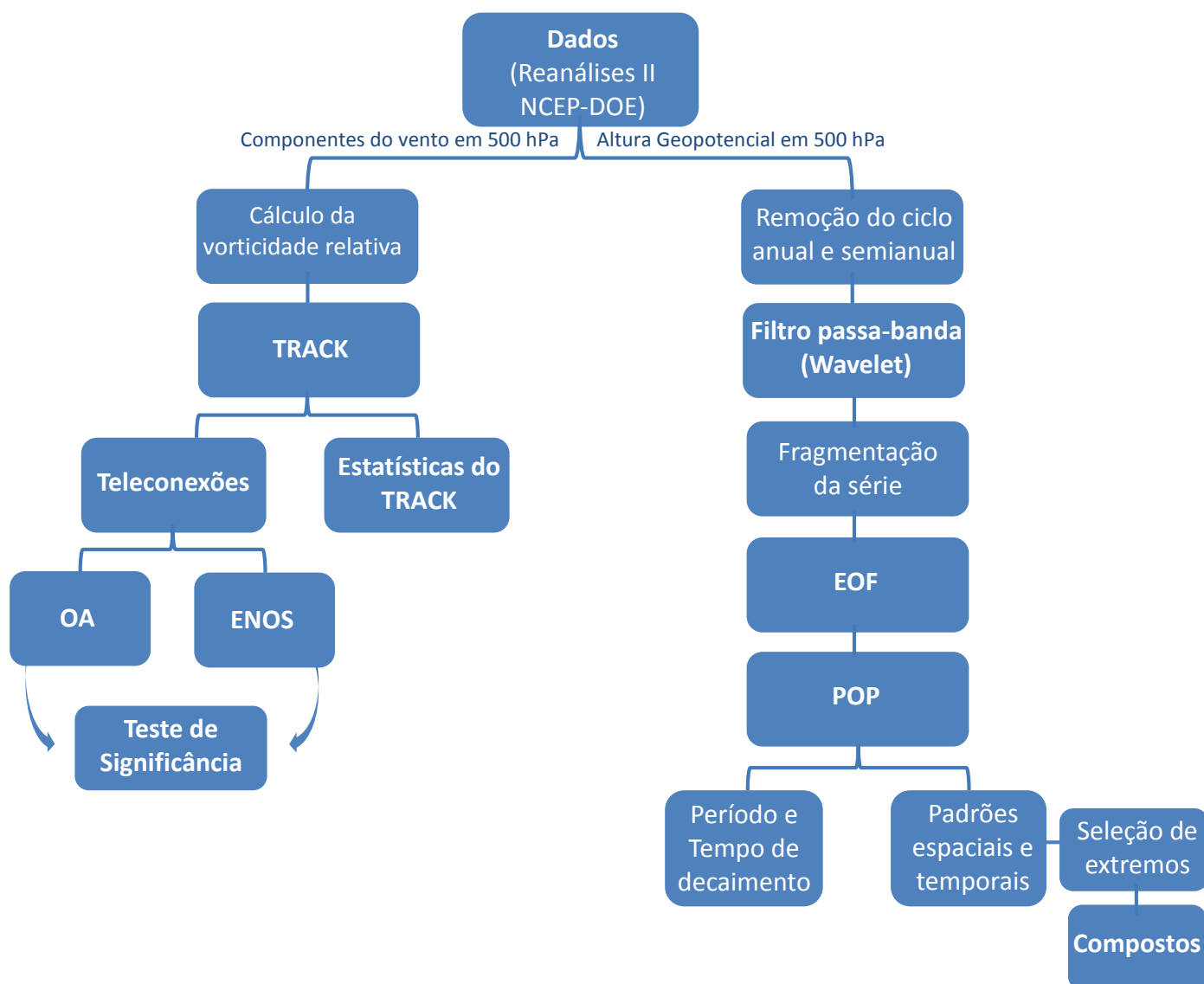


Figura 3.1 - Diagrama do procedimento de análise da variabilidade dos sistemas transientes que atuam na média troposfera em latitudes médias do HS e comportamento médio dos vórtices ciclônicos em latitudes médias da AS e oceanos adjacentes para o verão e inverno.

As manipulações e visualizações dos dados foram feitas utilizando-se:

- a) GrADS (Grid Analysis and Display System; DOTY, 1992) – software usado para manipulação e visualização de dados geofísicos, fornecido pelo COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphere-Interactions). Neste estudo, o GrADS foi utilizado principalmente para visualização dos dados e plotagem dos resultados;

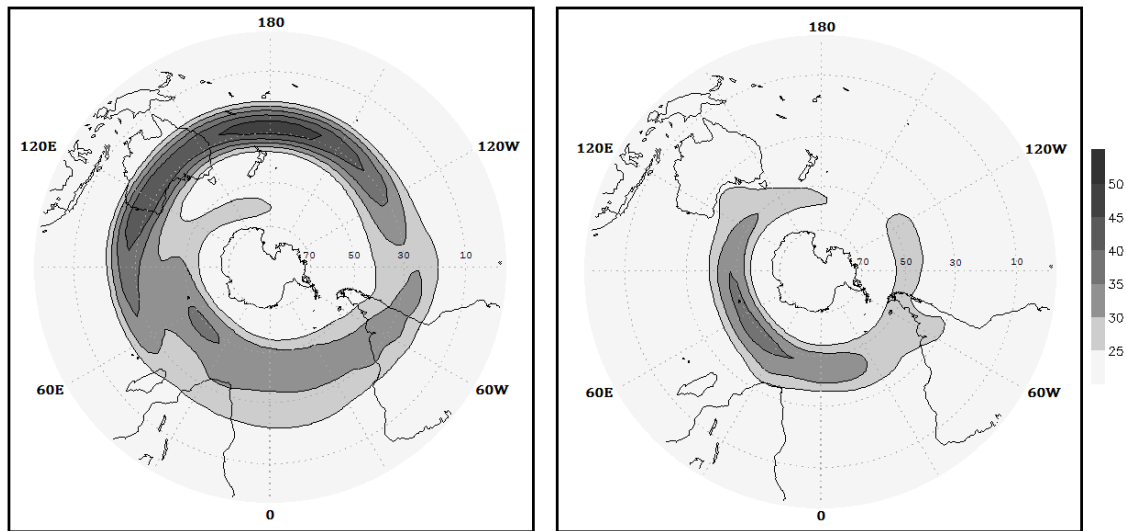
- b) NCL (NCAR Command Language) – software para processamento e visualização de dados geofísicos, desenvolvido pelo NCAR. Neste estudo este software foi utilizado para visualização dos dados e para a remoção do ciclo anual e semianual da série temporal da altura geopotencial em 500 hPa;
- c) CDO (Climate Data Operators) – conjunto de comandos estatísticos e aritméticos úteis para processar dados meteorológicos, disponibilizado pelo Max-Planck-Institut für Meteorologie. O CDO foi utilizado para cálculos estatísticos das séries temporais, como médias, desvio padrão, entre outros, e também para fragmentação da série temporal e cálculo da vorticidade relativa em 500 hPa.
- d) Fortran (Formula Translation) – linguagem de programação, criada na década de 1950, que permite a criação de programas com boa velocidade de execução. A linguagem Fortran foi utilizada para aplicação do filtro Wavelet, EOF, POP e ainda para o cálculo dos percentis.
- e) ANSI C – linguagem de programação utilizada principalmente para implementação de sistemas e softwares. Utilizou-se essa linguagem no algoritmo TRACK, para obtenção das trajetórias dos vórtices ciclônicos, cálculo das estatísticas (densidade e intensidade média dos sistemas), conexões dos vórtices com os fenômenos de baixa frequência OA e ENOS e aplicação do teste de significância.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Neste capítulo são documentadas e discutidas as características gerais do escoamento médio e atividade baroclínica no HS e os modos dominantes do POP para a altura geopotencial em 500 hPa durante o período de 1991 a 2000. São analisados os padrões espaciais e as estatísticas relacionadas aos principais modos para as estações de verão e inverno. Posteriormente, apresentam-se as análises das composições dos eventos mais representativos associados a cada modo. Ainda nesta etapa são apresentadas as análises das séries temporais dos modos selecionados para ambas as estações.

4.1 Escoamento médio e atividade baroclínica

Para avaliar as características dinâmicas do escoamento troposférico e as conexões das correntes de jatos com as ST foram elaborados gráficos que mostram a posição média dos jatos em 250 hPa no HS, para as estações de verão e inverno do período de estudo (Figura 4.1). Pode-se observar que em ambas as estações ventos intensos posicionam-se entre 45°S – 55°S. Durante o verão a configuração apresenta uma simetria zonal ao longo do JP, enquanto no inverno observa-se uma configuração de jato duplo, com o surgimento do JST estendendo-se do Oceano Índico Centro-Sul até o Pacífico Leste, em torno de 30°S. Sobre o Oceano Índico os ventos são fortes em ambas as estações, no entanto, os ventos mais intensos localizam-se sobre o Oceano Pacífico Oeste durante o inverno. Observa-se também que os ventos menos intensos localizam-se na região da Nova Zelândia durante o verão. Essas configurações foram documentadas inicialmente por Trenberth (1982).



(a)

(b)

Figura 4.1 – Campo do vento zonal médio (m/s) em 250 hPa para as estações de (a) inverno e (b) verão; período de 1991 – 2000. Os valores maiores que 25 ms^{-1} estão contornados.

Segundo Trenberth (1991), a interação entre as ST e os jatos é importante em parte porque os distúrbios são transportados mais rapidamente, aumentando a variância local, mas principalmente devido à baroclinicidade associada ao próprio jato, através do balanço do vento térmico. O vento térmico estabelece a relação entre o gradiente horizontal de temperatura e o cisalhamento vertical do vento, isto é, quanto maior o gradiente de temperatura entre o equador e o polo, mais intensa será a corrente de jato. Muitos sistemas sinóticos em latitudes médias parecem se desenvolver como resultado da instabilidade do fluxo da corrente de jato (HOLTON, 2004). Ele destacou que a fonte de energia cinética para o desenvolvimento de distúrbios baroclínicos é extraída da energia potencial através de uma circulação secundária.

No presente estudo a função envelope (v_e) foi avaliada para caracterizar a atividade de ondas baroclínicas, uma vez que essa função representa uma amplitude local e instantânea das flutuações em v' . Assim, pode-se considerá-la uma boa medida da amplitude local de ondas baroclínicas. A figura 4.2 (tempo x longitude) foi obtida para uma média entre as latitudes 20°S - 35°S e 45°S - 55°S ,

a fim de verificar a atividade baroclínica nas regiões de atuação do JST e do JP, respectivamente. Observa-se que a atividade baroclínica entre as latitudes de 20°S – 35°S é dominante durante o inverno e início da primavera, ao longo de todo o HS, sendo mais relevante entre 120°E e 120°W. Essa característica é coerente com o surgimento do JST nessa estação. Para a faixa latitudinal entre 45°S - 55°S a atividade dos transientes é maior no hemisfério leste, principalmente nos meses de março a maio (Figura 4.2b).

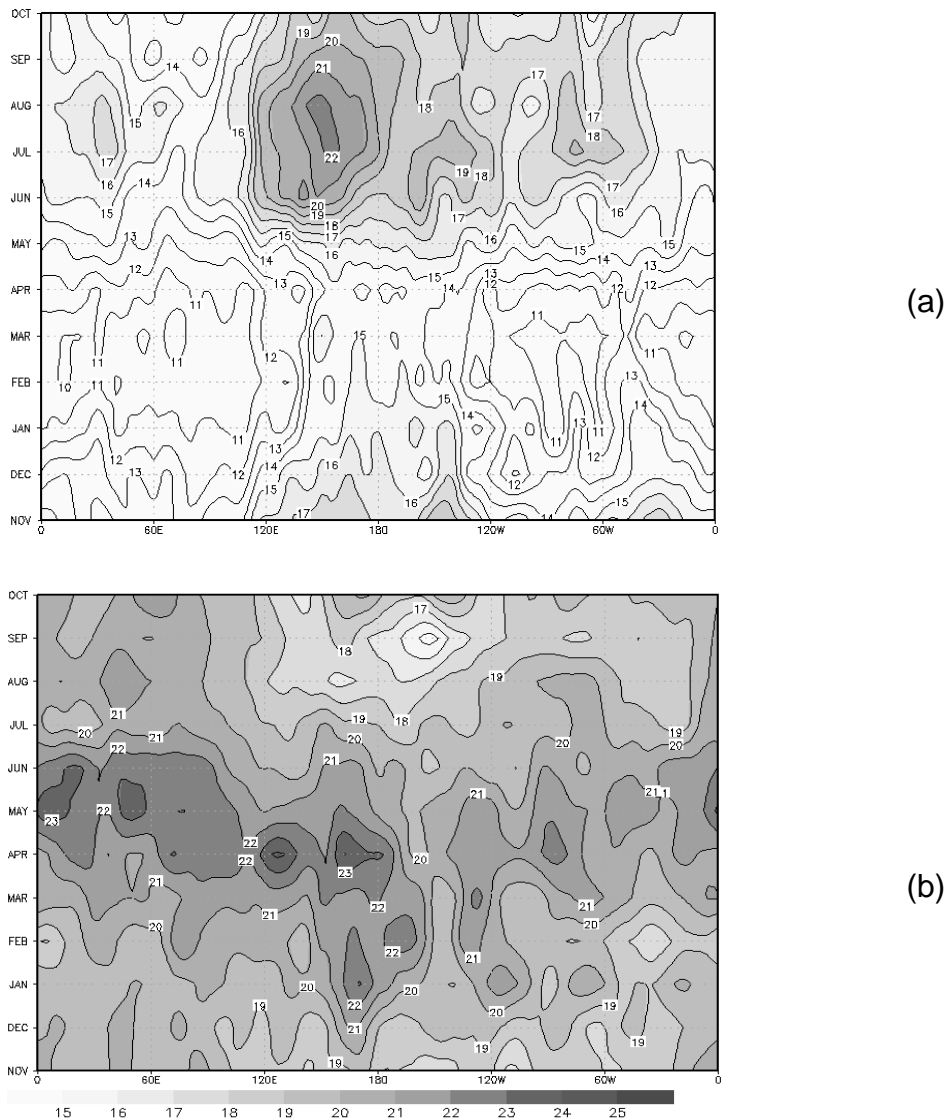


Figura 4.2 – Evolução temporal da função envelope (v_e) para o vento meridional em 250 hPa entre (a) 20°S - 35°S; (b) 45°S - 55°S, período de 1991 a 2000 (continua).

Destaca-se que a região entre 40°E – 80°E apresenta forte atividade baroclínica em praticamente todos os meses do ano (janeiro a outubro). Em 170°E os transientes prevalecem principalmente durante o verão e outono austral. Valores mínimos de atividade de baroclínica são observados nos meses de julho a novembro entre 120°E – 20°W, sendo mais expressivo em 160°W, coincidindo com o surgimento do JST, onde a maior atividade baroclínica é observada entre 20°S – 35°S. Este resultado está coerente com o encontrado por Carmo (2002) que notou que na região do ST do Índico Sul, entre 0° - 60°E, a atividade devido aos transientes alcança um máximo nos meses de março a maio acompanhando a intensificação do jato. Ele também observou que o surgimento do ramo subtropical e a desintensificação das ST ocorrem quase simultaneamente ao enfraquecimento dos jatos.

4.2 Padrões de Oscilações Principais (POP) da altura geopotencial em 500 hPa

Nesta seção são apresentadas análises dos modos dominantes do POP para a altura geopotencial em 500 hPa para as latitudes médias do HS para o período de 1991 a 2000. As análises estão divididas em duas subseções a fim de se avaliar as estações de verão e inverno separadamente. Em ambas as subseções inicialmente apresentam-se os padrões espaciais e as estatísticas relacionados aos principais modos obtidos.

4.2.1 Verão

As características gerais (período de oscilação, tempo de decaimento e a variância) dos principais modos do POP obtido para a estação de verão da década compreendida entre 1991 e 2000 são apresentadas na Tabela 1. Os dois principais modos do POP verão explicam juntos 71,21% da variância total.

Durante o verão o primeiro modo do POP tem período de oscilação de 4,26 dias, tempo de decaimento de 5,91 dias e explica 46,9% da fração da variância total. O tempo de decaimento fornece uma medida estatística de quanto tempo leva

para o ruído tornar-se mais significativo que o sinal (ANAMALAI; SLINGO, 2001). Os padrões espaciais das componentes real, imaginária e amplitude desse modo são mostrados na Figura 4.3(a-d) e Figura 4.4, respectivamente. Para facilitar a visualização da propagação das ondas as componentes real e imaginária do POP são apresentadas de acordo com a sequência cíclica dos padrões espaciais ... $\rightarrow p_r \rightarrow -p_i \rightarrow -p_r \rightarrow p_i \rightarrow \dots$ (VON STORCH et al., 1995). Ambas as componentes real e imaginária são caracterizadas por um trem de onda zonal 7. Pode-se observar que as ondas se propagam para leste, com deslocamento médio de 50° de longitude por ciclo. Nota-se que as ondas se propagam por distâncias menores sobre o hemisfério ocidental. Sinais mais intensos dessas componentes são encontrados no hemisfério leste, em torno de 45°S - 55°S, principalmente sobre o Oceano Índico Sul, a leste da Austrália. Esta configuração está de acordo com as análises da instabilidade baroclínica apresentada na seção anterior e com trabalhos anteriores que mostraram que as ST no HS são mais intensas no hemisfério leste (TRENBERTH 1991; BERBERY; VERA 1996; CAVALCANTI; KAYANO 1999), uma vez que nessa região há um máximo de energia cinética. Os sinais extremos desses campos (Figura 4.3) alcançam valores de cerca de 250 e -300 mgp (metro geopotencial) para sinais positivos e negativos, respectivamente.

Tabela 4.1 - Características gerais dos principais modos do POP da altura geopotencial em 500 hPa para o verão do período compreendido entre 1991 - 2000 (O período de oscilação e o tempo de decaimento são dados em dias).

Anos	Modos	Período de oscilação	Tempo de decaimento	Variância explicada
1991 – 2000 (verão)	1	4,27	5,91	46,9%
	2	4,76	9,38	24,31%
	3	6,36	2,97	16,78%
	4	6,05	12,87	11,96%

A estrutura espacial da amplitude desse modo (Figura 4.4) mostra sinal mais intenso (de até 270 mgp) sobre o Oceano Índico, na região centrada entre 45°S - 50°S, estando coerente com estudos realizados anteriormente, como por exemplo, Trenberth (1981) que observou que o campo da variância da altura geopotencial em 500 hPa é dominado por contribuições de alta frequência com um máximo próximo a 52°S. Destaca-se também que os sinais da amplitude sobre o hemisfério ocidental apresentam-se consideravelmente mais fracos em relação ao hemisfério oriental, com valores médios em torno de 90-120 mgp. Os máximos de amplitude estão distribuídos na região de ventos mais intensos (Figura 4.1a) coincidindo também com a região da maior atividade baroclínica observada (Figura 4.2b).

Deve-se destacar que durante o verão os oceanos Atlântico e Índico apresentam aumento do gradiente meridional de temperatura potencial e da temperatura da superfície do mar, sugerindo aumento da instabilidade baroclínica nessas regiões (HOSKINS; HODGES, 2005). Sobre esses oceanos, em latitudes médias, o vento zonal é forte, enquanto sobre o Oceano Pacífico, os gradientes meridionais térmicos e ventos zonais são mais fracos (HOSKINS; HODGES, 2005). Logo, as regiões de latitudes médias dos Oceanos Atlântico e Índico servem como fonte de energia cinética para distúrbios em crescimento. A configuração do campo da amplitude mostra-se quase circular ao longo das latitudes entre 45°S - 50°S, apresentando máximos sobre o Oceano Índico central e leste e um mínimo na costa leste da AS. Estas características estão de acordo com o encontrado por Hoskins e Hodges (2005) através de análises do desvio padrão da vorticidade em 250 hPa.

A composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa para os eventos mais representativos do primeiro modo POP/verão (Figura 4.5) mostra um comportamento perturbado e não simétrico sobre o HS, com ondas bastante amplificadas meridionalmente. Nesse contexto, nota-se que o hemisfério leste apresenta-se mais ondulado em relação ao hemisfério oeste, conforme observado nos padrões espaciais citados acima (Figuras 4.3 e 4.4). Sobre o

hemisfério oeste, entre as perturbações mais significativas destacam-se regiões de atividade ciclônica sobre o Oceano Pacífico oeste e leste, centrados em $55^{\circ}\text{S}/160^{\circ}\text{W}$ e $50^{\circ}\text{S}/70^{\circ}\text{W}$, respectivamente, associados a valores negativos de anomalias de geopotencial. Observa-se ainda, uma circulação anticiclônica abrangendo desde o Uruguai até a região leste da Passagem de Drake e um cavado com inclinação para oeste sobre o Atlântico, em torno de $40^{\circ}\text{S}/40^{\circ}\text{W}$. Este cavado se estende até o sudeste do Brasil podendo favorecer a canalização de umidade na baixa troposfera auxiliando eventos de ZCAS e Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) em superfície.

Sobre o hemisfério leste observa-se a presença de um vórtice ciclônico posicionado ao sul da África, sobre o Oceano Sul entre $60^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{S}$ e $10^{\circ}\text{E} - 30^{\circ}\text{E}$, associado a uma área negativa de anomalia de geopotencial abrangendo as latitudes entre $30^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{S}$. Sobre o Mar da Tasmânia e leste da NZ posicionam-se dois cavados, centrados em $35^{\circ}\text{S}/170^{\circ}\text{E}$ e $35^{\circ}\text{S}/170^{\circ}\text{W}$, respectivamente. Corrente acima do primeiro cavado, sobre o sul da Austrália, encontra-se uma configuração anticiclônica. A região da Austrália, Mar da Tasmânia e NZ, destaca-se pela grande ocorrência de vórtices ciclônicos despreendidos (JONES e SIMMONDS, 1993). Estas regiões coincidem com as regiões de máximo de densidades de ciclones encontrada por Jones e Simmonds (1993), sendo que os autores encontraram que a região do Mar da Tasmânia apresentou máximo de incidência de ciclogêneses.

A análise das séries temporais da componente real do POP evidencia os anos que apresentaram valores mais intensos dessa variável (Tabela 4.2). De acordo com a notação adotada com base em análises de percentis (seção 3.2), os anos foram classificados como tendo sinais fortes, moderados e fracos. Nesse contexto, 2 anos foram classificados como fortes (1995 e 1998), 4 anos foram identificados como moderados (1992, 1993, 1996 e 1997) e 4 como fracos (1991, 1994, 1999 e 2000). As distribuições dos anos e intensidades das médias podem ser visualizadas na Tabela 4.2.

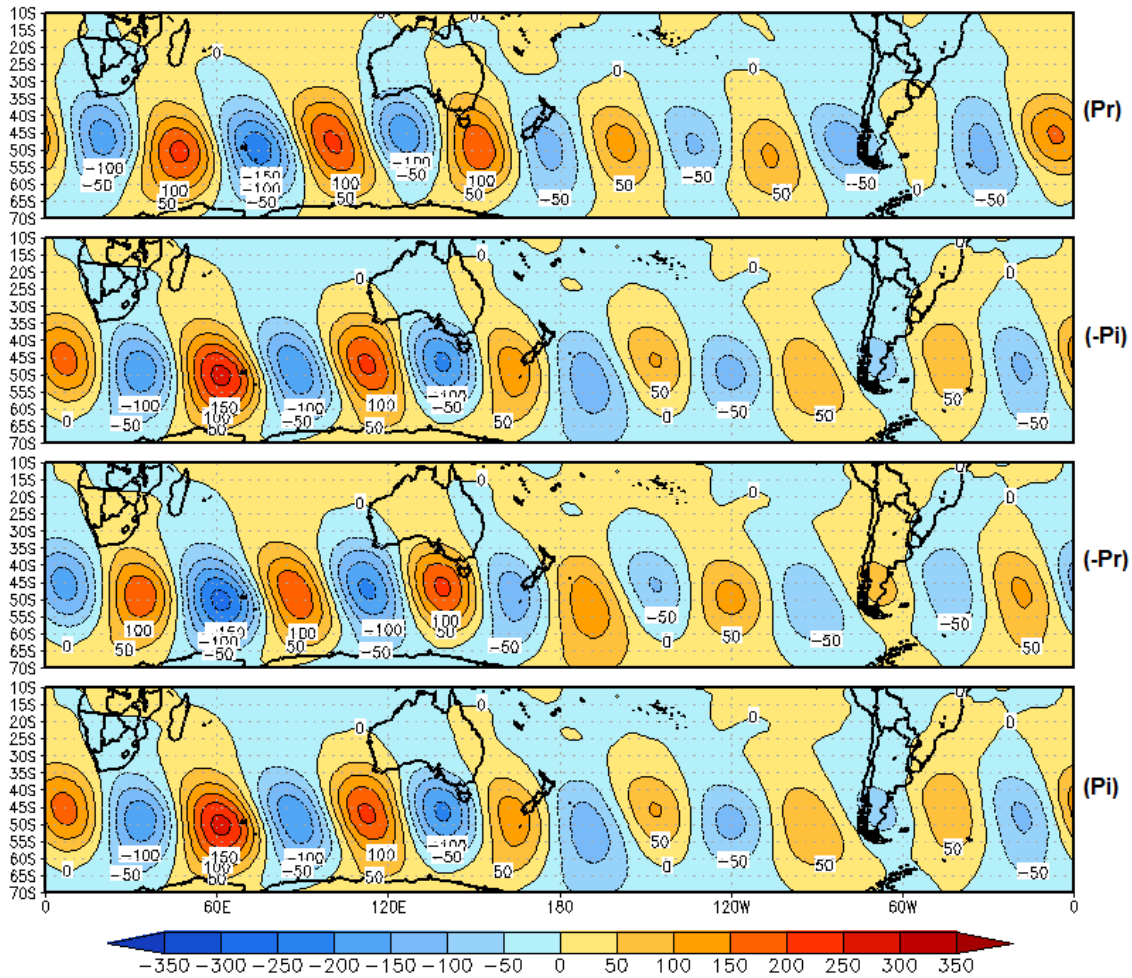


Figura 4.3 - Padrões espaciais do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.

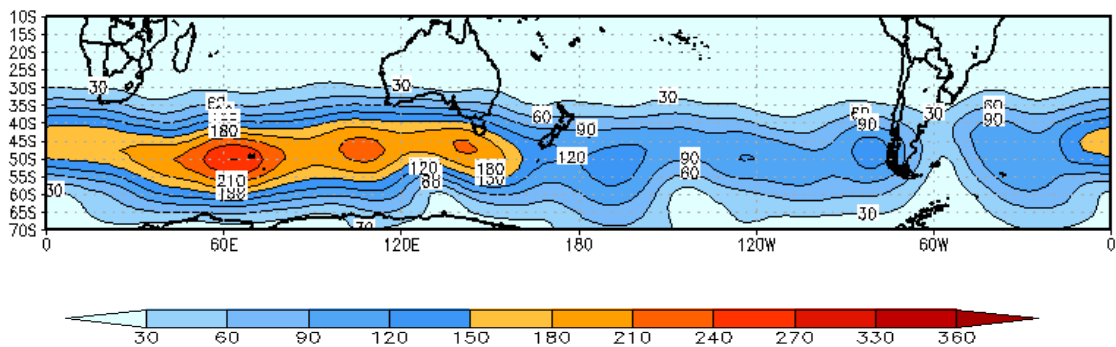


Figura 4.4- Padrão espacial da amplitude do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000.

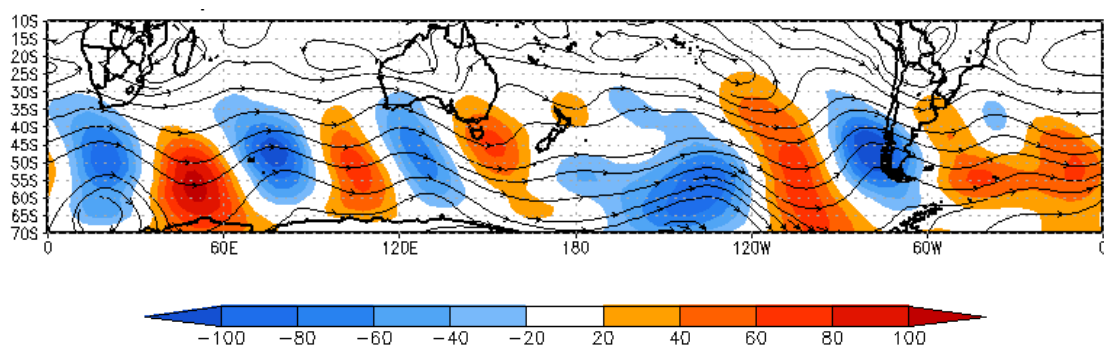


Figura 4.5 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do primeiro modo do POP verão. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.

Tabela 4.2 – Distribuição das intensidades médias por ano dos dois principais modos do POP para altura geopotencial para o verão dos anos 1991-2000.

Modo 1		Modo 2	
Anos	Média	Anos	Média
1998	1.531	1998	1.609
1995	1.519	1991	1.502
1993	1.464	1992	1.429
1992	1.459	1995	1.416
1996	1.426	1994	1.408
1997	1.332	1993	1.367
1991	1.266	1999	1.350
1999	1.265	1997	1.298
1994	1.235	1996	1.263
2000	1.096	2000	1.243

O segundo modo dominante do POP para o verão tem período de oscilação de 4,76 dias, tempo de decaimento de 9,38 dias e explica 24,29% da fração da variância total. O período observado para esse modo não difere muito do apresentado para o primeiro padrão, no entanto o tempo de decaimento é expressivamente maior, indicando que este modo tem maior significância estatística. O tempo de decaimento é aproximadamente o dobro do período, inferindo que o padrão pode percorrer quase dois ciclos antes de ter um decaimento de $1/e$. Os padrões espaciais das componentes real, imaginária e amplitude desse modo são mostrados nas Figura 4.6(a-b) e Figura 4.7, respectivamente. Esses padrões apresentam um trem de onda zonal com número de onda 6. Nota-se que ao longo da faixa de longitudes as ondas se deslocam em média 60° por ciclo. Uma vez que o período obtido para esse modo é muito próximo do observado para o primeiro modo verão e que o número de onda desse modo é inferior, infere-se que a velocidade de propagação das ondas seja maior no segundo modo do POP/verão. Este padrão exibe um comportamento zonal simétrico ao longo do HS para ambas as componentes. Durante o verão e outono, na ausência do JST a configuração das ST é estritamente circumpolar ao longo da corrente de Jato Subpolar (JSP) (NAKAMURA; SHIMPO, 2004). Os valores dessas componentes estão entre 250 e -300 mgp.

O padrão espacial da amplitude do segundo modo mostra valores altos, em torno de 210-240 mgp, circunglobal para o HS, centrado próximo a 45°S (Figura 4.7). Apenas sobre o Oceano Índico Central-Sul, entre $45^\circ\text{E} - 90^\circ\text{E}$, a amplitude alcança valores de até 270 mgp. Esse máximo de amplitude também foi observado no modo anterior entre $45^\circ\text{E} - 80^\circ\text{E}$. Importante destacar que essa é uma região de intensa atividade de distúrbios durante o verão. Sobre o Oceano Pacífico Sul destaca-se uma região de altos valores de amplitude que não foi observada no padrão anterior. Este máximo pode ser justificado pelo aumento de gêneses de cavados entre 150°W e 80°W , durante o verão austral (PIVA et al., 2008). Chang (2000) observou que o desenvolvimento corrente abaixo é um

fator de extrema importância durante o verão austral, uma vez que a instabilidade baroclínica é menor e se torna concentrada, abrangendo uma área latitudinalmente menor. Apesar da distribuição circunglobal dessa variável ao longo da latitude entre 45°S - 50°S, a região da costa leste da AS, apresenta magnitude inferior, sugerindo uma quebra desse padrão circular. Essa mesma quebra foi observada no primeiro modo obtido para o verão e em ambos os modos obtidos para o inverno. Esse padrão parece ser influenciado pela presença dos Andes no continente sul-americano. Importante lembrar que tipicamente a sotavento dos Andes há ciclogêneses associada com o JST e também ciclogêneses associada com decaimentos de sistemas na subida e regeneração de sistemas na descida das montanhas, mais ao sul. Essa interação dos ST com os Andes foi inicialmente descrita por Hoskins e Hodges (2005).

A Figura 4.8 mostra a composição dos eventos mais representativos da altura geopotencial e vento em 500 hPa do segundo modo do POP verão. As ondas observadas nesse modo apresentam-se menos alongadas meridionalmente. O sudoeste da África do Sul apresenta uma área de anomalia negativa de geopotencial associada a um vórtice ciclônico posicionado em latitudes mais altas. Mais a leste, sobre o Oceano Índico, há uma configuração tipo dipolo, evidenciando a presença movimentos anticiclônicos entre 30°S – 40°S associados a um escoamento ciclônico em latitudes mais altas, entre 55°S – 70°S. Este último refere-se a um vórtice ciclônico posicionado ao sul do Círculo Polar Antártico. Sobre o Mar da Tasmânia evidencia-se a atuação de uma crista bastante amplificada meridionalmente, abrangendo desde o sudeste da Austrália em torno de 30°S até latitudes mais altas em torno de 70°S. Essas anomalias indicam regiões de maior baroclinia e estão associadas à passagem dos distúrbios transientes.

Sobre o hemisfério ocidental as anomalias de geopotencial são mais intensas que as observadas no hemisfério oriental. Sobre o Oceano Pacífico Oeste há uma ampla região com valores acentuados de anomalias negativas, associados

à presença de um cavado. Sobre o sul do continente sul-americano há uma região de anomalia de geopotencial positiva, associada a uma crista bastante significativa que contribui para inibição do avanço de sistemas transientes, inferindo a presença de um escoamento bloqueado no setor central deste oceano. Esta região atinge o sul do Chile e Argentina, toda a costa-leste da Argentina e Passagem de Drake. Esse tipo de configuração está associado com subsidência do ar e temperaturas mais elevadas nas regiões atingidas. Nota-se a presença de um cavado a leste da região sul do Brasil, associado aos transientes que podem se deslocar e originar zonas de convergência, desse modo, atividade convectiva, associada a sistemas frontais, podem ocorrer sobre o sudeste e centro-sul do continente.

Através das séries temporais da componente real do POP observou-se que 2 anos foram classificados como fortes (1991 e 1998), 6 como moderados (1992, 1993, 1994, 1995, 1997 e 1999) e 2 como fraco (1996 e 2000). As distribuições dos anos e intensidades médias podem ser visualizadas na Tabela 4.2. Essa variabilidade interanual utilizando-se apenas uma década não é suficiente para diagnosticar possíveis influências de fenômenos El Nino ou La Nina.

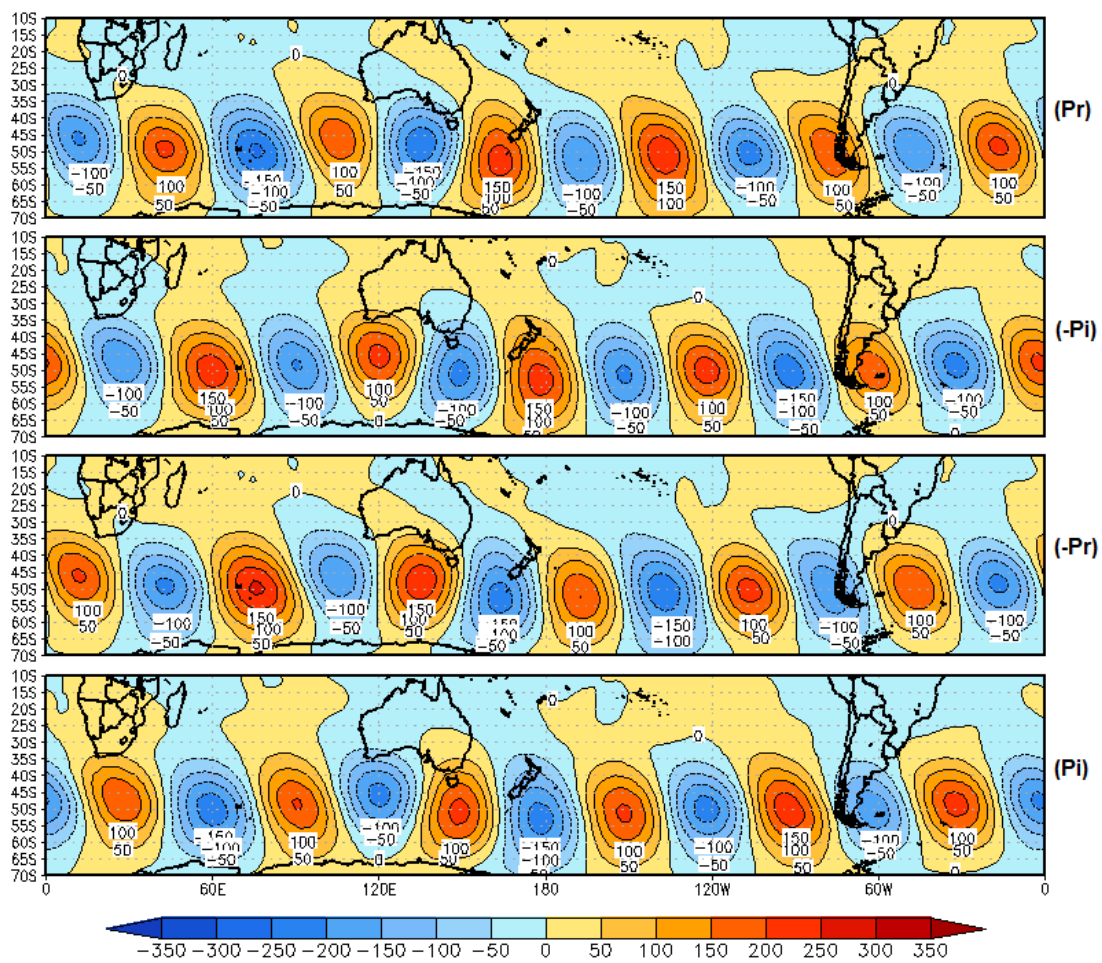


Figura 4.6 - Padrões espaciais do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.

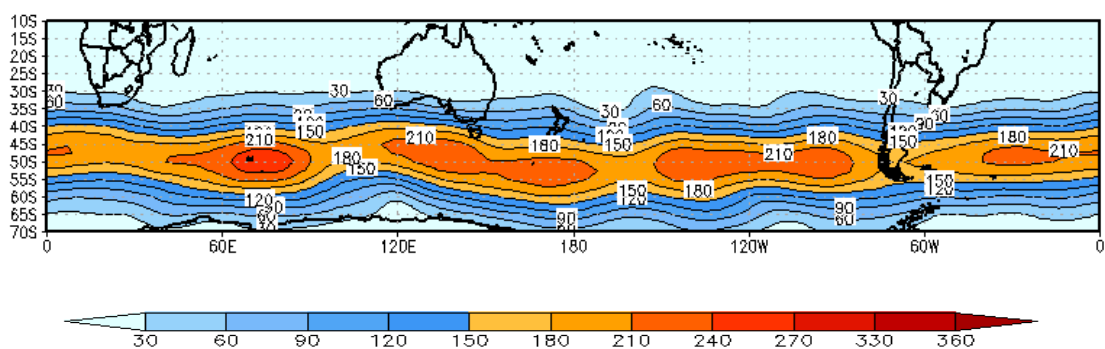


Figura 4.7 - Padrão espacial da amplitude do segundo modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de verão do período de 1991-2000.

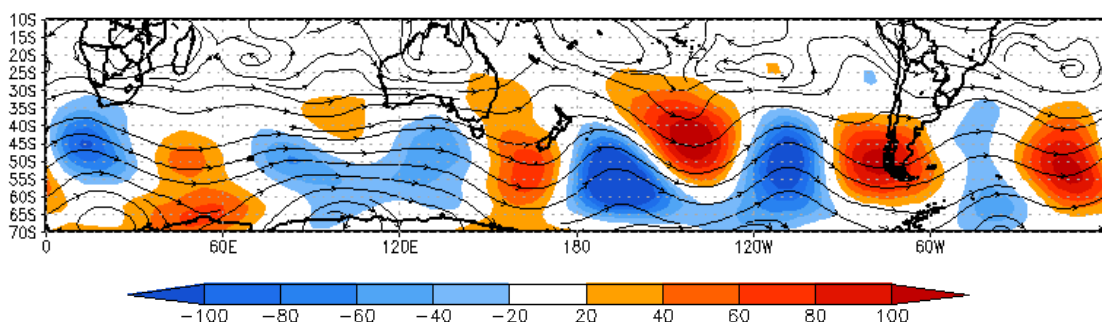


Figura 4.8 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do segundo modo do POP. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.

4.2.2 Inverno

As informações gerais dos principais modos do POP obtido para a estação de inverno são apresentadas na Tabela 4.3. As variáveis apresentadas são as mesmas do verão, ou seja, o período de oscilação, tempo de decaimento (e-folding time) e a variância, sendo que cada modo apresenta individualmente essas três características. Os dois principais modos do POP inverno discutidos nesta seção explicam juntos 71,7% da variância total do POP.

Tabela 4.3 - Características gerais dos principais modos do POP para o inverno para a altura geopotencial em 500 hPa. (O período de oscilação e o tempo de decaimento são dados em dias).

Anos	Modos	Período de oscilação	Tempo de decaimento	Variância explicada
1991 – 2000 (inverno)	1	4,46	6,45	47,24%
	2	5,08	7,08	24,46%
	3	5,88	11,28	16,27%
	4	6,67	3,57	12,01%

Para o período de inverno, o POP dominante tem período de oscilação de 4,46 dias, tempo de decaimento de 6,45 dias e explica 47,24% da fração da variância total. Nesse modo o tempo de decaimento indica que o padrão pode percorrer 1,5 ciclos de oscilação antes de tornar-se expressivamente ruidoso. Os padrões

espaciais das componentes real, imaginária e amplitude desse modo são mostrados na Figura 4.9(a-b) e Figura 4.10, respectivamente. Assim como observado para o primeiro padrão de verão, ambas as componentes real e imaginária são caracterizadas por um trem de onda zonal com número de onda 7. Observa-se que a cada ciclo as ondas deslocam-se aproximadamente 53° para leste, sendo que esse deslocamento é menor sobre o hemisfério oeste. Esse deslocamento é bem próximo do observado para o modo dominante do verão. No entanto, sobre o hemisfério ocidental o deslocamento das ondas é menos zonal que sobre o hemisfério oriental. Os sinais extremos podem alcançar valores de cerca de 300 e -300 mgp nos casos positivos e negativos, respectivamente. Sinais mais intensos dessas componentes são encontrados no hemisfério leste, em torno de $45^\circ\text{S} - 55^\circ\text{S}$, principalmente entre as longitudes $30^\circ\text{E} - 120^\circ\text{E}$, abrangendo a região do Oceano Índico Sul até o sul da Austrália. Por outro lado, o hemisfério ocidental apresenta sinais bem menos intensos em torno de $60^\circ\text{W} - 120^\circ\text{W}$, principalmente próximo a 90°W .

Ao longo do hemisfério oriental as configurações das ondas parecem mais caracterizadas e simétricas, enquanto sobre o hemisfério ocidental, entre as latitudes $60^\circ\text{W} - 180^\circ\text{W}$, as ondas apresentam inclinação bastante acentuada para nordeste. Essa inclinação parece estar associada ao surgimento do jato subtropical observado na Figura 4.1a. Durante o inverno há uma divisão do escoamento zonal sobre o leste da Austrália, relacionada ao aparecimento do JST, ao contrário do que ocorre na estação de verão quando uma simetria zonal na distribuição espacial do jato de oeste é observada (CARMO, 2002; RAO et al., 2002; NAKAMURA; SHIMPO, 2004). A atividade baroclínica durante o inverno apresenta dois ramos principais, um sobre a região do JP, abrangendo desde o Oceano Atlântico até a bacia australiana e o segundo ramo ao longo do JST, abrangendo desde o leste da Austrália até a costa oeste do continente sul-americano, conforme observado na Figura 4.2a. Esta configuração de baroclinicidade também foi documentada em outros estudos como nos de Berbery e Vera (1995), Carmo (2002), Hoskins e Hodges (2005).

Destaca-se que o padrão espacial da amplitude apresenta um desvio para sul, retornando a um escoamento zonal simétrico centrado em torno de 50°S, após cruzar a AS. Isso ocorre porque o JST diminui de intensidade próximo ao continente sul-americano, sendo que a leste do continente, sobre o Oceano Atlântico, o JP é dominante. Assim, logo os distúrbios transientes acompanham a corrente do JP sobre o Oceano Atlântico. A estrutura espacial da amplitude desse modo é mais intensa que a observada durante o verão, podendo apresentar valores de até 360 mgp sobre o Oceano Índico, na região centrada entre 45°S - 50°S, principalmente entre 30°E - 150°E (Figura 4.10). Além disso, nesta estação é mais evidente o aumento da amplitude do padrão espacial no hemisfério oriental, cujos valores médios atingem picos em torno de 270 a 320 mgp, entre as latitudes 45°S - 50°S. Deve-se enfatizar que durante o inverno a baroclinicidade é maior e a energia potencial pode ser convertida em energia cinética mais rapidamente, induzindo a rápida evolução de sistemas e um tempo de vida mais curto. Por outro lado, como a estação mais fria apresenta sistemas com tempo de vida mais curto no HS, pode-se inferir que outros efeitos, como a conversão barotrópica são importantes para a manutenção desses distúrbios (GUTOWSKI et al., 1992).

Sobre o Oceano Pacífico Leste e América do Sul, os sinais da amplitude são mínimos (Figura 4.10), apresentando um acréscimo entre 50°S - 55°S sobre o Atlântico Sudeste e Pacífico (a sudeste da NZ, próximo a linha de data). Essas regiões podem estar associadas com as principais áreas de atuação de bloqueios no HS (TRENBERTH, 1982; MARQUES, 1996; MARQUES; RAO, 1999). Observando o padrão espacial da amplitude verifica-se que os máximos durante o inverno encontram-se em latitudes mais baixas que aquelas observadas durante o verão. Satyamurty e Rao (1982) verificaram que os máximos de gradiente de temperatura nos subtropicais variam sua posição sazonalmente, ocupando uma latitude mais a norte no inverno que no verão. Esse mesmo deslocamento dos máximos para norte é observado no segundo modo obtido para o inverno.

A composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos extremos positivos para o primeiro modo do POP de inverno é mostrada na Figura 4.11. Essa configuração mostrou-se mais perturbada, com ondas bastante amplificadas meridionalmente sobre o hemisfério leste. Nota-se que as configurações dos padrões de inverno estão dispostas em latitudes mais baixas que as observadas para o verão, o que é condizente com a estação de inverno quando os sistemas encontram-se mais para o norte. A região ao sul do continente africano apresenta valores positivos de geopotencial inclusive sobre o sul da África do Sul, inferindo a presença de uma crista. Esse sistema inibe a formação de nebulosidade sobre a região sul do continente. Essa região do continente africano é bastante afetada por anticiclones migratórios intensos por ambos os lados do continente, sobre os oceanos Atlântico Sul e Índico, ao longo do ano (WILLIAMS et al, 1984). Williams et al. destacaram que os ciclones frontais maduros também afetam a região da África do Sul, principalmente durante o inverno.

Sobre o Oceano Índico, evidencia-se a presença de um sistema ciclônico centrado em 65°S/60°E. Um cavado bastante amplificado localiza-se sobre a Grande Baía Australiana e região oeste da Austrália, inferindo a atividade de um sistema frontal. Sobre o Mar da Tasmânia e NZ observa-se um cavado amplificado com orientação NO/SE, que pode indicar um aumento de nebulosidade a leste da NZ. Uma configuração tipo dipolo é observada a oeste da AS, sobre o Oceano Pacífico leste, caracterizada por anomalias positivas em torno de 30°S e anomalias negativas entre 50°S – 70°S. Sobre o Oceano Atlântico oeste, há uma região de anomalias negativas, associada a um cavado centrado em aproximadamente 55°S/45°W. Esse padrão sugere que a sul da AS a propagação dos sistemas seja no sentido sudoeste, evidenciando a passagem de frentes mais oceânicas.

Através das séries temporais da componente real do POP para o inverno observou-se que 2 anos foram classificados como fortes (1998 e 1996), 5 como moderados (1994, 1999, 1995, 1992 e 2000) e 3 como fraco (1993, 1997 e 1991).

As distribuições dos anos e intensidades médias podem ser visualizadas na Tabela 4.4.

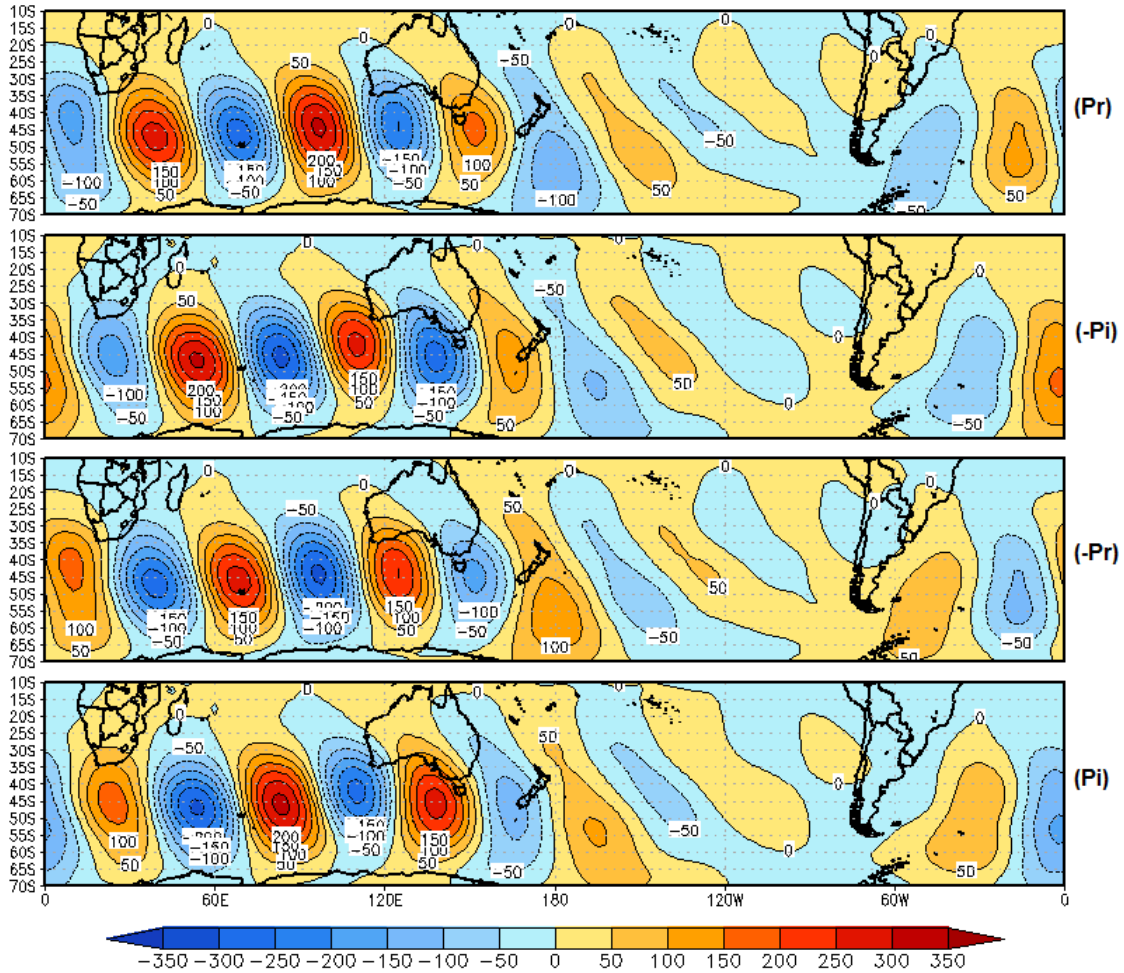


Figura 4.9 - Padrões espaciais do primeiro modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.

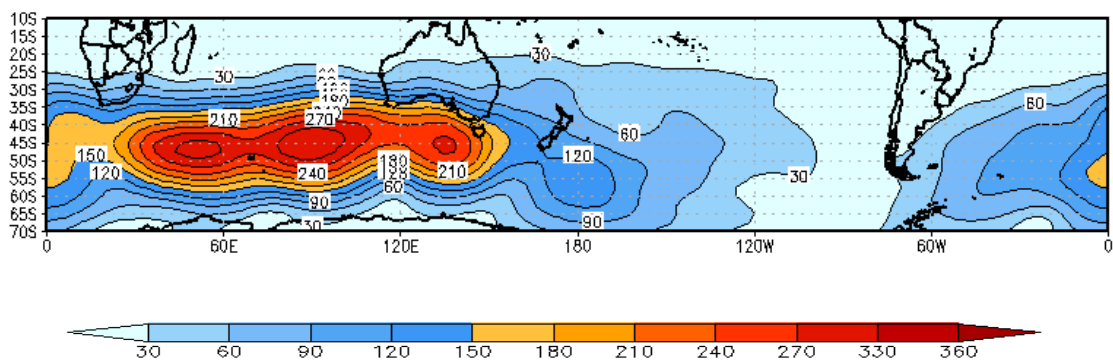


Figura 4.10 - Padrão espacial da amplitude do modo dominante do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000.

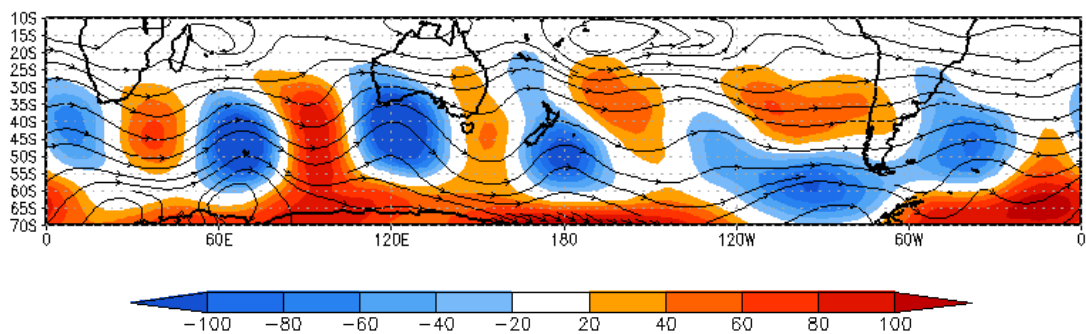


Figura 4.11 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do primeiro modo do POP Inverno. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.

Tabela 4.4 – Distribuição das intensidades médias por ano dos dois principais modos do POP para altura geopotencial para o inverno dos anos 1991-2000.

Modo 1		Modo 2	
Anos	Média	Anos	Média
1998	1.661	1993	1.659
1996	1.588	1999	1.619
1994	1.438	1991	1.574
1999	1.400	1998	1.550
1995	1.328	1992	1.542
1992	1.287	1995	1.407
2000	1.281	1996	1.334
1993	1.263	1994	1.292
1997	1.258	1997	1.257
1991	1.196	2000	1.217

O segundo modo do POP para a estação de inverno explica 24,46% da variância total e apresenta período de oscilação de 5,08 dias e tempo de decaimento de 7,08 dias (Tabela 4.3). O período e o tempo de decaimento encontrados para esse modo são bem próximos do encontrado para o modo anterior. Os padrões espaciais das componentes real, imaginária e amplitude desse modo são mostrados na Figura 4.12(a-b) e Figura 4.13, respectivamente. As componentes real e imaginária são caracterizadas por um trem de onda zonal com número de onda 6. Assim, como observado para o modo anterior, nota-se que as ondas apresentam deslocamento de cerca de 53° para leste por ciclo. Apesar de apresentar número de onda igual ao encontrado para o segundo padrão de verão, os campos espaciais do POP de inverno mostram menor simetria zonal que os obtidos para o verão. Os sinais extremos podem alcançar valores de cerca de 250 e -250 mgp para sinais positivos e negativos, respectivamente.

Diferentemente do observado para o primeiro modo do POP de inverno, os sinais mais fortes dessas componentes são encontrados no hemisfério oeste. Sobre o hemisfério oriental as configurações das ondas se mostram mais perturbadas e assimétricas, com inclinação para nordeste entre 0° - 60° E, e inclinação para sudeste entre 120° E - 180° E. O hemisfério oeste apresenta um trem de ondas zonal mais caracterizado com uma ligeira inclinação para nordeste. A estrutura espacial da amplitude desse modo mostra-se bastante perturbada, apresentando máximos ao longo das latitudes entre 40° S - 50° S e um máximo isolado centrado em 55° S - 60° S e 180° W/E. O primeiro cinturão de máximos (45° S - 55° S) é caracterizado por valores de amplitude de até 210 mgp, enquanto o segundo máximo observado é mais intenso e envolve amplitudes em torno de 270 mgp. Infere-se que o máximo de magnitude observado sobre o Pacífico leste esteja associado com as trajetórias de anticiclones móveis que ocorrem no ST do Pacífico Sul.

Analisando os padrões de amplitude, pode-se observar uma região de máximos valores concentrada a sudeste da NZ. Ela é mais intensa que a do modo anterior, indicando uma área de atividade de distúrbios transientes ao sul da região de maior incidência de bloqueios atmosféricos, uma vez que os distúrbios transientes são desviados para norte ou para sul devido a presença dos bloqueios atmosféricos. Diversos estudos destacaram que os distúrbios transientes estão relacionados com os sistemas de bloqueio. Marques (1996) ressaltou que distúrbios transientes determinam um papel importante na sustentação do bloqueio. Marques ainda evidenciou através de análises do desvio padrão da altura geopotencial em 500 hPa, que há uma região de máximo dessa variável em torno de 60° S no sul da NZ. Esta característica está associada ao sistema bloqueio, uma vez que esse centro é devido ao desvio do jato e dos distúrbios transientes, considerando-se a formação do anticiclone de bloqueio em torno de 50° S.

O campo da composição para a altura geopotencial e vento em 500 hPa para os principais eventos do segundo modo do POP inverno mostra uma sucessão de

cristas e cavados percorrendo todo o HS (Figura 4.14). As composições obtidas para o primeiro e segundo modo de inverno são bastante similares, principalmente sobre o hemisfério leste. As diferenças são observadas na região do continente sul-americano e Oceano Pacífico leste. Sobre o Oceano Índico, a sudeste da África, há uma região de intensos valores positivos de anomalias de geopotencial associado a uma crista. A região do Oceano Índico Centro-Sul é dominada por valores negativos de anomalias de geopotencial, inferindo a presença de um cavado. Anomalias negativas também são observadas sobre a Grande Baía Australiana, onde se posiciona um sistema frontal. Sobre a NZ evidencia-se a atuação de um cavado. Essa região normalmente não apresenta condições para o desenvolvimento de sistemas transientes, principalmente durante o inverno quando o jato apresenta bifurcação (INATSU; HOSKINS, 1996; PIVA et al, 2008). Essa região também está associada com um máximo de bloqueios e mínimo de ventos zonais (MARQUES, 1996; BERBERY; VERA, 1996).

Sobre o Oceano Pacífico observa-se atividade baroclínica, em torno de 120°W. Um cavado posiciona-se sobre o continente sul-americano entre 25°S – 60°S, com valores negativos de geopotencial atingindo a costa da Argentina, Uruguai e a região sul do Brasil, inferindo a incidência de um sistema frontal sobre o oceano.

A análise das séries temporais da componente real do POP mostra que 5 anos tiveram amplitudes fortes (1993, 1999, 1991, 1998 e 1992), 3 moderadas (1995, 1996 e 1994) e 2 fracas (1997 e 2000). As distribuições dos anos e intensidades médias podem ser visualizadas na Tabela 4.4.

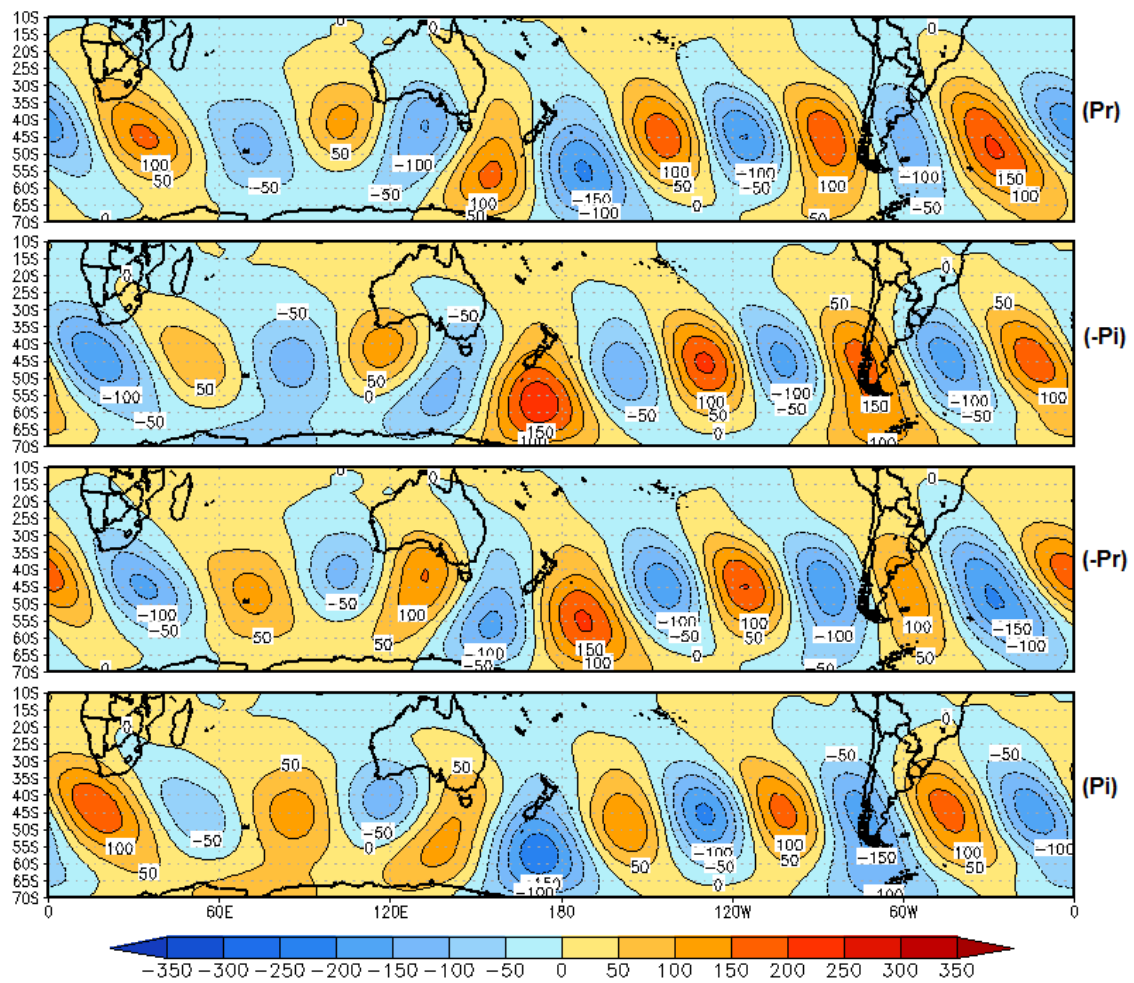


Figura 4.12 - Padrões espaciais do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000. P_r é a parte real e P_i é a parte imaginária.

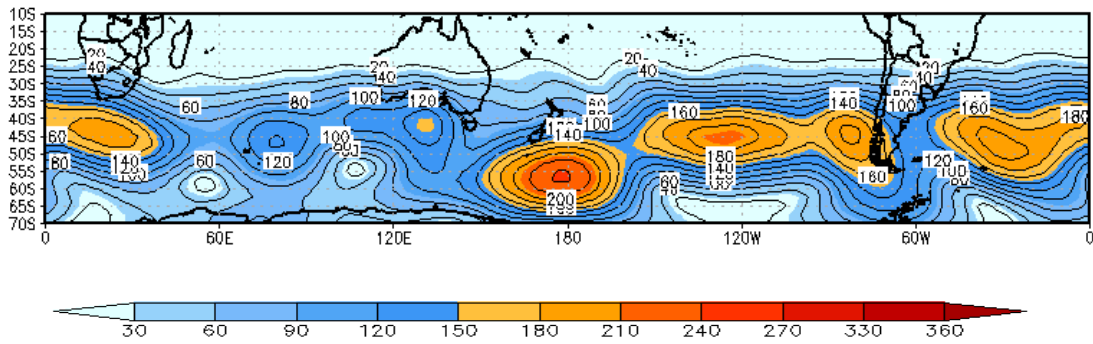


Figura 4.13 - Padrão espacial da amplitude do segundo modo do POP para a altura geopotencial em 500 hPa, para a estação de inverno do período de 1991-2000.

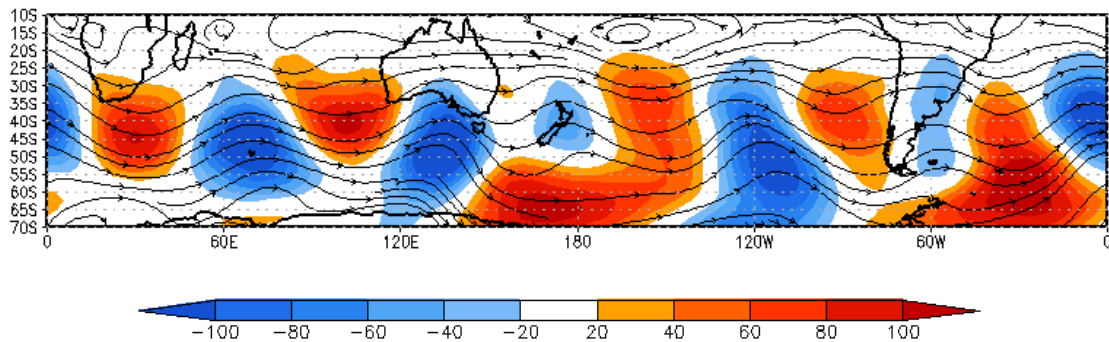


Figura 4.14 - Composição da altura geopotencial e vento em 500 hPa dos eventos mais representativos do segundo modo do POP Inverno. Linhas representam as linhas de corrente e sombreados representam as anomalias de geopotencial em 500 hPa.

4.3 Discussões Gerais

As principais diferenças observadas entre os padrões obtidos podem ser atribuídas à presença das correntes de jato no HS. Durante a primavera e inverno, a atividade da ST na troposfera superior apresenta uma bifurcação, contendo um ramo principal ao longo do JST e um ramo secundário ao longo do JSP. Na troposfera inferior ocorre um único ST ao longo de uma acentuada zona baroclínica abaixo do JSP. Na ausência desse jato a configuração dos STs é estritamente circumpolar ao longo do JSP (NAKAMURA; SHIMPO, 2004). Berbery e Vera (1995) mostraram que os comprimentos de onda, extensão total da onda e o desenvolvimento corrente abaixo no JSP são menores que aqueles

observados no JST. Por outro lado, eles mostraram que a velocidade de fase das ondas no JSP é maior.

Comparando os padrões obtidos para cada estação pode-se inferir que as maiores variações encontram-se sobre o hemisfério oeste, principalmente sobre o Oceano Pacífico. Esta observação está coerente com o observado por Trenberth (1981) que mostrou que as variações entre estações são maiores sobre o oceano Pacífico e setores da Austrália e menores sobre os oceanos Atlântico e Índico. O autor ainda apontou que as estatísticas dos distúrbios no HS são muito mais zonalmente simétricas do que no HN. Observou-se ainda que durante o inverno austral, o padrão de magnitude dos distúrbios transientes atinge uma amplitude maior de latitudes, sendo que as regiões de máximos valores ocupam uma posição mais a norte nesta estação, acompanhando a posição do JP que migra para norte, uma vez que as frentes frias atingem latitudes mais baixas no inverno. Esse resultado é mais uma indicação de como os distúrbios transientes estão intimamente relacionados à posição dos jatos no HS, principalmente o JP que determina a posição média de máxima baroclinia.

As composições da altura geopotencial e vento em 500 hPa obtidas para cada modo são bastante semelhantes, principalmente as correspondentes a estação de inverno, podendo representar os mesmos distúrbios, como as frentes e os vórtices ciclônicos, no entanto em fase de propagação diferentes. Castro (2009) observou o mesmo comportamento ao estudar os padrões de EOF dos dados de vento meridional para a alta frequência. No entanto, o autor diagnosticou que as variâncias explicadas por esses padrões eram bastante semelhantes, sugerindo que estes poderiam apresentar apenas a evolução dos sistemas e não a presença de diferentes sistemas associados a cada padrão.

Apesar da forte conexão dos jatos com os ST, alguns estudos mostraram que a atividade dos ST não é condicionada apenas a intensidade dos mesmos. Carmo (2002) encontrou que os transportes de calor (horizontal e vertical) estão relacionados com a manutenção da atividade baroclínica no ST de latitudes

médias, no entanto não explicam a intensificação desses sistemas. Por outro lado, foi observada uma simultaneidade entre a intensificação desses transportes e as ST e o JST durante o inverno austral, principalmente ao sul da Austrália. O autor sugeriu que esses transportes poderiam servir como fonte baroclínica de energia para ambos o jato e ST subtropicais. Avaliando os modos do POP verão/inverno, infere-se que os padrões com onda zonal 6 estejam principalmente condicionados ao desenvolvimento corrente abaixo e a efeitos barotrópicos do que a instabilidade baroclínica.

A variabilidade interanual desses padrões parece ser modulada pelo fenômeno El Niño, sendo mais evidente para a estação de verão. Ressalta-se, porém que o período estudado consiste principalmente de anos de ocorrência forte e moderada desse fenômeno e ainda de eventos La Niña. Outros estudos mostraram que o fenômeno ENOS afeta principalmente a distribuição e intensidade das ST. Desse modo, a distribuição da precipitação, associada as ST, é alterada durante os eventos extremos do fenômeno ENOS. Solman e Menendez (2000) documentaram que o ST de inverno tem variações significantes entre eventos quentes e frios do ENOS. Durante eventos quentes, a ST subtropical sobre o Pacífico oeste fica mais fraco, enquanto, durante eventos frios a estrutura de jato duplo tende a ser mais proeminente e um aumento na atividade de escala sinótica é observada sobre o Pacífico entre 30°S e 60°S. Grimm (2010) inferiu que sobre latitudes médias da AS, durante o verão, a TSM (Temperatura da Superfície do Mar) do Atlântico Sudoeste é mais significativa do que o evento ENOS.

5 RESULTADOS DAS ANÁLISES DOS ST NA AS

Nesta seção, com o intuito de aprimorar o conhecimento dos padrões dominantes do POP/geopotencial em latitudes médias são apresentadas as estatísticas referentes aos vórtices ciclônicos em níveis médios que se deslocam pela AS e oceanos adjacentes. São analisadas algumas características relativas as ST, como densidade de trajetórias e intensidades médias, a fim de destacar as áreas de maior atividade ciclônica nessa região. Apresenta-se também uma análise sobre as conexões das ST e os fenômenos de baixa-frequência ENOS e a OA.

5.1 Comportamento médio

A Figura 5.1a apresenta a média das densidades de trajetórias de vórtices ciclônicos para o verão e evidencia a distribuição de ST em uma faixa latitudinal compreendida entre 45°S – 65°S. As regiões de máxima densidade são observadas em torno de 55°S, sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Leste, e ainda em latitudes um pouco mais altas na região do Estreito de Drake. Piva et al. (2008) constatou que os cavados em 500 hPa apresentam um máximo em torno de 50°S, deslocado 10° para norte da região de maior incidência de ciclones em superfície (60°S), uma vez que o ciclone em superfície se forma entre o cavado e a crista. As densidades de sistemas nessas regiões atingem valores entre 16 e 20 sistemas por mês. Assim como os padrões obtidos para o verão na seção anterior, a distribuição dos ST também apresentou comportamento simétrico ao longo da corrente do JP. Pode-se também observar a influência da Cordilheira dos Andes na caracterização da densidade de sistemas. Nota-se que em torno de 35°S/70°W há uma diminuição significativa da densidade de sistemas. Esta área está localizada entre as regiões de grande incidência de ciclólises (oeste do extremo sul dos Andes) e de ciclogêneses em superfície (entre norte da Argentina e Rio Grande do Sul (RS)), associadas a instabilidade baroclínica e ao efeito da orografia (GAN; RAO, 1991; HOSKINS; HODGES, 2005; SILVA, 2010; GUIA, 2011). Guia (2011) observou um aumento

com a altura nos valores de densidade de sistemas na região entre o norte da Argentina e RS, inferindo que nem todos os sistemas que se propagam na troposfera média e alta desenvolvem-se em superfície. Como exemplo, destacam-se os vórtices ciclônicos em níveis médios e altos, que cruzam os Andes e não desenvolvem ciclogêneses em baixos níveis.

As intensidades médias das trajetórias observadas na estação de verão apresentam máximos entre 45°S – 60°S (Figura 5.1b), coincidindo com os máximos de densidade de sistemas discutidos anteriormente, no entanto sobre o Estreito de Drake a intensidade não é tão acentuada. Ao longo do cinturão de intensidades máximas o sinal mais intenso é notado sobre o Oceano Atlântico oeste. Por outro lado, há uma diminuição sobre o continente sul-americano, principalmente sobre o extremo sul do continente. As regiões a barlavento e sotavento da Cordilheira dos Andes, em torno de 30°S – 40°S, mencionadas acima como sendo regiões de máximos de ciclólises e ciclogêneses, respectivamente, mostram valores de intensidade de sistemas de aproximadamente $4 - 4,5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

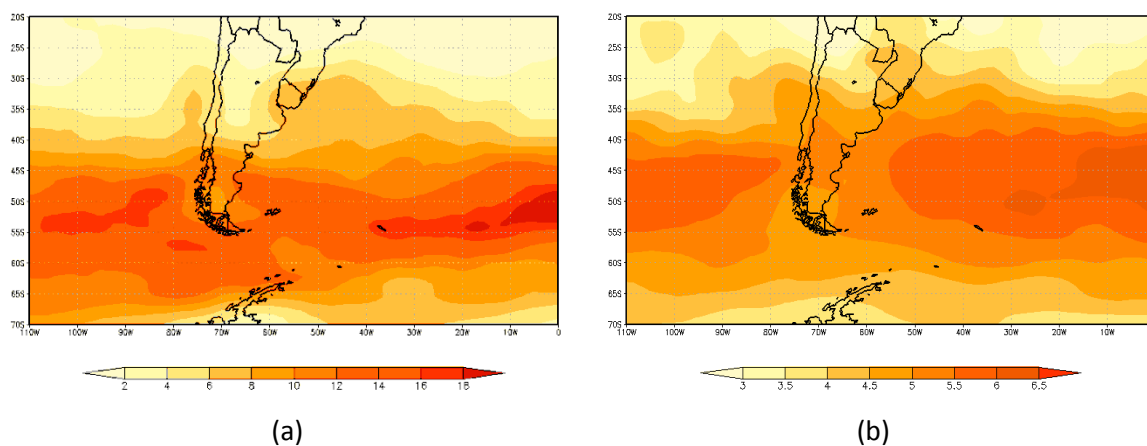


Figura 5.1- (a) Densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas a partir da ζ_{500} para o verão do período de 1991-2000. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e a das intensidades em 10^{-5} s^{-1} .

A densidade de sistemas observada para o inverno é mostrada na Figura 5.2a. Nota-se que nesta estação a faixa de máxima densidade abrange uma amplitude maior de latitudes que a observada para o verão, porém de intensidade menor. Além disso, observa-se uma bifurcação associada à presença do JST originado durante o inverno. Sobre o Oceano Pacífico, a faixa de densidade mais intensa é dividida em dois ramos, o primeiro entre $40^{\circ}\text{S} - 50^{\circ}\text{S}$ e o segundo entre $60^{\circ}\text{S} - 70^{\circ}\text{S}$. Ambos os ramos apresentam ocorrência máxima de 12 sistemas por mês. Por outro lado, sobre o Oceano Atlântico as maiores densidades concentram-se em um único ramo entre $45^{\circ}\text{S} - 55^{\circ}\text{S}$, atingindo valores de até 16 sistemas por mês. Essa configuração está consistente com o padrão do primeiro modo do POP inverno discutido na seção anterior e ainda com os resultados encontrados por Hoskins e Hodges (2005) que sugerem que há uma conexão sobre os oceanos Pacífico leste e Atlântico oeste entre ambos os ramos. O campo de densidade de sistemas não apresenta grandes variações em relação às regiões de ciclólises e ciclogêneses discutidas para o verão uma vez que essas regiões também são encontradas no campo de inverno. Entretanto, Guia (2011) verificou que há uma diminuição na densidade de ciclogêneses em níveis médios sobre o norte da Argentina, Uruguai e RS durante a estação fria.

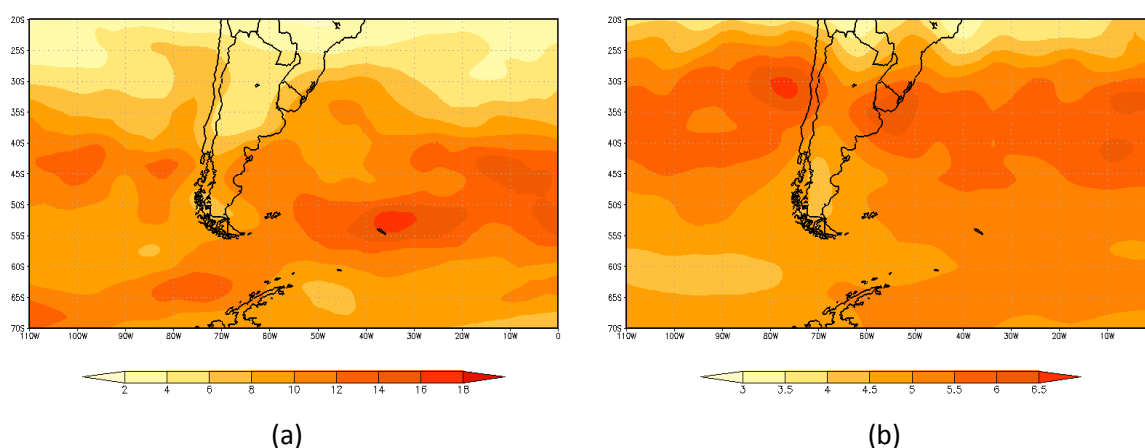


Figura 5.2 – Como na figura 5.1, mas para o inverno.

No campo de intensidades médias dos sistemas obtido para o inverno sobressai uma faixa de valores máximos entre $30^{\circ}\text{S} - 45^{\circ}\text{S}$, coincidindo com a posição

média do JST para o inverno. Essa faixa apresenta valores médios em torno de $5.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, com dois picos sendo um a oeste dos Andes, na região de maior frequência de ciclólises, e outro a sotavento dos Andes, na região mais ciclogênica supracitada.

5.2 Teleconexões

Para avaliar as conexões dos vórtices ciclônicos em níveis médios e os fenômenos de baixa frequência (OA e ENOS) na região de estudo foram elaborados compostos que relacionam as ST a estes fenômenos. As análises foram feitas por meio do teste de Monte Carlo descrito na secção 3.2.3.

5.2.1 Interação da Oscilação Antártica e as ST

As diferenças entre as densidades de trajetórias e intensidades médias das ST e as fases positivas e negativas da OA durante o verão são mostradas nas Figuras 5.3(a-b). As regiões contornadas pelas linhas pretas representam níveis de significância acima de 90%. Observa-se que durante o verão, os vórtices ciclônicos apresentam um deslocamento para norte em fases negativas da OA, posicionando-se em torno de $35^{\circ}\text{S} - 50^{\circ}\text{S}$ sobre a região da AS. Por outro lado, durante a fase positiva esses sistemas deslocam-se para sul localizando-se entre $55^{\circ} - 65^{\circ}\text{S}$. As densidades de sistemas apresentam valores máximos de aproximadamente 4 sistemas por mês em ambas as fases. Além disso, observa-se que a densidade de sistemas é mais intensa sobre o Oceano Pacífico e Estreito de Drake durante a fase positiva da oscilação. Esse comportamento está coerente com o descrito por Carvalho et al. (2005) que destacaram que a OA determina a latitude inicial e média durante o ciclo de vida dos ciclones extratropicais, no entanto, a posição longitudinal destes sistemas é pouco influenciada.

Os valores extremos das intensidades médias não acompanham as regiões de densidades de sistemas impactadas pela OA, ainda que esse campo seja aparentemente menos influenciado por esse fenômeno. Sobre o continente sul-

americano, destacam-se máximos de intensidade sobre o norte da Argentina e Chile, Uruguai e sul da Brasil em fases positivas. Em latitudes médias (45°S – 60°S) a intensidade de sistemas sobre os oceanos Atlântico e Pacífico é mais afetada pela fase positiva da OA. Por outro lado, em fases negativas, extremos dessa variável podem ser observados sobre o Mar de Weddell, Mar de Bellingshausen e Península Antártica. Desse modo, pode-se afirmar que há uma discordância entre as regiões de extremos de densidade e intensidade afetadas pelos sinais negativos/positivos da OA, ou seja, ainda que em latitudes médias (altas) a densidade de trajetórias seja dominada pela fase negativa (positiva) da oscilação, a intensidade nessas latitudes é maior durante a fase positiva (negativa).

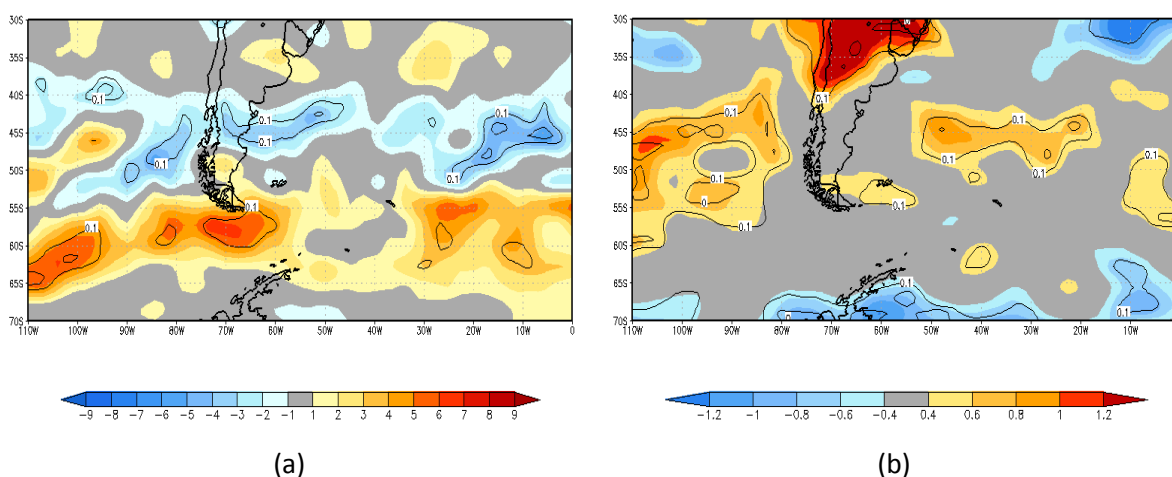


Figura 5.3 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas da OA, período de 1991-2000, verão. A unidade das densidades é apresentada em n° de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas pretas representam áreas com significância acima de 90%.

Durante a fase positiva da OA, o cisalhamento do vento zonal em baixos níveis na ST de latitudes médias aumenta e a estabilidade estática decai elevando a razão de crescimento de distúrbios baroclínicos. O inverso ocorre para a fase negativa da AO (CARMO, 2002). O autor observou que ao longo do ano em latitudes médias há uma correlação positiva entre a OA e uma correlação negativa em latitudes altas, implicando em um aumento de atividade baroclínica em latitudes médias.

A conexão entre os ST de níveis médios e OA durante o inverno são mostrados através da densidade de sistemas e intensidade média dos sistemas na Figura 5.4(a-b). Similar ao observado para o verão, durante o inverno nota-se uma configuração zonal definida no campo de densidade de sistemas. No entanto, durante o verão observou-se um comportamento simétrico entre as fases da OA, enquanto durante o inverno os sinais positivos da oscilação dominam o campo de densidade de sistemas. Nota-se uma ampla região de atividade ciclônica abrangendo desde o Mar de Bellingshausen, passando pelo Estreito de Drake e atingindo o Mar da Scotia, associadas à fase positiva. Ainda nesta fase, em latitudes médias evidencia-se a atuação de sistemas sinóticos sobre o Oceano Atlântico e na região do norte da Argentina, Uruguai e RS. Durante a fase negativa destaca-se a atividade de vórtices em latitudes médias, com máximos de densidade sobre o Oceano Pacífico, sobre o Arquipélago Juan Fernandez, sobre o Oceano Atlântico, abrangendo a região das Ilhas Malvinas e Ilhas Georgia do Sul e Sandwich do Sul. Sobre o sul da Argentina, há extremos de densidade associados com a fase negativa da OA, porém estas apresentaram significância abaixo de 90%.

De modo geral, as intensidades médias apresentam concordância com as regiões de máximos de densidade de sistemas em ambas as fases. Apenas sobre o Mar de Bellingshausen e Mar de Weddell, as intensidades médias apresentaram-se associadas à fase negativa da OA, sendo o oposto do observado para o campo de densidades, o que também foi notado durante o verão. Essa característica indica que nessa região a atividade ciclônica é maior, porém menos intensa durante a fase positiva. Durante a fase negativa, notam-se extremos de intensidade sobre o sul da Argentina e Chile e nordeste da Argentina.

Nota-se também um deslocamento para sul da atividade ciclônica durante a fase positiva da oscilação, enquanto durante a fase negativa a atividade de sistemas sinóticos posiciona-se sobre latitudes médias, inferindo um deslocamento para norte. Diversos estudos (SINCLAIR et al., 1997; CARVALHO et al. 2005,

CAVALCANTI et al., 2009) mostraram que durante a fase negativa da OA, o JST se desloca para norte, diminuindo a frequência de ciclones em latitudes altas e aumentando essa frequência em latitudes médias. O oposto ocorre para a fase positiva, quando o JST posiciona-se mais a sul de sua posição climatológica, intensificando a atividade ciclônica em latitudes altas enquanto desintensificação ocorre em latitudes médias. Logo, infere-se que o deslocamento do JST e mudanças na intensidade do vento de oeste, ocasionados pelas variações de fases da OA, afetem a distribuição de densidades e intensidades de sistemas observadas acima.

Os resultados apresentados mostram que os sinais da OA tem um impacto significativo sobre as ST de níveis médios, durante o verão austral. Outros estudos encontraram que a OA tem grande influência sobre o ST de níveis baixos, apresentando um comportamento zonal simétrico, com deslocamento para sul em fases positivas e para norte em fases negativas da oscilação. Esse comportamento também foi observado por Silva (2010) e Carvalho et al. (2005).

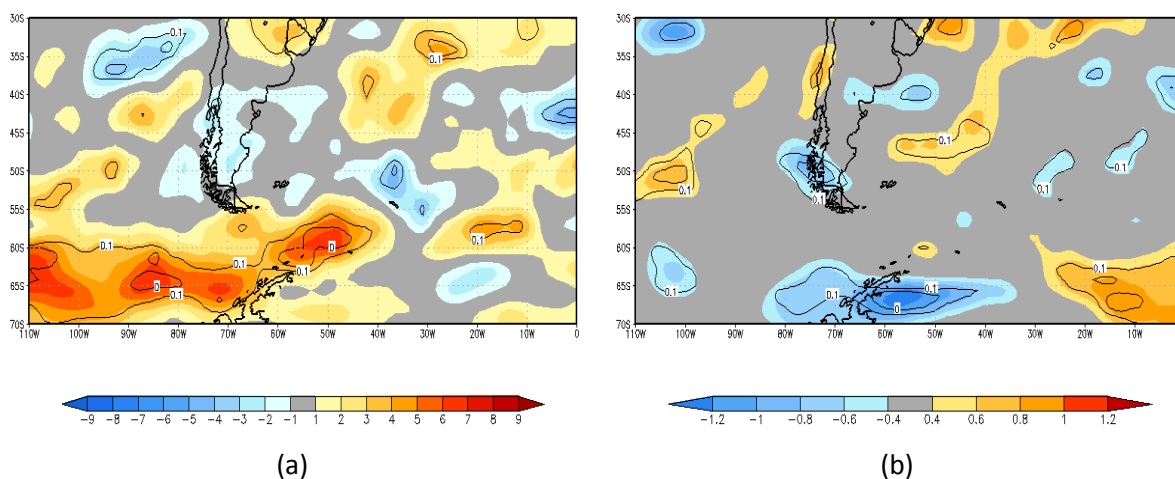


Figura 5.4 – Como na figura 5.3, mas para o inverno.

5.2.2 Interação do El Niño Oscilação Sul e as ST

A interação entre o fenômeno ENOS e as ST no sul da AS e oceanos adjacentes durante o verão e inverno é mostrada nas figuras 5.5 e 5.6, respectivamente.

Assim como na seção anterior as regiões contornadas pelas linhas pretas representam níveis de significância acima de 90%.

Durante o verão principalmente entre 55°S – 65°S e também nos subtrópicos a densidade de trajetórias de ST é mais influenciada pela fase negativa do ENOS, ou seja, pelo evento LN (Figura 5.5a). Pode-se notar uma ampla região de máxima atividade ciclônica no Pacífico sudeste e sobre o Estreito de Drake. Além disso, o Oceano Atlântico é praticamente dominado pela fase fria do ENOS, com exceção de uma pequena região entre 40°S- 50°S e 35°W – 5°W. A região de máxima frequência de sistemas sobre o Oceano Atlântico Sul posiciona-se em torno de 60°S/10°W associada a fase fria do ENOS. Entre as latitudes de 45°S – 50°S destacam-se dois máximos de fase quente do ENOS sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. No entanto, essas regiões apresentaram significância abaixo de 90%. As duas faixas de máxima densidade de sistemas observadas abaixo de 40°S também foram encontradas por Silva (2010) para as ST de baixos níveis. No entanto, ele encontrou maior significância para a fase positiva do ENOS.

Assim como no caso da densidade, a intensidade média dos sistemas parece sofrer maior influência da fase fria do ENOS, porém esse campo é menos influenciado por esse fenômeno (Figura 5.5b). Observa-se ainda que as intensidades apresentam um deslocamento para norte, concentrando-se principalmente acima de 50°S. Destaca-se que o Oceano Pacífico é influenciado por ambas as fases do ENOS, com a fase negativa restrita entre 40°S – 65°S e a fase positiva entre 30°S - 40°S. Por outro lado, o sul do continente sul-americano e as regiões do oeste e norte do Atlântico Sul apresentam máximos de intensidade associados ao evento LN. Os mares Bellingshausen e Scotia apresentam valores positivos de intensidade relacionados ao evento EN.

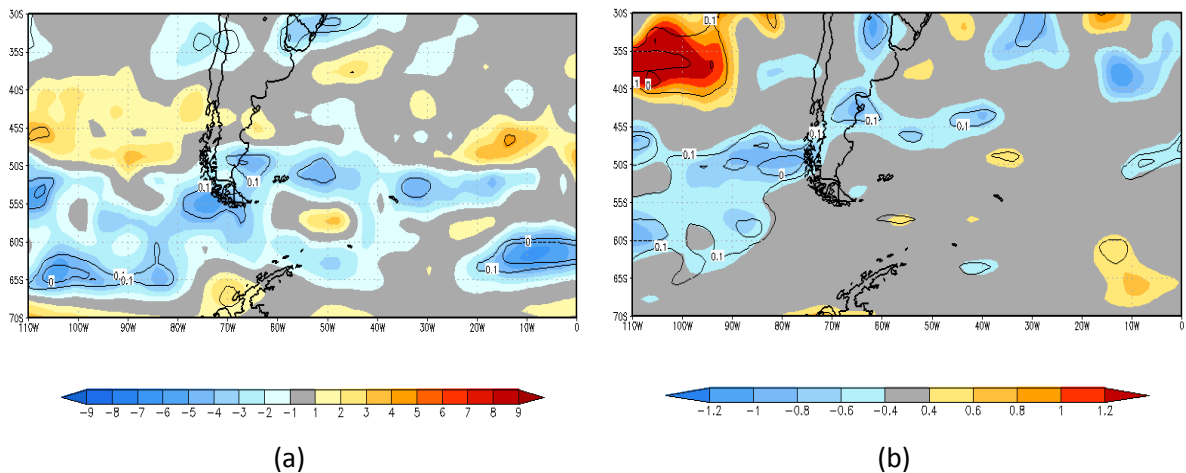


Figura 5.5 - Diferenças entre (a) densidades de trajetórias e (b) intensidades médias calculadas para as fases positivas e negativas do ENOS, período de 1991-2000, verão. A unidade das densidades é apresentada em nº de eventos por mês por área (10^6 km^2) e as intensidades em 10^{-5} s^{-1} . As linhas pretas representam áreas com significância acima de 90%.

Assim como no verão, o inverno sofre maior influência do evento LN, ainda que nessa estação o impacto do EN seja mais proeminente que o observado anteriormente (Figura 5.6a). Observa-se que a densidade de sistemas estende-se para latitudes mais altas durante eventos de LN sobre o Pacífico Sudeste. Por outro lado, os sistemas transientes são mais frequentes durante episódios de EN sobre o Oceano Atlântico sudeste. Um aumento de sistemas também é notado sobre o sul do continente, sul do Estreito de Drake, Mar de Bellingshausen e Mar de Weddell durante a fase quente do ENOS.

Novamente, o campo de intensidade mostrou ser menos impactado pelo ENOS (Figura 5.6b). Durante a fase fria do ENOS, os sistemas mais intensos apresentam deslocamento para norte sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, não ultrapassando latitudes maiores que 50°S . Sobre o continente, nota-se um máximo apenas sobre o extremo sul do Chile, na região ao norte de Punta Arenas. Em invernos sob a influência do EN, os máximos de intensidade acompanharam os máximos no campo de densidade de sistemas apresentando-se desde latitudes altas do Oceano Pacífico, estendendo-se para latitudes mais baixas sobre o Atlântico sudeste. Os sistemas mais intensos posicionaram-se principalmente sobre a Península Antártica e Mar de Bellingshausen.

O deslocamento da ST nas fases positiva e negativa do ENOS observado durante o verão não se manteve nos meses de inverno. A influência da LN sobre a atividade ciclônica no Atlântico e sobre a intensidade dos distúrbios no Pacífico mostra-se consideravelmente menor durante o inverno. Em contrapartida a maior influência do evento EN em ambas as estações ocorre em latitudes altas, mas o impacto é mais expressivo durante o inverno.

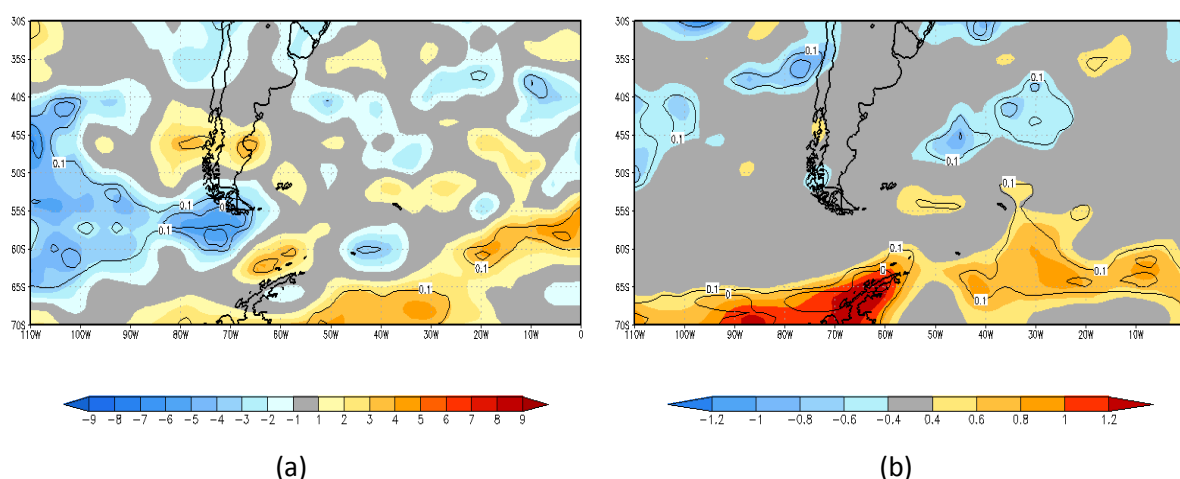


Figura 5.6 – Como na figura 5.5, mas para o inverno.

Os resultados acima estão de acordo com os obtidos por Carmo (2002) que mostrou que as latitudes médias e subtropicais são mais influenciadas pelo fenômeno ENOS durante a primavera e verão, uma vez que durante o verão o cisalhamento vertical do vento está significativamente correlacionado ao IOS nos subtropicais. Desse modo, sugere-se que a gangorra barométrica entre a Austrália e o Pacífico Sul modifica o escoamento médio zonal, influenciando a distribuição dos distúrbios transientes na região das ST. Assim a precipitação associada a esses distúrbios também sofre alterações durante os eventos ENOS. Houseago-Stokes e McGregor (2000) diagnosticaram que o padrão de circulação PSA é o principal responsável pela propagação do sinal do ENOS para latitudes médias e altas no HS. Isso ocorre porque as anomalias de pressão e altura geopotencial em latitudes subtropicais e altas no Pacífico Sul são afetadas pela convecção tropical entre o Pacífico Oeste e Central durante

eventos extremos do ENOS. Em latitudes médias a mudança no padrão de anomalias é defasada em relação às latitudes supracitadas.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

O estudo dos distúrbios transientes da troposfera média no HS é de fundamental importância uma vez que esses sistemas influenciam a circulação atmosférica através do transporte de momentum, vapor de água e energia. Desse modo, os sistemas transientes têm impacto considerável no tempo. Nesse contexto, este trabalho avalia as características espaço-temporais dos distúrbios transientes no HS através da técnica POP. Avaliou-se também a climatologia dos vórtices ciclônicos que atuam na AS e oceanos adjacentes e a interação destes sistemas com os fenômenos de baixa-frequência, ENOS e OA, por meio do TRACK, um método automático e objetivo de acompanhamento de características em campos meteorológicos. Ambas as técnicas citadas acima foram aplicadas aos dados da altura geopotencial das reanálises II do NCEP-DOE para o período de 1991 a 2000.

A análise da função envelope (v_e) revela que a atividade baroclínica dos distúrbios entre as latitudes de 20°S – 35°S é dominante durante o inverno, ao longo de todo o HS, principalmente entre 120°E e 120°W. Essa característica é coerente com o surgimento do JST nessa estação. Para a faixa latitudinal entre 45°S - 55°S a atividade dos transientes é maior no hemisfério leste, principalmente nos meses de março a maio. Ao longo da faixa de latitudes médias observam-se valores mínimos de atividade de baroclínica nos meses de julho a novembro entre 120°E – 20°W, sendo mais expressivo em 160°W, coincidindo com o surgimento do JST, onde a maior atividade baroclínica é observada entre 20°S – 35°S.

A análise da variabilidade espaço-temporal dos distúrbios transientes no HS revelou que os primeiros modos espaciais do POP obtidos para o verão e inverno apresentam número de onda 7, estando principalmente associados com as regiões de maior baroclinia no HS. Em latitudes médias os transientes mais expressivos ocorrem sobre o Oceano Atlântico e Índico em ambas as estações, mas a amplitude é maior durante o inverno, devido à baroclinicidade ser maior

nessa época do ano. A principal diferença entre os modos dominantes supracitados é que durante o inverno o padrão espacial mostra uma propagação de ondas para latitudes mais baixas sobre o Oceano Pacífico. Essa propagação parece estar associada com o surgimento do JST durante o inverno, provocando uma divisão do escoamento zonal nessa região. Durante o verão, na ausência desse jato, a configuração das ST é circumpolar ao longo do JP (RAO et al., 2002; NAKAMURA; SHIMPO, 2004).

O segundo padrão espacial dos POP verão/inverno apresenta comportamento zonal simétrico com número de onda 6. Durante o verão, o campo de amplitude evidencia um aumento da atividade de distúrbios sobre o Oceano Pacífico Sul. Este máximo pode ser justificado pelo aumento de gênese de cavados entre 150°W e 80°W, durante o verão austral (PIVA et al., 2008), ou ainda devido ao desenvolvimento corrente abaixo, uma vez que esse processo é um fator de extrema importância nessa estação quando a instabilidade baroclínica é menor e se torna concentrada, abrangendo uma área latitudinalmente menor (CHANG, 2000). O campo de amplitude obtido para o inverno destacou um aumento da atividade de transientes a sudeste da NZ, indicando uma área de atividade de distúrbios transientes posicionada na região de maior incidência de bloqueios atmosféricos.

A média de densidades de vórtices ciclônicos sobre a AS e adjacências para o verão mostra concentração desses sistemas em uma faixa latitudinal compreendida entre 45°S – 65°S. As regiões de máxima densidade são observadas em torno de 55°S, sobre os oceanos Atlântico e Pacífico Leste, e ainda em latitudes um pouco mais altas na região do Estreito de Drake. Por outro lado, a frequência de vórtices observada para o inverno abrange uma faixa latitudinalmente mais extensa que a do verão, apresentando bifurcação associada à presença do JST originado durante o inverno. Os máximos da intensidade média dos vórtices ciclônicos coincidem com os máximos do campo de densidade, no entanto as intensidades são menores durante o inverno.

A interação entre as ST e a OA durante as estações de solstício diagnosticaram que em ambas as estações a densidade de vórtices ciclônicos é dominada pela fase positiva da oscilação. Um comportamento zonal simétrico foi notado entre as fases da OA em ambas as estações, observando-se um deslocamento para sul da atividade ciclônica durante a fase positiva da oscilação. Por outro lado, na fase negativa os sistemas deslocam-se para norte e posicionam-se sobre latitudes médias. Esse deslocamento pode ser devido ao deslocamento do JST para norte (sul) de sua posição climatológica durante a fase negativa (positiva) da OA, diminuindo (aumentando) a frequência de vórtices ciclônicos em latitudes altas e aumentando (diminuindo) essa frequência em latitudes médias (SINCLAIR et al., 1997; CAVALCANTI et al., 2009).

Desse modo destaca-se que a maior influência da OA ocorre ao sul do continente sul-americano, onde nota-se uma ampla região de atividade ciclônica abrangendo desde Pacífico sudeste, Mar de Bellingshausen, passando pelo Estreito de Drake e atingindo o Mar da Scotia, associadas à fase positiva em ambas as estações. As intensidades médias apresentaram concordância com as regiões de máxima frequência de vórtices ciclônicos durante o inverno, indicando que os vórtices são mais intensos nas regiões de maior frequência desses sistemas. Apenas sobre o Mar de Bellingshausen e Mar de Weddell, as intensidades médias observadas apresentaram sinal oposto ao campo de densidades, indicando que nessa região a atividade ciclônica é maior, porém menos intensa durante a fase positiva. Durante o verão, essa concordância entre a densidade de sistemas e intensidade média não foi observada. Por outro lado, em latitudes altas, principalmente próximo a Península Antártica, a densidade de sistemas e intensidade apresentaram-se mais influenciadas por fases opostas da OA.

A análise do impacto do fenômeno ENOS da densidade e intensidade dos vórtices ciclônicos na AS e oceanos adjacentes durante o verão e inverno evidenciou que esses campos são mais influenciados pela fase negativa, ou seja LN, do fenômeno supracitado em ambas as estações. No entanto, esse impacto

é maior durante o verão quando a atividade de vórtices é maior entre 55°S – 65°S e nos subtropicais. Por outro lado, durante o inverno a influência da fase quente do evento ENOS é maior em relação ao verão, concentrando-se principalmente na região desde o Mar de Bellingshausen até o Atlântico sudoeste.

O campo de intensidade é menos influenciado pelo ENOS em relação à densidade de sistemas. No verão esse campo sofre maior impacto da fase fria, enquanto no inverno as intensidades mais intensas posicionam-se em latitudes mais altas, entre 60°S – 70°S, principalmente no Mar de Bellingshausen e Península Antártica, e são moduladas pela fase quente do ENOS. Desse modo, sugere-se que a gangorra barométrica entre a Austrália e o Pacífico Sul modifica o escoamento médio zonal, influenciando a distribuição dos distúrbios transientes na região dos ST e assim a precipitação, associada a esses distúrbios, também sofre alterações durante os eventos ENOS. Houseago-Stokes e McGregor (2000) diagnosticaram que o padrão de circulação PSA é o principal responsável pela propagação do sinal do ENOS para latitudes médias e altas no HS.

As análises apresentadas neste estudo possibilitaram verificar a variabilidade temporal e espacial dos distúrbios transientes na troposfera média em latitudes médias e altas do HS, além de avaliar as características da circulação atmosférica associada. O diagnóstico das densidades e intensidade médias dos vórtices ciclônicos possibilitou averiguar o comportamento médio desses vórtices em níveis médios que se propagam pela AS e oceanos adjacentes e a interação desses sistemas com os fenômenos OA e ENOS. Nesse contexto, sugerem-se os seguintes temas a serem abordados em trabalhos futuros:

- a) estudo da climatologia das ST em todo o HS, e a interação entre elas e outros fenômenos de baixa-frequência que ocorrem em outras partes do globo, como o Dipolo do Oceano Índico, e ainda com a temperatura da superfície do mar,

- b) estudos sobre a energética dos distúrbios transientes na AS e oceanos adjacentes, a fim de verificar os processos de intensificação, manutenção e desintensificação desses sistemas,
- c) estudos desenvolvidos com dados de modelo visando avaliar o comportamento e a energética dos ST na AS em diversos cenários climáticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANAMALAI, H.; SLINGO, J. M. Active/break cycles: Diagnosis of the intraseasonal variability of the Asian Summer Monsoon. **Climate Dynamics.**, v. 18, p. 85-102, 2001.
- ASHOK, K.; NAKAMURA, H.; YAMAGATA, T. Impacts of ENSO and Indian Ocean Dipole events on the southern hemisphere storm-track activity during austral winter. **Journal of Climate**, v. 20, n. 13, p. 3147–3163, 2007.
- BENGTSSON, L.; HODGES, K. I.; ROECKNER, E. Storm tracks and climate change. **Journal of Climate**, v. 19, n. 15, p. 3518–3543, 2006.
- BERBERY, E. H.; VERA, C. S. Characteristics of the Southern Hemisphere Winter Storm Track with Filtered and Unfiltered Data. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, n. 3, p. 468–481, 1996.
- BURGER, G. Complex principal oscillation pattern analysis. **Journal of Climate**, v. 6, p.1972-1986, 1993.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of Climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005.
- CARMO, A. M. C. **Os storm tracks no hemisfério sul**. 2002. 125 p. (INPE-11585-TDI/962). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2005/01.25.16.05>>. Acesso em: 21 mar. 2013.
- CASTRO, C. A. C. **Interações trópicos-extratrópicos na escala de tempo intrassazonal durante o verão austral e seus efeitos na América do Sul**. 2009. 162 p. (INPE-16604-TDI/1590). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/08.03.21.22.50>>. Acesso em: 10 dez. 2013.
- CAVALCANTI, I. F. A.; KAYANO M. T. High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the southern hemisphere and South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, p.179-193, 1999.
- CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. J. da; DIAS, M. A. F. S. **Tempo e clima no brasil**. 1. ed. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 463 p.

CHANG, E. K. M. Downstream development of baroclinic waves as inferred from regression analysis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 2038–2053, 1993.

_____. Wave packets and life cycles of troughs in the upper troposphere: examples from the southern hemisphere summer season of 1984/85. **Monthly Weather Review**, v.128, p. 25–50, 2000.

CHANG, E. K. M.; ORLANSKI, I. On the dynamics of a storm track. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 999–1015, 1993.

CHANG, E. K. M.; SUKYOUNG LEE; KYLE L. SWANSON. Storm track dynamics. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2163–2183, 2002.

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

DOTY, B.E. **Using grid analysis and display system**. Maryland: Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions – University of Maryland, 1992.

EGGER, J. Pops and Mops. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 561 – 568, 1999.

EICHLER, T. P.;GOTTSCHALCK, J. A comparison of Southern Hemisphere cyclone track climatology and interannual variability in coarse-gridded reanalysis datasets. **Advances in Meteorology**, v. 2013, p. 16, 2013.

GAN, M.A.; KOUSKY, V.E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p. 19-28, 1986.

GAN, M.A.; RAO, V.B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293–1302, 1991.

_____. The Influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 1141–1157, 1994.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in south america: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**, 2010.

GUIA, C. V. F. **Análises das características sinóticas das trajetórias dos ciclones extratropicais que atuam na América do Sul e vizinhanças**. 2011. 120 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, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/38LS7UE>>.

GUTOWSKI, W. J.; BRANSCOME, L. E.; STEWART, D. A. life cycles of moist baroclinic eddies. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 49, p. 306–319, 1992.

HANNACHI, A.; JOLLIFFE, I. T.; Stephenson, D. B. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. **Internacional Journal of Climatology**, v. 27, p. 1119–1152, 2007.

HASSELMANN, K. PIPS and POPs: The reduction of complex dynamical systems using principal interaction and oscillation patterns. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 11015- 11021, 1988.

HODGES, K. I. A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994.

_____. Feature tracking on the unit sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995.

_____. Spherical nonparametric estimators applied to the UGAMP model integration for AMIP. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 2914–2932. 1996.

_____. Adaptive constraints for feature tracking. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 6, p. 1362–1373, 1999.

_____. Confidence intervals and significance tests for spherical data derived from feature tracking. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 5, p. 1758–1776, 2008.

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

HOPSCH, S. B.; THORNCROFT, C. D.; HODGES, K. I.; AIYYER, A. West African storm tracks and their relationship to atlantic tropical cyclones. **Journal of Climate**, v. 20, p. 2468–2483, 2007.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. New perspectives on the northern hemisphere winter storm tracks. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 59, p. 1041–1061, 2002.

HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on southern hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, p. 4108–4129, 2005.

HOUSEAGO-STOKES, R. E.; MCGREGOR, G. R. Spatial and temporal patterns linking southern low and high latitudes during south pacific warm and cold events. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 7, p. 793–801, 2000.

INATSU, M.; HOSKINS, B. J. The zonal asymmetry of the southern hemisphere winter storm track. **Journal of Climate**, v. 17, n. 24, p. 4882–4892, 2004.

_____. The seasonal and wintertime interannual variability of the split jet and the storm-track activity minimum near new zealand. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 84, n. 63, p. 433–445, 2006.

JOLLIFFE, I. T. **Principal component analysis**. New York: Springer-Verlag. 2nd edition. 519 pp., 2002.

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

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S-K.; HNILO, J.J.; FIORINO, M.; POTTER, G.L. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 1631-1643, 2002.

KEABLE, M.; SIMMONDS I.; KEAY K. Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere. **International Journal of Climatology**, v. 22, p.131-150, 2002.

KIDSON, J.W. Interannual variations in the southern hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 1, n. 12, p. 1177–1198, 1988.

LATIF, M.; STERL, A.; MAIER-REINER, E. Climate variability in a coupled GCM. Part I: The tropical Pacific. **Journal of Climate**, v. 6, p. 5-21, 1993.

LOON, H. A climatological study of the atmospheric circulation in the southern hemisphere during the IGY, Part I: 1 July 1957–31 March 1958. **Journal of Applied Meteorology**, v. 4, p. 479–491, 1965.

MARQUES, R. F. C. **Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul**. 1996. 182 p. (INPE-6742-TDI/632). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, 1996. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.05.23>>. Acesso em: 04 nov. 2013.

MARQUES, R. F. C., RAO, V. B., 1999: A diagnosis of a long-lasting blocking event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 1761–1776.

MARSHALL, G. J. Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. **Journal of Climate**, v. 16, n. 24, p. 4134–4143, 2003.

MESQUITA, M. S.; ATKINSON, D. E.; HODGES, K .I. characteristics and variability of storm tracks in the North Pacific, Bering Sea, and Alaska. **Journal of Climate**, v. 23, p. 294–311, 2010.

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.

NAKAMURA, H.; WALLACE, J. H. Observed changes in baroclinic wave activity during the life cycles of low-frequency circulation anomalies. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 47, p. 1100–1116, 1990.

PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric circulation systems**. Academic Press, 603 pp. 1969.

PIVA, E. D.; GAN, M.A.; RAO, V.B. An objective study of 500-hpa moving troughs in the southern hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 2186–2200, 2008.

RAO, V.B.; BONATTI, J.P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16, 1987.

RAO, V. B.; CARMO, A. M. C.; FRANCHITO, S. H. Seasonal variations in the southern hemisphere storm tracks and associated wave propagation. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 59, n. 6, p. 1029–1040, 2002.

_____. Interannual variations of storm tracks in the southern hemisphere and their connections with the antarctic oscillation. **Journal of Climatology**, v. 23, n. 12, p. 1537–1545, 2003.

RUBIN, M. J.; VAN LOON, H. Aspects of the circulation of the Southern Hemisphere. **Journal of Meteorology**, v. 11, p. 68–76, 1954.

SATYAMURTY, P.; RAO, V. B. R. **Análise da baroclinia da atmosfera do hemisfério sul**. São José dos Campos, SP: INPE, 1982. 1479940 (INPE-2541-PRE/203)

SCHNUR, R.; SCHMITZ, G.; GRIEGER, N.; VON STORCH, H. Normal modes of the atmosphere as estimated by principal oscillation patterns and derived from quasi-geostrophic theory. **Journal of the Atmospheric Science**, v. 50, p. 2386-2400, 1993.

SERRA, Y. L.; KILADIS, G. N.; HODGES, K.I. Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea. **Journal of Climate**, v. 23, p. 4823–4840, 2010.

SILVA, L. D. **Storm-track na América do Sul e vizinhanças: climatologia, variabilidade e mudanças climáticas**. 2010. 110 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/03.08.19.36-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/375673B>>. Acesso em: 21 mar. 2013.

SINCLAIR, M. R. A climatology of anticyclones and blocking for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 245–264, 1996.

SINCLAIR, M. R.; RENWICK, J. A.; KIDSON, J.W. Low-frequency variability of southern hemisphere sea level pressure and weather system activity. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 10, p. 2531–2543, 1997.

SOLMAN, A. S.; MENÉNDEZ, C. G. Enso-related variability of the southern hemisphere winter storm track over the eastern pacific-atlantic sector. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 13, p. 2128–2140, 2002.

SPERANZA, A.; BUZZI, A.; TREVISAN, A.; MALGUZZI, P. A theory of deep cyclogenesis in the lee of the alps. part i: Modifications of baroclinic instability by localized topography. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 14, p. 1521–1535, 1985.

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

TANG, B.; FLATO, G.; HOLLOWAY, G. A study of Arctic sea ice and sea level pressure using POP and neural network methods. **Atmosphere-Ocean**, v.32, p. 507 - 529, 1994.

TANG, B. Periods of linear development of the ENSO cycle and POP forecast experiments. **Journal of Climate**, v. 8, p. 682–691, 1995.

THOMPSON, D.W. J.; WALLACE, J. M. Annular modes in the extratropical circulation. part i: Month-to-month variability. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1000–1016, 2000.

THOMPSON, D.W. J.; WALLACE, J. M.; HEGERL, G. C. Annular modes in the extratropical circulation. part ii: Trends. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 1018–1036, 2000.

TORRENCE, C.; COMPO, G.P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, p. 61–78, 1998.

TRENBERTH, K. E. Seasonality in Southern Hemisphere eddy statistics at 500 mb. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, p. 2507–2520, 1982.

_____. Interannual variability of the Southern Hemisphere 500 mb Flow: Regional Characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 127–136, 1981.

_____. Storm tracks in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 2159–2178, 1991.

VON STORCH, H.; BRUNS, T.; FISCHER-BRUNS, I.; HASSELMANN, K. Principal oscillation pattern analysis of the 30 to 60 day oscillation in a general circulation model equatorial troposphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 93, p. 11 022 – 11 036, 1988.

VON STORCH, H.; XU, J.-S. Principal oscillation pattern analysis of the tropical 30-to 60-days oscillation. Part I: Definition on an index and its prediction. **Climate Dynamics**, v. 4, p. 175-190, 1990.

VON STORCH, H.; BAUMHEFNER, D. Principal oscillation pattern analysis of the tropical 30-to 60-days oscillation. Part II: The prediction of equatorial velocity potential and its skill. **Climate Dynamics**, v. 5, p. 1-12, 1991.

VON STORCH, J.-S. Interdecadal variability in a global coupled model. **Tellus**, v. 46A, p. 419-432, 1994.

VON STORCH, H.; BÜRGER, G.; SCHNUR, R.; VON STORCH, J.-S. Principal oscillation pattern: A review. **Journal of Climate**, v. 8, p. 377-400, 1995.

XU, J.-S. On the relationship between the stratospheric QBO and the tropospheric SO. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, p. 725-734, 1992.

XU, J.-S. The joint modes of the coupled atmosphere –ocean system observed from 1967 to 1986. **Journal of Climate**, v. 6, p. 816-838, 1993.

XUE, Y.; Cane, M. A.; Zebiak, S. E.; Blumenthal, M. B. On the prediction of ENSO: A study with a low order Markov model. **Tellus**, v. 46A, p. 512-540, 1994.

WEISE, R.; MIKOLAJEWICZ, U.; MAIER-REIMER, E. Decadal variability on the North Atlantic in an ocean general circulation model. **Journal of Geophysical Research**. V. 99(C6), p. 12 411 – 12 421, 1994.

VERA, C. Interannual and interdecadal variability of atmospheric synoptic-scale activity in the Southern Hemisphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 1-10, 2003.

WILLIAMS, F.R.; RENARD, R.J.; JING, G.H.; TOMKINS, R.D.; PICARD, R.R. **Forecasters handbook for the Southern African Continent and Atlantic/Indian Ocean Transit/Naval environmental prediction research facility**. Monterey, California: Naval Environmental Prediction Research Facility, 1984.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. San Diego: Academic Press, 1995. 467 p.

APÊNDICE A

As informações contidas nesse Apêndice referem-se a técnica Funções Ortogonais Empíricas (EOF). A técnica EOF serve principalmente para encontrar padrões espaciais e reduzir a dimensionalidade de um conjunto de dados, retendo o máximo possível da variância compreendida nesses dados. Esta redução é realizada através da transformação em um novo conjunto de variáveis não correlacionadas chamadas Componentes Principais (CP), de modo que o primeiro CP reterá maior parte da variância dos dados originais. Isto é, dadas múltiplas observações de um vetor \vec{x} , EOF encontra \vec{u} vetores que são combinações lineares dos elementos dos \vec{x} s, que contem a maior parte das informações nos dados originais. Os elementos desses novos vetores \vec{u} são chamados de componentes principais (CP). Geralmente o cálculo dos CP é realizado como uma combinação linear de anomalias ($\vec{x}' = \vec{x} - \bar{\vec{x}}$). As novas variáveis são definidas apenas pelos autovetores da matriz de covariância de \vec{x} , [S]. Em particular, o m-ésimo PC, u_m é obtido pela projeção do vetor de dados \vec{x}' para o m-ésimo autovetor, \vec{e}_m (HANACHI et al., 1988; WILKS, 2006; JOLLIFFE, 2002).

$$\mathbf{u}_m = \vec{e}_m^T \vec{x}' = \sum e_{km} x'_k, \quad m = 1, \dots, M \quad (\text{A.1})$$

Assim, os M autovetores conterão um elemento relacionado a cada uma das K variáveis, x_k . Ou seja, cada CP será uma média ponderada dos valores de x_k . Se a amostra de dados contem n observações existirão n valores para cada CP, u_m .

Os autovetores definem um novo sistema de coordenadas para exibir os dados. O primeiro autovetor, \vec{e}_1 , apontará na direção em que os vetores de dados juntamente exibirem variância maior, ou seja, este autovetor estará associado com o maior autovalor. O segundo autovetor \vec{e}_2 será perpendicular a \vec{e}_1 , mas irá se alinhar na direção em que os vetores \vec{x}' exibirem a segunda maior variância. A matriz ortogonal [E] é formada por autovetores nas colunas e define uma

rotação que é a representação simultânea da matriz de notação de combinações lineares $M = K$, ou seja, a matriz é quadrada com K colunas de autovetores.

$$\mathbf{u} = \vec{E}^T \vec{x}' \quad (\text{A.2})$$

Este novo sistema de coordenadas é orientado de modo que cada eixo é alinhado ao longo da direção da máxima variância dos dados. A matriz de covariância para PCs é obtida pela diagonalização de S e é a matriz diagonal Λ dos autovalores de S :

$$S\mathbf{u} = E^T S E = \Lambda \quad (\text{A.3})$$

A variância do m -ésimo PC é o m -ésimo autovalor.

Os autovalores podem ser obtidos através do determinante abaixo:

$$\det[S - \lambda I] = 0 \quad (\text{A.4})$$

onde I é a matriz identidade.

A razão de cada autovetor para o total indica a proporção da variabilidade explicada por cada CP. A fração da variância total dos dados explicada pela componente é dada pela seguinte equação:

$$\%z_1 = l_1 / \text{Tr}(\vec{L}) \quad (\text{A.5})$$

O determinante da matriz de covariância $[S]$ é usado para resumir os resultados com o menor número de variáveis possível. Outro modo seria através da soma das variâncias das variáveis (Trace de S):

$$s_1^2 + s_1^2 + \dots + s_1^2 = \text{Tr}(S) \quad (\text{A.6})$$

A EOF pode ser realizada tanto pela matriz de covariância $[S]$ como pela matriz de correlação $[R]$. A matriz de correlação é a matriz de variância – covariância para variáveis normalizadas z . Se for calculada pela matriz de correlação, as fórmulas de análise serão realizadas através das variáveis normalizadas z_k e z .

Para um problema com p variáveis, a matriz de covariância [S] será:

$$S = \begin{bmatrix} s_{11} & \cdots & s_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ s_{p1} & \cdots & s_{pp} \end{bmatrix} \quad (\text{A.7})$$

Onde $s_{ii} = s_i^2$ é a variância da i-ésima variável, x_i e s_{ij} é a covariância entre a i-ésima e a j-ésima variáveis.

$$s_i^2 = \sum_{k=1}^n (x_k - \bar{x}_k) / (n - 1) \quad (\text{A.8})$$

e

$$s_{ij} = \frac{n \sum x_{ij} x_{jk} - \sum x_{ik} x_{jk}}{n(n-1)} \quad (\text{A.9})$$

Se as covariâncias não forem iguais à zero, existe uma relação linear entre as variáveis, onde a “intensidade” é medida pelo coeficiente de correlação (r):

$$r = \frac{s_{12}}{s_1 s_2} \quad (\text{A.10})$$

Admitindo uma matriz de dados [X] (n x K). Cada linha desta matriz é um vetor, consistindo de uma observação para cada uma das K variáveis. Definindo X' como a matriz de anomalias, multiplicando pela transposta dele mesmo [X']^T e dividindo por n-1, tem-se a matriz de covariância (K x K):

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X'] [X']^T \quad (\text{A.11})$$

Os elementos da diagonal dessa matriz contem as variâncias das K variáveis, e os outros elementos são as covariâncias de todos os possíveis pares dessas variáveis. A matriz de correlação pode então ser calculada através da matriz de covariância:

$$[R] = [D]^{-1} [S] [D]^{-1} \quad (\text{A.12})$$

A matriz de correlação é equivalentemente a matriz de covariância das variáveis padronizadas (ou anomalias padronizadas) z_k . Isto é, dividindo as anomalias x'_k por seus desvios padrão obtêm-se uma matriz de variância unitária (1's na diagonal de [R]) e covariâncias iguais a suas correlações.

$$[R] = \frac{1}{n-1} [D]^{-1} [X']^T [X'] [D]^{-1} = \frac{1}{n-1} [Z]^T [Z] \quad (\text{A.13})$$

Onde [Z] é a matriz (n x K) cujas linhas são vetores de variáveis padronizadas z, analogamente a matriz de anomalias [X'].

APÊNDICE B

Esta seção contém informações sobre o método Padrões de Oscilações Principais (POP). No estudo realizado por Hasselmann (1988) foi descrito um método para construção de modelos dinâmicos reduzidos para sistemas com muitos graus de liberdade, baseado na observação de que o comportamento dinâmico dos sistemas complexos frequentemente parece ser dominado por interações entre apenas poucos padrões característicos. Os modelos combinam interações lineares internas ou não lineares dentro de um sistema reduzido com uma forçante residual estocástica, ambos os quais podem contribuir para a variabilidade natural do sistema. Neste estudo foi introduzido o conceito de Padrões de Interações Principais (PIPs), que é um modelo que produz o conjunto dos PIPs, os valores dos parâmetros do modelo, e o espectro da forçante estocástica. O autor indicou que quando o sistema for linear, os PIPs se reduzem a modos normais chamados Padrões de Oscilação Principal (POPs), sendo que estes representam as auto-oscilações de um sistema dinâmico linear reduzido. Como uma ferramenta diagnóstica, o POP fornece uma representação suavizada da matriz de covariância do sistema no domínio de frequência.

Segundo Egger (1999), a técnica POP consiste basicamente de um modelo linear reduzido de um sistema complexo ajustando um modelo multivariado regressivo de primeira ordem a um subconjunto \vec{x} de variáveis do sistema.

O modelo é

$$\mathbf{X}_{n+1} = \mathbf{P}\mathbf{X}_n + \mathbf{f} \quad (\text{B.1})$$

onde n é um índice de tempo ($t=nDt$; Dt intervalo de tempo) e \mathbf{f} é a forçante estocástica. A matriz \mathbf{P} é estimada dos dados $\mathbf{x}(t)$ do sistema por

$$\mathbf{P} = \hat{\Sigma}_1 \hat{\Sigma}_0^{-1} \quad (\text{B.2})$$

onde

$$\hat{\Sigma}_1 = \frac{1}{N} \sum_n (x_{n+1} - \bar{x})(x_n - \bar{x})^T \quad (\text{B.3})$$

$$\hat{\Sigma}_0 = \frac{1}{N} \sum_n (x_n - \bar{x})(x_n - \bar{x})^T \quad (\text{B.4})$$

Nas equações acima, N é o número de pontos de dados válidos no tempo e a barra denota a média temporal. Os autovetores da matriz P são os POPs com autovalores relacionados:

$$v_i = \gamma_i \exp(i\omega_i) (|\gamma_i| \leq 1; \gamma_i, \omega_i \text{ real}) \quad (\text{B.5})$$

Onde v_i segue a equação (B.1) com $f = 0$, assumindo que $X_{n+1} = v_i X_n$. Os autovetores devem se assemelhar aos padrões típicos do sistema analisado. Por exemplo, no estudo de Schnur et al. (1993) sobre ondas de escala média e sinótica na atmosfera, foi estabelecida uma semelhança próxima dos POPs derivados de campos atmosféricos de altura geopotencial e auto soluções dos problemas de instabilidade baroclínica relacionados.

Esse método não é útil em todas as aplicações. O método falhará se aplicado para sistemas fortemente não lineares. Burger (1993) apontou que as análises POP não representam oscilações constantes. Outro ponto, é que as aproximações do POP assumem que o sistema a ser analisado é descrito por equações prognósticas de primeira ordem. Se a ordem for maior que um, POP apresentará uma estranha escolha entre frequências. Este problema pode ser resolvido transformando os modelos autoregressivos de ordem superior com Main Oscillation Patterns (MOPs) (EGGER, 1999).

De acordo com a metodologia descrita por Storch et al. (1995) e sintetizada abaixo, POP pode ser aplicado a sistemas lineares cujas matrizes dos sistemas são estimadas a partir dos dados ou derivadas de considerações teóricas dinâmicas.

Os modos normais de um sistema linear real discretizado são os autovetores \vec{p} da matriz \bar{A} .

$$\vec{x}(t+1) = \bar{A} \cdot \vec{x}(t) \quad (\text{B.6})$$

Em geral, \bar{A} não é simétrica e alguns ou todos os seus autovalores λ e autovetores \vec{p} são complexos. No entanto, desde que \bar{A} é uma matriz real, as quantidades complexas conjugadas λ^* e \vec{p}^* também satisfazem a autoequação $\bar{A} \cdot \vec{p}^* = \vec{p}^* \cdot \lambda^*$

Na maioria dos casos, todos os autovalores são diferentes e os autovetores formam uma base linear. Então, \vec{x} em qualquer tempo t pode ser unicamente expresso em termo dos autovetores:

$$\vec{x} = \sum_j z_j \cdot \vec{p}_j \quad (\text{B.7})$$

Inserindo (B.7) em (B.6), o sistema (B.6) se tornará não acoplado, gerando n equações separadas, onde n é a dimensão do processo \vec{x} :

$$z(t+1) \cdot \vec{p} = \lambda \cdot z(t) \cdot \vec{p} \quad (\text{B.8})$$

Então se $z(0) = 1$

$$z(t) \cdot \vec{p} = \lambda^t \cdot \vec{p} \quad (\text{B.9})$$

A contribuição $\vec{P}(t)$ do par conjugado complexo \vec{p}, \vec{p}^* ao processo $\vec{x}(t)$ é dada por:

$$\vec{P}(t) = z(t) \cdot \vec{p} + [z(t) \cdot \vec{p}]^* \quad (\text{B.10})$$

Sendo $\vec{p} = \vec{p}^r + i\vec{p}^i$ e $2z(t) = z^r(t) - iz^i(t)$, então

$$\vec{P}(t) = z^r(t) \cdot \vec{p}^r + z^i(t) \cdot \vec{p}^i = \rho^t (\cos(\eta t) \cdot \vec{p}^r - \text{sen}(\eta t) \cdot \vec{p}^i) \quad (\text{B.11})$$

O significado geométrico e físico de (B.11) é a trajetória espiral no espaço entre \vec{p}^r e \vec{p}^i . Com período $T = 2\pi/\eta$ e e-folding time $\tau = -1/\ln(\rho)$ na consecutiva ordem:

$$\dots \rightarrow \vec{p}^r \rightarrow -\vec{p}^i \rightarrow -\vec{p}^r \rightarrow \vec{p}^i \rightarrow \vec{p}^r \rightarrow \dots \quad (\text{B.12})$$

Os modos podem ser representados tanto pelos padrões \vec{p}^r e \vec{p}^i ou pela amplitude das ondas $A^2(\vec{r})$ e sua fase relativa $\psi(\vec{r}) = \tan^{-1}[\vec{p}^i(\vec{r})/\vec{p}^r(\vec{r})]$.

Os coeficientes z_j são dados como o produto vetorial de \vec{x} com os padrões adjuntos \vec{p}_j^A , que são os autovetores normalizados de \underline{A}^T :

$$(\vec{p}_j^A)^T \vec{x} = \sum_k z_k (\vec{p}_j^A)^T \vec{p}_k = z_j \quad (\text{B.13})$$

Para as análises POP:

$$\vec{x}(t+1) = \underline{A} \cdot \vec{x}(t) + \text{ruído} \quad (\text{B.14})$$

Multiplicando o lado direito de (B.14) pela transposta de $\vec{x}(t)$ e tirando as expectativas E, tem-se:

$$\underline{A} = E[\vec{x}(t+1)\vec{x}^T(t)].[E[\vec{x}(t)\vec{x}^T(t)]]^{-1} \quad (\text{B.15})$$

Os autovetores de (B.15), ou os modos normais de (B.14), são os POPs. Os coeficientes z são chamados de coeficientes do POP.

Os dados normalmente são submetidos à expansão de EOFs truncados a fim de reduzir o número de graus de liberdade espacial. Desse modo, componentes com ruídos podem ser excluídas da análise. Este passo antecede a aplicação do método POP.

Se os dados forem transformados em outro sistema de coordenadas, os resultados das análises POP sofrerão alterações. Algumas aproximações para encontrar os coeficientes de $z(t)$ podem ser realizadas. Uma opção é derivar os padrões adjuntos $\vec{p}^A = \vec{p}^{A,r} + i\vec{p}^{A,i}$ e usar (B.3). Os padrões adjuntos podem ser estimados através dos autovetores da matriz estimada \underline{A}^T . É aconselhável estimar os padrões \vec{p}^A por minimização

$$||\vec{x} - [\vec{x}^A \vec{p}^A] \vec{p}^i|| \quad (\text{B.16})$$

se \vec{p} é real, ou

$$||\vec{x} - [\vec{x}^A \vec{p}^{A,r}] \vec{p}^r - [\vec{x}^A \vec{p}^{A,i}] \vec{p}^i|| \quad (\text{B.17})$$

se \vec{p} for complexo.

$$\text{O mínimo de (B.16) é obtido por } \vec{p}^A = \frac{1}{[\vec{p}^T \vec{p}]} \vec{p} \quad (\text{B.18})$$

E o mínimo de (B.17) por:

$$\begin{pmatrix} \vec{p}^{A,r} \\ \vec{p}^{A,i} \end{pmatrix} = \mathbf{k} \begin{pmatrix} \frac{1}{[\vec{p}^{rT} \vec{p}^r]} \vec{p}^r & -\frac{1}{[\vec{p}^{rT} \vec{p}^i]} \vec{p}^i \\ \frac{1}{[\vec{p}^{iT} \vec{p}^i]} \vec{p}^i & -\frac{1}{[\vec{p}^{rT} \vec{p}^i]} \vec{p}^r \end{pmatrix} \quad (\text{B.19})$$

$$\text{Com } \mathbf{k} = [(\vec{p}^{rT} \vec{p}^r) \cdot (\vec{p}^{iT} \vec{p}^i) - (\vec{p}^{rT} \vec{p}^i)^2]^{-1} \quad (\text{B.20})$$

Outra alternativa é não realizar a derivação dos padrões adjuntos mas derivar o coeficientes z por ajuste de mínimo-quadrado dos dados de \vec{x} por minimização:

$$||\vec{x} - \mathbf{z} \cdot \vec{p} - [\mathbf{z} \vec{p}] * || = ||\vec{x} - \vec{z}^r \vec{p}^r - \vec{z}^i \vec{p}^i || \quad (\text{B.21})$$

Se \vec{p} é complexo, ou

$$||\vec{x} - \mathbf{z} \cdot \vec{p} || \quad (\text{B.22})$$

Se \vec{p} é real. A solução de (B.21) é

$$\begin{pmatrix} \vec{z}^r \\ \vec{z}^i \end{pmatrix} = \mathbf{k} \begin{pmatrix} \vec{p}^{rT} \vec{p}^r & \vec{p}^{rT} \vec{p}^i \\ \vec{p}^{rT} \vec{p}^i & \vec{p}^{iT} \vec{p}^i \end{pmatrix} \quad (\text{B.23})$$

E a solução de (36) é a regressão de \vec{x} em \vec{p} :

$$\mathbf{z}(t) = \frac{\vec{x}(t)^T \vec{p}}{\vec{p}^T \vec{p}} \quad (\text{B.24})$$

As soluções (B.23) e (B.24) podem ser reescritas como $z = \vec{x}^T \vec{q}$ com um padrão complexo ou real \vec{q} . Com $\vec{q} = \vec{p}^{A,r} + i\vec{p}^{A,i}$ ou $\vec{q} = \vec{p}^A$.

APÊNDICE C

As informações sobre o TRACK estão descritas nesta seção. O método TRACK consiste em identificar extremos (objetos) em imagens e/ou campos meteorológicos (HODGES, 1994, 1995, 1996, 1999). Esses extremos podem ser máximos e mínimos em campos de pressão e vorticidade, ou nuvens identificadas por seu brilho ou por regiões de valores mínimos de radiação de onda longa. O algoritmo utiliza a técnica do vizinho mais próximo e a minimização de uma função custo, produzindo assim um conjunto de acompanhamentos de sistemas suavizados. (HODGES 1994; HODGES, 1999).

Os objetos podem ser extraídos de cada passo de tempo de uma sequência de campos através de *segmentação*, seguindo os limiares definidos pelo usuário. Nessa etapa, é gerada uma matriz binária onde os pontos de grade identificados recebem valores 0 ou 1. Os pontos de grade que recebem o valor 1 obedeceram o limiar e são denominados “ponto objeto”, enquanto aqueles que não obedeceram o limiar recebem o valor 0 e são denominados “background”. O limiar é definido matematicamente de acordo com a relação abaixo:

$$b_{i,j} = \begin{cases} 1, & \text{se } f_{i,j} \geq T \quad i = N_x, \dots, N_x + 2^{n-1} \\ 0, & \text{se } f_{i,j} < T \quad j = N_y, \dots, N_y + 2^{m-1} \end{cases} \quad (\text{C.1})$$

onde $b_{i,j}$ é o valor do campo binário, $f_{i,j}$ o valor do campo real, T o valor do limiar N_x e N_y os nós de cantos da região de interesse, e m e n a ordem da matriz binária.

Após a segmentação é realizada a *detecção do ponto característico*. Essa parte do algoritmo identifica pontos característicos, ou seja, pontos de grade que tem as mesmas características na matriz binária, esses pontos podem ser centroides ou extremos locais dentro de cada objeto. Posteriormente concretiza-se o *tracking*, essa parte é iniciada conectando todos os pontos característicos através da técnica do vizinho mais próximo. Em seguida aplica-se a função custo, construída através dos desvios das trajetórias, calculados através das

posições dos pontos característicos em três passos de tempo consecutivos. Para cada trajetória, o desvio pode ser calculado usando direção, velocidade ou aceleração, ou qualquer combinação destes parâmetros. O desvio local D_i^k para o tempo k de uma determinada trajetória i é definido como:

$$D_i^k(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}) = \begin{cases} 0, & \text{se } P_i^{k-1} \text{ é um ponto fantasma, e } P_i^k \text{ e } P_i^{k+1} \text{ são reais ou fantasmas;} \\ \phi(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}), & \text{se } P_i^{k-1}, P_i^k \text{ e } P_i^{k+1} \text{ são pontos reais;} \\ \phi_{max}, & \text{outros.} \end{cases} \quad (\text{C.2})$$

onde ϕ_{max} representa o limite máximo da suavização, sendo aplicado na ausência de informações de posição e intensidade dos objetos. A função adimensional $\phi(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1})$ pode ser descrita em termos do deslocamento e mudanças na direção e velocidade sobre três passos de tempo.

A minimização da função custo é dada por:

$$\Xi = \sum_{i=1}^m \sum_{k=2}^{n-1} D_i^k(P_i^{k-1}, P_i^k, P_i^{k+1}) \quad (\text{C.3})$$

Onde m é igual ao número total de trajetórias e n o total de passos de tempo. Onde P_i^k é o vetor posição no espaço cartesiano.

Além das trajetórias dos sistemas transientes, diferentes resultados estatísticos são gerados pelo algoritmo TRACK, como densidades de trajetórias, cliclogêneses e ciclólises, intensidades médias dos sistemas, razões de crescimento/decaimento de sistemas. Tais resultados permitem avaliar o ciclo de vida dos sistemas, acompanhando as regiões de gêneses, desenvolvimento e dissipação. Outros campos estatísticos podem ser gerados através do uso dos estimadores esféricos de Kernel, descritos em Hodges (1996). Os campos que podem ser obtidos através deste método são: intensidade média, velocidade média (km/h), desvio padrão da intensidade, desvio padrão da velocidade, tempo de vida médio (dia), razão de crescimento/decaimento (h^{-1}), densidades de gênese, dissipação e trajetórias ($n^0/\text{mês}/\text{unidade de área } (10^6 \text{ km}^2)$) (Silva, 2010).

Estimadores revisados foram utilizados para produzir os compostos estatísticos de teleconexões. Primeiramente calcularam-se pesos mensais com base nos índices associados aos fenômenos de baixa frequência. Esses pesos foram determinados de acordo com a relação: Os cálculos seguiram as equações abaixo:

$$w_i(I) = \tanh(\pm 1,5W_I), \text{ se } \pm 1,5W_I > 0; \text{ e } w_i(I) = 0 \text{ se } \pm 1,5W_I < 0. \quad (\text{C.4})$$

onde w_i é o peso, que depende do ano e mês, para o ponto i , W_I é o índice mensal para o mês i ; K é a esfera de Kernel; n é o número de ponto de dado; e M é o número total de meses. Ao aplicar esses pesos, são gerados dois conjuntos de dados referentes às fases positivas e negativas dos fenômenos de baixa frequência. Posteriormente, as estimativas estatísticas foram calculadas de acordo com as seguintes relações:

$$\text{Estimativa da densidade: } f(X) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i K(X_i X)}{\sum_{i=1}^N w_i} \quad (\text{C.5})$$

$$\text{Estimativa do atributo médio: } Y(X) = \frac{\sum_{i=1}^N w_i Y_i K(X_i X)}{\sum_{i=1}^N w_i K(X_i X)} \quad (\text{C.6})$$

$$\text{Número efetivo de pontos de dados: } N_e = \frac{\sum_{i=1}^N w_i}{\sum_{i=1}^M w_I} \quad (\text{C.7})$$

onde X_i é o vetor unitário do ponto de dado i na esfera unitária, Y_i é o valor do ponto i , seja um escalar ou vetor.