



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15143-TDI/1275

**PADRÕES DE CIRCULAÇÃO ANÔMALA ASSOCIADOS A
EPISÓDIOS ÚMIDOS E SECOS NO SUL DO BRASIL**

Dirceu Luís Severo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Manoel Alonso Gan e Pedro Leite da Silva Dias, aprovada em 19 de abril de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

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) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-15143-TDI/1275

**PADRÕES DE CIRCULAÇÃO ANÔMALA ASSOCIADOS A
EPISÓDIOS ÚMIDOS E SECOS NO SUL DO BRASIL**

Dirceu Luís Severo

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Manoel Alonso Gan e Pedro Leite da Silva Dias, aprovada em 19 de abril de 2007.

INPE
São José dos Campos
2008

551.5 (816)

Severo, D. L.

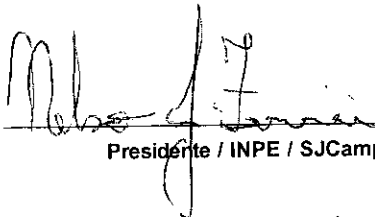
Padrões de circulação anômala associados a episódios úmidos e secos no sul do Brasil / Dirceu Luís Severo. - São José dos Campos: INPE, 2007.

225 p. ; (INPE-15143-TDI/1275)

1. Ondas de Rossby. 2. Anomalias de circulação.
3. Modelo de água rasa. 4. Eventos secos e úmidos.
5. Baixa frequência. I. Título.

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

Dr. Nelson Jesus Ferreira



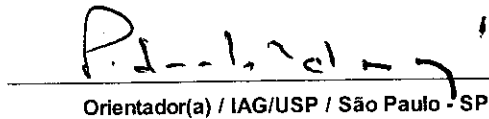
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Manoel Alonso Gan



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



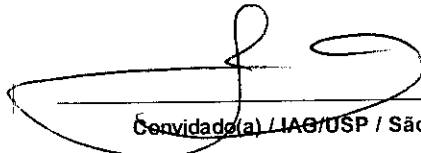
Orientador(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati



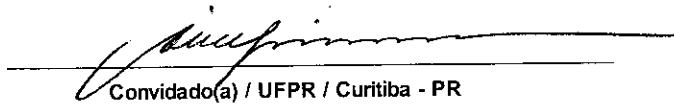
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dra. Alice Marlene Grimm



Convidado(a) / UFPR / Curitiba - PR

Aluno (a): Dirceu Luís Severo

São José dos Campos, 19 DE ABRIL DE 2007

*A ti Neguinha e ao João Luís.
Sem vocês, nada teria sido possível.
Com muito amor.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador, Dr. Manoel A. Gan, pela maneira particular de orientar, que privilegiou minha iniciativa e autonomia. Agradeço também pela amizade conquistada e pelos conselhos sempre positivos durante os períodos críticos que não foram exclusivos do trabalho;

Ao meu co-orientador, Dr. Pedro Leite da Silva Dias que me acolheu e com sua experiência conseguiu me mostrar o caminho para algumas soluções;

A todos os colegas de pós-graduação e aos funcionários e bolsistas do INPE pelo apoio e amizade conquistada;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro;

Ao Departamento de Física da Universidade Regional de Blumenau por ter concedido a licença para realizar o curso de pós-graduação;

A meus pais, sem os quais não haveria o agora;

Finalmente, à minha esposa Ivone, que ao meu lado suportou muitos momentos difíceis e, principalmente ao meu filho João Luís que teve privada a companhia do pai na etapa mais pura da sua infância.

RESUMO

As características da circulação atmosférica associada a eventos secos e úmidos persistentes no Sul do Brasil para todas as estações do ano foram estudadas para o período de 1979 a 2002 utilizando-se dados pentadais de precipitação. Os resultados obtidos mostram que a variabilidade da precipitação apresenta predomínio de oscilações com período entre 2 e 6 pântadas. Observou-se também sobreposição e, possivelmente, interação, entre oscilações de várias escalas, especialmente durante os eventos El-Niño de 1983, 1992 e 1998. A precipitação também parece ser influenciada por mecanismos de variabilidade de grande escala, principalmente a Oscilação Antártica (OAA) e a Oscilação de Madden-Julian (OMJ). Também foram obtidas coerências significativas entre a precipitação e a Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e o padrão Pacífico-América do Norte (PNA). Durante eventos secos, as anomalias do vetor fluxo horizontal de umidade apresentaram uma orientação de sudeste para o continente com forte divergência sobre o continente e, nos eventos úmidos, um fluxo de noroeste com intensa convergência sobre a região Sul do Brasil. Também para os casos secos, as anomalias da componente meridional do vento em 300hPa apresentaram um padrão de onda emanando das proximidades da Austrália, propagando-se zonalmente até a América do Sul e curvando-se para nordeste após cruzar a cordilheira dos Andes. Nos eventos úmidos este padrão de onda se mostrou mais robusto, exibindo uma configuração típica de número de onda zonal 4. Na escala intrasazonal, a maior variabilidade foi observada na banda de 2 a 6 pântadas, aparentemente mostrando maior dependência da precipitação aos distúrbios baroclínicos. Na banda de 6 a 14 pântadas, notou-se um padrão de onda emanando das adjacências da Austrália com características do padrão do Pacífico-América do Sul (PSA), sugerindo uma relação com oscilações de escala global e interação com a atmosfera tropical. Na análise da trajetória das ondas de Rossby foram observados sinais claros de guias de onda na região das correntes de jato durante o inverno. Ondas de número 3 e 4 emanam das proximidades da Austrália ou da Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e se propagam até a AS com uma rota semelhante a um dos modos do PSA. Simulações numéricas conseguiram reproduzir alguns destes padrões observados. Com fontes de calor isoladas, a resposta do modelo foi consistente com a configuração das anomalias de circulação observadas, com exceção do inverno cujas respostas foram semelhantes para os casos secos e úmidos. Considerando-se as diversas fontes anômalas na resposta, conseguiu-se reproduzir as principais características dos padrões de propagação das ondas observadas, inclusive para os casos de inverno. Com exceção dos casos secos de primavera e inverno, as demais simulações apresentaram forçantes na região da ZCPS sugerindo a conexão entre o Pacífico e a AS durante o desenvolvimento dos eventos de precipitação anômala no Sul do Brasil.

ANOMALOUS CIRCULATION PATTERNS ASSOCIATED WITH WET AND DRY EVENTS IN SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

The characteristics of the atmospheric circulation associated with persistent wet and dry events in Southern Brazil during all seasons were studied from 1979 to 2002, using precipitation pentad data. The result shows that the dominant oscillations of rainfall variability have periods between 2 and 6 pentads. Superposition of different periods was also identified, particularly during the 1983, 1992 and 1998 El Niño episodes. Rainfall was also influenced by large scale variability patterns such as those associated with the Antarctic Oscillation (AOO) and the Madden-Julian Oscillation (MJO). Significant coherence between precipitation and the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Pacific-North American pattern (PNA) was also observed. During dry events, the vertically integrated horizontal water vapor flux anomalies showed a southeasterly flux associated with strong divergence over the continent while an anomalous northwesterly flux with intense convergence were observed during wet events. The 300 hPa meridional wind component anomalies for the dry events showed a wavelike pattern emanating of the Australian neighborhood propagating zonally towards South America and turning to the northeast after crossing of Andes Cordillera. During wet events, this pattern was more robust exhibiting a typical wave number 4 pattern. In the intraseasonal band, the maximum variability in the 2-6 pentad band indicated greater dependence on baroclinic waves. For the 06-14 pentad band, a wavelike pattern emanating from Australia adjacencies indicated a PSA like pattern and seems to be more related to the global scale oscillations and apparently interacts with greater intensity with the tropical atmosphere. In the Rossby wave trajectory analysis a clear waveguide signal in the neighborhoods of the jet streams during winter was observed. Wave number 3 and 4 emanate from the neighborhood of Australia or the South Pacific Convergence Zone (SPCZ) and propagate to the South American as a PSA pattern. Numerical simulations with a simple atmospheric model were able to reproduce some observed patterns. With isolated anomalous heat sources, the stationary response of the model was consistent with the observed circulation patterns, except during the winter cases. Composites of the stationary response reproduce the main characteristics of the patterns of the observed wave propagation patterns, including the winter period. With exception of the dry cases during spring and winter, all composites indicate the role of heat forcing in the SPCZ region, suggesting the connection between this region of the Pacific and South America during the development of the anomalous precipitation events.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

LISTA DE SIMBOLOS

	Pág.
CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO	27
1.1 - Objetivos e Estrutura da Tese	29
1.1.1 - Objetivos Específicos	29
1.1.2 - Estruturação do Trabalho	30
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	31
2.1 – Considerações Iniciais	31
2.2 – A Circulação Atmosférica nas vizinhanças da América do Sul	33
2.3 – As Influências Remotas e os padrões de Teleconexão	36
2.3.1 – A Oscilação de Madden-Julian (OMJ)	38
2.3.2 – A Oscilação Antártica (AAO)	40
2.3.3 – A Oscilação do Atlântico Norte (NAO)	42
2.3.4 – O padrão Pacífico - América do Norte (PNA)	43
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	45
3.1 – Dados Utilizados	45
3.2 – Metodologia	46
3.2.1 - Seleção das Séries de Precipitação	46
3.2.2 – Análise de Precipitação na Região Sul do Brasil	49
3.2.3 – Análise de Agrupamentos: definição das Regiões Homogêneas	52
3.2.3.1 - Resultados da Análise de Agrupamentos	53
3.2.4 - Seleção dos Eventos Secos e Úmidos	58

3.3 - Filtragem dos dados	65
CAPÍTULO 4 - ANÁLISE DE ONDALETAS	67
4.1 - Fundamentos Teóricos	67
4.2 - Análise de Ondaletas para a Precipitação	71
4.2.1 - O Espectro de Potências	71
4.2.2 - Parte Real dos Coeficientes das Ondaletas	76
4.3 - Análise do Espectro Cruzado e da Coerência	79
4.3.1 – A Precipitação e a Oscilação AAO	81
4.3.2 – A Precipitação e a OMJ	84
4.3.3 – A Precipitação e a NAO	87
4.3.4 – A Precipitação e o padrão PNA.....	90
4.4 – Discussão dos Resultados	93
CAPÍTULO 5 – COMPOSIÇÕES	95
5.1 – A Precipitação	96
5.2 – O Fluxo de Umidade Integrado na Vertical	101
5.2.1 – Discussão dos Resultados	115
5.3 – A Componente Meridional do Vento em 300 hPa	116
5.3.1 – A Componente Meridional do Vento em 300hPa - Dados Filtrados	124
5.3.2 – Discussão dos Resultados	132
5.4 – A Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE)	133
5.4.1 – Discussão dos Resultados	142
CAPÍTULO 6 - ANÁLISE DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE ROSSBY DURANTE EVENTOS SECOS E CHUVOSOS NO SUL DO BRASIL	143
6.1 - Aplicação do <i>Ray-Tracing</i> para um Estado Básico representativo da Circulação Anômala durante os Eventos Secos e Úmidos	148

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
2.1 – Distribuição espacial dos 3 primeiros CPs da altura geopotencial	41
2.2 – Representação esquemática do NAO	43
2.3 – Distribuição espacial do segundo EOF da altura geopotencial	44
3.1 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos	47
3.2 – Distribuição espacial da precipitação média anual	49
3.3 - Precipitação média para o verão, outono, inverno e primavera	51
3.4 - Distribuição espacial das regiões homogêneas	54
3.5 - Climatologia da precipitação para as regiões homogêneas	57
3.6 - Distribuição Mensal dos eventos úmidos e secos	58
3.7 - Distribuição anual das pântadas de precipitação	62
3.8 - Resposta do filtro de Lanczos	65
4.1 - Espectro de potências da ondaleta de Morlet	73
4.2 - Espectro de potências médio	75
4.3 - Parte real dos coeficientes da Transformada de Ondaletas	77
4.4 - Histograma da série de precipitação original e transformada	79
4.5 - Histograma da OMJ, a AAO, o PNA e a NAO	81
4.6 - Espectro Cruzado da TO da precipitação no sul do Brasil e a AAO	82
4.7 - Coerência entre a precipitação e a AAO	83
4.8 – Como na Figura 4.6, mas para a OMJ	85
4.9 – Como na Figura 4.7, mas para a OMJ	86
4.10 – Como na Figura 4.6, mas para a NAO	88
4.11 – Como na Figura 4.7, mas para a NAO	89
4.12 – Como na Figura 4.6, mas para o PNA	91
4.13 – Como na Figura 4.7, mas para o PNA	92
5.1 – Composição das anomalias de precipitação	98
5.2 – Como na Figura 5.1, mas para o inverno e primavera	100
5.4 - Composição das anomalias fluxo de umidade para o verão	104
5.5 – Como na Figura 5.4, mas para o outono	107

LISTA DE TABELAS

	Pág.
3.1 - Relação dos postos pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA) ..	47
3.2 - Relação entre pântadas, data convencional e estação do ano.....	55
3.3 - Eventos de precipitação anômala de acordo com a época do ano.....	60

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AAO	-	Oscilação Antártica
AS	-	América do Sul
NA	-	América do Norte
ANA	-	Agência Nacional de Águas
ASAS	-	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
CCM	-	Complexo Convectivo de Mesoescala
CDC	-	Climate Diagnostics Center
ENOS	-	El Nino – Oscilação Sul
EUA	-	Estados Unidos da América do Norte
Fdp	-	Função Distribuição de Probabilidade
GEWEX	-	Global Energy and Water Cycle Experiment
GPCP	-	Global Precipitation Climatology Project
HN	-	Hemisfério Norte
HS	-	Hemisfério Sul
IOS	-	Índice de Oscilação Sul
JBN	-	Jato de Baixos Níveis
OA	-	Oceano Atlântico
OI	-	Oceano Índico
OP	-	Oceano Pacífico
OMJ	-	Oscilação de Madden-Julian
MCG	-	Modelo de Circulação Geral
NCAR	-	National Center for Atmospheric Research
NCEP	-	National Centers for Environment Predictions
NAO	-	North Atlantic Oscillation
NOAA	-	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNA	-	Pacific-North American
PSA	-	Pacific-South America
PR	-	Paraná
ROLE	-	Radiação de Onda Longa Emergente

RS	-	Rio Grande do Sul
SC	-	Santa Catarina
SMAS	-	Sistema de Monção da América do Sul
SP	-	São Paulo
TO	-	Transformada de Ondaletas
TOC	-	Transformada de Ondaletas Contínua
TSM	-	Temperatura da Superfície do Mar
ZCAS	-	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	-	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	-	Zona de Convergência do Pacífico Sul
WCRP	-	World Climate Research Program
WCO	-	Coerência das Ondaletas
WCS	-	Espectro Cruzado das Ondaletas
WPS	-	Espectro de Potências das Ondaletas

LISTA DE SÍMBOLOS

a	-	raio da Terra, m
β	-	gradiente meridional da vorticidade absoluta
β_m	-	gradiente meridional da vorticidade absoluta em coordenadas Mercator
c	-	velocidade de fase
c_g	-	vetor velocidade de grupo
dp	-	diferença de pressão, Pa
f	-	parâmetro de Coriolis, s^{-1}
g	-	aceleração da gravidade, $m \cdot s^{-2}$
h	-	altura, m
hPa	-	hecto Pascal = 10^2 Pa
H	-	altura equivalente, m
k	-	número de onda
k_s	-	número de onda estacionária
K	-	número de onda total
l	-	número de onda meridional
p	-	pressão, hPa
p_s	-	pressão a superfície, Pa
q	-	umidade específica, $g \cdot kg^{-1}$
\vec{Q}	-	vetor fluxo horizontal de umidade específica – $kg \cdot m \cdot s^{-1}$
\vec{V}	-	vetor vento horizontal, $m \cdot s^{-1}$
U	-	componente zonal do vento, m
u	-	componente zonal do vento, $m \cdot s^{-1}$
u_g	-	componente zonal da velocidade de grupo, $m \cdot s^{-1}$
v	-	componente meridional do vento, $m \cdot s^{-1}$
v_g	-	componente meridional da velocidade de grupo, $m \cdot s^{-1}$
ζ	-	componente vertical da vorticidade relativa, s^{-1}
λ	-	longitude, radianos
ϕ	-	latitude, radianos

- Φ - Altura geopotencial, gmp
- Ω - velocidade angular da Terra, s^{-1}
- Δt - intervalo temporal, s

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A Região Sul do Brasil tem uma economia fortemente apoiada na atividade agrícola, a qual se desenvolve na sua maior parte durante a estação de verão. Os eventos atmosféricos que frequentemente geram anomalias positivas ou negativas de precipitação nesta região, provocam impactos profundos e custosos por ser esta uma região produtora de alimentos para o Brasil e para vários outros países do mundo. Estes impactos se traduzem em perdas parciais ou totais de safras as quais eventualmente acarretam elevação dos preços dos produtos no mercado nacional e internacional. Além do impacto sobre a agricultura, eventos de precipitação anômala atrapalham os cronogramas de execução de obras, trazendo prejuízos tanto para o setor público quanto para empresas privadas. O abastecimento ou o tratamento da água para consumo da população em determinadas situações também é prejudicado pelo excesso ou escassez de precipitação. Um período prolongado de chuvas também coloca em risco vidas humanas, principalmente nas regiões metropolitanas onde reside a população menos favorecida que, em busca de um local para construir sua habitação, frequentemente recorre a regiões de encostas ou de declives acentuados. Os deslizamentos devido a grande absorção de água pelo solo são causa de muitas mortes nestes locais.

A persistência de eventos atmosféricos responsáveis por anomalias de precipitação, geralmente está associada a um deslocamento lento dos distúrbios baroclínicos que penetram na América do Sul (AS) e tendem a estacionar sobre a região Sul ou Sudeste do Brasil, principalmente no verão quando a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) está ativa. Episódios prolongados de escassez de precipitação também estão associados à atividade da ZCAS (Conrado, 1992), quando o ramo descendente da circulação fica posicionado sobre o Sul do Brasil ou podem ser uma consequência das anomalias de circulação impostas pela presença de bloqueios atmosféricos localizados no Oceano Pacífico (OP) (Marques e Rao, 1999).

Estudos têm mostrado que os períodos prolongados de excesso ou escassez de chuvas parecem estar associados às oscilações atmosféricas de baixas frequências inseridas na escala intra-sazonal (entre 10 e 90 dias). Embora o escoamento de grande escala da atmosfera seja significativamente não-linear e apresente um comportamento caótico, a existência de alguns padrões de teleconexão como os observados por Wallace e Gutzler (1981), mostrou que a circulação atmosférica não pode ser considerada um sistema puramente turbulento. Sistemas típicos de baixa frequência associados a eventos chuvosos e secos foram estudados por Wolfson *et al.* (1987); Oglesby e Erickson (1989); Lau e Peng (1992); Trenberth e Branstator (1992); Beljaars *et al.* (1996); entre outros. Chang e Wallace (1987) fizeram uma análise das condições meteorológicas associadas a ondas de calor e estiagem nos Estados Unidos da América (EUA), e observaram, para as situações anormalmente quentes, a persistência de um padrão anticiclone-ciclone estacionário. A formação deste padrão foi atribuída às anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) por Trenberth *et al.* (1988), que as observaram durante a seca de 1988 nos EUA. Palmer e Brankovic (1989) utilizaram um Modelo de Circulação Geral (MCG) para confirmar esta hipótese. Posteriormente, Trenberth e Branstator (1992) sugeriram que a diminuição da TSM (associada ao La Niña) no Oceano Pacífico (OP) Leste próximo do Equador e um aquecimento anômalo próximo do Havaí deslocou a ZCIT para norte, gerando os trens de onda que posicionaram o anticiclone sobre a AN. As condições de umidade do solo também atuam na manutenção das condições de seca, embora apenas com um papel secundário.

A relação entre as condições atmosféricas e a economia torna os estudos dos eventos persistentes de importância fundamental aos interesses econômicos e sociais de determinada região. Por isso, um entendimento mais detalhado da gênese e evolução desses eventos e das principais características da circulação atmosférica associada é fundamental para o monitoramento climático e a previsão diária do tempo.

1.1 – Objetivos e estrutura da Tese

Estudos de eventos de precipitação anômala com enfoque na região Sul do Brasil têm utilizado análises mensais, sazonais ou interanuais (Kousky *et al.*, 1984; Conrado, 1992; Grimm *et al.* 1998, Grimm *et al.* 2000, Cavalcanti e Kousky, 2004). Entretanto, estudos de eventos secos e/ou chuvosos com período inferior a um mês para a região Sul do Brasil são raros. Por isso, o objetivo geral deste trabalho é a caracterização dos padrões atmosféricos associados à ocorrência de eventos de precipitação anômala persistente no Sul do Brasil, com duração superior a 2 pênadas. Além disso, objetiva-se a determinação das regiões que atuam como fonte para a dispersão de Ondas de Rossby globais durante a gênese e desenvolvimento destes eventos.

1.1.1 - Objetivos Específicos

- a) Caracterizar o comportamento espacial da precipitação no Sul do Brasil através da Análise de Agrupamentos;
- b) Identificar as escalas temporais na banda de baixa frequência (entre 10 e 90 dias) associada aos extremos de precipitação utilizando a Análise de Ondaletas;
- c) Estimar a relação entre a precipitação no Sul do Brasil e alguns modos de variabilidade atmosférica (Oscilação de Madden-Julian (OMJ), Oscilação Antártica (AAO), Oscilação do Atlântico Norte (NAO) e o padrão do Pacífico-América do Norte (PNA)), via Análise de Ondaletas;
- d) Determinar, através do método das composições, as características gerais da circulação atmosférica relacionadas aos episódios secos e chuvosos buscando sinais de trens de onda nos dados sem filtragem e nos dados filtrados em bandas temporais de 2 a 18 pênadas;
- e) Analisar a propagação de energia de onda através da dispersão de Ondas de Rossby para explicar a origem das anomalias de circulação associadas às

anomalias de precipitação no Sul do Brasil, usando o método do *Ray Tracing*;

- g) Simular numericamente as composições obtidas, via Modelo de Água Rasa, para identificar as prováveis forçantes térmicas remotas associadas às anomalias de circulação.

1.1.2 – Estruturação do Trabalho

Esta tese está esquematizada em oito capítulos. No Capítulo 2 é realizada uma revisão bibliográfica enfocando aspectos da circulação atmosférica associados com a distribuição da precipitação sobre a AS, tanto observacional quanto numericamente. No Capítulo 3 são apresentados os dados utilizados e a metodologia para a caracterização da precipitação no Sul do Brasil com a identificação das regiões homogêneas em relação ao ciclo anual e sazonal da precipitação. Ainda no Capítulo 3 é feita a seleção dos eventos secos e úmidos utilizados para identificar os padrões de circulação. No Capítulo 4 é aplicada a Análise de Ondaletas para identificar as oscilações temporais da série de precipitação no sul do Brasil e para identificar a correlação entre a precipitação, e os índices que medem a AAO, OMJ, NAO e PNA. No Capítulo 5 apresentam-se os resultados das composições do fluxo de umidade integrado na vertical, da componente meridional do vento em 300 hPa e da radiação de onda longa emergente (ROLE). No Capítulo 6 são discutidos os resultados da análise de dispersão de ondas de Rossby, para identificar a propagação de energia via *Ray Tracing*. No Capítulo 7 são apresentados e discutidos os resultados de simulações numéricas efetuadas com o modelo atmosférico simplificado (Modelo de Água Rasa), tendo por objetivo avaliar as regiões do globo que atuam na geração de ondas de Rossby durante o desenvolvimento das anomalias de circulação associadas aos eventos de precipitação persistente no Sul do Brasil. Finalmente, o Capítulo 8 contém as conclusões e algumas sugestões de trabalhos complementares.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Considerações Iniciais

As oscilações atmosféricas de alta e média frequência, as quais resultam nas variações do tempo, são manifestações da complexa interação (ou superposição) linear ou não-linear do sistema atmosférico. Nas latitudes extratropicais o tempo é controlado pela passagem freqüente dos distúrbios sinóticos, cuja distribuição e características definem a climatologia sinótica da região. A penetração destes sistemas sinóticos nos trópicos não só desempenha um papel importante nas condições do tempo e no clima, mas também na circulação geral da atmosfera (Riehl, 1954; Virji e Kousky, 1982). A atividade convectiva, a precipitação pluviométrica e a distribuição de vapor de água sobre a América do Sul (AS) tropical apresentam uma clara variação anual (Kousky, 1988; Rao *et al.*, 1996, Labraga, 2000). Com um ciclo anual bem definido (Horel *et al.*, 1989), o comportamento dessas variáveis está associado à variação anual da circulação atmosférica sobre a AS e adjacências (Nishizahua e Tanaka, 1983).

A atuação persistente dos sistemas sinóticos durante um período de tempo superior ao seu ciclo de vida gera anomalias de circulação que estão inseridas na escala de variabilidade de baixa frequência atmosférica. Muitos estudos foram realizados com o objetivo de identificar as causas de tais distúrbios de baixa frequência. Mo *et al.* (1995) analisaram as condições atmosféricas anômalas associadas às enchentes de 1993 nos EUA e sugeriram que uma atividade anormal dos distúrbios transientes resultou na persistência da precipitação. A maior atividade destes transientes impactou fortemente o escoamento médio, intensificando e deslocando o jato subtropical para o sul da AN, e com isso, fornecendo o mecanismo para o desenvolvimento da convecção. Paegle *et al.* (1996) e Higgins *et al.* (1997) destacaram o papel desempenhado pelo jato de baixos

níveis (JBN) no transporte de umidade da região do Golfo do México até a região central dos EUA, onde ocorreram as enchentes.

As condições de umidade do solo também parecem exercer atividade relevante na manutenção das condições de precipitação anômala. Namias (1989) enfatizou a importância da redução da umidade do solo na manutenção das condições quentes e secas durante o verão, pois a diminuição da umidade do solo provoca um aumento no aquecimento da superfície e reduz a evaporação local. Oglesby e Erickson (1989) realizaram experimentos com um MCG e observaram que reduzindo a umidade do solo durante o verão (sobre a AN) ocorre uma drástica redução na precipitação e os padrões atmosféricos observados durante os períodos de estiagem também são reproduzidos. Resultado semelhante foi observado por Cândido (2004) para a circulação de verão na AS utilizando o modelo regional ETA. Em outro estudo com MCG, Wolfson et al. (1987) confirmaram a importância da umidade do solo durante ondas de calor e concluíram que existe um mecanismo de retro-alimentação positiva entre condições de solo extremamente secas, a persistência de altas temperaturas e as estiagens.

Mo et al. (1997) estudaram vários eventos úmidos e secos persistentes sobre a região central dos EUA durante o verão do HN no período de 1979-95. Os compostos para estes dois tipos de eventos revelaram processos atmosféricos e padrões de circulação comuns. Durante os eventos secos, uma circulação anticiclônica estende-se por toda a coluna vertical num padrão que cobre a AN, de 30° a 60°N. Já nos casos úmidos, o anticiclone fica confinado na parte leste da AN, com circulação ciclônica predominando na metade oeste do continente. Nos baixos níveis, a componente meridional do vento é intensificada na região entre o dipolo ciclone-anticiclone, aumentando o fluxo de umidade vindo do Golfo do México. Um precursor importante dos eventos úmidos é a intensificação do vento zonal sobre o OP Leste e região oeste da AN entre 30° e 40°N. Os transientes de escala sinótica intensificam antes do início do evento úmido e aceleram este escoamento de oeste. Contrastando com os eventos úmidos, a atividade dos distúrbios transientes de escala sinótica é fraca antes do início dos episódios secos.

Na fase precursora dos eventos secos aparecem anomalias negativas de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) no OP Leste e sobre a América Central como resultado de um avanço para o norte da ZCIT, sendo este o mais robusto precursor de eventos secos nessa região. A subsidência associada à intensificação da Célula de Hadley gerada pelo aquecimento fica localizada sobre o Golfo do México e sudeste dos EUA, com isso o JBN enfraquece transportando menos umidade para a região central dos EUA.

2.2 – A Circulação Atmosférica nas vizinhanças da América do Sul

Na AS a orografia singular do continente apresenta uma das cordilheiras mais altas do mundo, a qual exerce uma forte influência sobre os sistemas meteorológicos em várias escalas espaciais e temporais. Uma das conseqüências mais notáveis da presença dos Andes é o bloqueio imposto aos ventos de oeste e a canalização do fluxo meridional da baixa troposfera sobre o continente (Gan e Rao, 1994; Garreaud e Wallace, 1998). Este efeito faz com que a atividade baroclínica nos flancos da Cordilheira dos Andes apresente diferenças significativas. A oeste dos Andes, a subsidência associada ao Anticiclone Subtropical do Pacífico seca o ar e o escoamento de baixos níveis transporta pouca umidade para a costa subtropical da AS. A leste dos Andes tem-se o efeito frontolítico gerado pela Cordilheira (Seluchi *et al.*, 1998). Estes dois fatores se combinam moldando uma das regiões mais áridas do planeta. No lado leste da AS, a situação é oposta. Os ventos quentes e úmidos gerados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o efeito frontogenético e ciclogénico a sotavento dos Andes e a canalização do fluxo meridional permite a propagação meridional de sistemas migratórios (Seluchi, 1993; Gan e Rao, 1994) e, como conseqüência, a intensa troca de massas de ar entre os trópicos e as latitudes médias.

Os sistemas frontais que conseguem avançar até latitudes subtropicais da AS no verão freqüentemente são acompanhados por intensas precipitações devido a grande quantidade de umidade disponível e as condições de instabilidade predominantes. Durante o verão, usualmente estes sistemas se tornam mais lentos e tendem finalmente a

estacionar em torno de 20-25°S, misturando-se com a ZACS (Satyamurty *et al.*, 1980; Figueroa *et al.*, 1995; Nogués-Peagle e Mo, 1997; Garreaud e Wallace, 1998). A intrusão de massas de ar de origem tropical até as latitudes médias pode estar associada à Baixa do Chaco (Ratisbona, 1976) e ao ASAS. Entre esses dois sistemas se estabelece um corredor de ventos de norte que transporta ar de origem tropical para as latitudes médias (Seluchi e Marengo, 2000). Esta configuração, sob certas condições de intensidade e persistência, pode ocasionar ondas de calor sobre o Sul do Brasil, norte e centro da Argentina e Uruguai.

Nos últimos anos, tem-se despendido considerável atenção ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Segundo Zhou e Lau (1998), durante o primeiro estágio da SMAS, conhecido como fase pré-moção, um escoamento de baixos níveis típico da circulação de verão, já está presente. É um escoamento de leste quase-estacionário vindo do Oceano Atlântico (OA) Equatorial que, ao alcançar as proximidades dos Andes, curva-se para o sul até a região subtropical. Esta característica está presente em todas as análises, independente do conjunto de dados. Durante setembro, a atividade convectiva move-se rapidamente do noroeste da bacia amazônica para o sudeste da AS, avançando mais tarde para leste (Kousky 1988; Marengo *et al.*, 2001). Este avanço acompanha a formação de uma circulação anticiclônica nos altos níveis (Marengo, 1992; Rao *et al.*, 1996), a qual se desloca para o sul até estacionar sobre o platô boliviano na fase madura da monção (Zhou e Lau, 1998). O escoamento nos baixos níveis, dos trópicos para a região subtropical, às vezes na forma de um JBN, e a Alta da Bolívia, são características que revelam as conexões entre o SMAS e a circulação subtropical.

As conexões citadas acima podem ser comprovadas por estudos observacionais. Uma delas é a característica freqüente da convecção tropical durante os meses de verão austral de alongar-se para o OA Sul em torno de 20°S, compondo a ZCAS (Kodama, 1992), a qual apresenta um comportamento de pêndulo em sua intensidade, com uma duração aproximada de oito dias para cada fase extrema (Nogués-Peagle e Mo, 1997).

Eventos com intensa (fraca) atividade convectiva sobre a ZCAS estão associados com anomalias negativas (positivas) de precipitação na região subtropical ao sul da ZCAS e com uma mudança na circulação nos baixos níveis dos trópicos. Os ventos nos baixos níveis são de oeste (sudeste) em torno de 20°S no caso de eventos de ZCAS intensa (fraca) acompanhado por um desvio para leste (oeste) do ASAS (Nogués-Peagle e Mo, 1997; Herdies *et al.*, 2002). Experimentos numéricos realizados com uma fonte de calor tropical idealizada e uma fonte de calor adicional na ZCAS mostraram subsidência compensatória sobre o norte da Argentina e Sul do Brasil durante as fases ativas da ZCAS (Gandú e Silva Dias, 1998) confirmando os resultados de Casarin e Kousky (1986). Estes experimentos também mostraram um desvio para o sul da Alta da Bolívia durante a fase ativa da ZCAS (Gandú e Silva Dias, 1998).

A principal contribuição para o balanço entre a precipitação e a evaporação no verão da AS subtropical deve-se à convergência do transporte de vapor d'água (Labraga *et al.*, 2000). No inverno, entre 10°S e 20°S, tipicamente se observa um fluxo de umidade de noroeste curvando-se para sudeste próximo da latitude de 30°S. Este escoamento está associado ao eixo do máximo da precipitação (Doyle e Barros, 2002). No verão, o escoamento nos baixos níveis da região tropical continental move-se para sudeste convergindo com os ventos de nordeste do ASAS nas vizinhanças da ZCAS, próximo a 20°S. Este fluxo gira para o sul seguindo a circulação anticiclônica sobre a Argentina subtropical. A convergência do fluxo de vapor d'água nos baixos níveis na extensão continental da ZCAS sobre o continente é acompanhada por um máximo na precipitação, com valores superiores a 200 mm (Doyle e Barros, 2002). Na Argentina subtropical, o escoamento médio alcança os Andes e a região a oeste de 60°W tem precipitação considerável, ao contrário do que ocorre no inverno. As estações de transição, representadas por outubro e abril, têm comportamento bastante semelhantes, tanto no escoamento de baixos níveis quanto na precipitação.

Na AS, o JBN está presente durante todo o ano, embora no inverno ele apresente uma estrutura vertical ligeiramente diferente, com o núcleo localizado numa altitude maior

(Berbery e Barros, 2002). Como resultado da advecção de umidade vinda da região tropical continental, intensificada pela presença do JBN, e por causa dos distúrbios sinóticos, o regime de precipitação no leste da AS ao sul de 20°S não apresenta um ciclo anual pronunciado. Durante a estação quente (outubro-abril), os complexos convectivos de mesoescala são freqüentes e explicam grande parte da precipitação total (Velasco e Fritsch, 1987; Laing e Fritsch, 2000). Durante a estação fria, a forçante mais importante se deve aos distúrbios transientes (Vera *et al.*, 2002). Além disso, há uma alta freqüência de ciclogêneses durante o outono e inverno, no setor sudeste da AS (Gan e Rao, 1991). Por outro lado, no oeste da Argentina e na região do Chaco, o regime de precipitação tem características típicas de monção. A estação chuvosa inicia em setembro e perdura até o outono (González e Barros, 1998), levando alguns autores a considerar este ciclo como uma característica típica de um regime continental (Prohaska, 1976). Entretanto, existem indicações de que a variabilidade sazonal da precipitação naquelas regiões também esteja associada à variabilidade do escoamento de baixos níveis que tem origem nas fontes tropicais de umidade. Para os eventos de JBN intensos, Liebmann *et al.*, (2004) encontraram um aumento de quase o dobro no valor da precipitação climatológica de verão na região da ZCAS.

2.3 – As Influências Remotas e os padrões de Teleconexão

As observações da circulação atmosférica de grande escala e da convecção tropical sugerem que exista uma conexão entre elas tanto com relação às escalas temporais quanto espaciais. Interação entre a Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (Madden e Julian, 1971; Knutson e Weickmann, 1987) e eventos EL Niño-Oscilação Sul (ENOS) é um exemplo da interação trópicos-extratrópicos. Nos trópicos, durante o verão, a OMJ é o fenômeno mais notável na escala intrasazonal (Berbery *et al.*, 1992). Knutson e Weickman (1987) encontraram correlações robustas entre os trópicos e as latitudes extratropicais na banda de 30-70 dias durante o inverno, mas não no verão. Alguns estudos apontam no sentido oposto, ou seja, perturbações nos extratrópicos podem forçar oscilações tropicais (Liebmann e Hartmann, 1984). De acordo com Berbery e

Nogues-Paegle (1993), o impacto dos distúrbios tropicais sobre as latitudes médias e altas ocorre através de 2 mecanismos: 1) a atividade convectiva tropical provoca aumento na intensidade do jato subtropical via transporte de momentum angular pelo movimento ageostrófico meridional que emana das regiões fonte de calor; 2) o aumento da atividade convectiva gera distúrbios ondulatórios que se propagam para as latitudes mais altas (Hoskins e Karoly, 1981). A aceleração do jato está associada aos modos internos e externos das Ondas de Rossby (Nogués-Peagle e Mo, 1988) e da conversão de energia cinética do escoamento rotacional a partir do aumento de energia cinética do escoamento divergente (Hurrell e Vincent, 1991). O mecanismo de propagação de energia de Hoskins e Karoly não se aplica ao inverno quando as principais fontes de calor tropical encontram-se ao norte do cinturão de ventos de leste que atuam como uma *linha crítica* que impede a propagação de ondas de Rossby estacionárias. A teoria linear mostra que a energia das ondas de Rossby barotrópicas é absorvida nesta linha crítica isolando o HS da região da forçante. Para explicar a associação entre fontes de calor tropical e a resposta subtropical Sardeshmukh e Hoskins (1988) mostraram que a advecção de vorticidade pela componente divergente do vento tem que ser incluída no termo de geração das ondas na equação da vorticidade, para permitir a propagação em regiões com forte gradiente meridional do vento zonal.

Grimm e Silva Dias (1995) testaram várias conexões globais usando um modelo barotrópico mais completo e considerando a forçante como um campo de divergência anômalo ao invés de uma fonte de vorticidade. Do ponto de vista das funções de influência os autores confirmaram a importância da propagação de ondas de Rossby para explicar a origem tropical (ou subtropical) dos padrões de teleconexão com estrutura ondulatória. Para estes casos foi possível encontrar as regiões tropicais que excitam diversos centros de ação de um padrão de teleconexão, embora às vezes nem todas as características do padrão são igualmente excitadas partindo das mesmas regiões. Grimm e Silva Dias (1995) também observaram que num mesmo instante pode haver diversas fontes tropicais de calor anômalas, de maneira que um padrão de teleconexão poderia ser forçado de diferentes posições simultâneas. Para a região da AS, foi encontrado que a convecção anômala sobre a Zona de Convergência do Pacífico

Sul (ZCPS) associada com uma das fases da OMJ, pode influenciar a convecção sobre a ZCAS através da intensificação do cavado sobre o sudeste da AS. A convecção anômala sobre a ZCAS é capaz de disparar um trem de ondas sobre a Eurásia que, por sua vez, influencia a convecção no OP oeste.

2.3.1 – A Oscilação de Madden-Julian (OMJ)

Acreditava-se, até o início da década de 1970, que a variabilidade atmosférica tropical para períodos menores do que uma estação era essencialmente aleatória. Porém, Madden e Julian (1971) encontraram uma oscilação com período em torno de 40 a 50 dias nos dados de vento e pressão à superfície no OP tropical. Posteriormente, descobriu-se que no Oceano Índico (OI) e no OP Oeste, estas flutuações do vento e da pressão estavam associadas a oscilações dos padrões de nebulosidade e de precipitação. Com estas descobertas, embora as variações diárias do tempo nos trópicos seja irregular, percebeu-se que os campos de vento, nebulosidade e precipitação também são modulados por oscilações da baixa frequência tal como a OMJ.

A OMJ está confinada no cinturão tropical de cerca de 20° nos dois flancos do equador durante o verão austral, quando se encontra mais ativa. Ela consiste de eventos episódicos de convecção organizada que tem origem no setor do OI e se move para leste a uma velocidade de 5 m.s⁻¹ até o OP central. Nesta região, os ventos associados à OMJ apresentam uma estrutura de onda de Kelvin-Rossby, isto é, uma onda de Kelvin com ventos de oeste no equador e um par de vórtices ciclônicos nos baixos níveis nos dois flancos do Equador. O padrão como um todo, move-se para leste. Além da linha de data a OMJ tem a forma de uma onda de Kelvin atmosférica movendo-se para leste a uma velocidade superior a 10 m.s⁻¹; nesta região a OMJ não está associada com um claro sinal na convecção atmosférica.

As oscilações intrasazonais interagem com fenômenos de diversas escalas de tempo e espaço. Matthews e Kiladis (1999) encontraram que a atividade de onda é intensificada no jato Asiático-Africano, anteriormente à iniciação da OMJ sobre o OI. Hsu *et al.* (1990) observaram durante o inverno do HN de 1985 e de 1986 que a convecção associada a OMJ sobre o OI, e OP Central caracteriza-se por uma série de padrões de ondas que não completa o ciclo em torno do globo. Um dos padrões da OMJ organiza a convecção tropical no OI via um trem de ondas de Rossby subtropical que dispara um dipolo meridional no OP Oeste.

Estudos indicaram que a interação da OMJ com as regiões extratropicais pode influenciar a previsão do tempo no médio prazo e também na previsão estendida (Ferranti *et al.*, 1990). Alguns estudos mostraram a existência de uma relação robusta entre o índice da OMJ e a circulação sobre a AS (Grimm e Silva Dias, 1995, Kayano e Kousky, 1998; Párraga, 2001; Vitorino, 2003).

Na AS, desde a década de 80 estudos indicam a existência de uma relação entre as oscilações intrasazonais e interanuais com sistemas atmosféricos atuantes na região, principalmente no período de verão. O estudo de Casarin e Kousky (1986) foi um dos primeiros a mostrar indícios da influência da ZCPS na ZCAS, na escala intrasazonal de 30-60 dias. Eles mostraram uma forte correlação negativa entre as anomalias de ROLE na região Sul e na região Sudeste do Brasil. Estudos posteriores também sugeriram que a ZCAS está associada às oscilações atmosféricas de períodos entre 30 e 60 dias. Silva Dias *et al.* (1988), sugeriram que os períodos de intensificação da ZCAS podem estar associados a uma das fases da oscilação de 30-60 dias. O padrão de dipolo de Casarin e Kousky (1986) indica que um aumento de precipitação na região da ZCAS é acompanhado por uma diminuição da precipitação no Sul do Brasil, Uruguai e Nordeste da Argentina. Este padrão se representa uma componente regional de um sistema de larga escala, possivelmente relacionado à oscilação de 30-60 dias nos trópicos. Na fase menos chuvosa da ZCAS, há um intenso transporte de umidade de noroeste sobre o sul

do Brasil e Argentina. Na fase ativa, o ASAS se desloca para leste e o fluxo de umidade é desviado para a região da ZCAS.

2.3.2 – A Oscilação Antártica (AAO)

O ciclo anual de aumento e diminuição da extensão do gelo da Antártica constitui um componente significativo do tempo e do clima na escala mensal e sazonal. A variação sazonal na extensão do gelo Antártico, entre $2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ e $20 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, manifesta-se nos parâmetros meteorológicos, como temperatura, pressão e circulação atmosférica (Carleton, 1983). A máxima extensão de gelo ocorre em setembro e a mínima em fevereiro (Zwally *et al.*, 1983). Esta variação na quantidade de gelo ao redor do continente, provoca variação do albedo e também no fluxo de energia entre a superfície e a atmosfera. O gelo apresenta um albedo em torno de 0,8, que contrasta com 0,06 para o mar e 0,15 para a terra. O gelo possui baixa condutividade térmica, e, por isso, perturba as trocas energéticas entre o ar e o oceano (Goody, 1980). Em janeiro, os campos de pressão ao nível do mar mostram uma célula de alta pressão sobre a Antártica com um anel de ciclones em torno de 60° S . Nos meses de inverno este padrão é deslocado para as latitudes médias. Variações interanuais na extensão de gelo alteram a configuração do escoamento atmosférico, influenciando na trajetória dos ciclones no HS (Carleton, 1983). Streten (1973) afirmou que as alterações na cobertura de gelo causam uma grande alteração no balanço de energia da Terra podendo gerar mudanças na circulação geral da atmosfera.

As oscilações da extensão de gelo e seus impactos no balanço energético da atmosfera resultam em uma oscilação da circulação atmosférica global extratropical que pode ser estimada através do índice da AAO. A AAO é um dos modos de variabilidade atmosférica dos extratropicais do HS caracterizado por estruturas zonalmente simétricas, e representa as trocas de massa entre as latitudes altas e médias do HS (Carvalho *et al.*, 2005). Este padrão foi observado como uma oscilação da pressão à superfície na faixa latitudinal que passa pelo Chile e Argentina e as baixas pressões do Mar de Weddell e

de Bellingshausen, próximos à Antártica. A AAO foi descrita em diversos trabalhos, entre os quais Kidson (1988), Yoden et al. (1987), Shiotani (1990), Hartmann e Lo (1998), Gong e Wang (1999), Thompson e Wallace (2000) e Carvalho *et al.*, (2005). A AAO é mais intensa em dezembro e mais fraca em março e parece ser modulada pela atividade convectiva na escala intra-sazonal. Sua fase negativa (positiva) está associada a um aumento (diminuição) na intensidade do jato subtropical do HS (Carvalho *et al.*, 2005). Durante a fase negativa da AAO a atividade ciclônica tende a se mover para latitudes mais baixas (abaixo de 40°S) e os ciclones apresentam uma pressão central mais elevada em comparação com suas fases positivas (Carvalho *et al.*, 2005).

A AAO é calculada via Análise de Componentes Principais (ACP), cujos 3 primeiros modos explicam 33, 11, e 9% da variância, respectivamente. O padrão espacial destes 3 modos é mostrado na Figura 2.1.

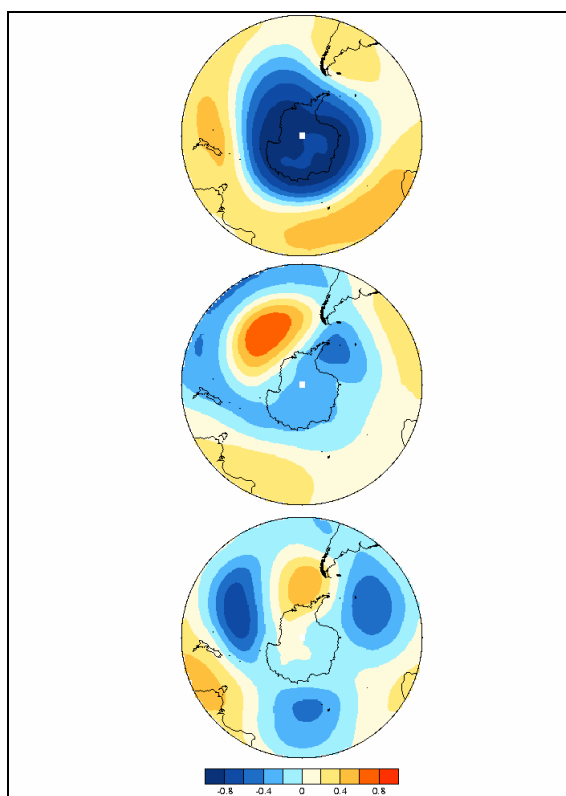


Figura 2.1 – Distribuição espacial dos 3 primeiros CPs da altura geopotencial em 850 hPA, os quais explicam 33, 11 e 9% da variância total, respectivamente.

Fonte: <http://www.jisao.washington.edu/aao/index2.html>

2.3.3 – A Oscilação do Atlântico Norte (NAO)

A NAO é um modo de variabilidade acoplado oceano-atmosfera. O componente atmosférico da NAO é uma oscilação meridional com dois centros de ação, um próximo da Islândia e outro nas proximidades do Arquipélago dos Açores. Este padrão de teleconexão é observado durante todo o ano (Barnston e Livezey, 1987). A NAO combina parte dos padrões Atlântico Leste e Atlântico Oeste, originalmente identificados por Wallace e Gutzler (1981). A sua intensidade é medida pela diferença entre as intensidades do Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (alta dos Açores) e a baixa polar da Islândia. Na fase positiva da NAO (Figura 2.2a), observam-se pressões mais baixas do que o normal entre a Groenlândia e o Ártico e pressões mais altas do que o normal sobre o OA próximo do Arquipélago dos Açores. Por consequência, são observados ventos de oeste mais fortes do que o normal nas latitudes médias desde o OA Oeste até a Europa Ocidental. A fase negativa (Figura 2.2b) apresenta um padrão oposto nas anomalias de pressão sobre essas duas regiões. As duas fases da NAO estão associadas a alterações na intensidade e no posicionamento do jato e dos *storm tracks* do OA Norte, e nas oscilações no transporte zonal e meridional de umidade e calor de grande escala (Hurrell, 1995). Estas oscilações resultam em variações na distribuição de temperatura e precipitação que normalmente se estendem do leste da AN até a Europa ocidental e central (Rogers e van Loon, 1979).

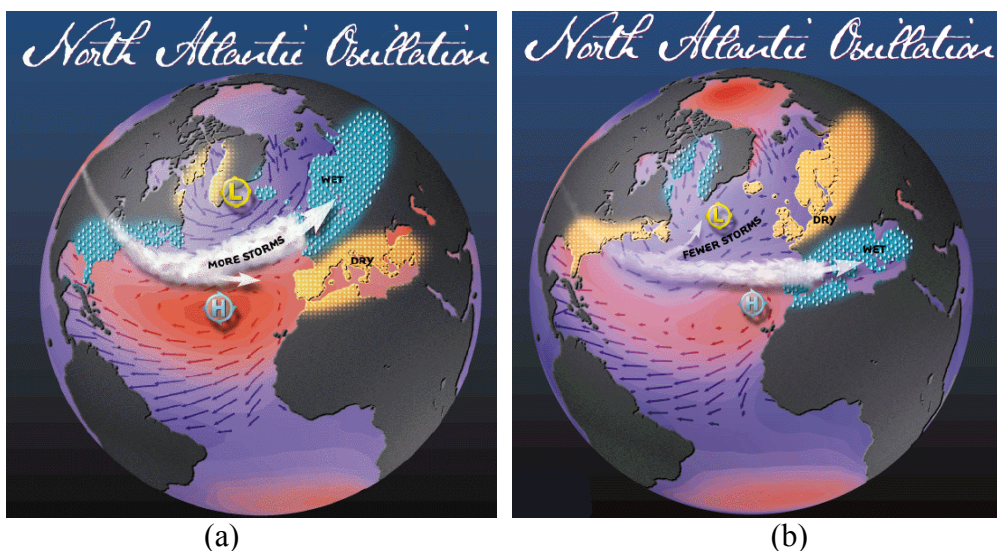


Figura 2.2 – Representação esquemática do NAO. a) fase positiva, b) fase negativa.
 Fonte: <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO/>

2.3.4 – O padrão Pacífico - América do Norte (PNA)

O PNA é um dos principais modos de variabilidade de baixa frequência nos extratropicais do HN. A fase positiva do padrão PNA é caracterizada por anomalias positivas da altura geopotencial nas proximidades do Havaí e sobre a região das Montanhas Rochosas na AN, e anomalias negativas de altura geopotencial nas proximidades da costa sul do Alasca e sudeste dos EUA. A fase positiva está associada à intensificação e deslocamento para leste do jato da Ásia, cuja região de saída fica posicionada mais próxima dos EUA. A fase negativa está associada a uma retração para oeste do jato da Ásia, atividade de bloqueios nas altas latitudes do OP Norte, e a uma bifurcação sobre o OP Norte Central. A fase positiva do PNA está associada a anomalias positivas de temperatura sobre o Canadá ocidental e extremo oeste dos EUA, e anomalias negativas de temperatura no centro-sul e sudeste norte-americano. O PNA tende a ter pouco impacto sobre a variabilidade da temperatura à superfície durante o verão. As anomalias de precipitação associadas incluem totais acima da média desde o Golfo do Alasca até o noroeste dos EUA, e totais abaixo da média sobre a porção superior do meio-oeste norte-americano.

O cálculo do índice diário do PNA é baseado na Análise de Componentes Principais Rotacionada (ACPR) (Barnston e Livezey, 1987). O padrão principal do PNA é o segundo modo da ACPR da altura geopotencial em 500 hPa e explica 8,5% da variância total da série temporal (Figura 2.3).

Embora o PNA seja um modo interno natural da variabilidade climática, ele também é fortemente influenciado pelo fenômeno ENOS. A fase positiva do PNA tende a estar associada aos episódios quentes (El Niño) enquanto que a fase negativa tende a estar associada com episódios frios (La Niña).

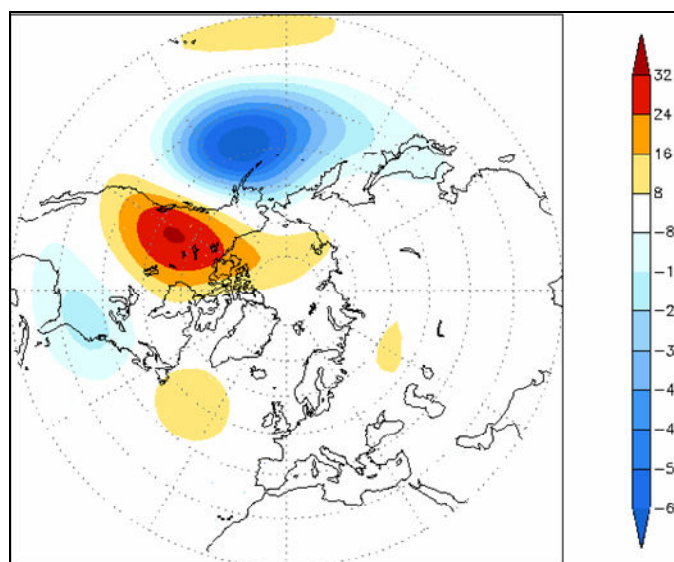


Figura 2.3 – Distribuição espacial do segundo componente principal da altura geopotencial em 500 hPa. Este modo explica 8,5% da variância total da série.

Fonte: <http://www.cpc.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml>

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 - Dados Utilizados

Neste trabalho, foram utilizados os seguintes conjuntos de dados para o período de 01 de janeiro de 1979 a 31 de dezembro de 2002:

- a) Totais diários de precipitação obtidos em postos pluviométricos pertencentes e fornecidos pela Agência Nacional de Águas (ANA);
- b) Pêntadas de precipitação do GPCP (Global Precipitation Climatology Project) (Xie *et al.*, 2003), disponíveis em: ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/GPCP_PEN/.

O GPCP é um componente do GEWEX ([Global Energy and Water Cycle Experiment](#)) do WCRP (World Climate Research program). Ele foi estabelecido em 1986 com o objetivo inicial de gerar médias mensais de precipitação sobre uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude. O GPCP mistura as estimativas de precipitação dos sensores infravermelhos e de microondas dos satélites com dados de precipitação de mais de 6.000 postos pluviométricos de superfície. As estimativas dos sensores de infravermelho são obtidas dos satélites geoestacionários GOES (EUA), GMS (Japão) e Meteosat (Comunidade Européia) e os satélites de órbita polar operacionais da NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). As estimativas por microondas são obtidas dos satélites do DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) que utilizam o SSM/I (Special Sensor Microwave Imager). Além das médias mensais, o GPCP produz dados pentadais desde 1979 em uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude e dados diários em uma grade de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude e longitude desde 1997.

- c) Média diária da ROLE obtida junto ao Climate Diagnostics Center (CDC), com resolução de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ de latitude e longitude;

- d) Componente meridional e zonal do vento e umidade específica nos seguintes níveis de pressão de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 e 250 hPa. Esses dados fazem parte das reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay *et al.*, 1996);e foram obtidos junto ao CDC;
- e) Pêntadas dos índices da OMJ, obtidos junto ao CPC (as séries destes índices podem ser obtidas em <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/>);
- f) Média diária dos índices da OAA, NAO e PNA também obtidos junto ao CPC no seguinte endereço eletrônico: <ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/cwlinks>.

3.2 – Metodologia

3.2.1 – Seleção das Séries de Precipitação

Inicialmente fez-se uma análise das séries temporais de precipitação dos 369 postos pluviométricos disponíveis. Menos de 30% destes postos pluviométricos não apresentavam falhas durante o período escolhido (1979-2002). Como as séries dos totais diários de precipitação fornecidos pela ANA são submetidas a uma análise de consistência pela própria Agência, nenhum teste adicional de qualidade como também nenhum método de preenchimento de falhas foi aplicado. Porém, para cada um dos eventos selecionados foi feita uma composição e através de uma análise visual os postos pluviométricos que apresentaram comportamento duvidoso foram checados e alguns dados retirados da série. Não foi feito preenchimento de falhas e utilizou-se como critério de validade para o uso da série temporal, um índice de falhas de no máximo 5% do comprimento total da série, obtendo-se assim 214 postos pluviométricos aptos para a análise. A distribuição espacial destes 214 postos de coleta da precipitação é mostrada na **Figura 3.1** e a listagem completa dos postos é apresentada na **Tabela 3.1**.

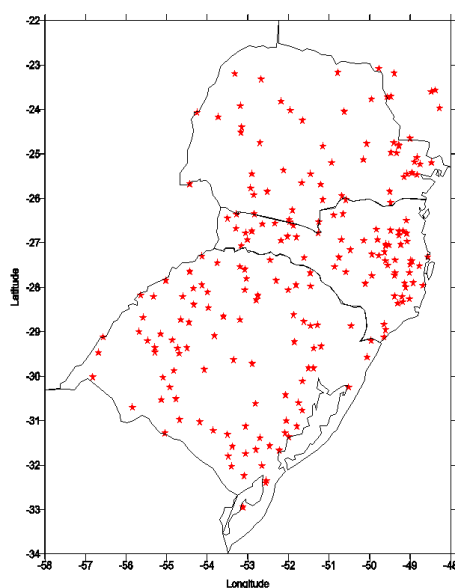


Figura 3.1 - Distribuição espacial dos postos pluviométricos usados nesta Tese.

Tabela 3.1 – Relação dos postos pluviométricos da Agência Nacional de Águas (ANA) utilizados neste estudo.

Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)	Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)	Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)
2348033	-48,38	-23,57	2552000	-52,90	-25,45	2749000	-49,23	-27,04
2348034	-48,48	-23,60	2552001	-52,93	-25,77	2749001	-49,52	-27,05
2348037	-48,27	-23,97	2552002	-52,85	-25,92	2749002	-49,61	-27,40
2349005	-49,77	-23,08	2552030	-52,52	-25,85	2749005	-49,59	-27,03
2349007	-49,39	-23,19	2552041	-52,12	-25,37	2749006	-49,94	-27,26
2349020	-49,47	-23,71	2554002	-54,43	-25,68	2749007	-49,38	-27,73
2349023	-49,56	-23,72	2649002	-49,17	-26,74	2749012	-49,11	-28,00
2349033	-49,95	-23,77	2649004	-49,27	-26,83	2749013	-49,77	-27,29
2350057	-50,78	-23,17	2649006	-49,48	-26,10	2749015	-48,98	-27,40
2352000	-52,67	-23,32	2649008	-49,27	-26,74	2749016	-49,60	-27,07
2352002	-52,18	-23,82	2649009	-49,07	-26,97	2749017	-49,55	-27,50
2353002	-53,18	-23,92	2649010	-49,08	-26,79	2749020	-49,01	-27,67
2353044	-53,32	-23,20	2649012	-49,09	-26,49	2749027	-49,13	-27,91
2449000	-49,00	-24,65	2649017	-49,48	-26,72	2749033	-49,37	-27,39
2449006	-49,28	-24,80	2649053	-49,80	-26,93	2749035	-49,94	-27,74
2449007	-49,40	-24,75	2649058	-49,83	-26,70	2749037	-49,37	-27,68
2449008	-49,27	-24,82	2650006	-50,58	-26,03	2749039	-49,63	-27,21
2449020	-49,33	-24,98	2650008	-50,88	-26,38	2750007	-50,10	-27,92
2449063	-49,47	-24,97	2650014	-50,14	-26,95	2750008	-50,86	-27,54
2450013	-50,07	-24,77	2650018	-50,65	-26,35	2750009	-50,75	-27,33
2451002	-50,62	-24,05	2650019	-50,69	-26,93	2750010	-50,47	-27,16
2451003	-51,15	-24,83	2651001	-51,80	-26,87	2750020	-50,58	-27,66
2451014	-51,65	-24,25	2651003	-51,25	-26,53	2751007	-51,81	-27,95

(continua)

Tabela 3.1 – Conclusão.

Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)	Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)	Código (ANA)	Longitude (graus)	Latitude (graus)
2451020	-51,95	-24,02	2651005	-51,15	-26,03	2751012	-51,61	-27,34
2452000	-52,70	-24,75	2651022	-51,88	-26,61	2751015	-51,46	-27,68
2453000	-53,73	-24,17	2651031	-51,90	-26,27	2751017	-51,45	-27,98
2453001	-53,17	-24,52	2651036	-51,26	-26,78	2752006	-52,30	-27,85
2453043	-53,15	-24,40	2651040	-52,02	-26,86	2752017	-52,45	-27,39
2454001	-54,25	-24,07	2651043	-51,98	-26,48	2753004	-53,03	-27,81
2548000	-48,83	-25,47	2652000	-52,33	-26,56	2753006	-53,16	-27,07
2548001	-48,89	-25,18	2652001	-52,18	-26,95	2753014	-53,07	-27,60
2548002	-48,95	-25,43	2652002	-52,64	-26,58	2753015	-53,19	-27,54
2548003	-48,75	-25,23	2652021	-52,90	-26,74	2753016	-53,75	-27,45
2548040	-48,83	-25,08	2652031	-52,84	-26,35	2754001	-54,13	-27,30
2548044	-48,47	-25,20	2653003	-53,05	-26,78	2754009	-54,43	-27,65
2549004	-49,07	-25,45	2653004	-53,29	-26,68	2754010	-54,13	-27,95
2549017	-49,15	-25,52	2653005	-53,50	-26,45	2755001	-55,02	-27,85
2549061	-49,50	-25,85	2653007	-53,01	-26,93	2848000	-49,01	-28,26
2550000	-50,93	-25,20	2653013	-53,28	-26,36	2849001	-49,30	-28,36
2550003	-50,15	-25,13	2748001	-48,95	-27,41	2849002	-49,18	-28,33
2851003	-51,28	-28,85	3051017	-51,66	-30,77	2550005	-50,68	-25,95
2851021	-51,45	-28,87	3052011	-52,07	-30,42	2551000	-51,45	-25,45
2851024	-51,62	-28,77	3052012	-52,81	-30,62	2551001	-51,20	-25,69
2852006	-52,79	-28,29	2851022	-51,87	-28,62	2551004	-51,97	-26,53
2852007	-52,75	-28,19	3054002	-54,68	-30,98	2551024	-51,67	-25,65
2852046	-52,00	-28,06	3054007	-54,92	-30,25	2748003	-48,99	-27,49
2853003	-53,97	-28,46	3054016	-54,77	-30,51	2748016	-48,77	-27,52
2853014	-53,19	-28,73	3055003	-55,84	-30,70	2748017	-48,68	-27,96
2853023	-54,33	-28,39	3055004	-55,09	-30,03	2748018	-48,92	-27,90
2853026	-53,07	-28,06	3055005	-55,13	-30,53	2748019	-48,56	-27,32
2853028	-53,60	-28,66	3056004	-56,82	-30,02	2849004	-49,60	-28,96
2854001	-53,99	-28,11	3151002	-51,79	-31,13	2849005	-49,64	-28,83
2854003	-54,34	-28,03	3151003	-51,99	-31,37	2849008	-49,20	-28,21
2854005	-54,65	-28,73	3152002	-52,08	-31,28	2849009	-49,38	-28,20
2854006	-54,60	-28,21	3152003	-52,70	-31,39	2850009	-50,45	-28,87
2854012	-54,45	-28,79	3152005	-52,80	-31,65	2955002	-55,47	-29,20
2855001	-55,64	-28,18	3152006	-52,22	-31,67	2955006	-55,29	-29,46
2855002	-55,32	-28,21	3152011	-52,05	-31,00	2955007	-55,15	-29,05
2855004	-55,58	-28,68	3152016	-52,46	-31,57	2955008	-55,29	-29,35
2855005	-55,68	-29,00	3153001	-53,48	-31,80	2956005	-56,56	-29,12
2949001	-49,96	-29,20	3153003	-53,85	-31,22	2956008	-56,68	-29,47
2949003	-49,64	-29,12	3153004	-53,05	-31,74	3050002	-50,51	-30,25
2950038	-50,06	-29,57	3153006	-53,05	-31,13	3051004	-51,75	-30,60
2951010	-51,85	-29,23	3153008	-53,38	-31,58	3051005	-51,65	-30,11
2951022	-51,19	-29,33	3153017	-53,50	-31,31	3252006	-52,54	-32,35
2951024	-51,38	-29,82	3154003	-54,18	-31,03	3252008	-52,56	-32,40
2951027	-51,37	-29,37	3155001	-55,04	-31,28	3253001	-53,09	-32,24
2951028	-51,50	-29,82	3252005	-52,65	-32,01	3253003	-53,12	-32,95

3.2.2 – Análise de Precipitação na Região Sul do Brasil

A distribuição espacial da precipitação anual climatológica (1979-2002) é mostrada na **Figura 3.2**. Nota-se nesta figura que as maiores concentrações de chuva localizam-se nas regiões oeste e extremo leste da região Sul do Brasil, com máximos superiores a 2100 mm no noroeste de Santa Catarina (SC), sudoeste do Paraná (PR) e na faixa leste de SC e do PR. Nesta última região nota-se o efeito orográfico sobre a distribuição da precipitação imposto pela Serra do Mar. Os menores valores são observados no extremo norte do PR e extremo sul do Rio Grande do Sul (RS), com valores inferiores a 1450 mm. Esta amplitude de cerca de 650 mm (equivalente ao total de precipitação em uma estação do ano) destaca as diferenças no regime de precipitação da região Sul do Brasil ao longo do ano.

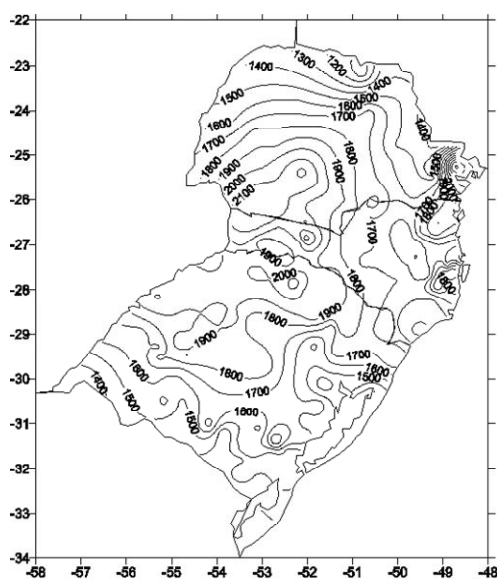


Figura 3.2 – Distribuição espacial da precipitação média anual (em mm) climatológica (1979-2002) para a região Sul do Brasil.

O comportamento sazonal da precipitação no Sul do Brasil é mostrado na **Figura 3.3**. No inverno (**Figura 3.3a**), a precipitação está concentrada no centro da Região Sul com os menores valores no extremo norte do PR e no sudoeste do RS. O norte do PR possui um ciclo anual bem definido onde no inverno (Figura 3.3a) ocorrem os menores valores

de precipitação (entre 160 e 220 mm) de toda a região Sul do Brasil enquanto no verão (**Figura 3.3c**) os máximos alcançam 500 mm. Em nenhuma outra área esta característica é observada. Na primavera (**Figura 3.3b**), a chuva se distribui pelo sudoeste do PR, oeste de SC e noroeste do RS, com valores superiores a 550 mm. Este comportamento pode estar associado à atuação dos complexos convectivos de mesoescala (CCM) (Velasco e Fritsch, 1987) que são responsáveis por grande parte da precipitação na região que se estende do norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil (Velasco e Fritsch, 1987). No verão (**Figura 3.3c**), o sul do RS recebe menos de 400 mm enquanto que no leste de SC e leste do PR os índices pluviométricos excedem 600 mm. Nesta última região, os altos índices pluviométricos podem ser explicados pelo efeito orográfico da Serra do Mar e pelo contraste continente-oceano (Grimm *et al*, 1998), além da proximidade com a área de atuação da ZCAS. No outono (**Figura 3.3d**), a distribuição espacial é mais homogênea, porém o sudoeste do PR e oeste de SC ainda detém a maior quantidade de precipitação acumulada da estação, caracterizando-se, portanto, no setor mais úmido da Região Sul do Brasil.

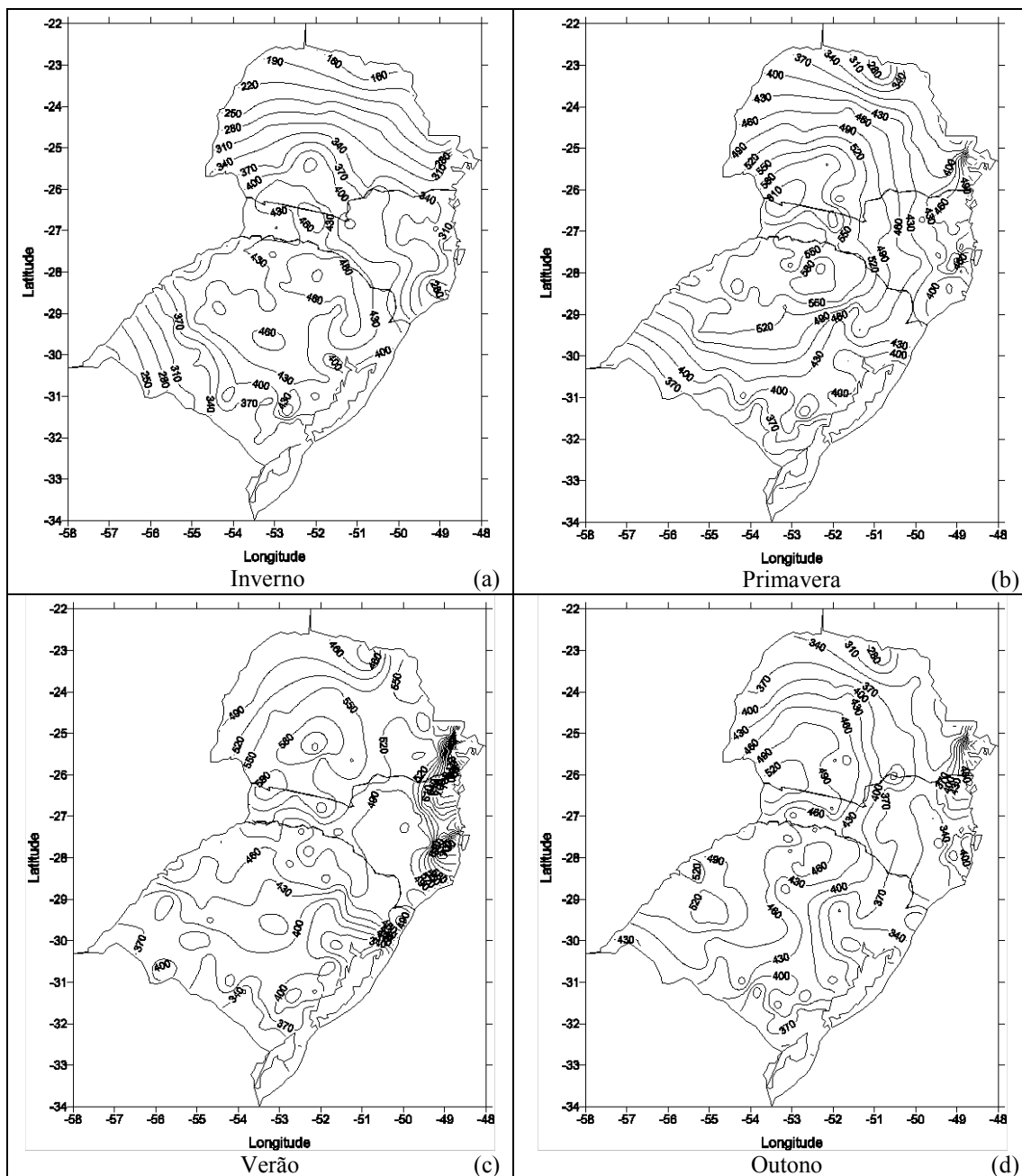


Figura 3.3 - Precipitação (mm) média para: a) inverno, b) primavera, c) verão e d) outono, para o período de 1979 a 2002.

3.2.3 – Análise de Agrupamentos: definição das Regiões Homogêneas

A seleção dos eventos para uma análise de composições é a principal etapa do estudo, pois os critérios escolhidos podem comprometer os resultados. Para alcançar o principal objetivo deste estudo encontrando as possíveis conexões entre a precipitação na região Sul do Brasil e a circulação global, optou-se por verificar as diferenças no comportamento regional da precipitação ao longo do ano. Apesar de vários estudos terem sido desenvolvidos com o enfoque na precipitação sobre o Sul e Sudeste do Brasil (por exemplo, Grimm *et al.*, 1998; Cardoso e Silva Dias, 2004) optou-se por refazer alguns tópicos já abordados em função da diferença dos períodos estudados. A fim de selecionar algumas séries temporais pluviométricas para servirem de base para a escolha dos eventos secos e úmidos foi estudada a homogeneidade da precipitação via Análise de Agrupamentos (Everitt, 1993).

A análise de agrupamentos é um método exploratório onde as variáveis classificatórias são inicialmente separadas em grandes grupos utilizando para isso uma medida de similaridade ou distância. Como as variáveis classificatórias escolhidas são variáveis reais e, portanto, são mensuradas em uma escala temporal, é conveniente adotar uma medida de distância com propriedades métricas sendo usual a métrica euclidiana (Mimmack *et al.*, 2002).

Ao tentar agrupar observações pluviométricas, não é possível estabelecer a priori o número ideal de grupos a serem formados. Por isso, os métodos não-hierárquicos não são adequados, já que sua aplicação exigiria um número grande de tentativas para encontrar o número exato de agrupamentos. Assim, adotou-se o método hierárquico aglomerativo, um dos mais recomendados na construção de agrupamentos (Kaufman e Rousseau, 1990). O método da variância mínima ou método de Ward (Ward, 1963) é recomendado por Edelbrock (1979), com base em vários estudos empíricos. Nesse método, a formação dos agrupamentos em cada estágio da hierarquia é avaliada pela soma dos quadrados dos desvios em relação ao centro de gravidade dos grupos. O

método de *Ward* pode ser considerado uma generalização multidimensional do modelo da Análise de Variância que pode ser sumarizado como:

$$\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 = \sum_{k=1}^K \sum_{i=1}^{n_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 + \sum_{k=1}^K n_k (\bar{x}_k - \bar{x})^2 \quad (3.1)$$

(A)
(B)
(C)

Onde (A) é a soma do quadrado dos desvios das observações em relação à média geral, (B) é a soma do quadrado dos desvios das observações dentro de cada grupo, em relação à média do grupo para todos os grupos e (C) é a soma do quadrado dos desvios das observações em cada grupo, com respeito à média geral. Além disso, \bar{x} é a média geral, \bar{x}_k a média do grupo k e x_i é o valor de uma dada observação.

Como variáveis classificatórias foram utilizadas as médias mensais e anuais das séries temporais da precipitação dos postos pluviométricos relacionados na Tabela 3.1, além da altitude e coordenadas geográficas do posto pluviométrico.

3.2.3.1 - Resultados da Análise de Agrupamentos

O resultado da aplicação da Análise de Agrupamentos é mostrado na Figura 3.4. Nessa figura os números indicam as cinco regiões homogêneas identificadas. A região 1 está confinada no leste e nordeste do PR, sudoeste de SP e no sudeste de SC enquanto a região 2 cobre uma área que se estende do norte do PR, percorre o centro-leste de SC e alcança o nordeste do RS. A região 3 ficou restrita ao extremo leste do PR mais próxima do litoral e embutida na região da Serra do Mar. A região 4 compreende o sudoeste do PR, oeste de SC e o norte e centro-oeste do RS enquanto a região 5 reflete o comportamento da precipitação no sul do RS. A separação apresentada na Figura 3.4 é semelhante aos resultados obtidos por Keller Filho *et al.* (2005) e Grimm *et al.* (1998).

As diferenças encontradas devem-se, provavelmente, às diferenças entre os conjuntos de dados utilizados pelos diferentes autores.

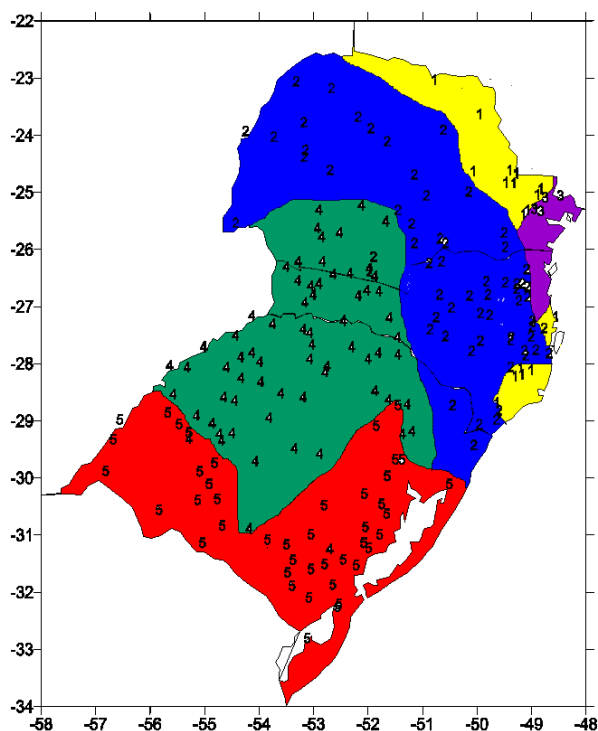


Figura 3.4 - Distribuição espacial das regiões homogêneas de precipitação no Sul do Brasil, como resultado da Análise de Agrupamentos. As cores amarelo (região 1), azul (região 2), roxo (região 3), verde (região 4) e vermelho (região 5), indicam as 5 regiões homogêneas.

A distribuição pentadal da precipitação para cada uma das regiões homogêneas no período de 1979 a 2002 pode ser analisada na **Figura 3.5**. A correspondência entre as 73 pântadas, o calendário convencional e as estações do ano é mostrada na **Tabela 3.2**. Para os anos bissextos, o dia 29 de fevereiro foi incluído na 12ª pântada, tal que o valor da precipitação neste caso é a média de 6 dias.

Tabela 3.2 – Relação entre pântadas, data convencional e estação do ano.

Pântada	Data	Estação		Pântada	Data	Estação
1	1-5/jan	Verão		38	5-9/jul	Inverno
2	6-10/jan	Verão		39	10-14/jul	Inverno
3	11-15/jan	Verão		40	15-19/jul	Inverno
4	16-20/jan	Verão		41	20-24/jul	Inverno
5	21-25/jan	Verão		42	25-29/jul	Inverno
6	26-30/jan	Verão		43	30/jul-3/ago	Inverno
7	31/jan-4/fev	Verão		44	4-8/ago	Inverno
8	5-9/fev	Verão		45	9-13/ago	Inverno
9	10-14/fev	Verão		46	14-18/ago	Inverno
10	15-19/fev	Verão		47	19-23/ago	Inverno
11	20-24/fev	Verão		48	24-28/ago	Inverno
12	25/fev-1/mar	Verão		49	29/ago-2/set	Inverno
13	2-6/mar	Outono		50	3-7/set	Primavera
14	7-11/mar	Outono		51	8-12/set	Primavera
15	12-16/mar	Outono		52	13-17/set	Primavera
16	17-21/mar	Outono		53	18-22/set	Primavera
17	22-26/mar	Outono		54	23-27/set	Primavera
18	27-31/mar	Outono		55	28/set-2/out	Primavera
19	1-5/abr	Outono		56	3-7/out	Primavera
20	6-10/abr	Outono		57	8-12/out	Primavera
21	11-15/abr	Outono		58	13-17/out	Primavera
22	16-20/abr	Outono		59	18-22/out	Primavera
23	21-25/abr	Outono		60	23-27/out	Primavera
24	26-30/abr	Outono		61	28/out-1/nov	Primavera
25	1-5/mai	Outono		62	2-6/nov	Primavera
26	6-10/mai	Outono		63	7-11/nov	Primavera
27	11-15/mai	Outono		64	12-16/nov	Primavera
28	16-20/mai	Outono		65	17-21/nov	Primavera
29	21-25/mai	Outono		66	22-26/nov	Primavera
30	26-30/mai	Outono		67	27/nov-01/dez	Primavera
31	31/mai-4/jun	Inverno		68	2-6/dez	Verão
32	5-9/jun	Inverno		69	7-11/dez	Verão
33	10-14/jun	Inverno		70	12-16/dez	Verão
34	15-19/jun	Inverno		71	17-21/dez	Verão
35	20-24/jun	Inverno		72	22-26/dez	Verão
36	25-29/jun	Inverno		73	27-31/dez	Verão
37	30/jun-4/jul	Inverno				

As regiões 1 e 3 (Figura 3.5a e 3.5c, respectivamente) exibem um comportamento anual muito semelhante. Nestas duas regiões nota-se um ciclo anual bem definido com o período “chuvoso” iniciando na primavera (em torno da pântada 52) e um período “seco” iniciando no outono (em torno da pântada 16). A média climatológica é de cerca de 4 mm.dia^{-1} na região 1 e próximo de 7 mm.dia^{-1} na região 3.

Na distribuição das pântadas climatológicas para as regiões homogêneas 2 e 4 (Figuras 3.5b e 3.5d, respectivamente) nota-se uma maior variabilidade ao longo do ano quando comparada com as regiões 1 e 3 discutidas acima. A precipitação nas regiões homogêneas 2 e 4 apresenta uma distribuição com dois períodos “chuvosos” e dois períodos “secos”. O primeiro período chuvoso acontece durante o verão (da pântada 70 até a pântada 12) e o segundo, durante a primavera (da pântada 51 até a pântada 64). O primeiro período seco ocorre durante o início do outono (entre as pântadas 12 e 20) e o segundo, no final do inverno (da pântada 39 até a pântada 50). As duas regiões homogêneas apresentam médias diárias muito próximas (cerca de 5 mm.dia^{-1} na região 2 e $5,5 \text{ mm.dia}^{-1}$ na região 4).

Finalmente, a região homogênea 5, localizada na faixa sul do RS, é a que apresenta a menor variabilidade ao longo do ano, com uma precipitação média de cerca de $4,0 \text{ mm.dia}^{-1}$ e com ausência de período seco ou chuvoso predominante. A ausência do ciclo anual desta região parece estar associada à sua localização mais austral em relação às demais e a freqüente passagem de ondas baroclínicas e ao desenvolvimento de ciclones extratropicais.

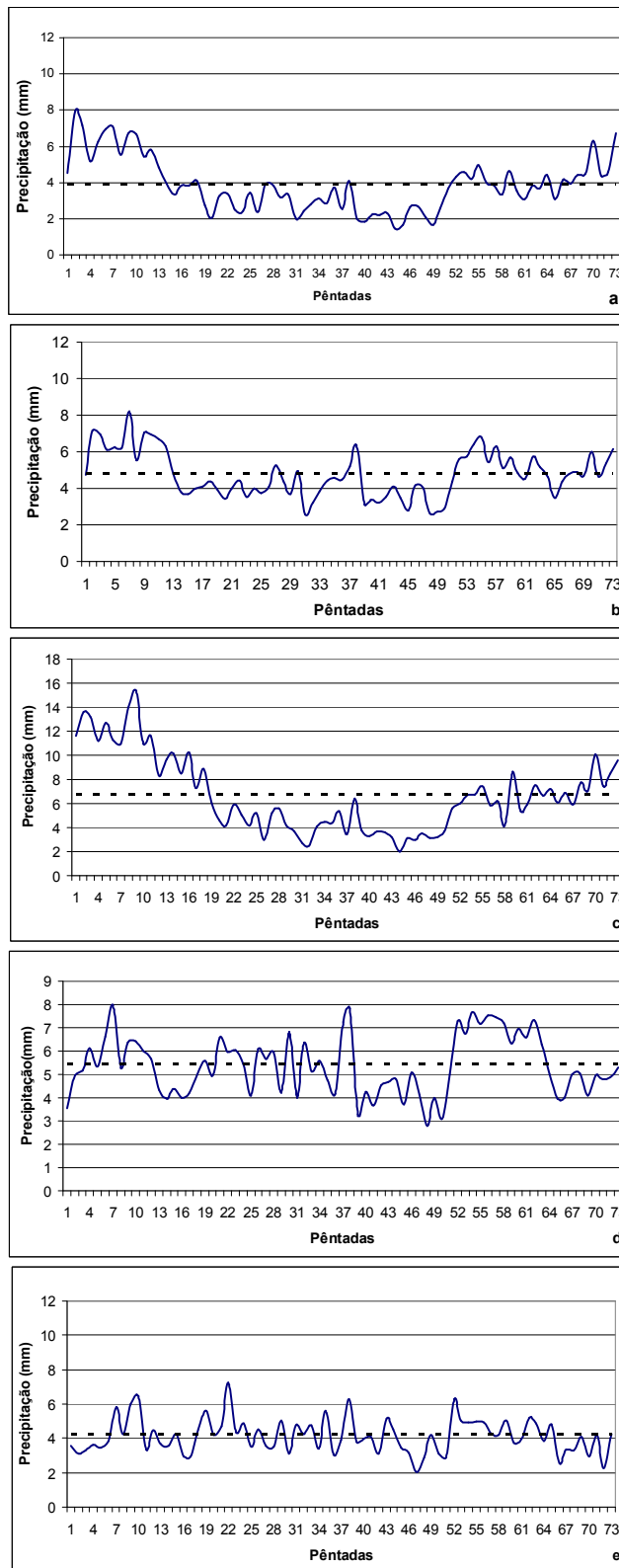


Figura 3.5 – Climatologia da precipitação (mm) para as 5 regiões homogêneas: (a) região 1, (b) região 2, (c) região 3, (d) região 4, (e) região 5. A linha pontilhada horizontal representa a média anual.

3.2.4 – Seleção dos Eventos Secos e Úmidos

A partir dos resultados da Análise de Agrupamentos, foram construídas as séries temporais médias na área de cada região homogênea para cada uma das estações do ano (verão, outono, inverno e primavera). Essas séries foram ordenadas e foram calculados os percentis correspondentes. A utilização das séries temporais para cada estação do ano teve por objetivo evitar a seleção de eventos úmidos durante os períodos chuvosos ou a escolha de eventos secos na época do ano com menor distribuição de precipitação.

Para a seleção dos eventos secos e úmidos que são discutidos nos capítulos seguintes levaram-se em conta critérios de magnitude e a duração. Definiram-se como eventos **úmidos (secos)** os períodos consecutivos de, no mínimo, 2 pênadas nos quais a precipitação média na área ficou **acima (abaixo)** do 80^o (20^o) percentil da série. Estes critérios foram aplicados para as 5 séries correspondentes às regiões homogêneas mostradas na Figura 3.4. O conjunto dos eventos selecionados utilizando as séries correspondentes a cada região homogênea apresentou elementos praticamente idênticos e por isso, optou-se por utilizar apenas uma das séries para as análises posteriores. A escolha recaiu sobre a série correspondente à região homogênea 4.

Com estes critérios, foram selecionados 88 casos secos e 97 casos úmidos cuja distribuição mensal é mostrada na **Figura 3.6**.

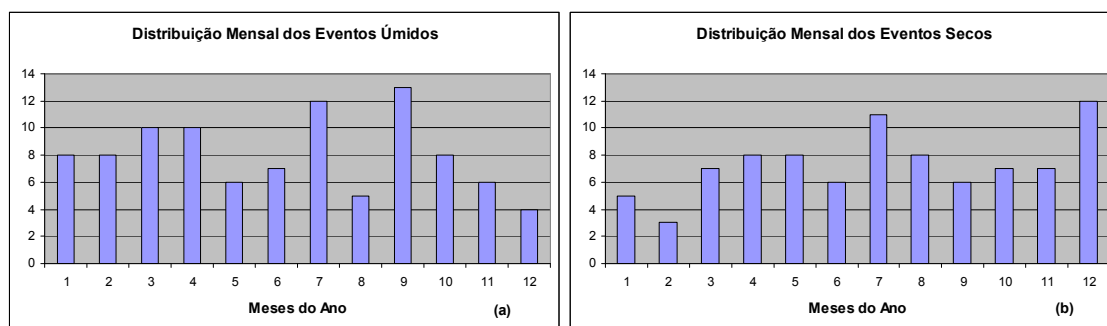


Figura 3.6 - Distribuição Mensal dos eventos úmidos (a) e secos (b) selecionados para o período de 1979 a 2002.

A relação completa dos 88 eventos secos e 97 eventos úmidos é apresentada na **Tabela 3.3**. Na **Figura 3.7** é mostrada a distribuição pentadal da precipitação média para a região homogênea 4. As linhas horizontal superior e inferior representam respectivamente, o 80º e o 20º percentis da série. Os degraus observados nas linhas dos percentis indicam a sua variação de acordo com a estação do ano.

Tabela 3.3 – Eventos de precipitação anômala, selecionados de acordo com a época do ano.

Estação do Ano	Úmidos		Secos			
	Ano	Início	Fim	Ano	Início	Fim
Verão	1982	7	11	1979	2	8
	1983	10	13	1979	71	72
	1985	9	10	1981	73	1
	1987	2	3	1982	3	6
	1987	7	8	1984	71	72
	1989	5	6	1987	69	70
	1990	3	5	1988	10	11
	1991	69	70	1988	68	69
	1993	10	11	1989	8	9
	1993	68	70	1989	68	70
	1994	9	11	1990	6	8
	1995	2	4	1990	73	4
	1995	12	13	1991	10	12
	1996	4	9	1992	3	4
	1997	7	11	1992	68	70
	1997	72	2	1992	72	73
	1998	5	9	1993	71	72
	2000	3	4	1994	3	4
	2000	72	73	1999	71	72
	2001	2	7	2000	68	69
Outono	1979	14	15	1979	16	18
	1979	26	27	1980	23	24
	1980	12	15	1981	16	17
	1983	15	16	1981	19	20
	1983	25	28	1982	19	20
	1984	22	23	1982	30	32
	1985	17	19	1987	15	16
	1986	15	16	1988	14	17
	1986	19	21	1989	27	31
	1987	21	22	1990	25	26
	1987	26	28	1991	17	19
	1988	23	25	1993	28	29
	1989	19	20	1995	15	16
	1989	24	25	1995	27	31
	1990	18	20	1996	24	30
	1990	23	24	1997	16	21
	1990	30	32	1997	24	27
	1991	22	23	1998	25	26
	1992	17	18	1999	23	25
	1992	29	32	1999	27	29
	1996	18	19	2000	23	24
	1997	28	29	2001	21	22
	1998	15	16	2001	26	27
1998	20	24				
1999	18	19				
2001	23	25				

(continua)

Tabela 3.3 – Conclusão.

Estação do Ano	Chuvosos		Secos			
	Ano	Início	Fim	Ano	Início	Fim
Inverno	1980	42	43	1979	34	36
	1982	33	36	1981	16	47
	1982	38	40	1985	35	36
	1983	38	40	1985	39	41
	1983	42	43	1986	38	39
	1984	43	44	1986	42	43
	1985	37	38	1988	39	45
	1987	37	38	1989	33	34
	1989	47	48	1989	39	41
	1991	34	35	1990	42	45
	1992	37	38	1991	37	38
	1993	31	32	1991	46	48
	1993	37	39	1993	44	45
	1994	34	35	1993	47	48
	1994	41	42	1994	39	40
	1995	36	38	1994	47	48
	1996	45	46	1995	47	50
	1997	43	44	1996	32	33
	1998	33	34	1996	39	43
	1998	37	38	1998	31	32
	1998	46	48	1999	45	47
	2001	39	41	2000	42	44
	2002	32	34	2001	43	46
	2002	41	43	2002	35	36
			2002	39	40	
Primavera	1979	54	56	1981	57	58
	1979	60	61	1983	50	51
	1981	67	68	1984	49	51
	1982	53	55	1985	56	57
	1982	59	60	1985	63	65
	1982	62	65	1985	67	69
	1984	53	54	1987	53	54
	1984	62	63	1988	57	58
	1986	52	53	1988	62	63
	1986	66	67	1989	58	59
	1988	51	54	1991	50	52
	1989	51	52	1993	50	52
	1990	50	51	1994	50	51
	1990	57	58	1995	65	71
	1990	62	64	1996	65	67
	1993	59	60	1998	61	62
	1994	58	59	1998	66	67
	1997	55	58	1999	53	54
	1997	61	64	1999	59	61
	1998	52	53	1999	65	67
	1999	51	52			
	2000	51	53			
	2000	57	58			
	2001	49	51			
	2002	52	57			
	2002	59	63			
2002	67	68				

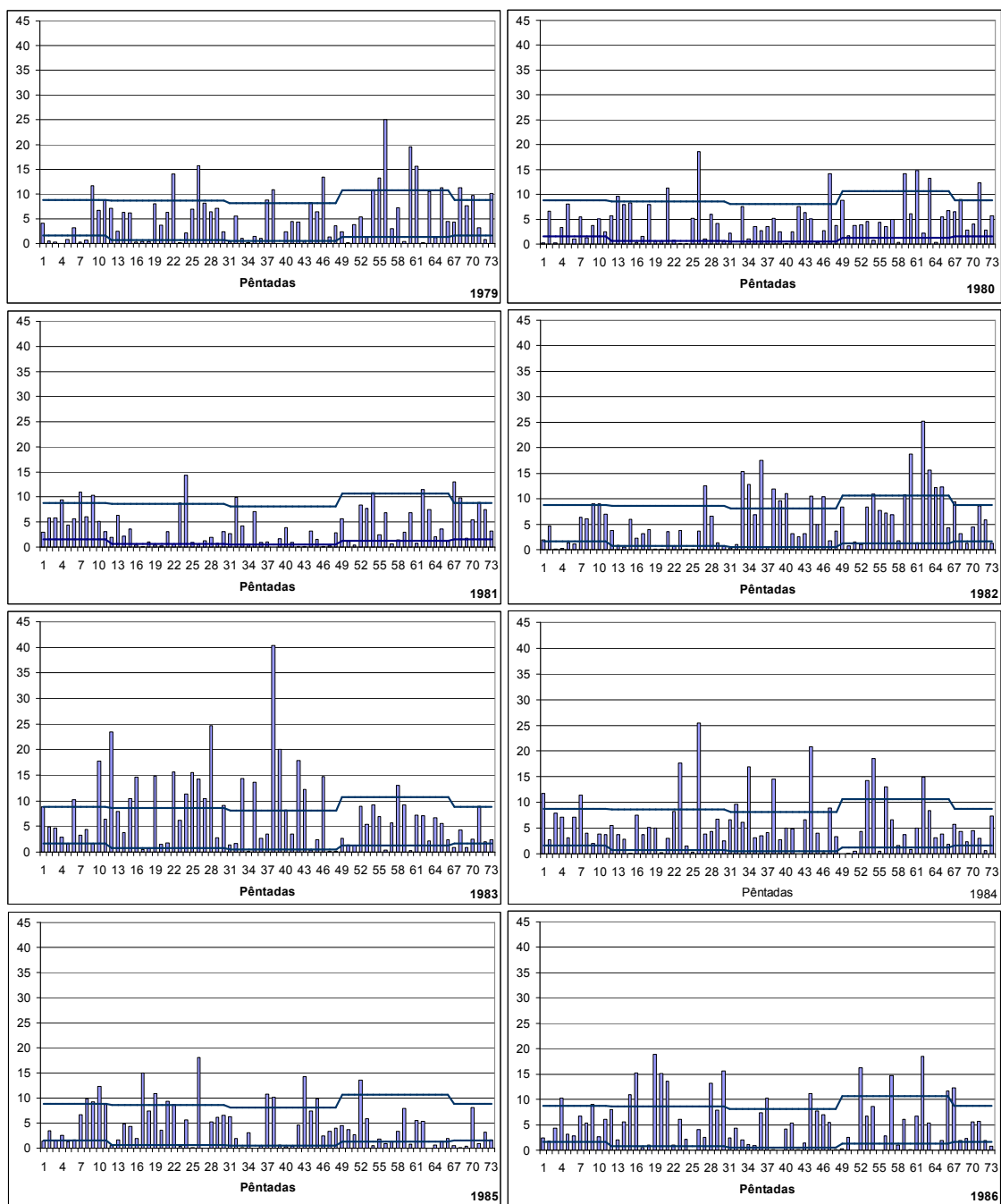


Figura 3.7 - Distribuição anual das pêntadas de precipitação em mm. A linha horizontal superior com degraus representa o valor do 80º percentil e a linha inferior o 20º percentil da série histórica para cada estação do ano. Continua...

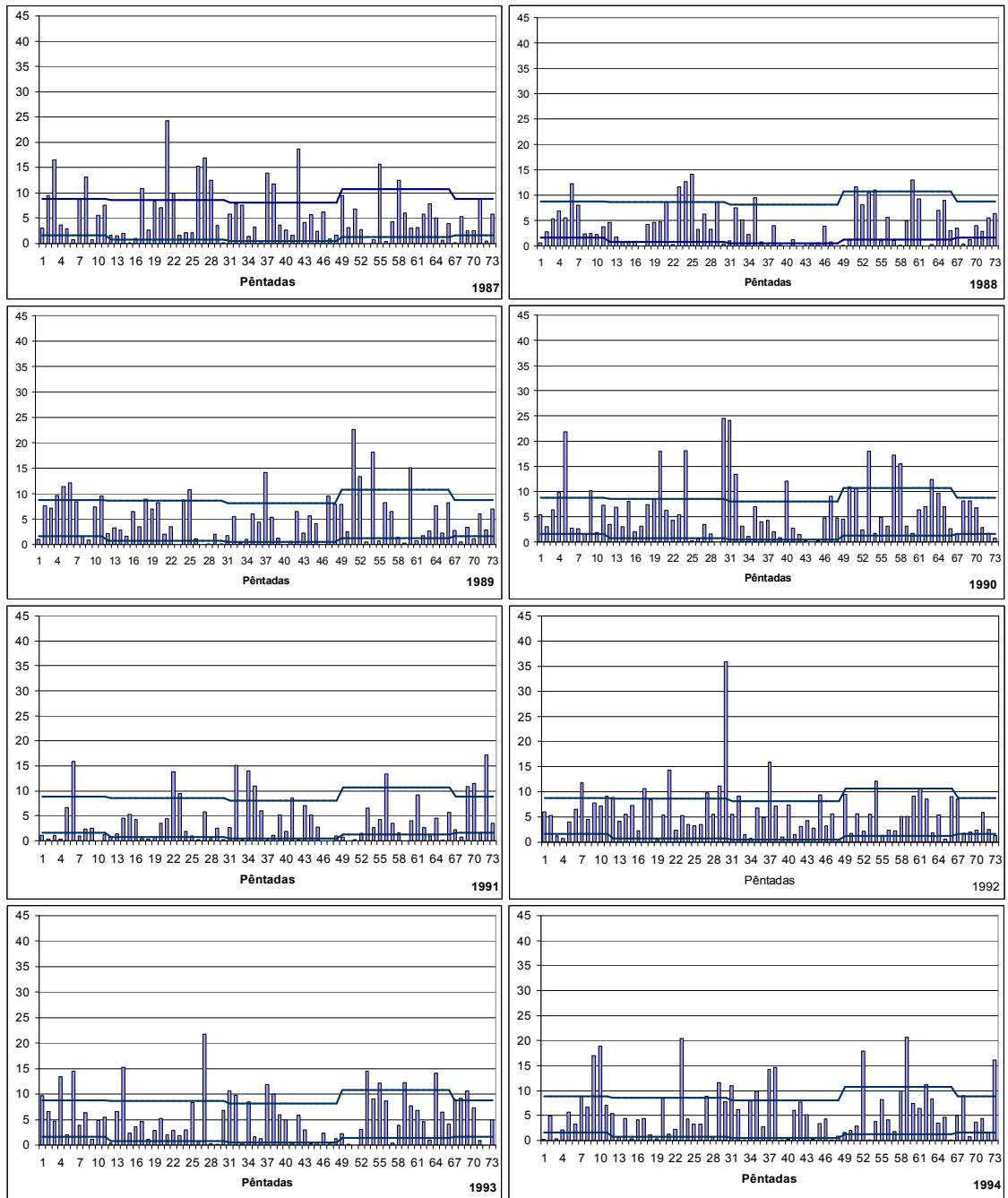


Figura 3.7 - Continuação.

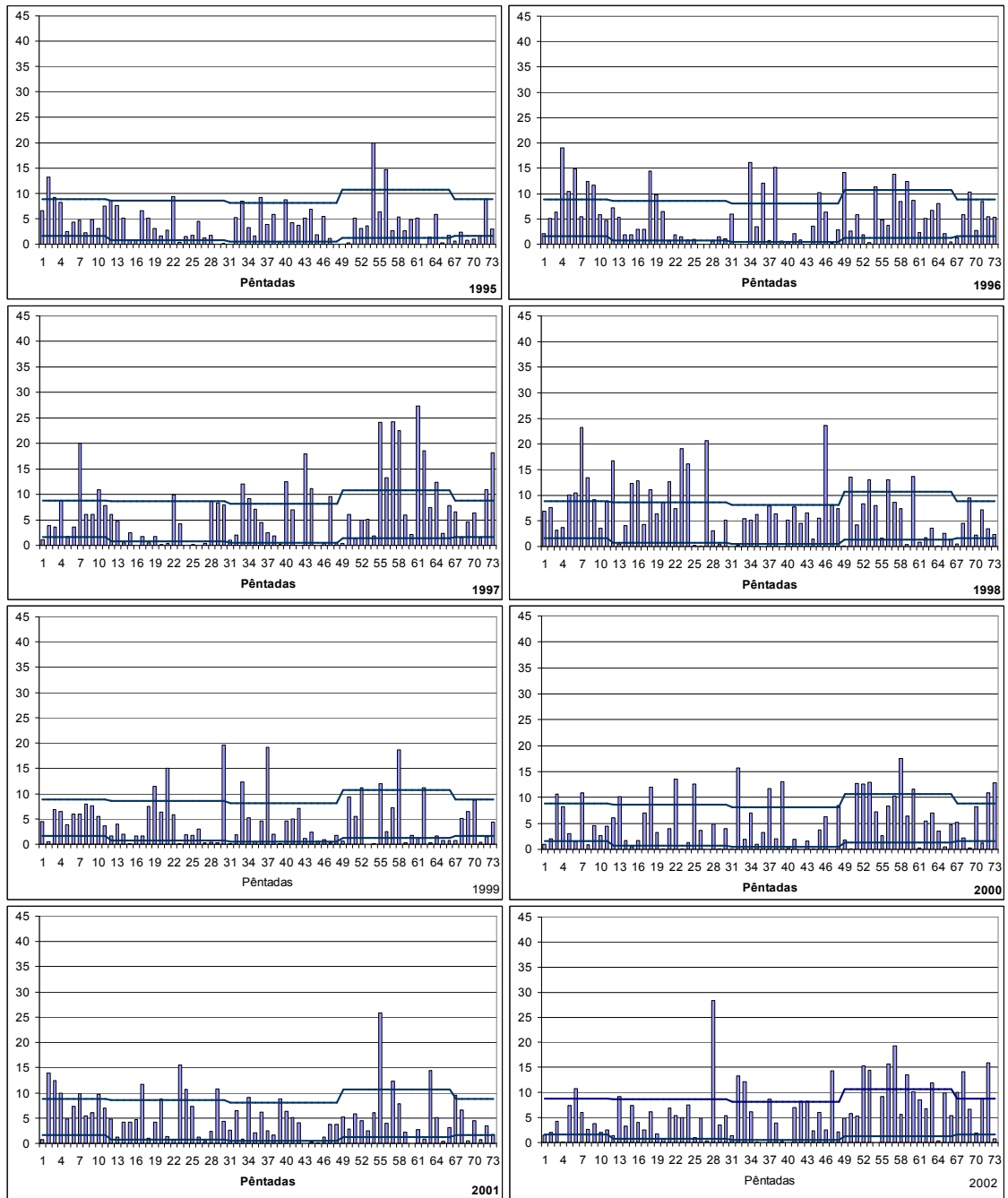


Figura 3.7 - Conclusão.

3.3 - Filtragem dos dados

Para os resultados a serem discutidos nos próximos capítulos, os dados diários da componente meridional do vento e de ROLE foram submetidos a dois processos de filtragem. O primeiro utiliza pên-tadas, o que permite remover os transientes de alta frequência associados a eventos isolados. O segundo processo, para a remoção de outras bandas temporais, utiliza o filtro de Lanczos (Duchon, 1979). Este filtro tem sido usado frequentemente para extrair componentes oscilatórias da banda intra-sazonal (Kayano e Kousky, 1994).

Nesta Tese, foram utilizados 121 pesos para extrair as bandas temporais com períodos de corte respectivamente iguais a 2-18, 2-6 e 6-14 pên-tadas. Para evitar a perda de informação no início e no final das séries temporais, acrescentou-se às séries originais as últimas 60 pên-tadas de 1978 e as primeiras 60 de 2003. A frequência de resposta do filtro de Lanczos para as três bandas é mostrada na Figura 3.8. Nota-se que a resposta para o número de pesos escolhidos apresenta uma queda brusca entre a resposta ideal (igual a 1) e a resposta nula, para todas as bandas filtradas.

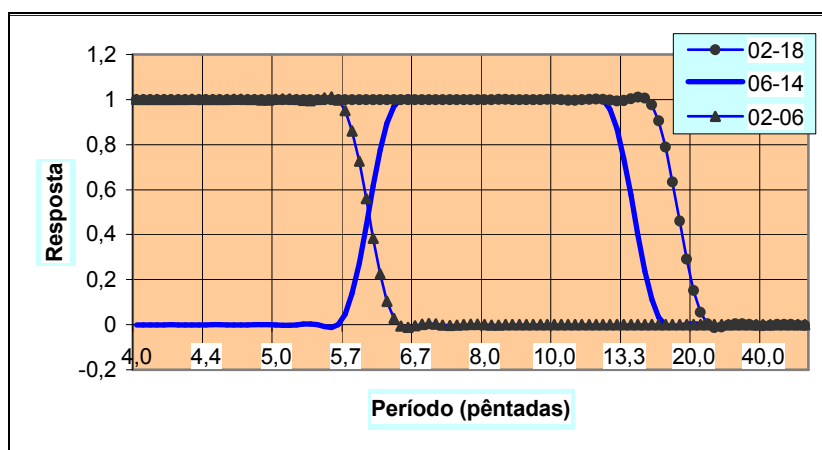


Figura 3.8 - Resposta do filtro de Lanczos para as bandas de 2 a 6, 6 a 14 e 2 a 18 pên-tadas.

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DE ONDALETAS

O uso da Análise de Ondaletas (*Wavelets*) como ferramenta de análise de séries temporais tem tido um avanço apreciável nas últimas décadas. Muitos estudos têm sido realizados com a utilização da Transformada de Ondaletas (TO) em séries climáticas, principalmente após Torrence e Compo (1998) terem desenvolvido um método bastante amigável de apresentação dos resultados e de avaliação da significância estatística. Dentre alguns estudos mais recentes cita-se, Schneider *et al.* (2006), Grinsted *et al.* (2004), Maraun e Kurths (2004), Vitorino (2003), Párraga (2002) e Torrence e Webster (1999).

Em vários artigos, tais como Farge (1992), Meyers *et al.* (1992), Lau e Weng (1995), Maraun e Kurths (2004), Jevrejeva *et al.* (2003), encontra-se uma análise detalhada dos fundamentos teóricos da Análise de Ondaletas. Apesar disso, na próxima seção serão revisados detalhes matemáticos genéricos necessários para a compreensão dos resultados da aplicação da TO para a série de precipitação representativa da região homogênea 4 e outras séries temporais associadas a alguns padrões de teleconexão.

4.1 – Fundamentos Teóricos

A análise de séries temporais é uma questão fundamental em Climatologia assim como em muitos outros campos de pesquisa (von Storch e Zwingers, 1999). Considera-se que os registros climáticos resultam da composição de escalas temporais que variam de alguns dias até décadas ou períodos maiores. O método clássico para investigar processos estacionários pela decomposição em frequências é a Análise de Fourier. Para a maioria das escalas temporais, processos climáticos são não-estacionários, e em função disso, faz-se necessária a utilização de métodos de decomposição temporal. A alternativa apresentada pela Análise de Fourier é a Transformada de Fourier janelada ou

a Transformada de Fourier deslizante (Morettin, 1999). Porém, uma grande desvantagem deste método é que a largura da janela e, conseqüentemente, a resolução temporal, são constantes para todas as freqüências analisadas. Para estes casos, a Transformada de Ondas Contínua (TOC) é mais robusta (Maraun e Kurths, 2004), pois a resolução temporal é intrinsecamente ajustada para as escalas (períodos) desejadas. Assim, para cada escala, obtém-se uma resolução temporal ótima.

A TO $W_i(s)$ no tempo $t_i = i\Delta t$ sobre uma escala s de uma série temporal $x_j = x(t_j)$ de comprimento N com um intervalo amostral Δt pode ser interpretada como uma extensão da Transformada de Fourier discreta, dada por $F(\omega) = \sum_j x_j e^{i\omega t_j}$. A TO substitui a exponencial periódica $e^{i\omega t_j}$ (onde ω é a freqüência) por uma ondaleta localizada $\Psi(t_j - t_i, s)$ que é localizada em torno do tempo t_i e é comprimida para a escala desejada s . Assim, a série temporal pode ser decomposta na escala e no tempo da seguinte forma:

$$W_i(s) = \sum_{j=0}^{N-1} x_j \Psi[(j-1)\Delta t, s] \quad (4.1)$$

A ondaleta $\Psi(t_j - t_i, s)$ é uma versão de uma ondaleta-mãe que sofreu uma dilatação e uma translação e é normalizada por um fator $c(s)$, resultando:

$$\Psi(t_j - t_i, s) = c(s) \Psi_0\left(\frac{t_j - t_i}{s}\right) \quad (4.2)$$

A ondaleta de Morlet Ψ_0 é definida como $\Psi_0(\theta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 \theta} e^{-\frac{\theta^2}{2}}$, onde θ e ω_0 são termos adimensionais. O envelope gaussiano $e^{-\frac{\theta^2}{2}}$ localiza a ondaleta no tempo e a

resolução tempo/escala é ajustada por ω_0 . Para valores altos de ω_0 , a resolução da escala aumenta enquanto a resolução temporal diminui, e vice-versa. A Freqüência de Fourier f e a escala s da ondaleta não são recíprocas diretas e para obter uma resolução próxima é necessário refazer a escala do resultado da TO por um fator que depende da ondaleta. Para a ondaleta de Morlet, a relação entre o período de Fourier e a escala da ondaleta é a seguinte (Torrence Compo, 1998):

$$\frac{1}{f} = \frac{4\pi s}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}} \quad (4.3)$$

Para $\omega_0 = 6$, o produto $s.f$ é aproximadamente igual a 1.

Por analogia com o conceito da Análise de Fourier, o espectro de potências das ondaletas é a transformada de ondaleta da função de autocorrelação (WPS) que de acordo com o Teorema de Wiener-Khinchin, é dada por:

$$WPS_i(s) = \langle W_i(s)W_i^*(s) \rangle \quad (4.4)$$

Onde $\langle \rangle$ indica o valor esperado.

Ainda comparando com a Análise de Fourier, o WPS univariado pode ser estendido para uma comparação entre duas séries temporais $x(t_i)$ e $y(t_i)$. Assim, é possível definir o espectro cruzado das ondaletas $WCS_i(s)$ como o valor esperado do produto entre $W_i^x(s)$ e $W_i^y(s)$, ou seja:

$$WCS_i(s) = \langle W_i^x(s)W_i^{y*}(s) \rangle \quad (4.5)$$

Ao contrário do WPS, o WCS é complexo e pode ser decomposto na amplitude $|WCS_i(s)|$ e na fase $\Phi_i(s)$.

$$WCS_i(s) = |WCS_i(s)|e^{i\Phi_i(s)} \quad (4.6)$$

A fase $\Phi_i(s)$ descreve o atraso entre os dois sinais no tempo t_i para uma dada escala s .

Uma medida normalizada no tempo e na escala para a relação entre duas séries $x(t_i)$ e $y(t_i)$ é a Coerência das ondaletas (WCO), que é definida como a amplitude do WCS normalizada para os dois WPS. Matematicamente é expressa por:

$$WCO_i(s) = \frac{|WCS_i(s)|}{(WPS_i^x(s)WPS_i^y(s))^{1/2}} \quad (4.7)$$

Um valor igual a 1 indica uma relação linear entre $x(t_i)$ e $y(t_i)$ em torno do tempo t_i na escala s . Um valor igual a zero indica que não há relação alguma entre as séries temporais.

O nível de significância da WCO é estimado usando métodos de Monte Carlo. De acordo com o procedimento sugerido por Grinsted *et al.*(2004), como dados de entrada, são geradas séries artificiais de pares de dados que substituem a série temporal original, mas que mantêm os mesmos coeficientes de autoregressão de ordem 1 (AR1). Para cada um dos pares artificiais é calculada a WCO. Estima-se então, o nível de significância para cada escala da ondaleta de Morlet usando somente valores que estão fora do cone de influencia (COI). Testes empíricos mostram que os coeficientes AR1 têm pouco impacto sobre o nível de significância. O que não é o caso para o tipo de operador de suavização. Por exemplo, a escolha da resolução quando se suaviza a escala tem uma

influência importante sobre o nível de significância. A estimativa do nível de significância pelo método de Monte Carlo exige conjuntos com séries de 1000 pares de dados para cada teste. Ainda segundo o critério de Grinsted *et al.* (2004), o número de escalas por oitavos deve ser alto o bastante para capturar a forma retangular do operador de suavização ao mesmo tempo em que minimiza o tempo de cálculo. Nos cálculos utilizados nesta Tese, considerou-se satisfatório o número de 10 escalas por oitavos.

4.2 - Análise de Ondaletas para a Precipitação

4.2.1 - O Espectro de Potências

O espectro de potências é uma medida da variância da série temporal em cada tempo t_i e em cada escala s e seus picos denunciam a concentração da potência (variância) no domínio tempo-período. A **Figura 4.1** mostra a distribuição do espectro de potências para a série temporal pentadal da precipitação no período de 1979 a 2002. A escala abrange o intervalo temporal de 2 a 20 pântadas (ordenadas), por conter a banda intrasazonal de interesse neste estudo (acima de 2 pântadas). Na parte superior de cada painel da **Figura 4.1** apresenta-se a série temporal da precipitação padronizada pelo seu desvio padrão.

A análise da **Figura 4.1** mostra em todo o período analisado, a ocorrência de eventos significativos em diversas escalas de tempo, dispersos no plano tempo-período (escala), o que denuncia, de modo geral, a natureza de ruído vermelho da série temporal. Nota-se também que a maior potência é encontrada em picos dispersos na banda entre 2 e 6 pântadas. Mas ao longo do espectro, notam-se eventos com oscilações que abrangem uma faixa de escalas que superam a escala de 6 pântadas. Uma característica que deve ser destacada desta análise da TO é a natureza intermitente da atividade dos eventos. Em todo o período de estudo não existem oscilações sustentadas, ou oscilações constantes. Ao contrário, os sinais ocorrem em episódios curtos, isolados, com duração

de meses e seu período central varia dentro das bandas temporais. Em geral, estas oscilações de baixa frequência são observadas em anos de El Niño. Por exemplo, na primavera de 1979, no outono e inverno de 1983, no inverno e primavera de 1984, no inverno de 1985, no outono e inverno de 1986, no outono de 1987, na primavera de 1988, no outono e inverno de 1990, 1991, 1992, e 1994, na primavera de 1997 e verão de 1997-98. Também se notam eventos isolados com potência elevada e superposição entre algumas bandas de frequência mais baixa (acima de 10 pântadas). É o caso do ano de 1983, outono e inverno de 1990, verão e outono de 1994 e na primavera-verão de 1998. Em alguns eventos, a superposição entre as oscilações de escalas mais baixas e as mais altas parece se encontrar em fase, como o evento de maio-junho de 1992, em outros se notam diferenças de fase. O período que inicia na primavera de 1982 e se estende até o final da primavera de 1983 é muito interessante, pois além do máximo na escala de até 4 pântadas, a variância aumenta a partir da escala de 8 pântadas, propaga nas escalas mais baixas com o tempo, alcança um máximo entre 13 e 14 pântadas e continua com energia significativa até 20 pântadas. As anomalias positivas de precipitação durante o evento de maio e junho de 1983 foram associadas à intensificação do jato subtropical seguida por um bloqueio persistente sobre o sul da América do Sul (Kousky *et al.*, 1984 e Kousky e Cavalcanti, 1984) que impediu o deslocamento natural dos sistemas transientes tornando os sistemas frontais estacionários.

A modulação da precipitação por oscilações de baixa frequência associadas, por exemplo, ao fenômeno El Niño é, portanto, bem clara na análise da TO, com as escalas destas oscilações variando tanto na intensidade quanto na posição. Estas características sugerem uma superposição de mecanismos de escalas temporais diferentes que, ao interagirem, modulam a circulação atmosférica resultando na distribuição da precipitação representada pelo espectro discutido acima. Magaña e Ambrizzi (2005) mostraram que o impacto do El Niño sobre as anomalias de precipitação na AS é fortemente dependente da posição e intensidade das anomalias de TSM no OP. Anomalias de TSM mais intensas e concentradas em áreas menores tende a transferir mais energia para as ondas de Rossby que se propagam para os extratropicos.

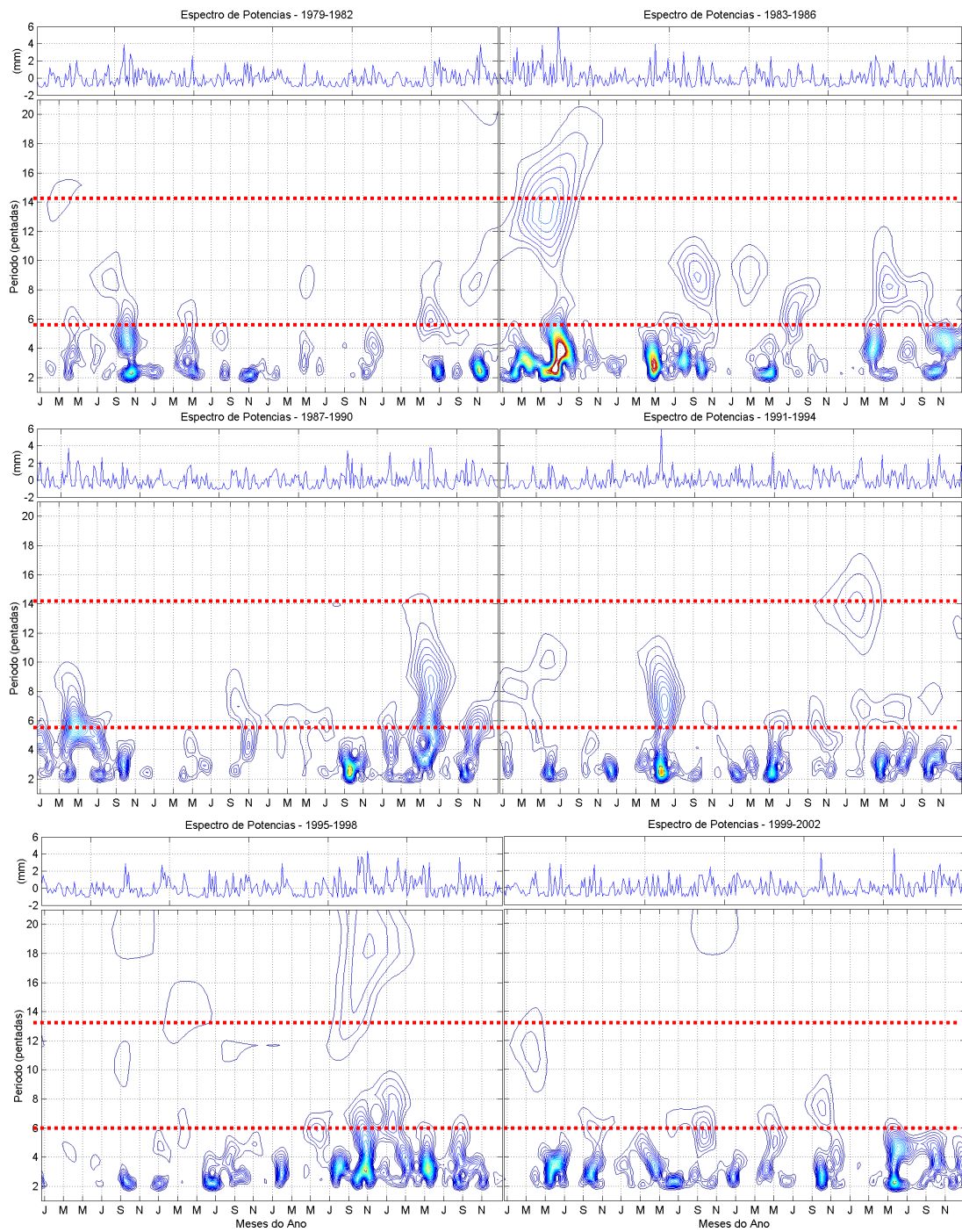
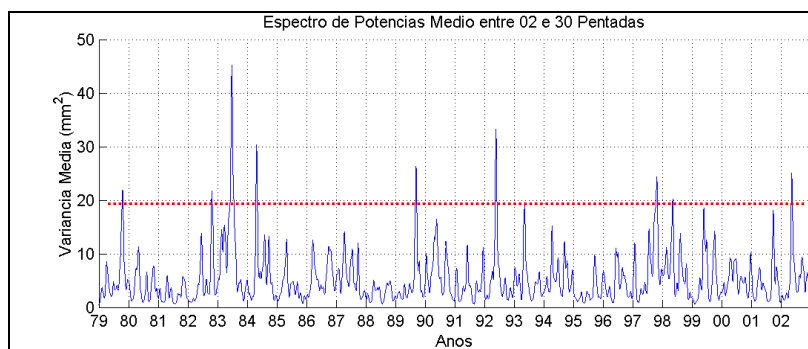


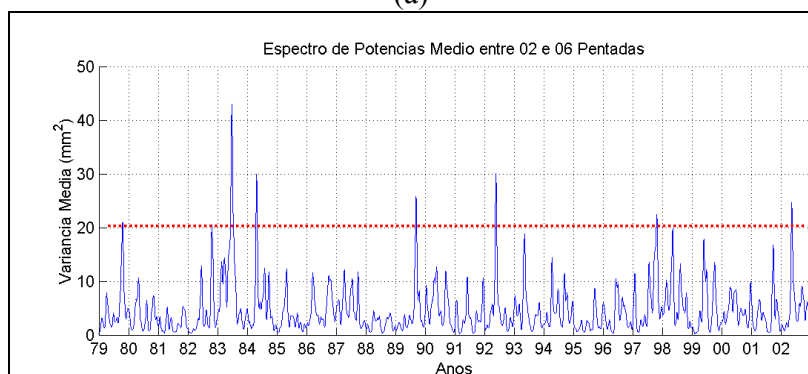
Figura 4.1 - Espectro de potências da ondaleta de Morlet para a precipitação no Sul do Brasil. O contorno mínimo é de $0,2 \text{ mm}^2$ e o intervalo entre as isolinhas é de $0,1 \text{ mm}^2$. As letras no eixo das abscissas indicam o mês do ano, com intervalo de 2 meses entre eles.

Como a TO conserva a variância (Torrence e Compo, 1998), é possível reconstruir completamente a série temporal após a decomposição. Fazendo isto para o espectro de potências da Figura 4.1 têm-se as contribuições de cada banda temporal para a variância total da série (Figura 4.2). A Figura 4.2a apresenta o espectro médio da TO para as escalas de 2 a 30 pântadas. Este banda foi escolhida para comparação com o espectro de 2 a 20 pântadas que contém quase a totalidade da variância da série de precipitação. A comparação entre a Figura 4.2a e a Figura 4.2b mostra que o espectro médio na banda de 2 a 6 pântadas contribui para a maior parte do espectro total. Alguns picos que se destacam no espectro coincidem com eventos de precipitação extrema no sul do Brasil como, por exemplo, os eventos de 1983, de 1984 e os de maio-junho de 1992. Todos estes responsáveis por eventos de cheias no Vale do Itajaí, em SC (Frank e Pinheiro, 2003).

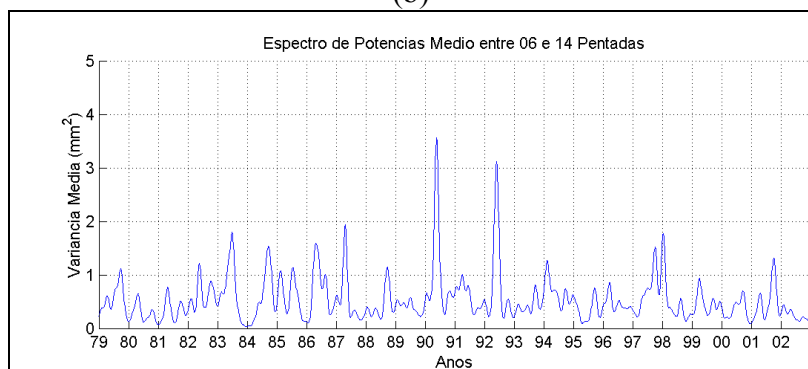
Na análise do espectro médio para a banda de 6 a 14 pântadas (Figura 4.2c) constata-se que a contribuição desta banda para o espectro total é de menos de 10% no geral, mas em alguns eventos pode ultrapassar 20%, como no evento de junho de 1990. No evento de maio-junho de 1992 (associado ao El Niño de 1992) nota-se sobreposição das escalas entre 2 a 14 pântadas, no mínimo, pois para a banda acima de 14 pântadas (Figura 4.2d) a contribuição para o espectro total foi desprezível. Mesmo considerando pequena esta contribuição alguns picos destacam-se na Figura 4.2d. Notadamente, os eventos de 1983 e da primavera de 1997 aparecem com valores acima da média do espectro desta banda. Já nos eventos de 1992, a análise da Figura 4.2d mostra que a variação da precipitação nestes casos esteve realmente associada a mecanismos de escala intra-sazonal entre 2 e 14 pântadas.



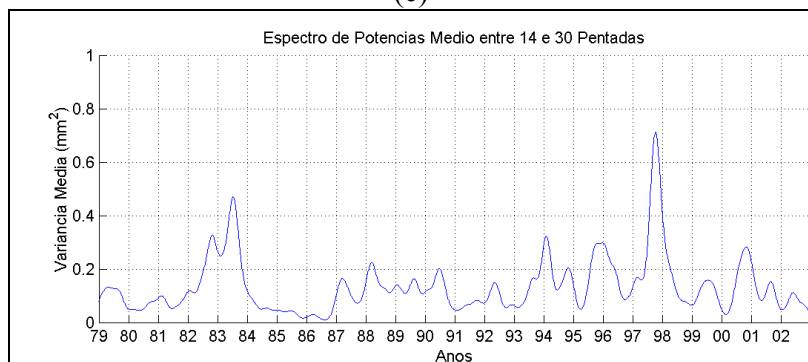
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 4.2 - Espectro de potências da TO médio nas escalas: a) 2 a 30, b) 2 a 6, c) 6 a 14 e d) 14 a 30 pântadas.

4.2.2 - Parte Real dos Coeficientes das Ondaletas

O escalograma da parte real dos coeficientes da TO permite analisar conjuntamente a intensidade e a fase da variância da série temporal e uma disposição em fase de diferentes escalas temporais indica a existência de superposição e/ou interação entre elas. A distribuição bianual da parte real dos coeficientes da TO para o mesmo período e série temporal da **Figura 4.1** é mostrada na **Figura 4.3**.

A amplitude da parte real dos coeficientes da TO mostra uma distribuição temporal da precipitação com um padrão em que é possível extrair 3 regimes principais de oscilações de baixa frequência (Figura 4.3): 1) ciclos de 2 a 6 pêntadas, 2) ciclos de 4 a 10 pêntadas e 3) ciclos de 10 a 18 pêntadas. Em alguns episódios da série temporal, a superposição entre as oscilações estende-se desde as oscilações com escala de 2 pêntadas até as oscilações com escalas mais altas, como por exemplo, na primavera de 1979 e 2002, no outono-inverno de 1983, 1990 e 1992, outono de 1987 e 1990 e no verão-outono de 1994. Em alguns episódios, verifica-se claramente a separação entre as oscilações com períodos mais baixos (menos de 4 pêntadas) e as oscilações com escalas mais altas (acima de 8 pêntadas). Nota-se, em determinados intervalos da série temporal, que a precipitação oscila em torno de períodos contidos na banda intra-sazonal de frequência mais baixa (acima de 10 pêntadas). Porém, estas oscilações não são persistentes, o que indica que os mecanismos físicos responsáveis pelas variações nas condições do tempo que modulam a distribuição de precipitação, também devem oscilar tanto na escala temporal quanto na sua intensidade, como sugerido por Magaña e Ambrizzi (2005).

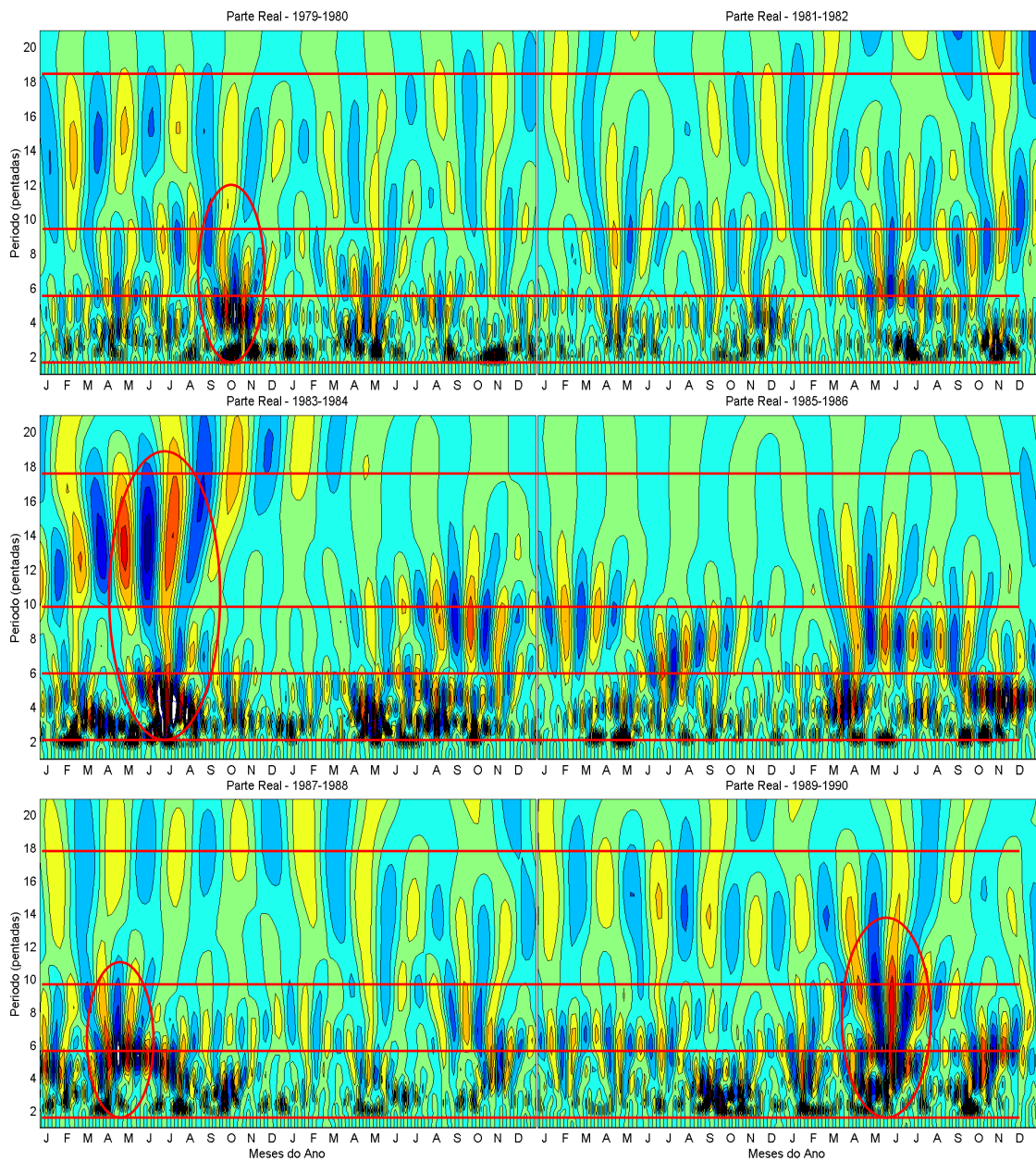


Figura 4.3 - Parte real dos coeficientes da TO de Morlet para a série de precipitação. Os quadros são bianuais e o período está indicado no título. Os intervalos entre as isolinhas são de 0,1 mm e varia de -1,0 a 1,0 mm. As linhas horizontais identificam as bandas temporais de 6, 10 e 18 pênadas e as áreas circuladas identificam eventos com superposição de escalas. Continua ...

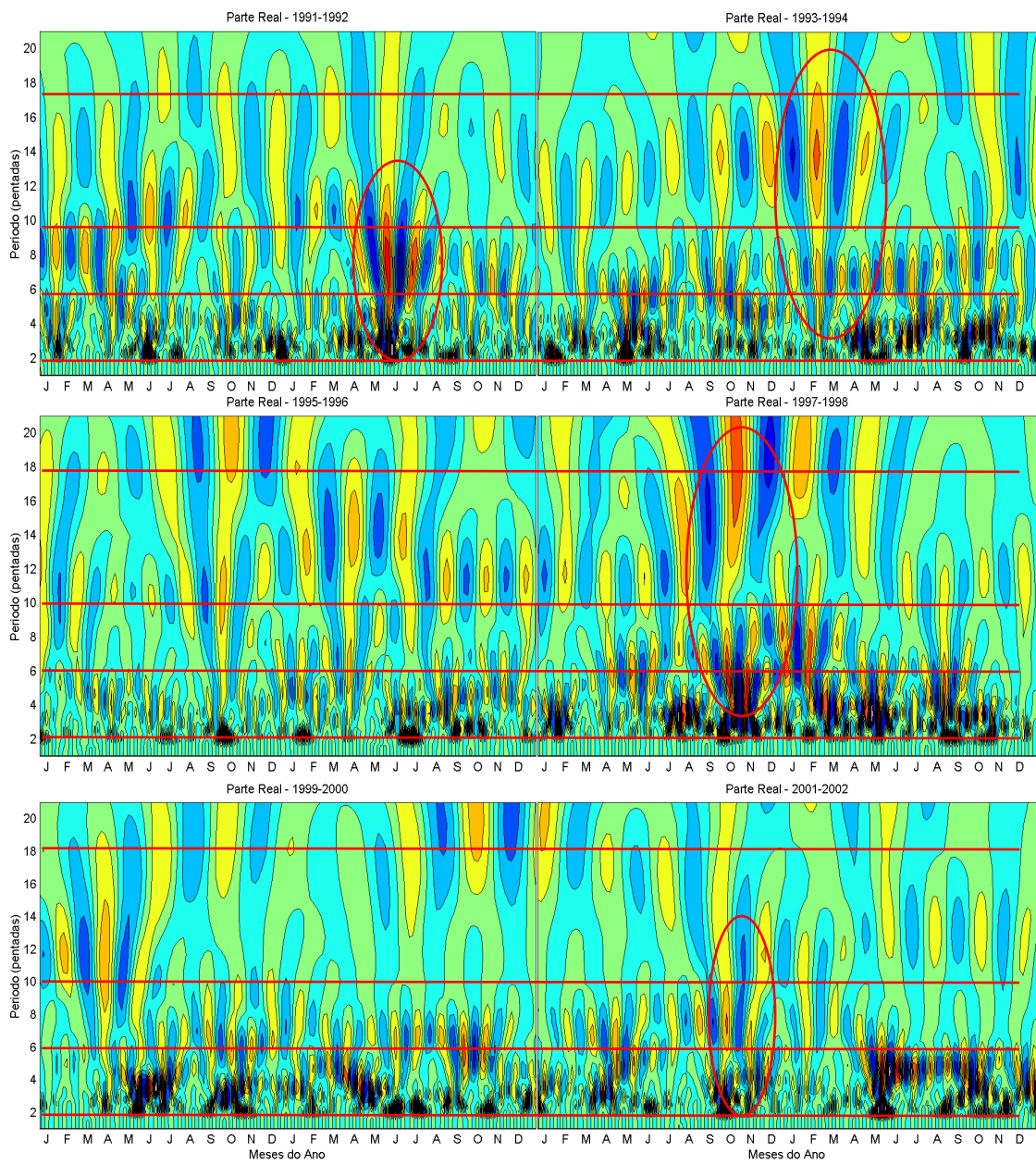


Figura 4.3 - Conclusão.

4.3 - Análise do Espectro Cruzado e da Coerência

Nesta parte da análise, foi testada a existência de relações entre a precipitação e alguns padrões de teleconectividade atmosférica conhecidos, como a OMJ, a AAO, a NAO e o PNA.

Para o cálculo do espectro cruzado entre a precipitação e os índices de teleconexão de circulação a série de precipitação foi transformada, extraíndo-se a raiz cúbica dos dados originais para ajustar a sua função distribuição de probabilidade (fdp) à distribuição Normal. Segundo Panofsky e Brier (1968), a transformação raiz cúbica não tem base teórica para ser recomendada. Contudo, Baptista da Silva (1977) utilizou esta transformação para totais pentadais de chuva e conseguiu tanto normalizar a distribuição quanto homogeneizar as variâncias, principais objetivos das transformações de dados. O impacto desta transformação sobre a fdp da precipitação pode ser observado na **Figura 4.4**. Para as séries dos índices da OMJ e da AAO, não foi necessária a transformação, pois a distribuição da série se ajusta bem à distribuição Normal, como pode ser visto na **Figura 4.5**.

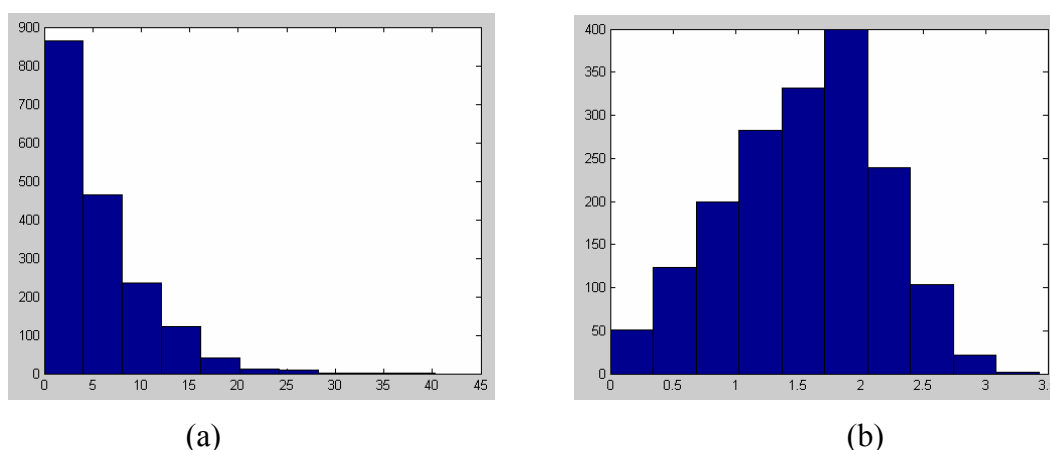


Figura 4.4 - (a) Histograma da série de precipitação original, e (b) da precipitação após a transformação utilizando a raiz cúbica.

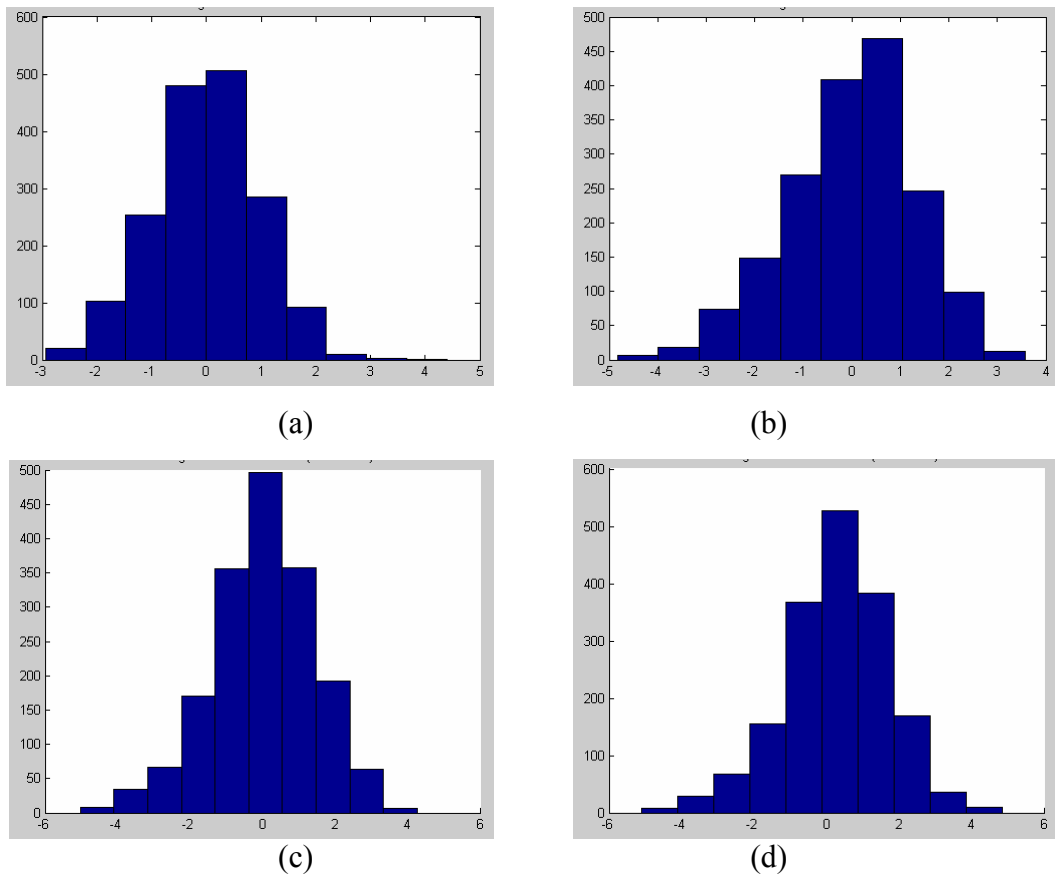


Figura 4.5 - Histogramas para as séries: a) da OMJ em 40°W, b) da AAO, c) do PNA e d) da NAO.

O espectro cruzado definido pela Equação 4.5 descreve a potência comum de dois processos sem a normalização para o espectro de cada série. Isto pode gerar resultados duvidosos porque essencialmente está-se multiplicando as TO de duas séries temporais. Por exemplo, se um dos espectros é localmente achatado e o outro exibe um pico agudo, isto pode produzir picos no espectro cruzado que não representem uma relação verdadeira entre as duas séries temporais. Por isso, o espectro cruzado não é adequado para testar a significância da relação entre duas séries temporais sendo necessária a comparação com a coerência (Equação 4.7) entre os mesmos processos.

4.3.1 – A Precipitação e a AAO

O espectro cruzado e a coerência entre as séries de precipitação e a série do índice AAO são apresentados nas **Figuras 4.6 e 4.7**, respectivamente. Como nas figuras anteriores, o espectro foi calculado para a série completa, mas para facilitar a visualização, cada figura foi construída para um período de 4 anos. No espectro cruzado notam-se diversos picos com alta potência distribuídos ao longo da série temporal, sendo que a maior parte deles coincide com os picos observados no espectro de potências da precipitação apresentado na **Figura 4.1**. Alguns eventos, como os de 1983, 1992 e 1998, exibem picos de alta potência em todas as escalas e com alta coerência (acima de 0,6). O evento de 1998 apesar de apresentar coerência alta na banda de 13 a 17 pêntadas, não mostra o mesmo sinal no espectro cruzado. A explicação pode estar no fato das duas séries apresentarem pouca energia nesta banda, mas oscilam em fase e, por isso, a significância estatística é alta.

A análise da coerência (Figura 4.7) mostra que a relação de fase (indicada pelas setas) não exibe um padrão característico com o espectro de coerência composto por picos isolados em episódios e bandas temporais diversas. Há episódios em que as oscilações das duas séries encontram-se em fase para determinada banda e completamente fora de fase em outra banda. Por exemplo, no outono-inverno de 1983 há uma alta co-variação próxima da escala de 6 pêntadas e as séries encontram-se em fase. Já na escala entre 12 e 16 pêntadas a fase indica uma defasagem de cerca de 30° . Na primavera do mesmo ano, a correlação é alta para a banda de 6 pêntadas e as séries encontram-se em fases opostas. A maior parte dos picos significativos (a um nível de 5%) no espectro da coerência é observada durante o outono e inverno e alguns na primavera, mas poucos no verão, indicando que a AAO tem pouca influência sobre a precipitação durante esta última estação. Estes picos com alta coerência são observados em anos de El Niño mas não são tão significativos na primavera como esperado pelos resultados de Grimm *et al.* (1998) que utilizaram dados de anomalias mensais de precipitação.

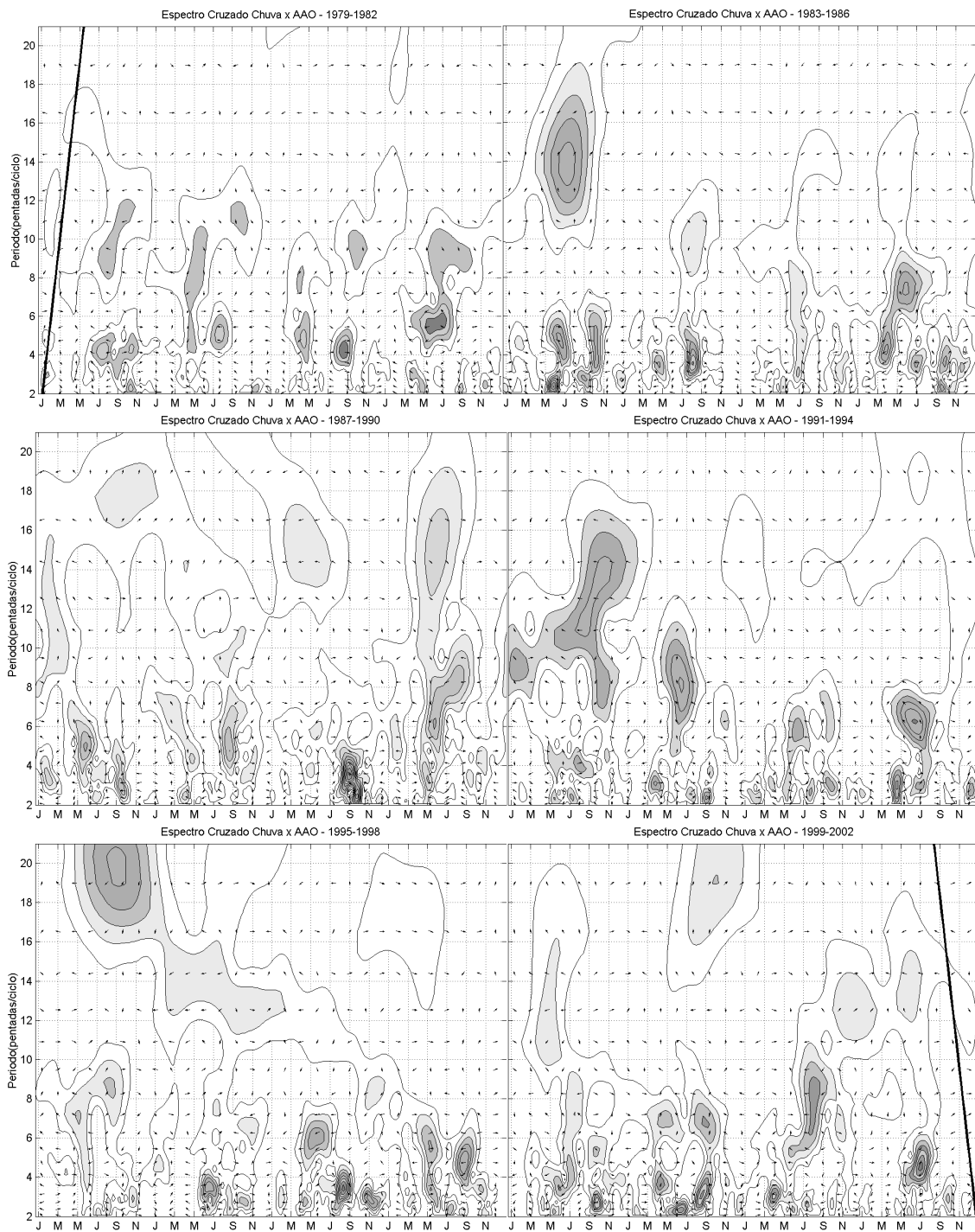


Figura 4.6 - Espectro Cruzado da TO da precipitação no sul do Brasil e a AAO. As setas indicam a fase relativa (séries em fase, seta para a direita, em anti-fase, seta para a esquerda). O intervalo entre as isolinhas é de 0,1 mm e o traço inclinado na primeira e última figura indica o cone de influência (COI).

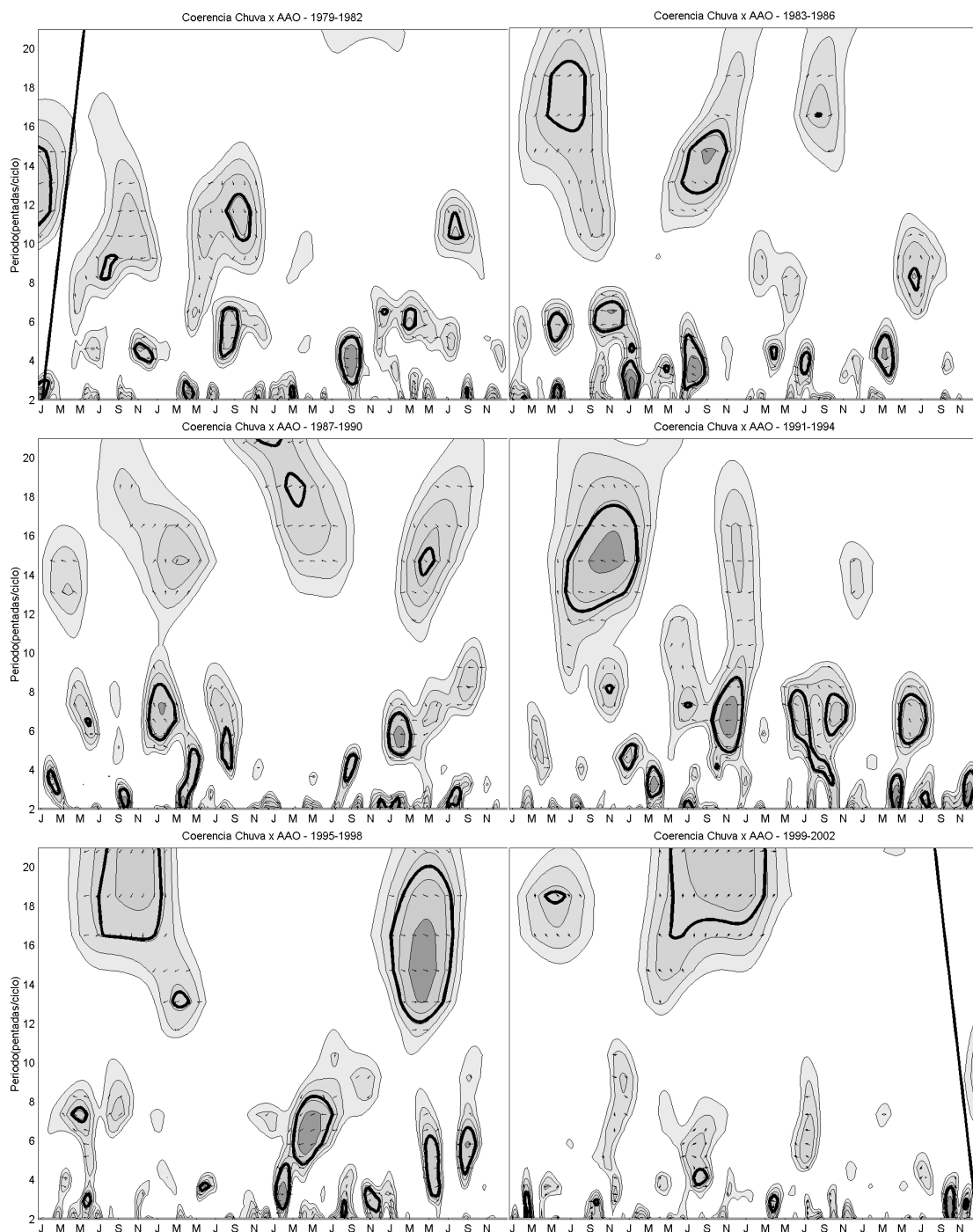


Figura 4.7 - Coerência entre a precipitação e a AAO. Áreas com significância de 5% são marcadas com um contorno mais grosso. O contorno mínimo é igual a 0,4 e o intervalo entre as isolinhas é de 0,1.

4.3.2 – A Precipitação e a OMJ

O espectro cruzado e a coerência entre a precipitação e a OMJ em 40°W são mostrados nas **Figuras 4.8 e 4.9**, respectivamente.

Assim como na relação com a AAO, o diagrama do espectro cruzado mostra muitos picos com alta potência distribuídos ao longo do tempo-escala, que coincidem com os eventos anômalos de precipitação mostrados na Tabela 3.1. Os picos que apresentam maior potência comum entre as séries são observados no outono e alguns casos no inverno. Uma exceção é o evento de primavera-verão de 1993 que apresenta um pico no espectro cruzado na banda entre 12 e 15 pântadas, que é significativamente coerente. Na maior parte dos eventos que apresentam alta potência no espectro cruzado, a coerência também apresenta significância estatística a um nível de 5%.

Para os eventos de precipitação anômala durante o El-Niño de 1982-1983, a correlação entre as séries é baixa e o valor relativamente alto no espectro cruzado para a banda de 8 a 16 pântadas reflete a variância da precipitação mostrada na Figura 4.1 e já discutida. Para os eventos de escalas mais baixas (entre 2 e 4 pântadas) há uma coincidência entre os picos significativos mostrados nas **Figuras 4.8 e 4.9** com aqueles obtidos da relação entre a precipitação e a AAO discutidos nas **Figuras 4.6 e 4.7**.

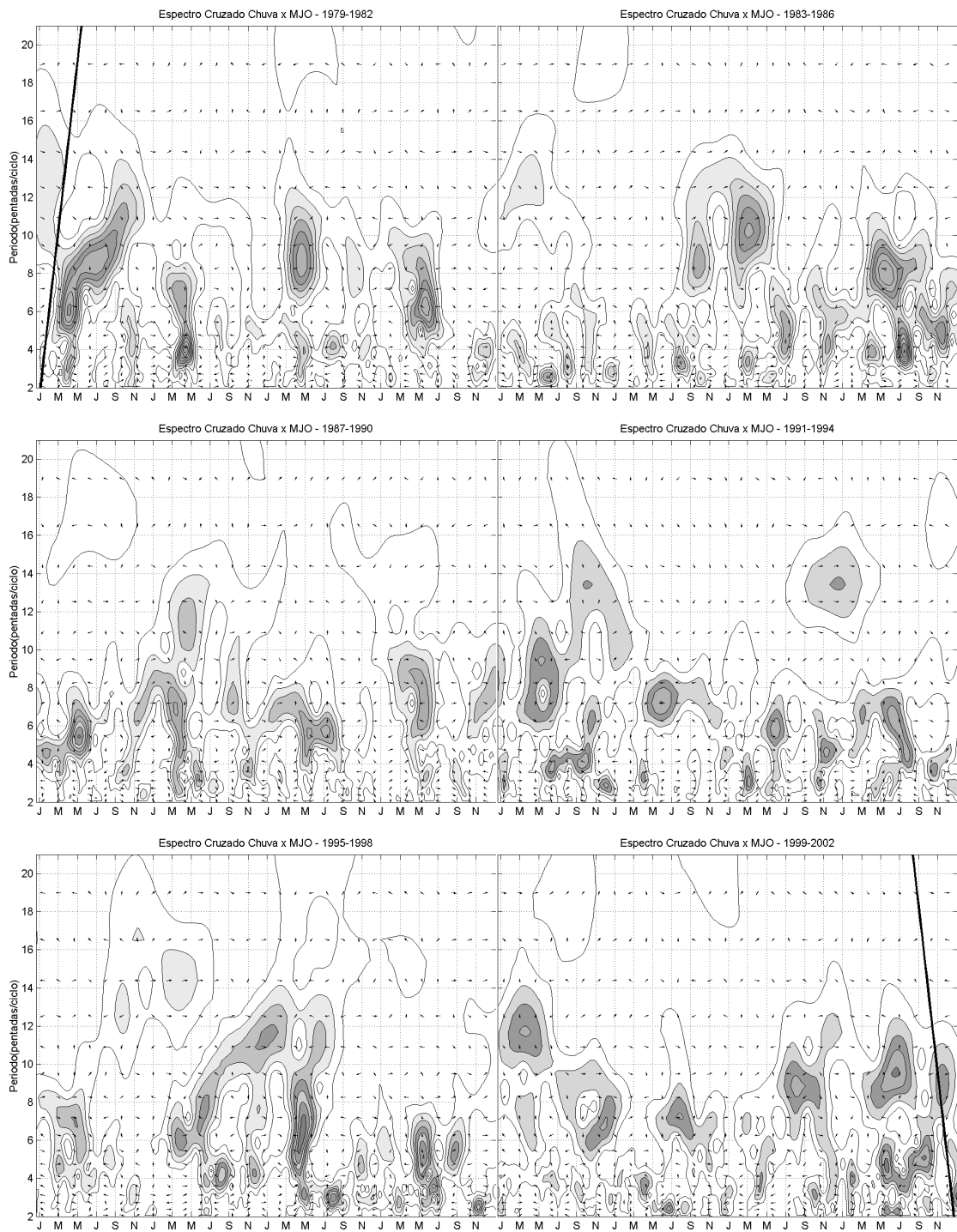


Figura 4.8 - Idem à Figura 4.6, mas para a precipitação e o índice da OMJ em 40°W.

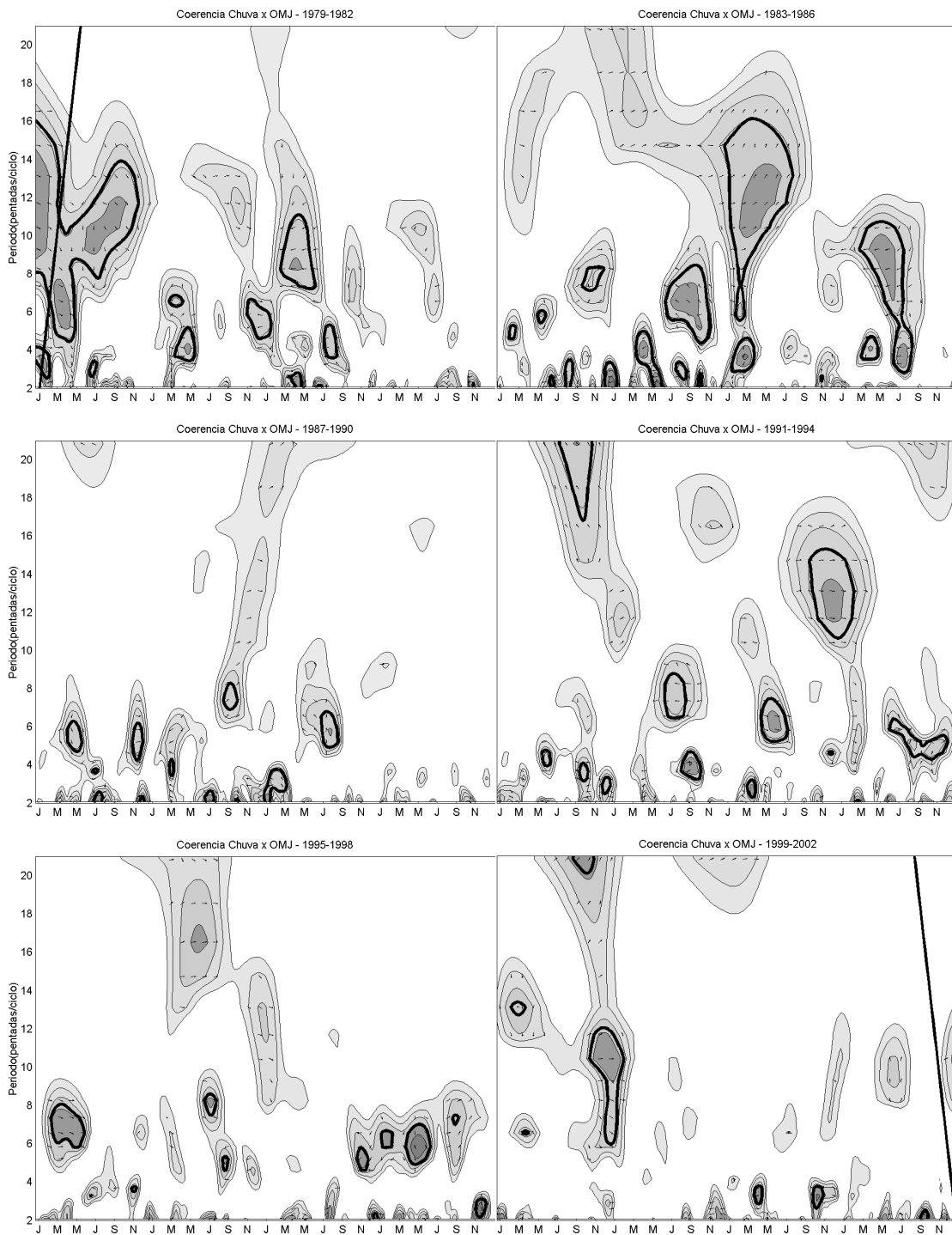


Figura 4.9 - Idem à Figura 4.7, mas entre a precipitação e a OMJ em 40°W.

4.3.3 – A Precipitação e a NAO

A relação entre a precipitação e o índice que mede a intensidade da NAO é mostrada nas **Figuras 4.10 e 4.11**. O espectro cruzado (**Figura 4.10**) também apresenta picos distribuídos em várias escalas, porém, os mais energéticos e estatisticamente significativos encontram-se na banda de 2 a 8 pêntadas. Durante o inverno de 1981 e de 1982 as séries apresentam alta potência comum em várias escalas, porém a significância só é alta para as bandas entre 6 e 8 pêntadas. No outono de 1986 o espectro cruzado possui alta energia espectral entre as escalas de 3 a 14 pêntadas, porém a correlação não é significativa. No verão de 1993-94 há um pico no espectro cruzado na banda de 11 a 15 pêntadas com alta coerência e que se revela robusta, pois também havia sido observado na relação da precipitação com a OMJ.

Um padrão de causa-efeito entre as séries é difícil de determinar, pois, para cada evento significativo a defasagem é diferente. Há indícios de que para as escalas mais altas (acima de 8 pêntadas) as séries estão em fase e para escalas mais baixas (abaixo de 8 pêntadas) as séries estão em oposição de fase. Um caso raro em que a fase permanece constante é o ano de 1987 onde as séries encontram-se nitidamente em fase para as escalas entre 16 e 20 pêntadas.

Os picos significativos no espectro da coerência são observados com mais frequência durante as estações de transição (outono e primavera) e em menor quantidade no inverno e no verão.

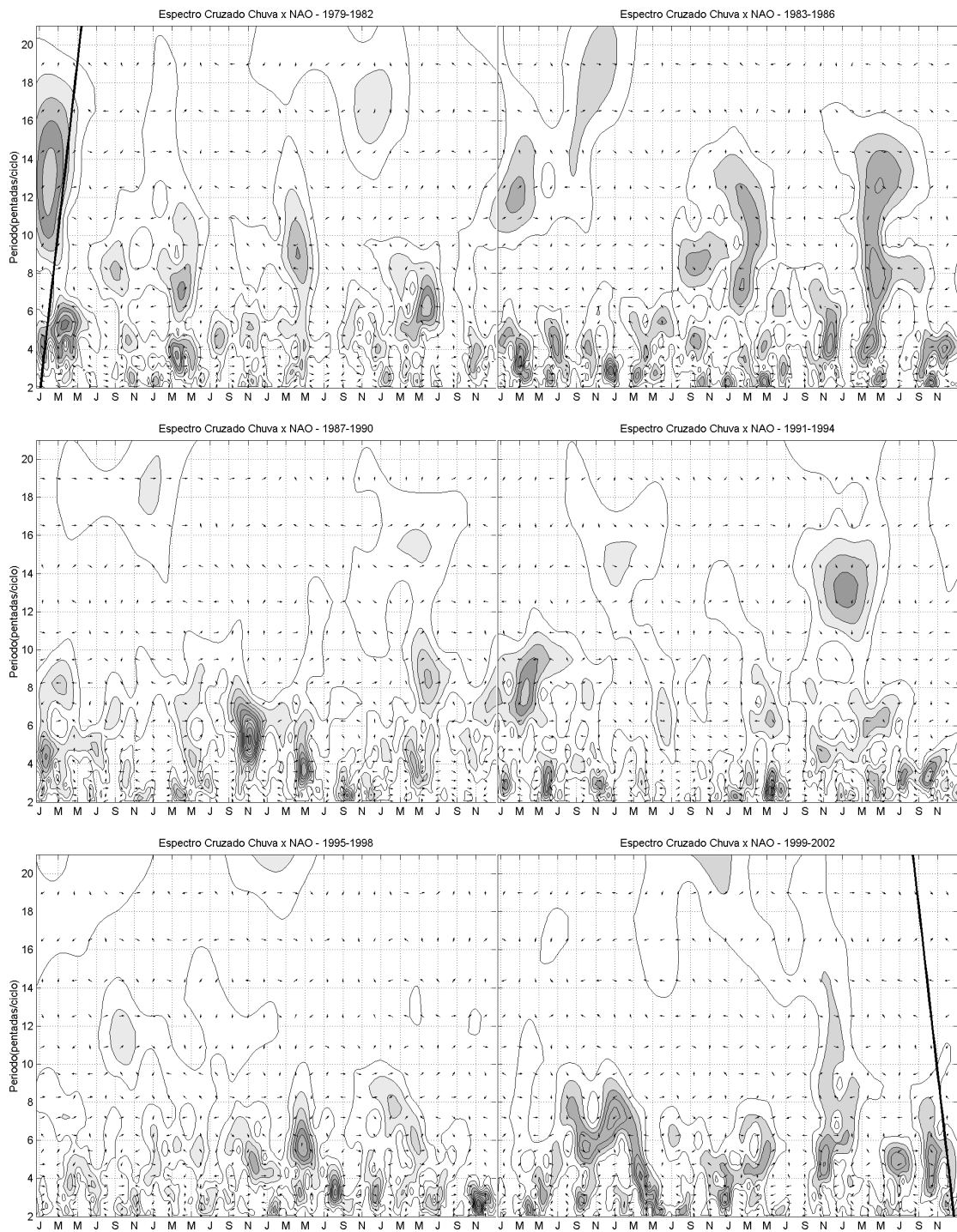


Figura 4.10 - Idem à Figura 4.6, mas para a precipitação e a NAO.

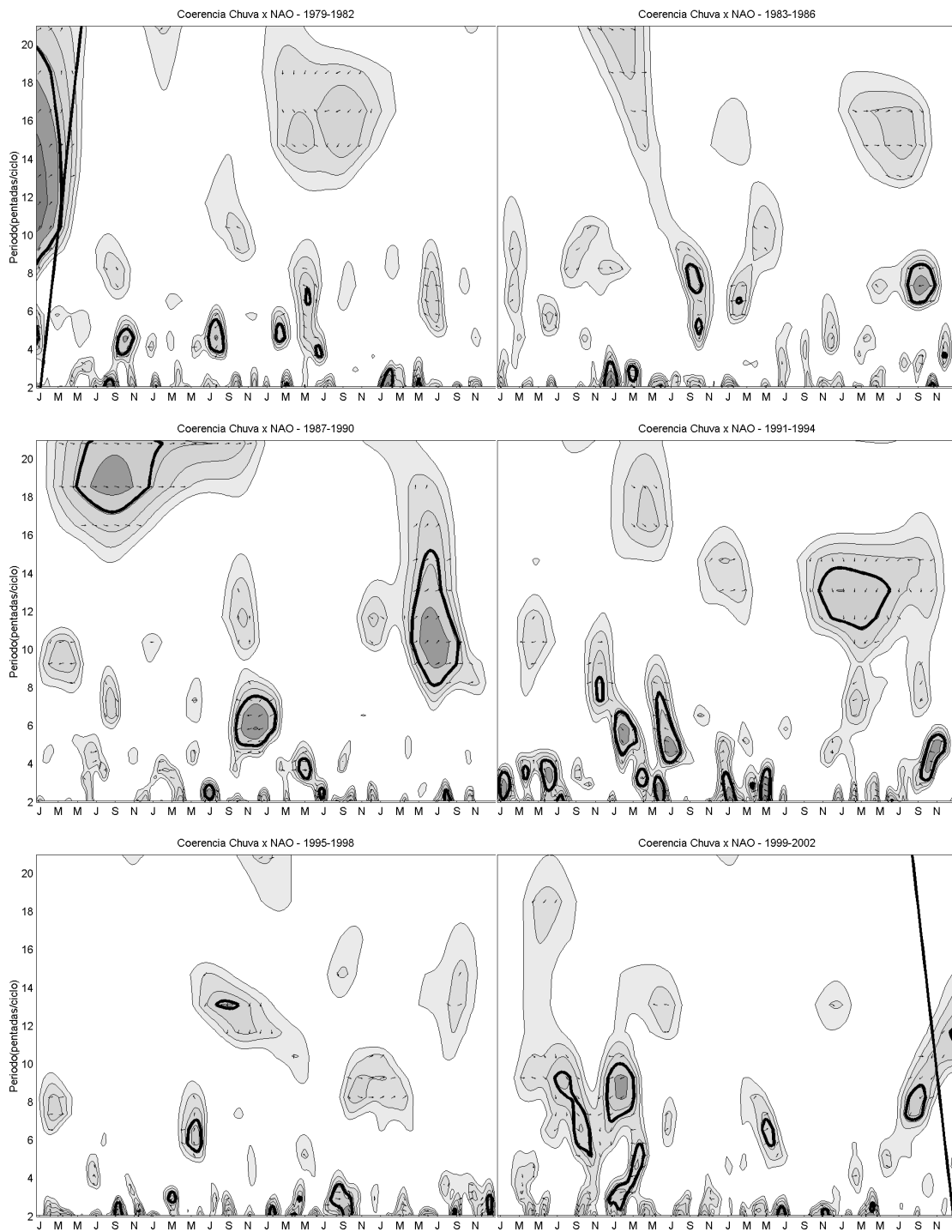


Figura 4.11 - Idem à Figura 4.7, mas entre a precipitação e a NAO.

4.3.4 – A Precipitação e o PNA

A relação entre a precipitação e o PNA mostrada nas Figuras 4.12 e 4.13, também revela características de um regime não-estacionário, pois os picos encontram-se distribuídos aleatoriamente no domínio do tempo e da escala.

No diagrama do espectro cruzado (Figura 4.12), os picos que apresentam a mais alta intensidade na escala intra-sazonal (de 6 a 14 pântadas), são observados nos verões de 1984-85, 1990-91, 1997-98, 1999-2000 e de 2001-02. Contudo, a correlação entre as séries temporais da precipitação e do índice PNA é baixa nestes períodos, como se comprova ao analisar o espectro da coerência correspondente (Figura 4.13). Em outros casos, embora a potência comum não seja muito elevada, a correlação é significativa, como ocorre na primavera-verão de 1981-82, 1993-94, 1997-98 e primavera de 1987 e 1988.

Em bandas mais altas do que 12 pântadas notam-se picos significativos nos verões de 1981-82 e de 1993-94 que apresentam coerência acima de 0,8. Esta relação intensa durante o verão parece ser a característica mais marcante da relação da precipitação com o PNA e confirma a significância do evento de 1993-94, que também aparece na correlação com a OMJ e o NAO. Digna de nota é a baixa correlação observada entre a precipitação e o PNA para o evento El-Niño de 1982-83. Os picos observados no espectro cruzado refletem o espectro de potências da precipitação, pois os mesmos não aparecem no espectro de potências do PNA.

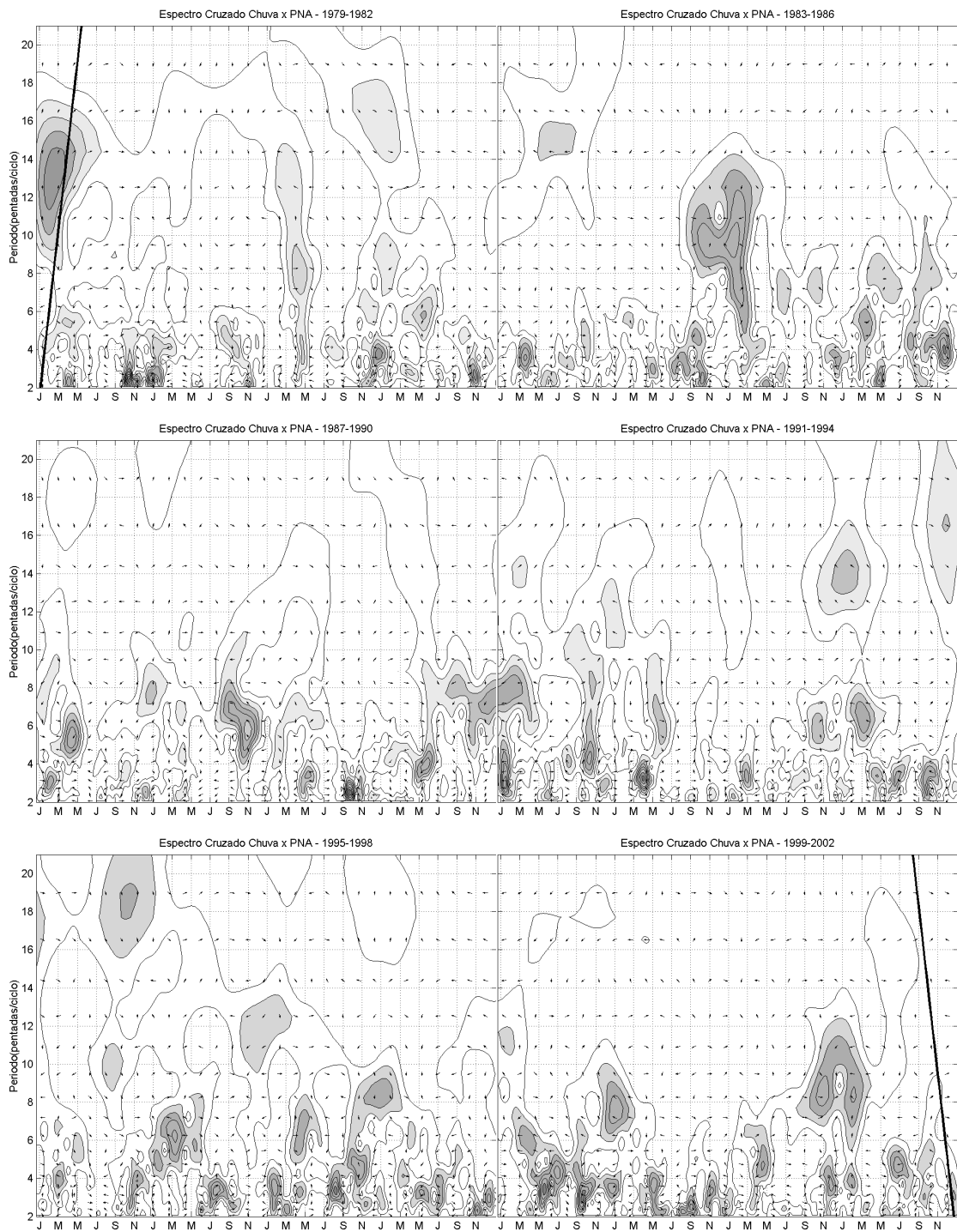


Figura 4.12 - Idem à Figura 4.6, mas para a precipitação e o PNA.

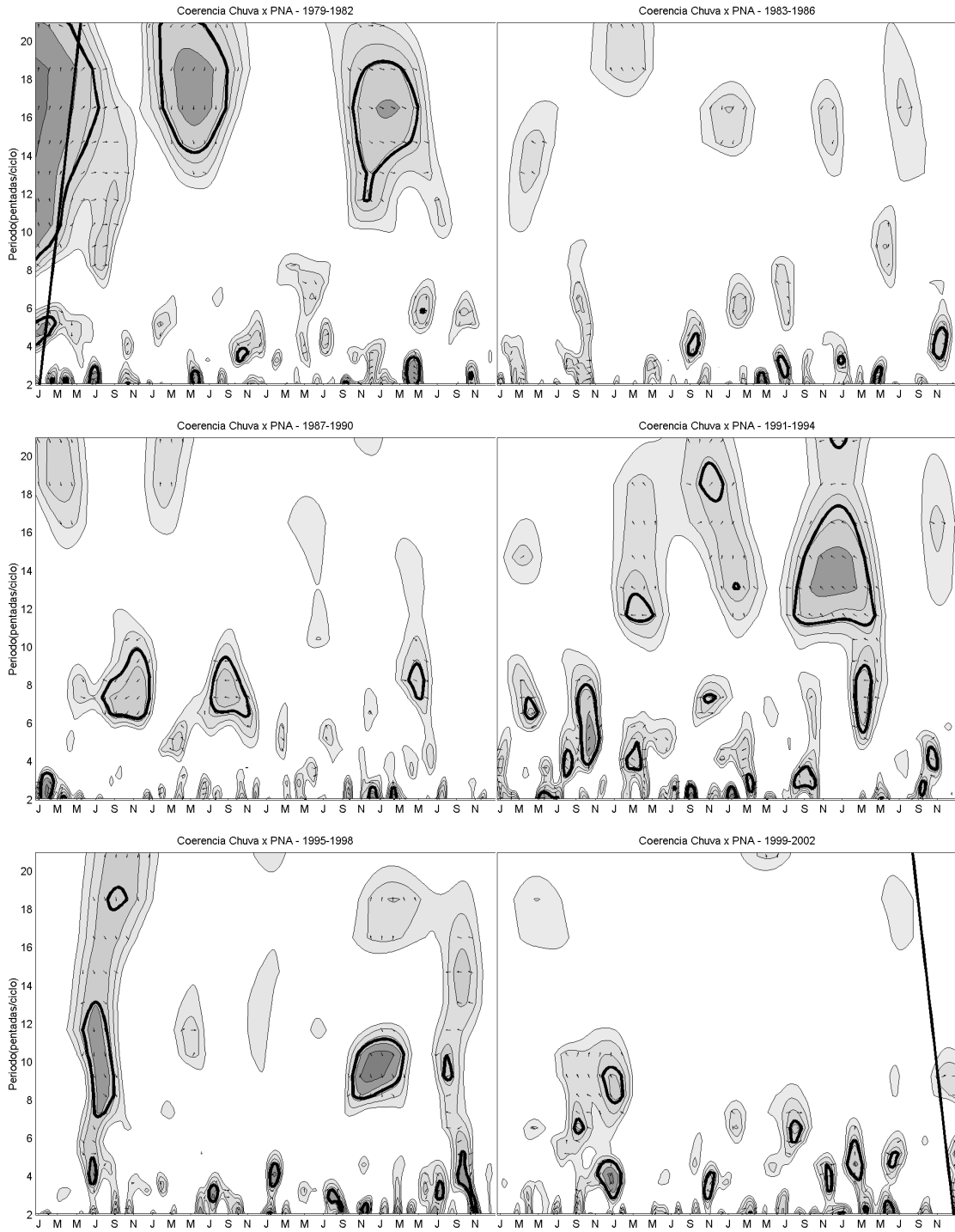


Figura 4.13 - Idem à Figura 4.7, mas entre a precipitação e o PNA.

4.4 – Discussão dos Resultados

Aplicou-se a TO a uma série de precipitação representativa da região Sul do Brasil com o objetivo de identificar as escalas temporais das oscilações predominantes e a interação (superposição) entre elas. A ocorrência de eventos significativos em diversas escalas de tempo, dispersos no espaço tempo-período (escala) revelou, de modo geral, a natureza de ruído vermelho da série temporal da precipitação. Observou-se a natureza intermitente da atividade dos episódios oscilatórios, pois no intervalo do estudo não foram observadas oscilações sustentadas ou oscilações constantes. Ao contrário, os sinais ocorrem em episódios curtos, isolados, com duração de meses e seu período central varia dentro das bandas temporais. Notou-se que a máxima concentração de energia espectral encontra-se na banda de 2 a 6 pântadas. Em alguns episódios foi possível identificar a superposição de oscilações com diferentes frequências e a contribuição destas oscilações para a variância total da série. Casos que coincidem com eventos persistentes de precipitação anômala mostram interação entre várias escalas temporais. As possíveis influências remotas sobre a distribuição temporal da precipitação no sul do Brasil foram testadas através dos espectros cruzados e da coerência da precipitação e dos índices da AAO, da OMJ, do NAO e do PNA. Para quase todos os pares analisados o espectro cruzado também mostrou valores elevados na banda entre 2 e 6 pântadas que são significativamente coerentes. A relação entre a precipitação e a AAO apresentou a maioria dos picos significativos no outono. Entretanto, a relação de fase para cada um destes picos é muito variável, tornando-se difícil estabelecer uma relação causa-efeito. Para a precipitação e a OMJ e a precipitação e a NAO também foram encontradas correlações significativas com predominância no outono, inverno e primavera. Tanto no espectro cruzado quanto no espectro da coerência a relação entre a precipitação e o PNA é alta, principalmente durante o final da primavera e o verão. Em geral, os resultados da análise de correlação concordaram com o observado em vários outros estudos que mostram que o impacto do El Niño sobre as anomalias de precipitação no sul da AS é fortemente dependente da posição das anomalias de TSM no OP (Magaña e Hoskins, 2005).

CAPÍTULO 5

ANÁLISE DAS COMPOSIÇÕES

Uma série climática é o resultado da interação de processos físicos que atuam sobre os principais componentes do sistema climático (atmosfera, hidrosfera e criosfera) numa ampla faixa de escalas espaciais e temporais e através de mecanismos de retroalimentação positivos e negativos (Peixoto e Oort, 1992; Venegas, 2001). A escala espacial dos processos envolvidos se estende de alguns metros até milhares de quilômetros enquanto a escala temporal varia de horas a milhões de anos.

A motivação para os métodos exploratórios de análise de dados em estudos do clima deve-se à necessidade de separar o “sinal” climático do ruído na variabilidade climática. O objetivo destas técnicas é sumarizar as características dominantes de um dado campo, tais como os padrões espaciais ou temporais dominantes, e distinguir entre o sinal de interesse e o ruído inerente a processos indesejáveis.

Dentre os diversos métodos de análise, a técnica das composições é uma das mais simples e consiste em classificar conjuntos de dados em categorias e então comparar as médias para as diferentes categorias. A composição é útil quando o número de observações de determinado evento é grande e as respostas procuradas encontram-se misturadas a ruídos de outras fontes. A idéia é que ao fazer a média dos dados utilizando algum critério rígido em relação ao evento, o sinal do evento será realçado enquanto as outras influências tendem a ser eliminadas ou suavizadas. Normalmente composições revelam fenômenos periódicos com fase fixa que não são obtidos por métodos de análise espectral se o sinal tem amplitude pequena comparada com a do ruído.

Neste estudo, a técnica das composições foi aplicada para destacar os padrões dominantes da circulação atmosférica associados aos eventos úmidos e secos

selecionados no Capítulo 3. São apresentadas as composições para as anomalias de precipitação sobre a América do Sul, para as anomalias do vetor fluxo horizontal de umidade específica integrado na camada vertical de 1000 a 500hPa, para as anomalias de ROLE e da componente meridional do vento em 300hPa, e para as séries filtradas nas bandas intra-sazonais discutidas no Capítulo 4.

5.1 – A Precipitação

Um dos episódios mais intensos de anomalias positivas de precipitação já registrados no Sul do Brasil ocorreu no ano de 1983 resultando em cheias que causaram prejuízos superiores a 1 bilhão de dólares (Frank e Pinheiro, 2003) no estado de SC. Estas anomalias estiveram associadas ao evento El Niño de 1982-83 (Kousky *et al.*, 1984; Kayano *et al.*, 1988; Nobre e Oliveira, 1986). A excessiva precipitação registrada durante o outono-inverno de 1983 esteve relacionada à corrente de jato subtropical mais intensa do que o normal, uma característica dos eventos quentes (Arkin, 1982). A intensificação do jato foi seguida por um bloqueio persistente sobre o sul da AS (Kousky *et al.*, 1984; Kousky e Cavalcanti, 1984) que impediu o deslocamento natural dos sistemas transientes, tornando os sistemas frontais estacionários. Em 1983, uma zona frontal quase estacionária sobre o sul do Brasil atuou como mecanismo de levantamento dinâmico para o ar úmido durante todos os episódios de convecção intensa (Kousky e Kayano, 1994).

Contudo, mesmo em períodos em que o escoamento atmosférico não está sendo forçado por mecanismos de escala interanual como o El Niño, a precipitação pode sofrer significativas oscilações, passando por fases secas e úmidas (Grimm *et al.*, 1998). Tais oscilações ocorrem dentro da escala intra-sazonal, como visto no Capítulo 4.

A distribuição da precipitação sobre a AS durante os eventos úmidos e secos selecionados, foi obtida através da composição utilizando dados do GPCP (Xie *et al.*, 2003). Como estes dados possuem resolução espacial de 2,5°x2,5° de latitude e

longitude, a distribuição espacial pode não refletir adequadamente as anomalias de precipitação observadas com os dados dos postos pluviométricos da ANA. Para verificar as diferenças entre os dois conjuntos de dados, foram feitas comparações (não mostradas) entre a série temporal do GPCP para um dos pontos de grade com a série temporal de um posto pluviométrico da ANA próximo a este ponto. Os resultados mostraram alta correlação entre as duas séries de precipitação que justifica a utilização dos dados do GPCP nesta escala regional.

As composições utilizando os dados do GPCP são apresentadas nas **Figuras 5.1 e 5.2**. Para os casos secos de verão (Figura 5.1a) as anomalias negativas de precipitação aparecem confinadas sobre a região de interesse e acompanhadas por uma banda de anomalias positivas de precipitação ao norte, com uma estrutura dipolar. Este padrão de dipolo, também observado por Casarin e Kousky (1986), é consistente com um movimento descendente compensatório a sudoeste da região de convecção anômala principalmente durante períodos de ZCAS intensa (Barros *et al.*, 2002). Nos casos úmidos de verão (Figura 5.1b), anomalias positivas de precipitação aparecem concentradas no Sul do Brasil e as anomalias negativas de precipitação se estendem pelo interior do Brasil alcançando o extremo norte e a região amazônica. Estes casos aparentemente ocorrem durante períodos de não-ZCAS, quando o fluxo de umidade penetra zonalmente pelo continente a partir do OA, entre o Equador e 10°S, e curva-se para sudeste ao se aproximar dos Andes (Herdies *et al.*, 2002).

Nos casos secos de outono (Figura 5.1c) a distribuição espacial das anomalias de precipitação é semelhante a dos casos secos de verão, mas com a região de anomalias positivas se estendendo mais ao norte e alcançando toda a região Nordeste do Brasil. Ao sul também se observam anomalias positivas de precipitação sobre o leste da Argentina. Este padrão orientado na direção sudoeste-nordeste caracteriza um padrão de onda que é recorrente em estudos de anomalias de circulação sobre a AS. Anomalias negativas de precipitação são observadas no OA Tropical na região da ZCIT. Este padrão ondulatório das anomalias de precipitação também é observado nas composições da componente

meridional do vento que será discutida na seção 5.2 deste Capítulo. Nos casos úmidos de outono (Figura 5.1d), o padrão das anomalias também apresenta semelhanças com os casos úmidos de verão, porém, com a região de anomalias negativas de precipitação se estendendo para o extremo norte da AS e com anomalias positivas de precipitação mais intensas no leste da região nordeste do Brasil e OA. Destaca-se nesta figura, a concentração das anomalias tanto positivas quanto negativas sobre o sul do Brasil, mostrando que os dados do GPCP são adequados para a análise de eventos isolados com duração menor do que um mês.

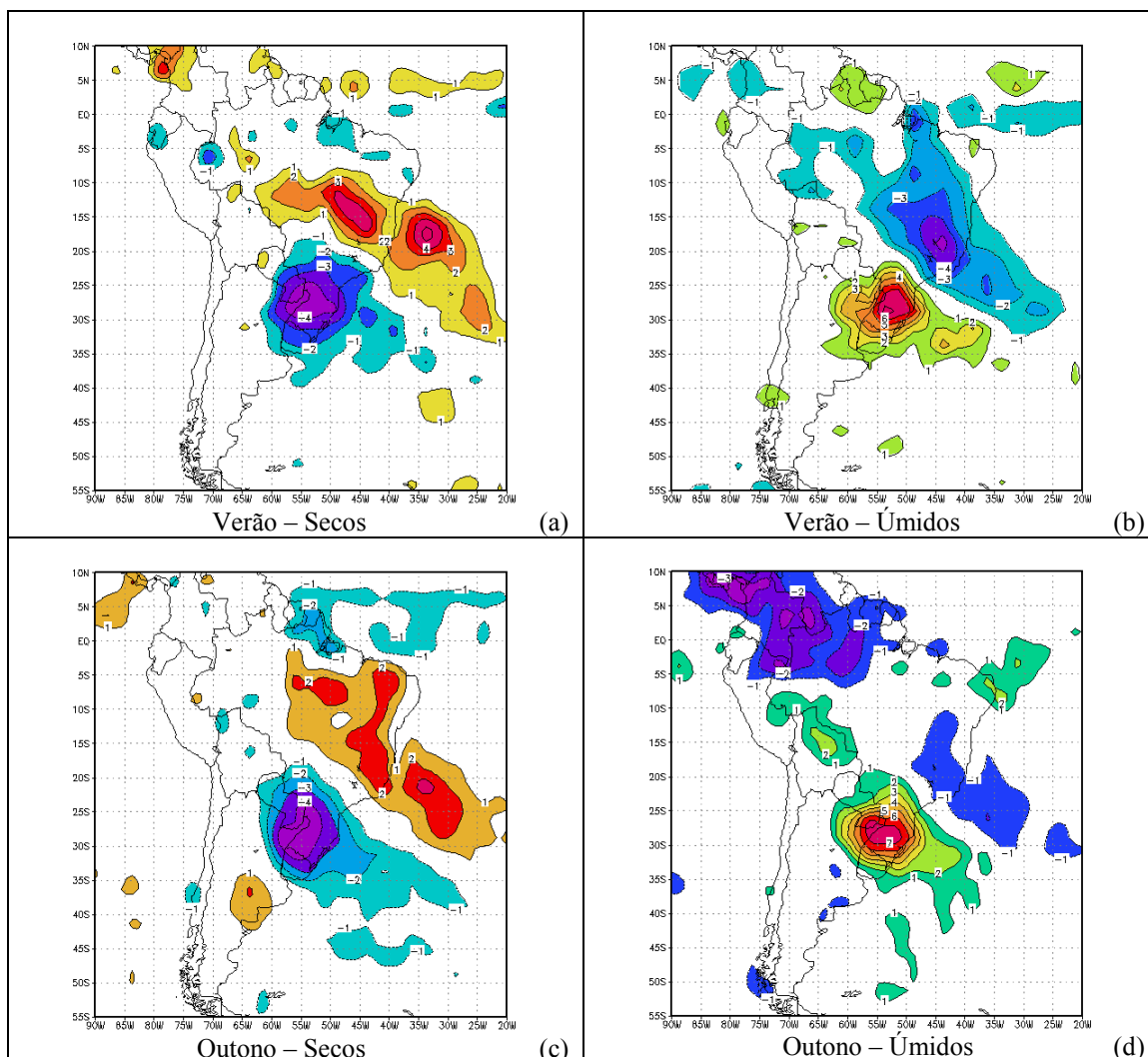


Figura 5.1 – Composição das anomalias de precipitação (mm) para os casos: a) secos de Verão, b) úmidos de Verão, c) secos de Outono e d) úmidos de outono.

Nos casos secos de inverno (Figura 5.2a) a região de precipitação anômala está concentrada sobre a região sul do Brasil e adjacências. Com exceção do extremo norte, e de pequenas áreas do leste da região Nordeste de Brasil e no sul do Chile, não se observam anomalias positivas de precipitação no continente. A distribuição das anomalias de precipitação é coerente com a climatologia para esta época do ano, pois sobre a região central e leste da AS as taxas de evaporação superam as taxas de precipitação (Labraga *et al.*, 2000).

Nos casos úmidos de inverno (Figura 5.2b), a distribuição das anomalias de precipitação mostra um padrão inverso com as anomalias positivas de precipitação posicionadas na região onde se encontram as anomalias negativas de precipitação nos casos secos. O confinamento das anomalias positivas de precipitação sobre a região Sul do Brasil e a área de anomalias positivas no centro do Chile sugere que no inverno estes eventos estejam associados à freqüente passagem de sistemas baroclínicos que se deslocam para o OA sem ativar a convecção no centro do continente.

Nos casos secos de primavera (Figura 5.2c) as anomalias negativas de precipitação encobrem o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e Sul do Brasil, estendendo-se para leste até o OA. Localizada a nordeste da região de déficit de precipitação há uma extensa banda de anomalias positivas de precipitação que se estende da região amazônica, no sentido sudeste, até o OA configurando um dipolo semelhante ao observado durante as estações de verão e outono. Nos casos úmidos (Figura 5.2d) a área das anomalias positivas de precipitação está concentrada no sul do Brasil. A primavera é a época do ano de maior atividade dos sistemas meteorológicos do tipo CCM, que são responsáveis por parte da precipitação da estação (Velasco e Fritsch 1987), a distribuição da precipitação anômala sugere a atuação destes sistemas durante os eventos úmidos no sul do Brasil. Embora os CCM sejam sistemas de curta duração, é possível que em determinadas situações, a persistência do JBN e a presença do jato subtropical ativo, permita a regeneração repetitiva por um longo período, gerando grandes quantidades de precipitação. Por outro lado, as anomalias positivas de

precipitação observadas no centro-sul do Chile também são indícios da penetração de sistemas transientes como nos casos de inverno. Aceituno (1988) associou as anomalias positivas de precipitação no centro-sul do Chile com a alta subtropical do Pacífico Sul, relativamente mais fraca durante eventos El Niños.

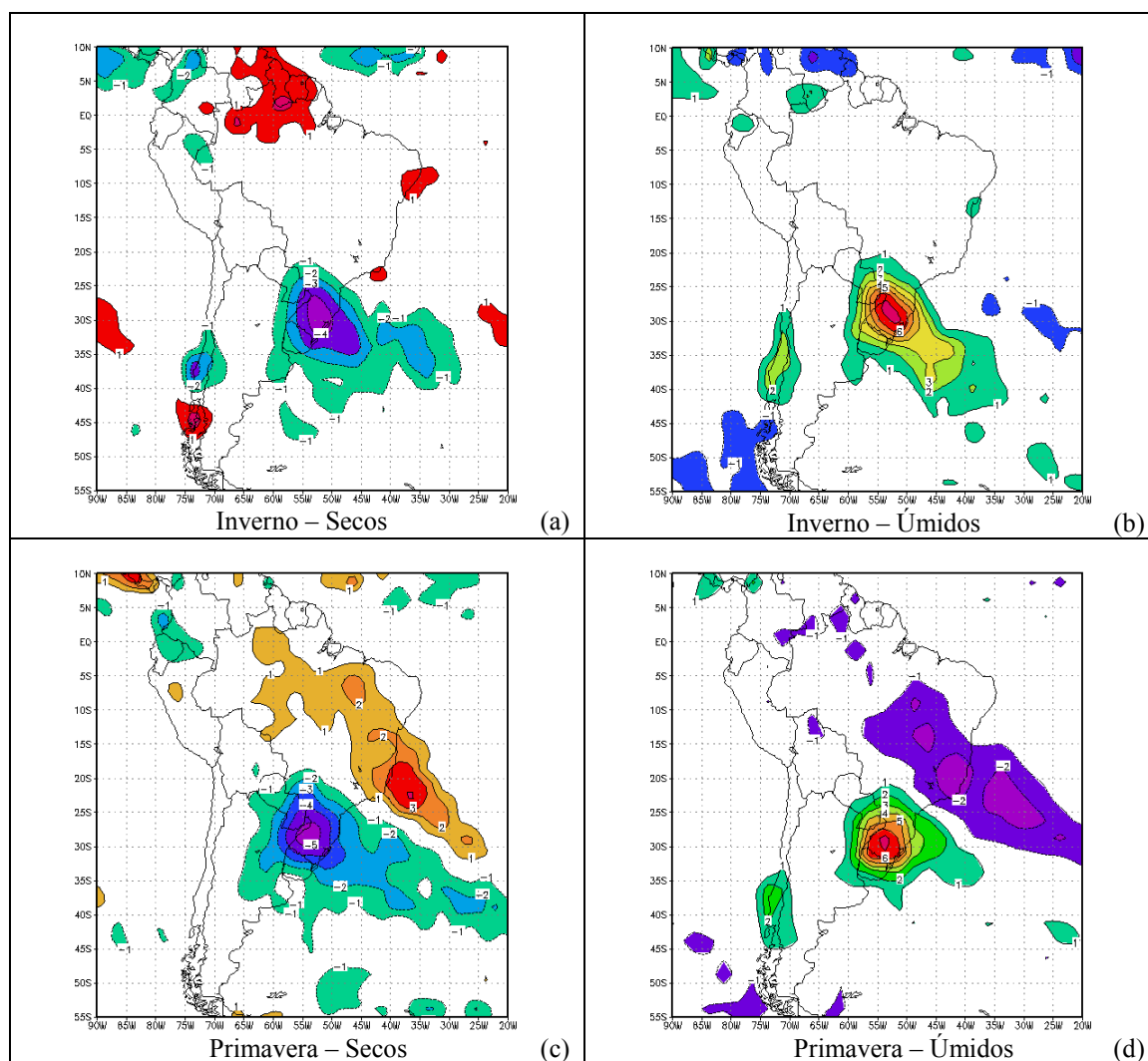


Figura 5.2 - Idem à Figura 5.1, mas para os casos de inverno secos (a) e úmidos (b) e para os casos (c) secos e (d) úmidos de primavera.

5.2 – O Fluxo de Umidade Integrado na Vertical

O conteúdo de água presente na atmosfera, qualquer que seja a fase considerada, participa ativamente nos processos de transporte de energia, geração de fontes e sumidouros de calor e modulação do balanço de radiação terrestre e solar. Na AS, a variabilidade da precipitação durante a estação de verão desempenha um importante papel na circulação atmosférica devido às consideráveis quantidades de calor latente liberadas na troposfera. Este aquecimento afeta a circulação atmosférica através de células do tipo Hadley e Walker (Zhou e Lau, 1998) e através da excitação de ondas que se propagam e influenciam regiões remotas (Silva Dias *et al.*, 1987). Devido a presença da Cordilheira dos Andes e do Platô Boliviano, o vapor d'água de origem continental (Bacia Amazônica) ou marítimo (OA) é transportado para os subtrópicos pelo escoamento nos baixos níveis (Doyle e Barros, 2002). Este fluxo de ar úmido intensifica os sistemas atmosféricos que se aproximam da região Sul e, em consequência, há um aumento nas quantidades de precipitação registradas.

A distribuição da umidade disponível sobre a América do Sul e adjacências foi obtida calculando-se o vetor fluxo de umidade específica para cada um dos eventos selecionados. O vetor fluxo horizontal de umidade específica integrado na coluna vertical de 1000 a 500hPa é definido como (Peixoto e Oort, 1992):

$$\mathcal{Q}^p = \frac{1}{g} \int_{1000}^{500} q \mathcal{V}^p dp \quad (5.1)$$

onde \mathcal{V}^p é o vetor vento horizontal (em m.s^{-1}), q é a umidade específica (em g/kg), g é a aceleração da gravidade (em m.s^{-2}).

O fluxo horizontal de umidade (\bar{Q}) é a integral vertical do vetor vento ponderado pela umidade específica. Este vetor reflete o comportamento do escoamento na baixa troposfera, onde a maior parte do vapor d'água está concentrada. Um cálculo acurado de \bar{Q} e do seu campo de divergência requer um conhecimento preciso do conteúdo total e da distribuição vertical do vapor d'água, assim como do campo de vento horizontal. Na classificação das variáveis obtidas das reanálises do NCEP, a umidade específica é do tipo B, pois é um produto de dados observados com forte influência de modelos numéricos (Labraga *et al.*, 2000). Mesmo assim, a distribuição dos campos do fluxo horizontal de umidade pode fornecer indícios da origem da umidade disponível para a geração de eventos úmidos persistentes ou então dos sumidouros de umidade no caso de eventos de estiagem. A identificação destas fontes ou sumidouros é um dos objetivos da composição que será apresentada.

A composição do fluxo de umidade específica e divergência do fluxo de umidade integrado na camada entre os níveis de pressão de 1000 hPa a 500 hPa, para os eventos secos e úmidos de verão, é mostrada na Figura 5.4. A evolução da composição compreende o intervalo da pântada -3 até a pântada +2. No início do desenvolvimento de um evento seco há uma circulação anticiclônica anômala sobre a região centro-oeste e sudeste do Brasil e uma anomalia ciclônica com centro em torno de 40°S e 40°W que avança na direção nordeste até estacionar em torno de 30°S e 35°W durante a fase madura (pântadas 0 e +1). Na pântada 0, começa a se desenvolver um máximo de circulação ciclônica associado ao ciclone sobre o oceano. Na pântada +1 a circulação ciclônica sobre o continente acaba fechando. Na pântada +2 o ciclone sobre o oceano avança para nordeste e enfraquece. No OP, uma anomalia anticiclônica (na pântada -1) avança até atingir o leste da Argentina na pântada +1 ajudando a forçar o escoamento de sul a permanecer atuando sobre o sul do Brasil aumentando a divergência do fluxo de vapor d'água. Na fase de dissipação (pântada +2) a anomalia anticiclônica se desloca para o OA sul se afastando do continente enquanto o centro ciclônico sobre o OA enfraquece e se move para o norte.

A evolução de um evento úmido de verão tipicamente inicia com um ciclone anômalo sobre as regiões sudeste e centro-oeste do Brasil, que vai se deslocando para o interior do Brasil acompanhado por um anticiclone que se move de cerca de 50°S e 40°W até a costa da região Sudeste, em torno de 25°S e 35°W. Na fase madura (pêntadas 0 e +1) o posicionamento do anticiclone mantém um escoamento de sudeste sobre o leste do Brasil penetrando até o interior do continente e ao curvar-se para sul se junta ao escoamento proveniente do norte do continente que escoia na borda dos Andes e canaliza a umidade para o Sul do Brasil. O transporte de umidade pela circulação associada ao anticiclone em conjunto com o transporte de umidade de noroeste vindo da Bolívia, culmina com intensa convergência do fluxo de umidade sobre o sul do Brasil. Na fase de dissipação (pêntada +2) a anomalia anticiclônica se move para o continente e com isso inibe o fluxo de noroeste praticamente inexistente eliminando a convergência de umidade sobre o sul e sudeste do Brasil. Em muitos aspectos, a configuração descrita acima é semelhante aos resultados obtidos por Barros *et al.* (2002).

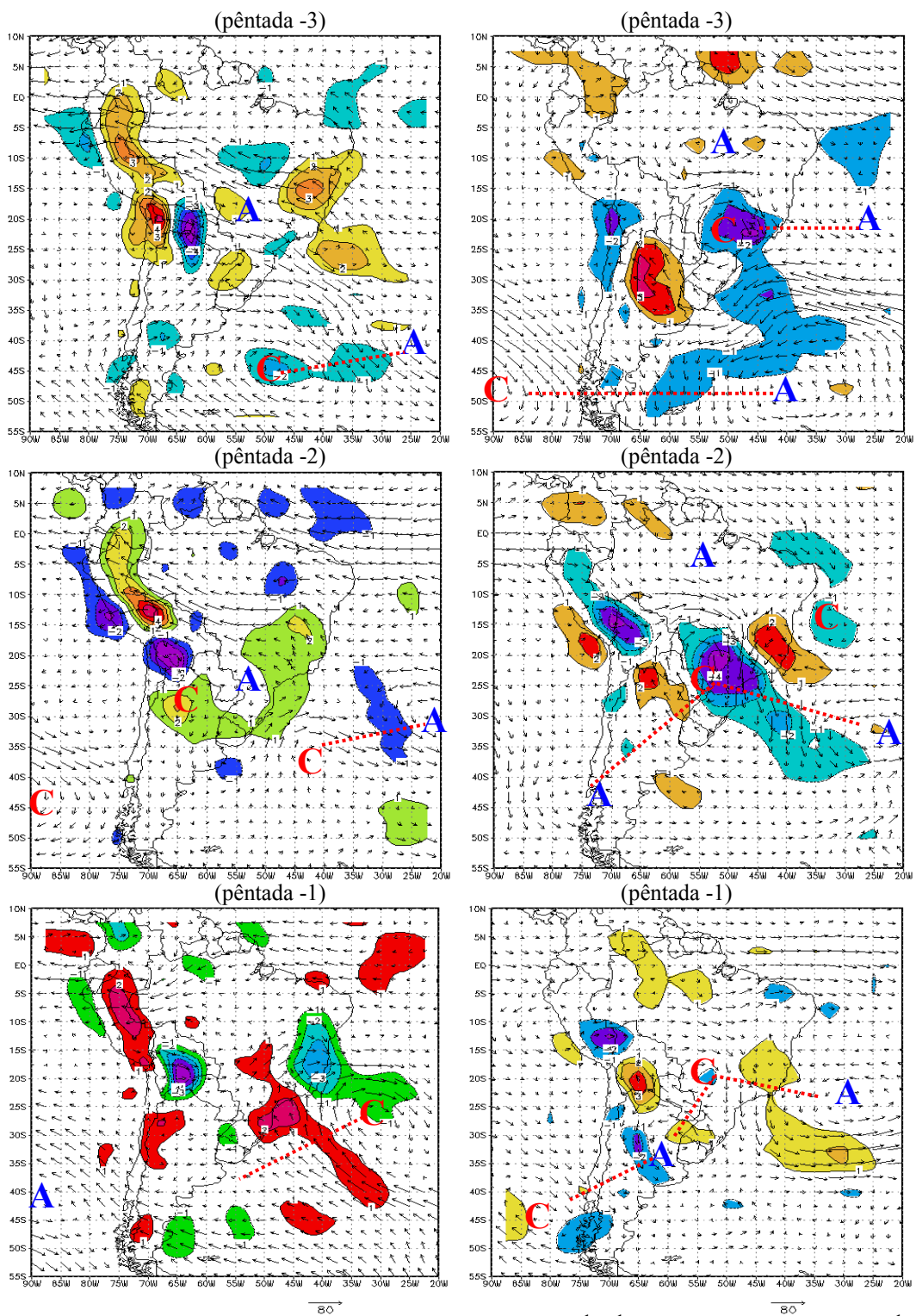
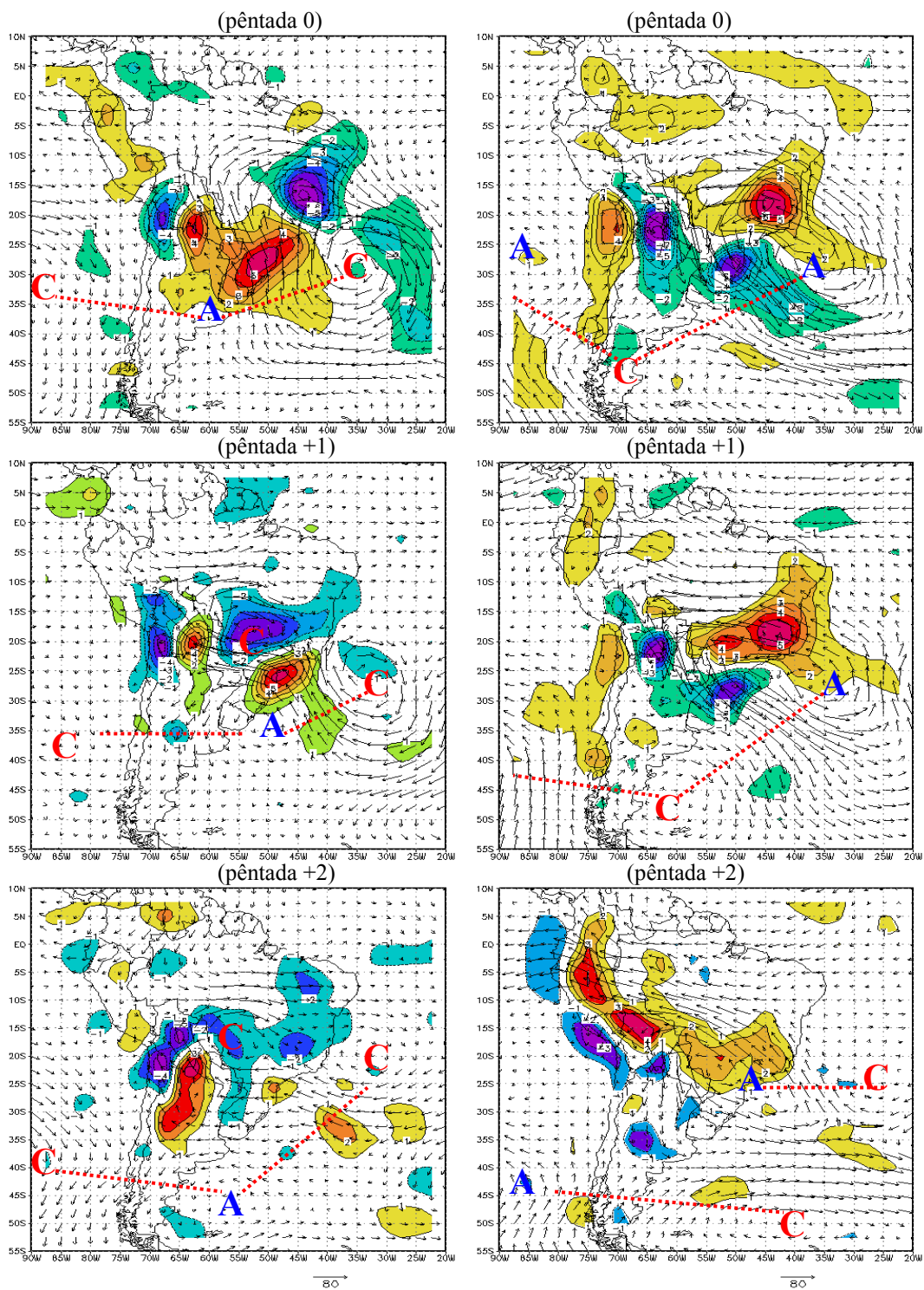


Figura 5.4 - Composição das anomalias do vetor ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$) e divergência (mm.dia^{-1}) do fluxo de umidade integrado verticalmente na camada 1000-500 hPa para os eventos secos (esquerda) e úmidos (direita) de verão. Continua ...



80 →
 80 →
 Figura 5.4 - Conclusão.

No outono, os casos secos (Figura 5.5) apresentam na pântada -2 um ciclone anômalo no OA ao sul do litoral do Uruguai e um pouco mais ao norte da posição observada durante os eventos de verão e um anticiclone no OP próximo de 40°S. Os eventos secos evoluem a partir do dipolo formado pelos dois centros anômalos que se deslocam para nordeste estabelecendo um escoamento de sudeste sobre o sul-sudeste do Brasil. A divergência do fluxo de umidade observada a partir da pântada 0 está associada à aceleração e à difluência do vetor fluxo de umidade específica ao passar sobre o sul do Brasil. A intensidade do fluxo de sudeste permite a penetração do escoamento até baixas latitudes no interior do continente com uma difluência em torno de 10° e parte do escoamento ultrapassando a barreira do equador e girando para leste no norte da AS. Na fase de dissipação o escoamento adquire uma componente de oeste sobre o centro do continente.

Nos casos úmidos, as condições antecedentes são muito mais variáveis do que a evolução dos casos secos. Nota-se o deslocamento de vários centros anômalos pelo setor sul do continente. Sobre o Brasil nota-se uma anomalia ciclônica que se encontra sobre o estado do Mato Grosso e move-se para sul no decorrer do evento (pântada -3 até a pântada -1). No norte do continente, ocorre um giro na direção do vetor fluxo de umidade a partir da pântada -1 passando de leste para nordeste com o escoamento intensificando e penetrando no continente até alcançar a barreira dos Andes e ser guiada na direção do sul do Brasil na pântada 0. No OA se estabelece um dipolo com um ciclone localizado a leste da Argentina e o anticiclone em torno de 30°S e 30°W gerando uma forte convergência do fluxo de umidade sobre o sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai. A partir da pântada +1 o fluxo de umidade vindo do norte do continente é desviado para oeste próximo do equador e com isso, o evento começa a decair. Na fase de dissipação o anticiclone no OA se move para leste e o escoamento na região centro-oeste da AS torna-se de oeste diminuindo as condições para o desenvolvimento da convecção.

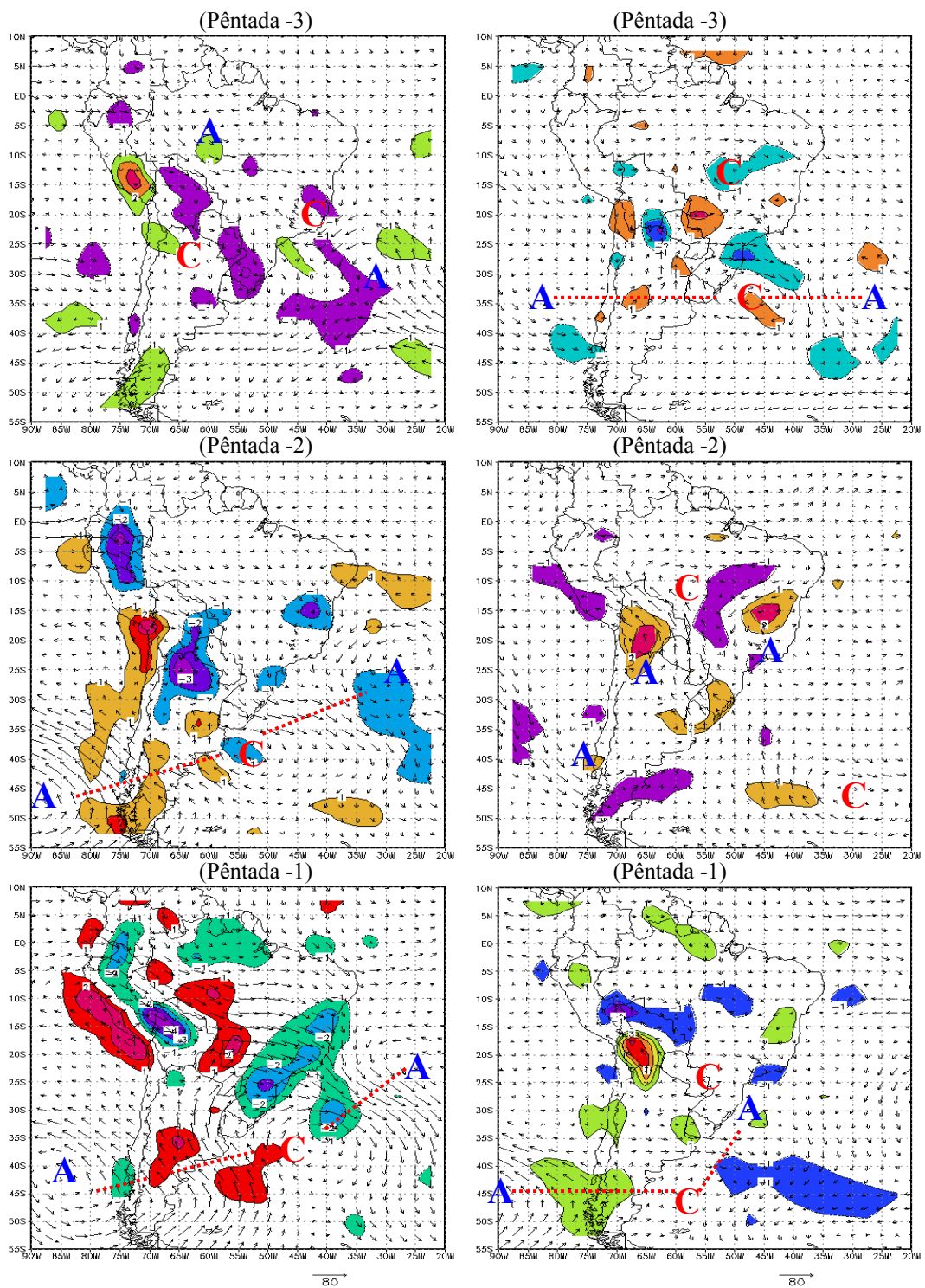


Figura 5.5 – Idem à Figura 5.4, mas para o outono. Continua...

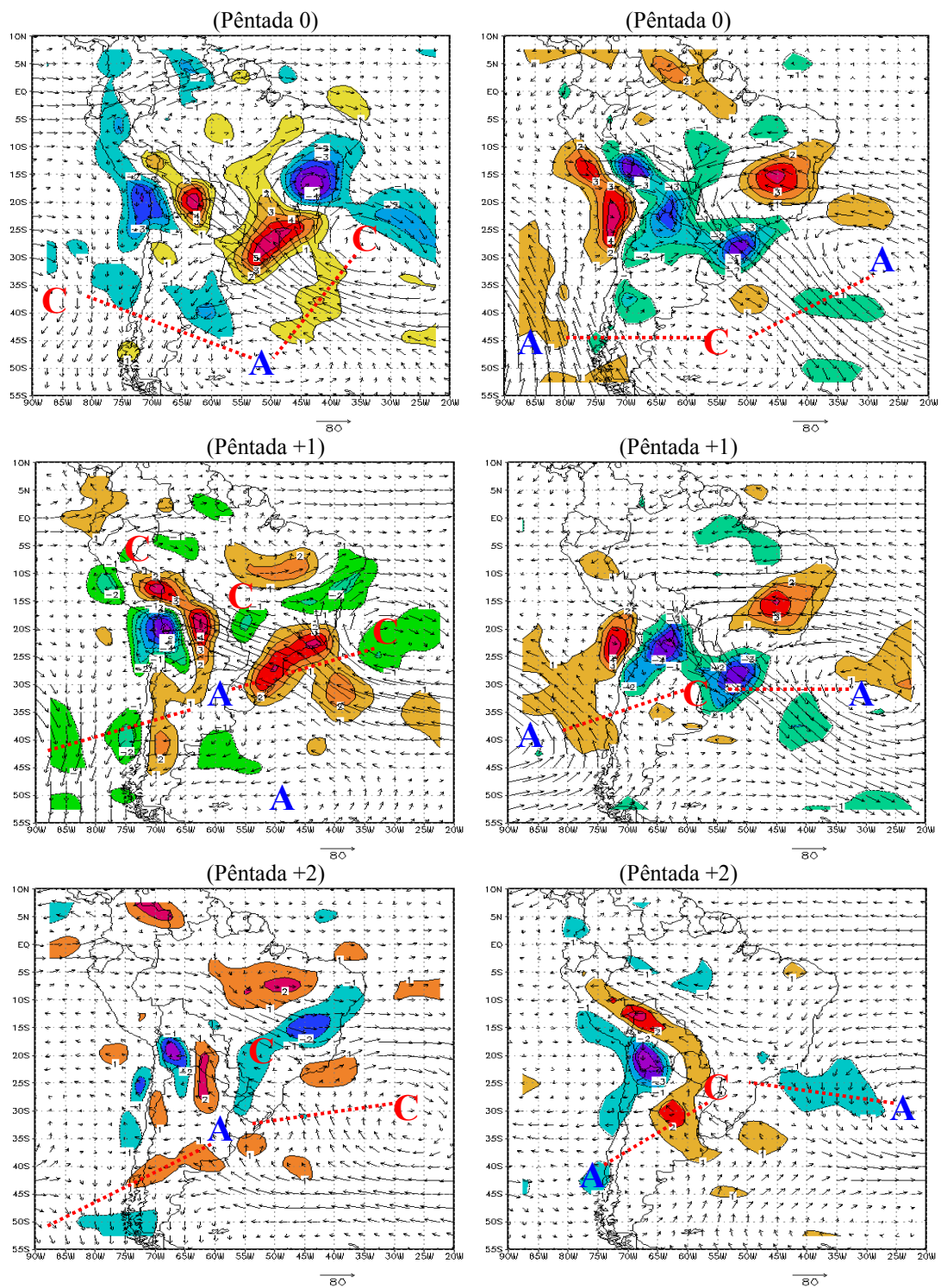


Figura 5.5 - Conclusão.

No inverno (Figura 5.6), as condições que antecedem um evento seco apresentam um ciclone anômalo sobre o sudeste do Brasil (pêntada -3), que ao se mover para o OA, afastando-se do continente, enfraquece. Um anticiclone penetra pelo sul do continente na pêntada -1, se posicionando a leste da Argentina, na pêntada +1. A presença do ciclone anômalo e a entrada deste anticiclone canalizam o fluxo de umidade para norte, induzindo divergência do fluxo de umidade no sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai. Na fase madura a intensidade dos dois centros anômalos é máxima e o fluxo de umidade consegue penetrar nas baixas latitudes até cruzar o equador difluindo no norte da AS.

Os eventos úmidos tipicamente iniciam (pêntada -3) com uma região de anomalias ciclônicas que se estende do Paraguai ao sul do Brasil e um anticiclone anômalo no OA em torno de 30°S e 25°W. No decorrer do evento, o ciclone anômalo intensifica e se move para leste ao mesmo tempo em que um ciclone anômalo avança do OP (pêntada -1) até o AO, a leste da Argentina (pêntada +1). Na fase madura ocorre uma inversão no sentido do fluxo de umidade no norte da AS que é canalizado para o sul do Brasil entre os dois centros anômalos que estão posicionados no OA.

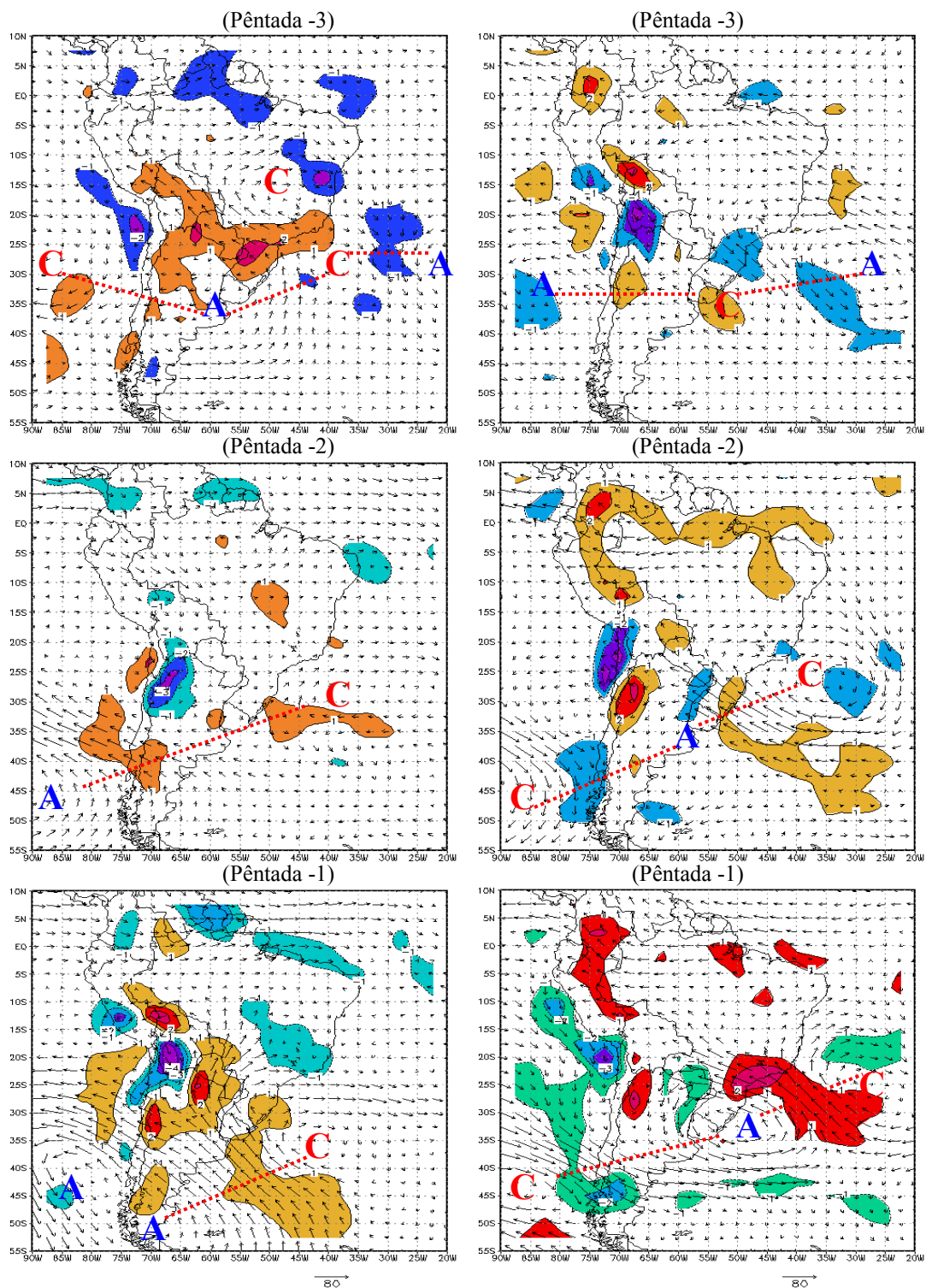


Figura 5.6 – Idem à Figura 5.4, mas para os casos de Inverno. Continua...

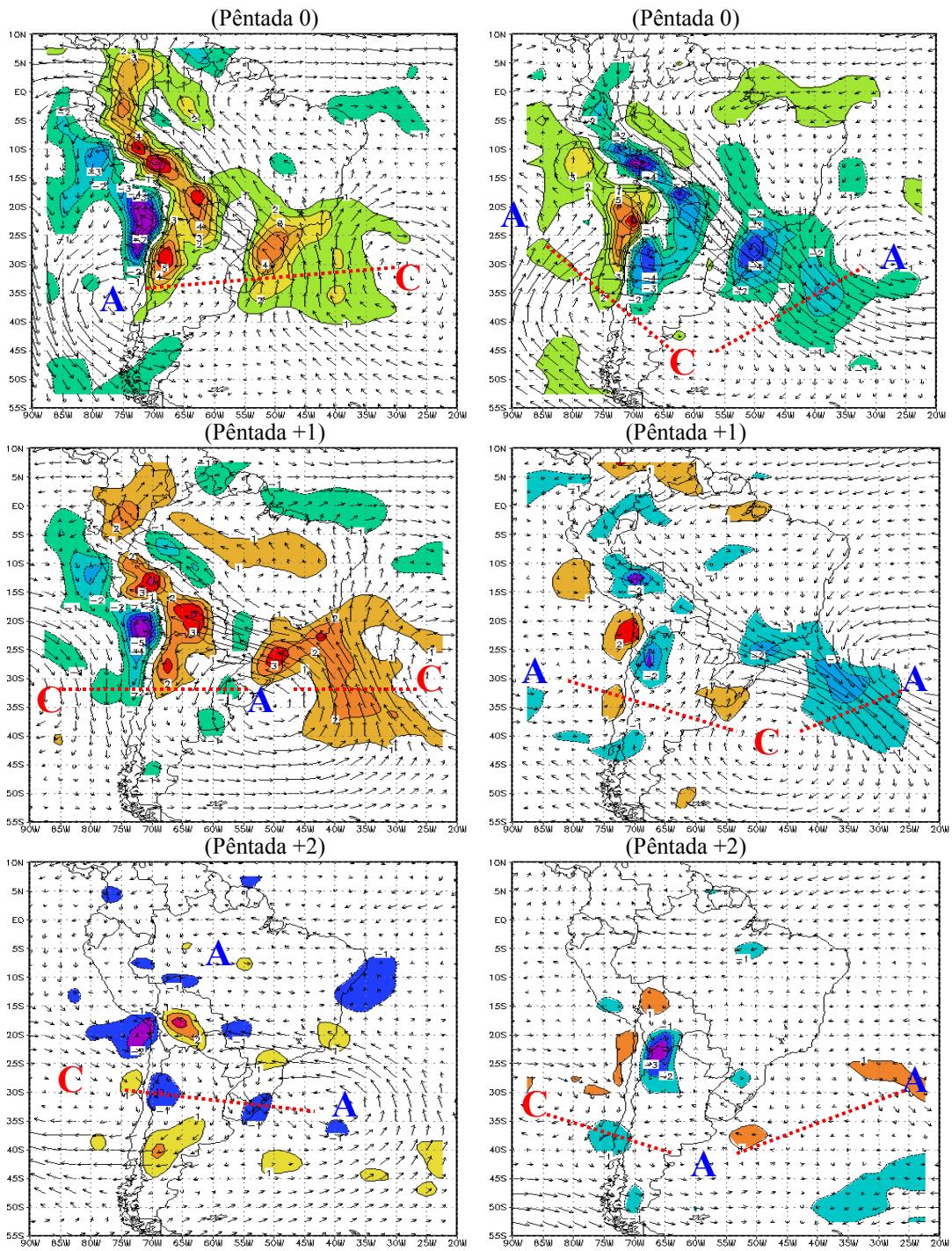


Figura 5.6 - Conclusão.

A evolução de um evento seco de primavera (Figura 5.7) também apresenta inicialmente dois núcleos anômalos: um ciclone sobre o centro-oeste do Brasil que se move para o sul do Brasil (na pântada -1) e outro anticiclone no OP. Na fase madura o ciclone se posiciona no OA a leste da região sudeste do Brasil e o anticiclone cruza os Andes e se move para o leste da Argentina. Nesta configuração o escoamento de sudeste mantém intensa divergência do fluxo de umidade sobre o sul do Brasil, norte da Argentina e Paraguai e convergência sobre o setor sul da região nordeste do Brasil. Assim como nos eventos de verão, o fluxo de umidade gerado na confluência do escoamento entre os dois centros anômalos não consegue avançar além do equador.

Para os casos úmidos, ainda na fase inicial, nota-se um escoamento de oeste que penetra na AS nas proximidades da Colômbia e adquire uma componente para sul, que adquire uma curvatura ciclônica ao se aproximar do sul do Brasil e do Paraguai. Na pântada -1 este escoamento é flanqueado por um ciclone anômalo no OP ao sul do Chile e um anticiclone a leste da região Sul do Brasil e Uruguai. Na fase de máxima intensificação (pântada 0), o fluxo de umidade vindo de noroeste gera intensa convergência de umidade sobre o sul do Brasil.

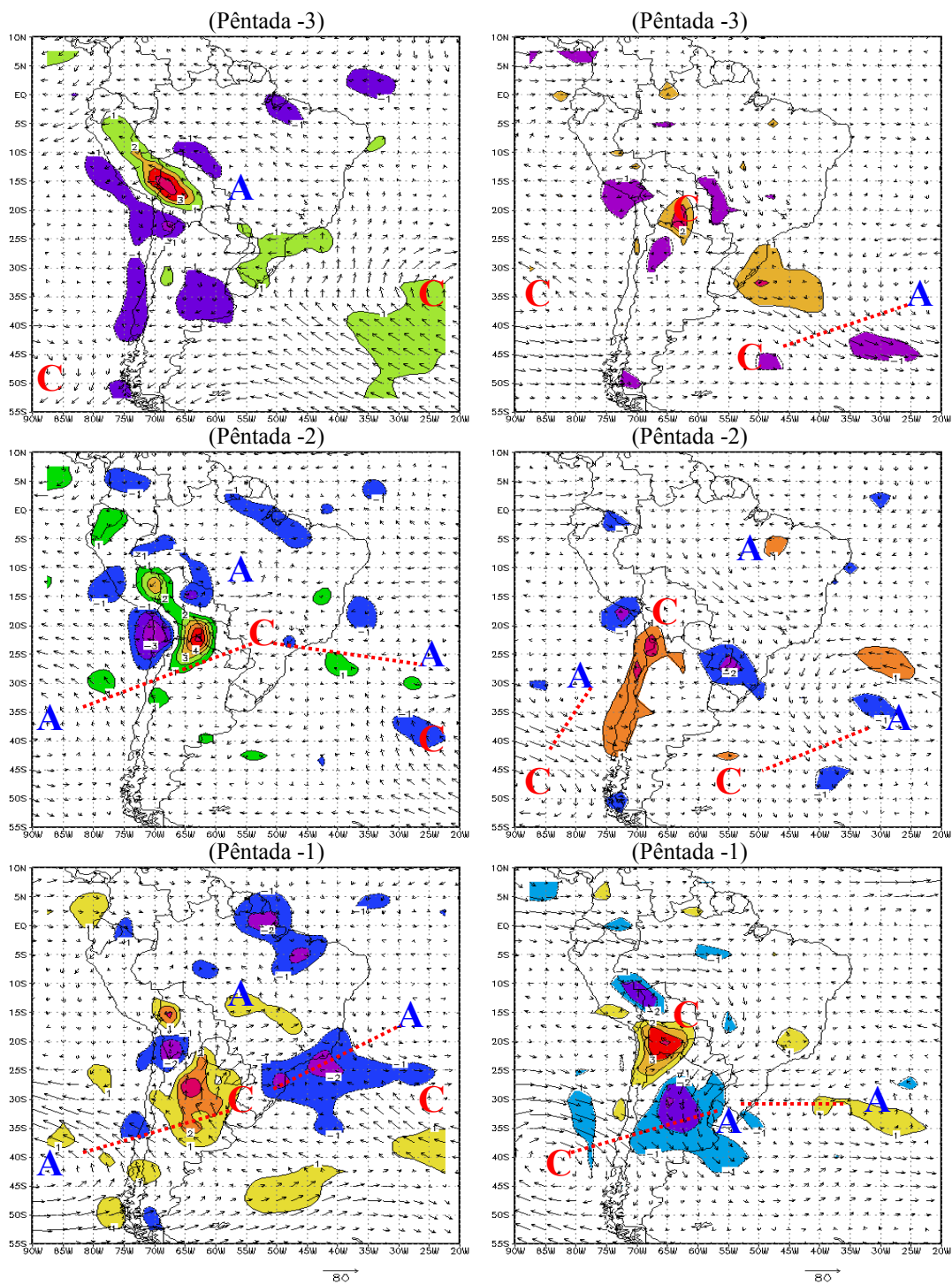
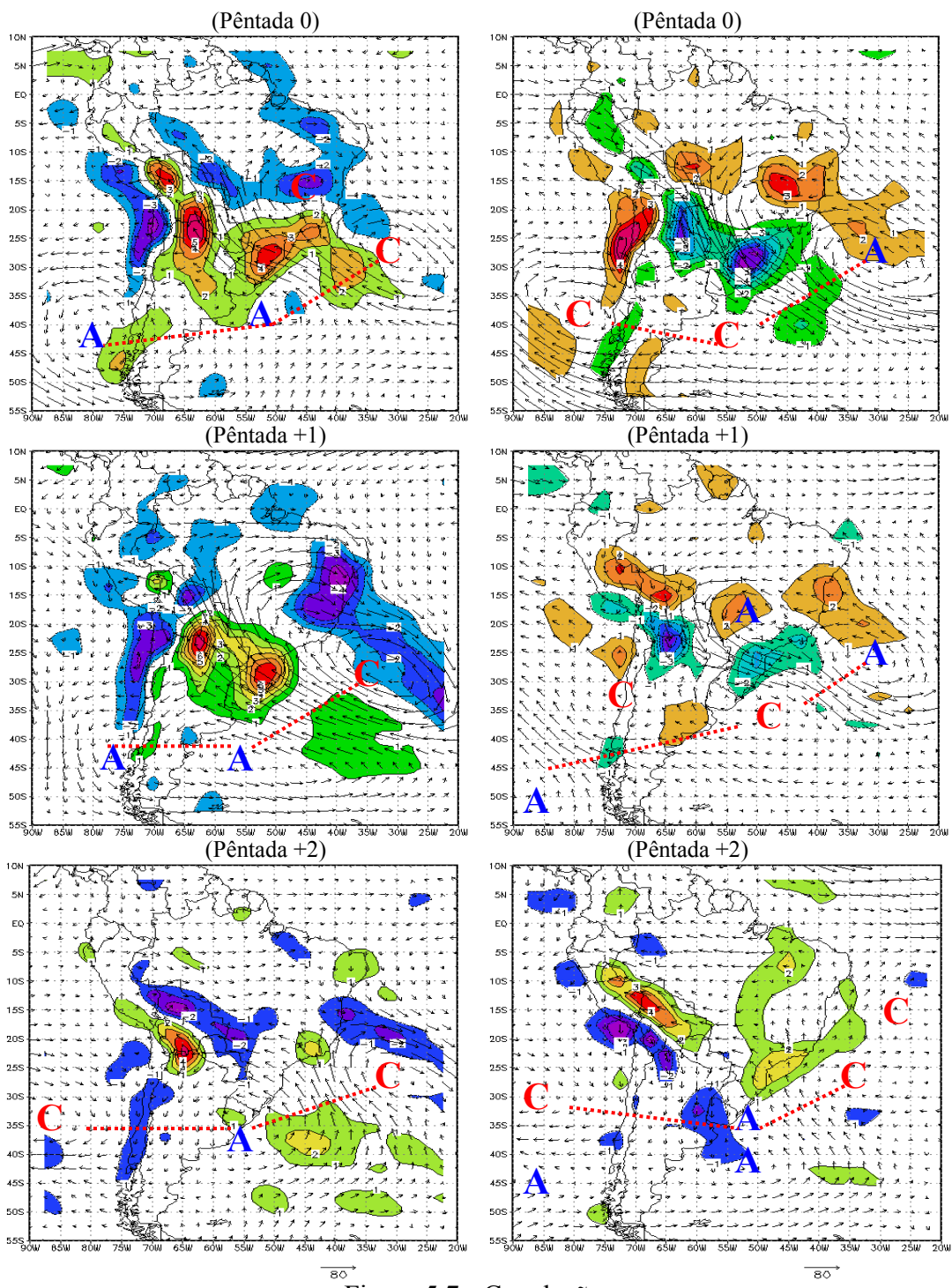


Figura 5.7 – Idem à Figura 5.4, mas para a primavera. Continua...



80 →
 80 ←
 Figura 5.7 - Conclusão.

5.2.1 – Discussão dos Resultados

As composições do fluxo de umidade integrado na coluna vertical entre 1000 hPa e 500 hPa foram calculadas para todas as estações do ano. Nas composições para os eventos secos observou-se um padrão de dipolo anômalo ciclone-anticiclone sobre o AO a leste da AS. Em todas as estações do ano, o ciclone anômalo encontra-se a leste da região sudeste do Brasil enquanto o anticiclone anômalo está posicionado a leste da Argentina. A disposição do par ciclone-anticiclone favorece a penetração de sudeste do escoamento sobre o continente gerando intensa divergência do fluxo de umidade sobre o sul do Brasil, inibindo a convecção.

Nos eventos úmidos, a fase inicial do desenvolvimento se caracteriza pela presença de um ciclone anômalo sobre o continente nas proximidades do Paraguai e da região centro-oeste do Brasil. No OP, com exceção do outono, há um ciclone anômalo e sobre o OA, um anticiclone se posiciona a leste da região sudeste do Brasil. Na fase de máximo desenvolvimento, o anticiclone do Atlântico intensifica pela aproximação do ciclone do OP criando uma canalização de noroeste do fluxo de umidade com intensa convergência sobre a região em que ocorrem as anomalias de precipitação.

5.3 – A Componente Meridional do Vento em 300 hPa

A Figura 5.8 mostra a evolução dos eventos de verão. O traçado pontilhado representa a posição aproximada dos centros das anomalias e sugere a rota de propagação dos trens de onda. Para os casos secos (painéis da esquerda), nota-se um padrão ondulatório onde os núcleos anômalos oscilam entre 30°S e 50°S. Durante a evolução pode-se verificar a variação na amplitude dos máximos, indicando que existe propagação de energia entre os componentes dos trens de onda. Nota-se, na evolução da composição, um trem de ondas no HN (pêntada -1) que cruza o equador no oceano OP Leste e aparentemente entra em fase com o trem de ondas de latitudes médias na costa oeste da AS na pêntada +1. A origem do trem de ondas do HN não é bem clara nas composições, mas parece estar associada ao jato subtropical da Ásia (Hoskins e Ambrizzi, 1993). Um padrão semelhante a este também foi observado nos mapas de correlação calculados por Hsu e Lin (1992) com o trem de ondas propagando-se do HN e alcançando o sudeste da AS. Nesta época do ano os ventos de oeste nos altos níveis sobre o OP leste permitem trocas de energia entre os hemisférios (Kiladis e Weickmann, 1997). Nos eventos úmidos (painéis da direita na Figura 5.8) interação entre os hemisférios não é evidente como nos casos secos. No início da seqüência dos campos, nota-se um trem de ondas no OP Central oscilando em torno de 10°S que parece entrar em fase com o trem de ondas que está posicionado nas latitudes média do OP Sul na pêntada -2. Na pêntada -1 a origem do trem de ondas parece entre a Antártica e o cone sul da AS com a onda se estendendo do OA Sul até o OP próximo de 160°W. Os padrões ondulatórios parecem fazer parte de um trem de onda global com lenta propagação para leste exibindo um número de onda zonal 5 e estando confinado na faixa entre 40°S e 60°S (pentada +1). A rota dos núcleos anômalos assume a forma de arco ao se aproximar da AS.

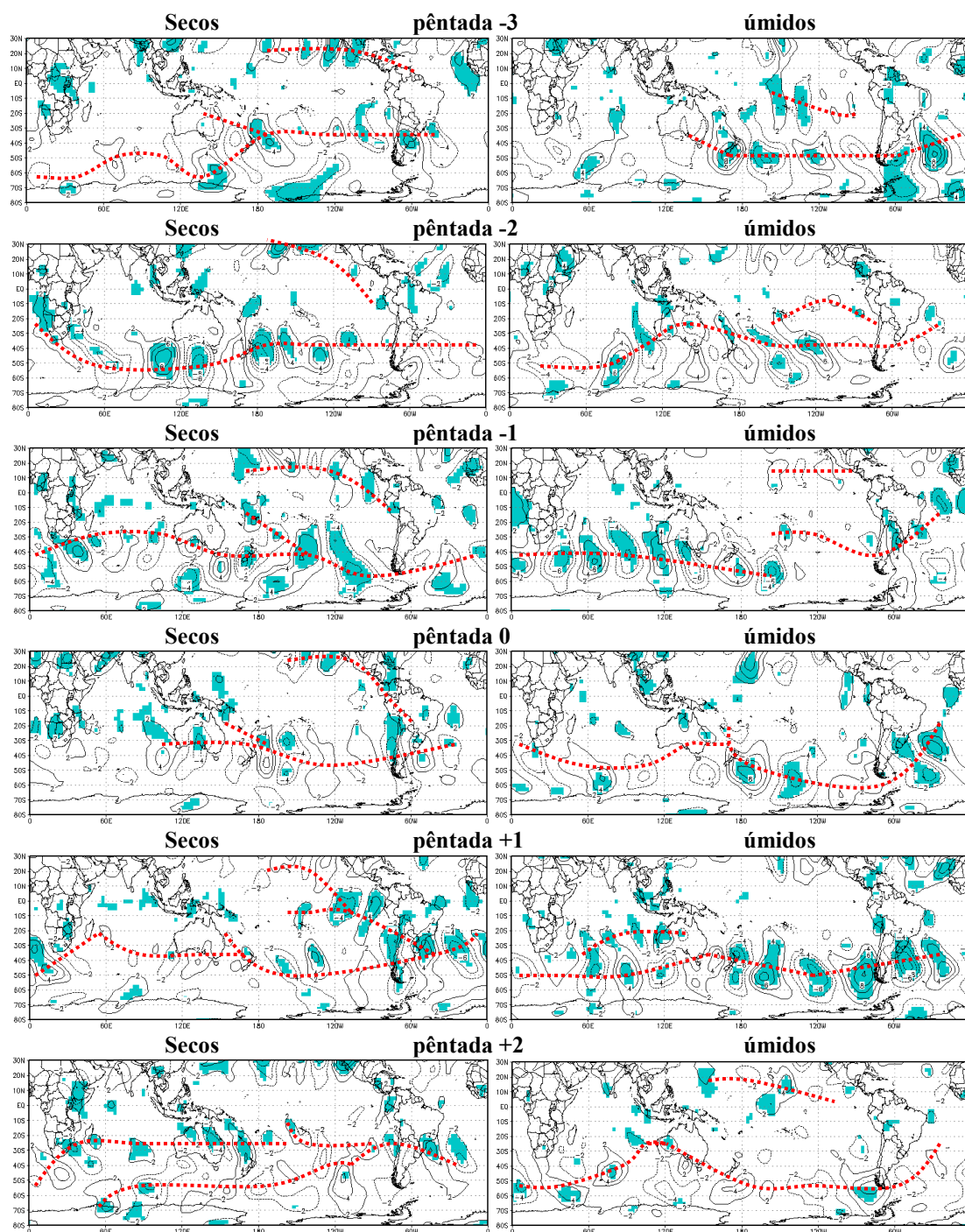


Figura 5.8 - Anomalia da componente meridional do vento em 300hPa. Composições para casos secos (esquerda) e úmidos (direita) de verão, da pêntada -3 até a pêntada +2. Áreas com significância de 95% pelo teste t de Student são sombreadas. O tracejado indica a posição aproximada dos núcleos anômalos e, por conseguinte, a rota da energia propagada pelos trens de onda.

Para o outono a evolução dos eventos é mostrada na Figura 5.9. Nesta época do ano ventos de oeste nos altos níveis ainda podem ser observados sobre o OP Leste equatorial (Kiladis e Weickmann, 1997). Apesar disso, nas composições mostradas na Figura 5.9 não se observam trens de onda cruzando o Equador como nos casos de verão. Nota-se nas pântadas -3, -2 e -1, dos casos secos (painéis da esquerda), alguns indícios de deslocamento de ondas na direção do equador, mas que não chegam a cruzá-lo. A evolução dos casos secos parece sugerir a oscilação de dois trens de onda distintos na pântada -1. Um deles parece ser disparado para o Equador a partir das latitudes médias nas proximidades da Nova Zelândia (30°S, 180°), e se propaga até a região central da AS. Figueroa (1999) também observou um padrão semelhante de teleconexão entre a ZCPS e a ZCAS com oscilação de 20-30 dias, mas para os meses de verão. O outro trem de ondas, mais zonal, oscila em torno da latitude de 50°S. Entre as pântadas 0 e +1, os dois trens de onda entram em fase sobre a AS e curvam-se para o equador ao cruzarem a Cordilheira dos Andes. Na pântada +1 o padrão ondulatório sobre o OP adquire uma configuração semelhante ao PSA (Mo e Higgins, 1998).

Comparadas aos casos secos, as estruturas ondulatórias observadas nos eventos úmidos (painéis da direita na Figura 5.9) apresentam oposição de fase. Na pântada -3 notam-se dois trens de ondas, um aparentemente emanando do oeste da Austrália e o outro na região da ZCPS. O primeiro desloca-se para o pólo curvando-se para norte a partir do OP sul enquanto o segundo move-se para o equador curvando-se para sul no OP leste. Nas pântadas seguintes o trem de ondas na região tropical parece ter sido absorvido (ou entrado em fase) com o primeiro. É possível acompanhar a troca de energia entre os núcleos acompanhando o aumento da amplitude dos centros de máximos. Na pântada 0 e +1, os núcleos anômalos do trem de ondas na região do OP exibe máxima amplitude. Entre a Austrália e o leste da AS, o trem de ondas adquire um padrão de onda zonal 4 entre as latitudes de 50°S e 60°S. A partir da pântada +1 há um enfraquecimento das amplitudes da onda com uma redistribuição de energia de forma tal que a onda passa a oscilar com um número de onda zonal entre 5 e 6 em torno das latitudes de 50°S e 60°S.

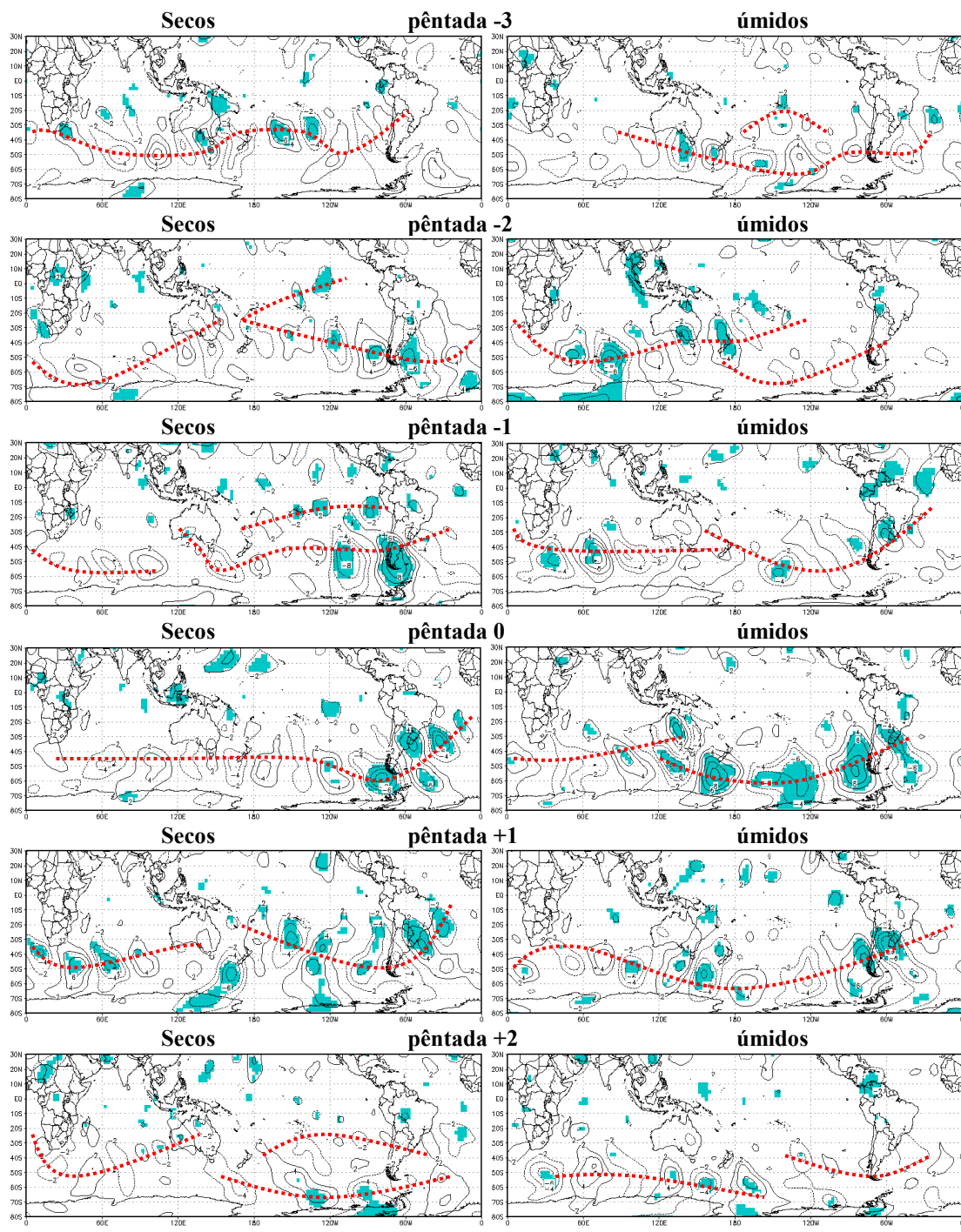


Figura 5.9 - Idem à Figura 5.8, mas para o outono.

No inverno, a composição para os casos secos (painéis da esquerda da Figura 5.10) mostra um padrão ondulatório bem definido e com características de um trem de ondas global durante toda a seqüência temporal apresentada. Aparentemente, a origem (na pântada -3) do trem de ondas se encontra a leste da Austrália em torno de 30°S. No seu deslocamento para leste os pacotes de onda oscilam em torno da latitude média de 45°S. A fase do trem de ondas avança para leste e observa-se transferência de energia entre os núcleos anômalos. A máxima intensificação ocorre na pântada 0 quando as máximas amplitudes são confinadas do OP até o OA a leste da AS. Nesta pântada a disposição dos núcleos do trem de ondas é quase zonal com uma configuração típica de onda 5-6 em torno de 30°S. Na pântada +1 nota-se um enfraquecimento geral dos núcleos do trem de ondas, com exceção daqueles próximos da AS. Na análise geral destas pântadas, a distribuição espacial dos trens de onda oscilando em torno da latitude correspondente à posição média da corrente de jato, sugere que no setor do OP até a AS, o jato subtropical atue como guia de ondas.

Para os casos úmidos, a seqüência da evolução dos eventos é mostrada nos painéis da direita da Figura 5.10. Na pântada -3, um trem de ondas com origem aparente no norte da Austrália e Indonésia, ao sul do Equador, adquire uma orientação para o pólo até cerca de 50°S. Depois, curva-se para o equador, passa pelo sudeste da AS na direção nordeste até cerca de 10°S, prosseguindo até o OI após cruzar o sul da África. Nota-se, como nas composições para as outras estações do ano, a intensificação das anomalias da componente meridional do vento em 300 hPa que se encontram sobre a AS e nos seus flancos leste e oeste. Entre a pântada -1 e 0, a estrutura ondulatória do trem de ondas no setor do OP e AS exibe uma configuração em forma de arco típica do padrão PSA e mostra certa semelhança com o observado para os casos de outono. Comparada aos casos secos, a configuração dos trens apresenta uma distribuição mais variável durante a evolução dos eventos úmidos. A persistência dos trens de onda nos eventos secos de inverno pode estar associada à ocorrência de bloqueios atmosféricos que afetam a distribuição da precipitação sobre a AS a leste dos Andes (Marques, 1994).

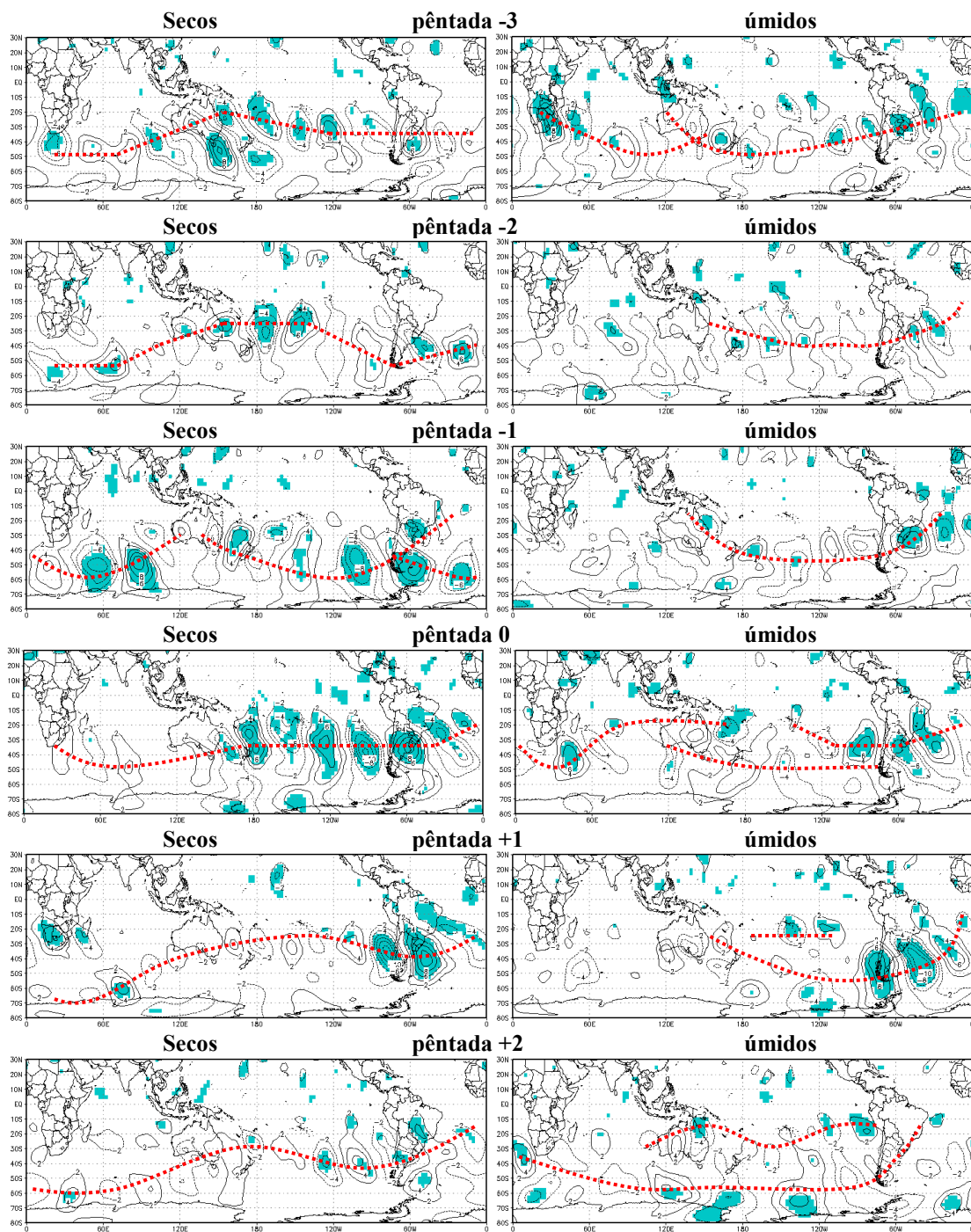


Figura 5.10 - Idem à Figura 5.8, mas para o inverno.

Na primavera, o escoamento para os casos secos (painéis da esquerda na Figura 5.11) evolui a partir de um trem de ondas que tem origem no sul da Austrália (pêntada -3) e segue uma trajetória para nordeste até alcançar o OA próximo ao equador a leste do Brasil. Nesta mesma pêntada (-3) há um outro trem de ondas (próximo ao pólo), que adquire uma trajetória para o norte a partir do OA Sul e avança pelo OI até alcançar a Austrália na pêntada -2. Nesta mesma pêntada nota-se o enfraquecimento do trem de ondas do OP Sul o qual aparentemente é absorvido pelo trem de ondas mais ao sul. Na seqüência (pêntadas -1, 0 e +1) pode-se observar que nas proximidades da AS o trem de ondas se mantém quase-estacionário, adquirindo energia a partir dos seus núcleos a localizados a oeste.

Nos casos úmidos (painéis à direita na Figura 5.11) inicialmente a configuração da componente meridional do vento em 300 hPa mostra anomalias na forma de trens de onda ondulatórios como nos casos anteriores. A partir da pêntada -1 é possível distinguir dois trens de onda com propagação quase zonal ondulando em torno da posição climatológica dos jatos subtropical e sub-polar. Nas pêntadas 0 e +1, a superposição dos dois trens de onda resulta na amplificação dos pacotes de onda localizados no setor do OP, AS e OA. A configuração resultante em forma de arco novamente, como nas outras estações do ano, apresenta um padrão semelhante ao PSA, o qual permanece estacionário até a pêntada +1.

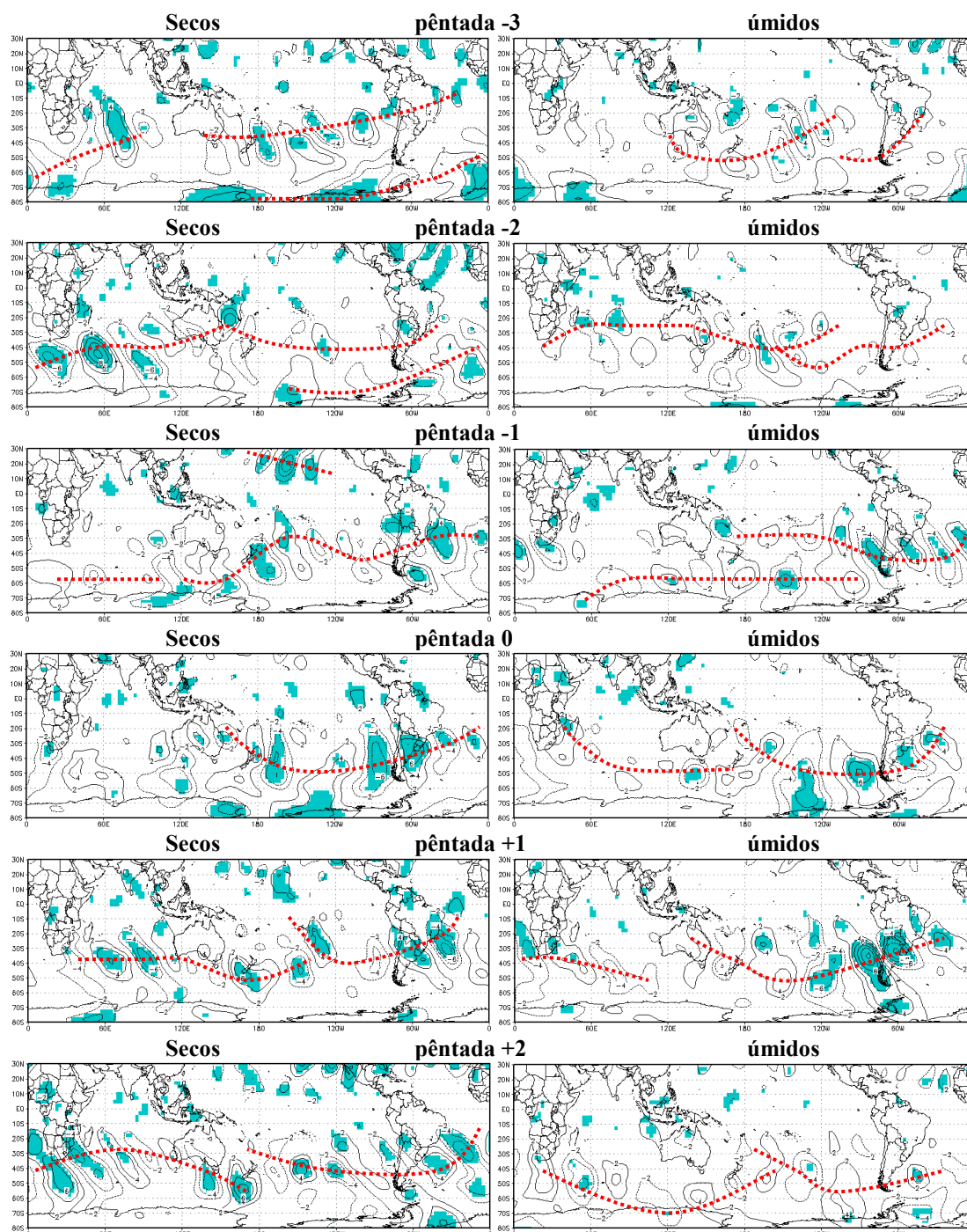


Figura 5.11 - Idem à Figura 5.8, mas para a primavera.

5.3.1 – A Componente Meridional do Vento em 300hPa - Dados Filtrados

O objetivo desta seção é comparar as composições discutidas na seção anterior com as composições para os dados filtrados a fim de identificar a contribuição das bandas temporais de 2 a 6 pântadas e de 6 a 14 pântadas para a amplitude total do sinal. Estas duas bandas foram escolhidas tendo como referencial as oscilações da série de precipitação identificadas através da TO e discutida no Capítulo 4.

Para os casos de verão, a composição para a série filtrada na banda de 2 a 6 pântadas é mostrada na Figura 5.12. Observa-se na seqüência entre a pântada -2 e a pântada +1 que a amplitude dos pacotes de onda é quase equivalente à amplitude dos núcleos anômalos observada na composição da série não filtrada, confirmando que a maior variância da série está contida nesta banda temporal. Comparando-se os casos secos e úmidos para a composição filtrada na banda de 2 a 6 pântadas com a composição para a banda de 6 a 14 pântadas (Figura 5.13), nota-se que nos casos úmidos a última banda apresenta uma estrutura mais ondulatória, modulando o escoamento principalmente no setor do OP e da AS. Nos casos úmidos este comportamento é mais notável, principalmente na pântada +1 que apresenta um trem de ondas bem definido com origem aparente na ZCPS que descreve uma trajetória em forma de arco cruzando pelo setor sul da AS e alcançando o OA, a leste do Brasil, apresentando um padrão de número de onda 4. Mo e Ghill (1989), Kidson (1991) e Figueroa (1999) também encontraram uma onda 4 sobre o setor sul da AS durante os meses de verão

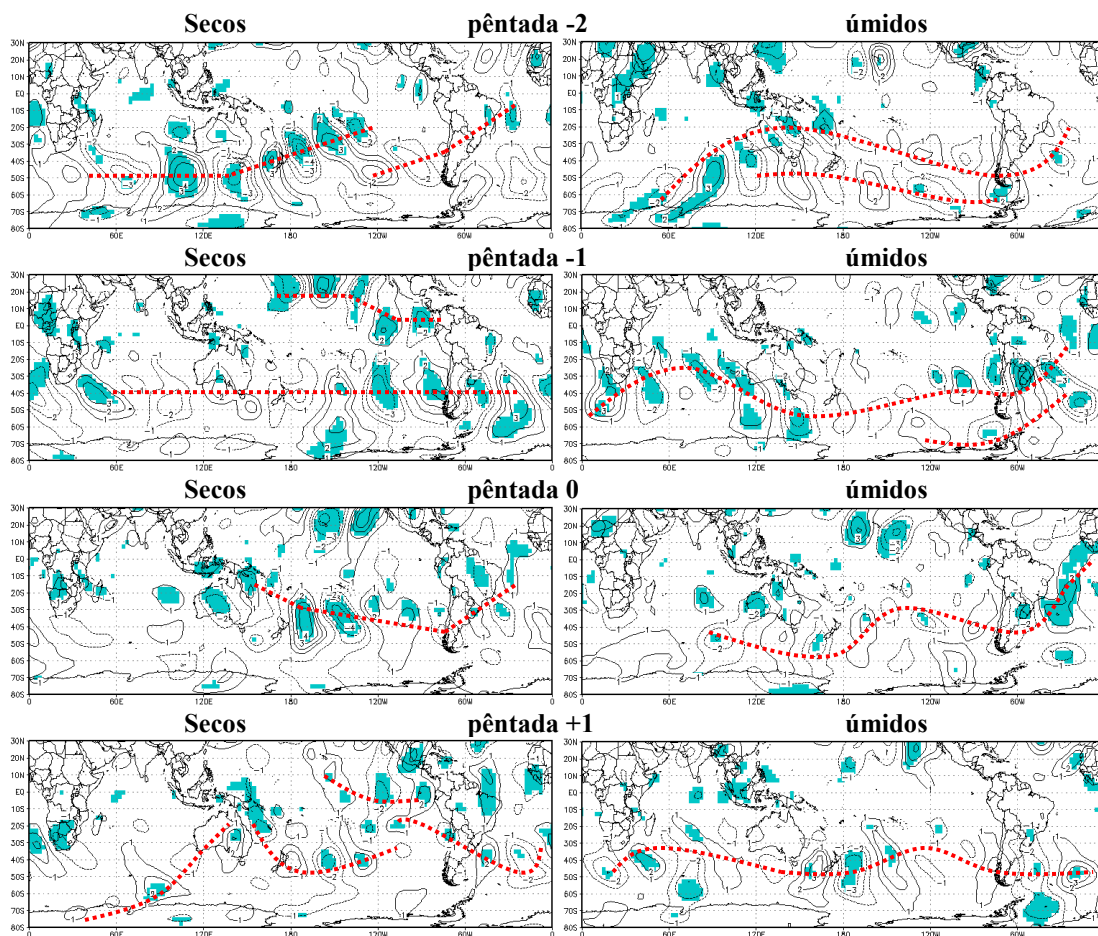


Figura 5.12 – Composições da componente meridional do vento em 300hPa filtrada na banda 2-6 pântadas para os casos de verão. Casos secos nos painéis da esquerda e os casos úmidos nos painéis da direita. Áreas sombreadas indicam a significância de 95% pelo teste t de Student.

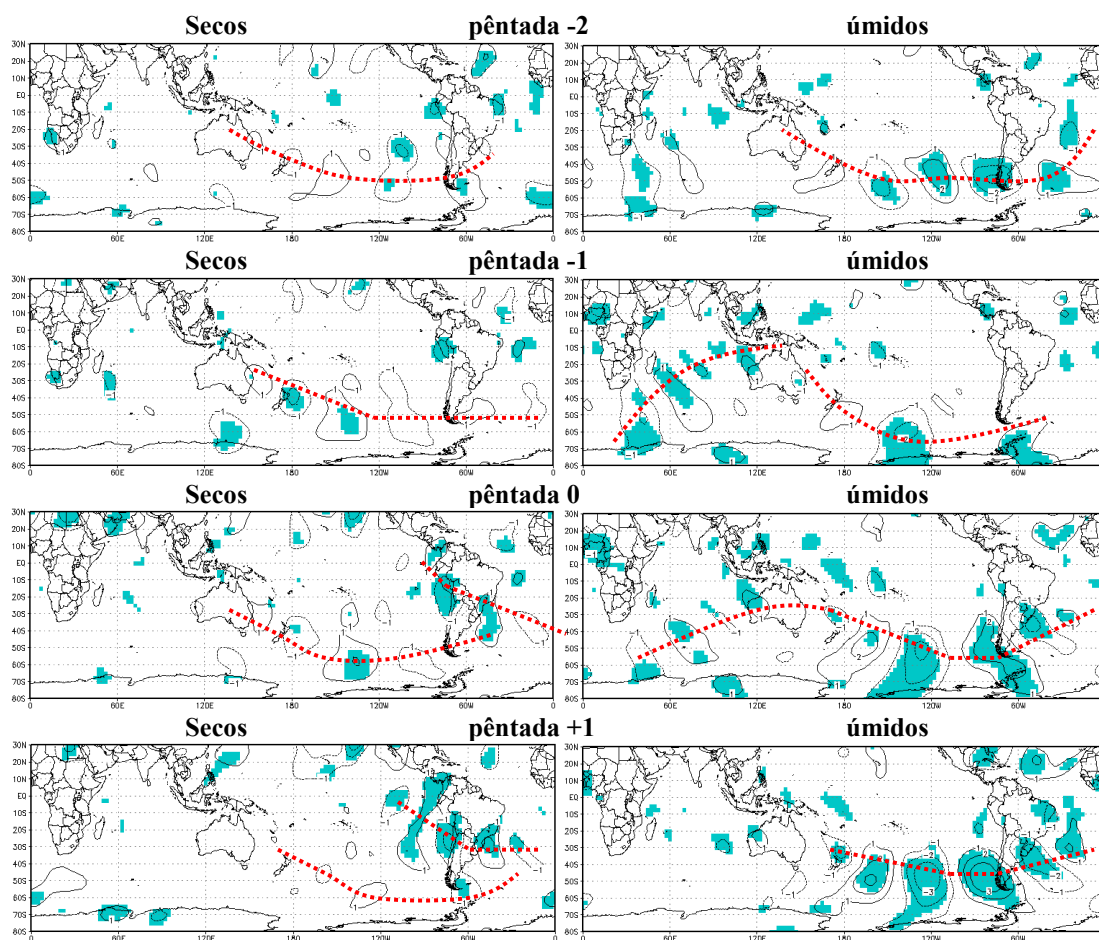


Figura 5.13 - Idem à Figura 5.12, mas para a banda de 6-14 pântadas.

No outono na banda 2-6 pântadas (Figura 5.14), fica mais nítida a organização e a propagação em forma de arco voltado para o equador dos trens de onda que aparentemente são disparados das proximidades da ZCPS e movem-se na direção da AS. O deslocamento é lento e a seqüência intensificação-enfraquecimento entre os pacotes de onda denuncia a propagação de energia entre eles. O confinamento dos pacotes de onda no setor do OP Leste e AS durante quase todo o período de duração dos eventos sugere uma fonte de ondas próxima da Austrália, gerando um trem de ondas semelhante ao PSA. Nos casos úmidos os trens de onda apresentam uma orientação mais zonal e a configuração apresenta um padrão global com número de onda zonal 5 na latitude de 45°S. Na banda de 6-14 pântadas (Figura 5.15) os casos úmidos mostram

novamente uma configuração semelhante ao PSA com mais intensidade e organização do que nos casos secos.

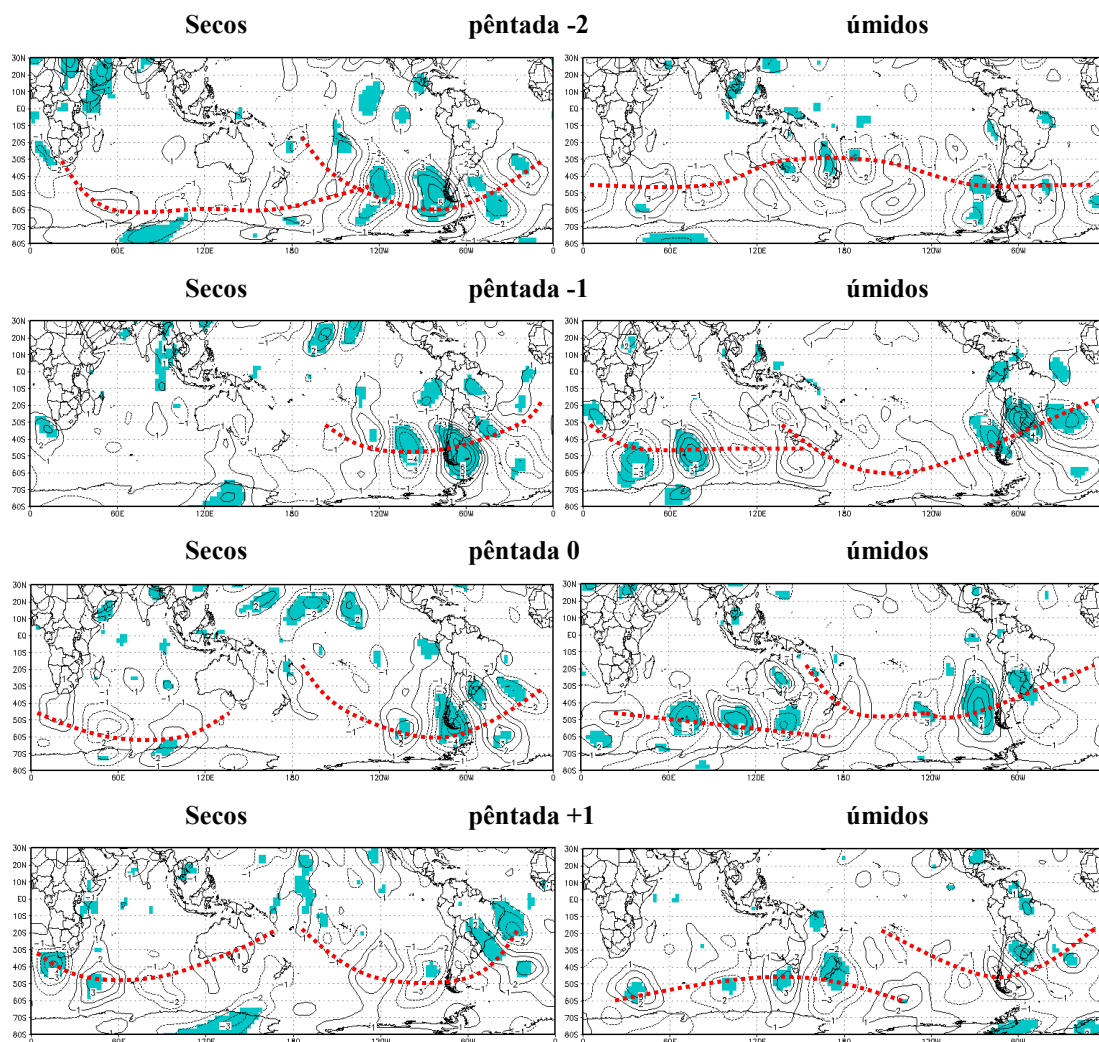


Figura 5.14 - Idem à Figura 5.12, mas para o outono.

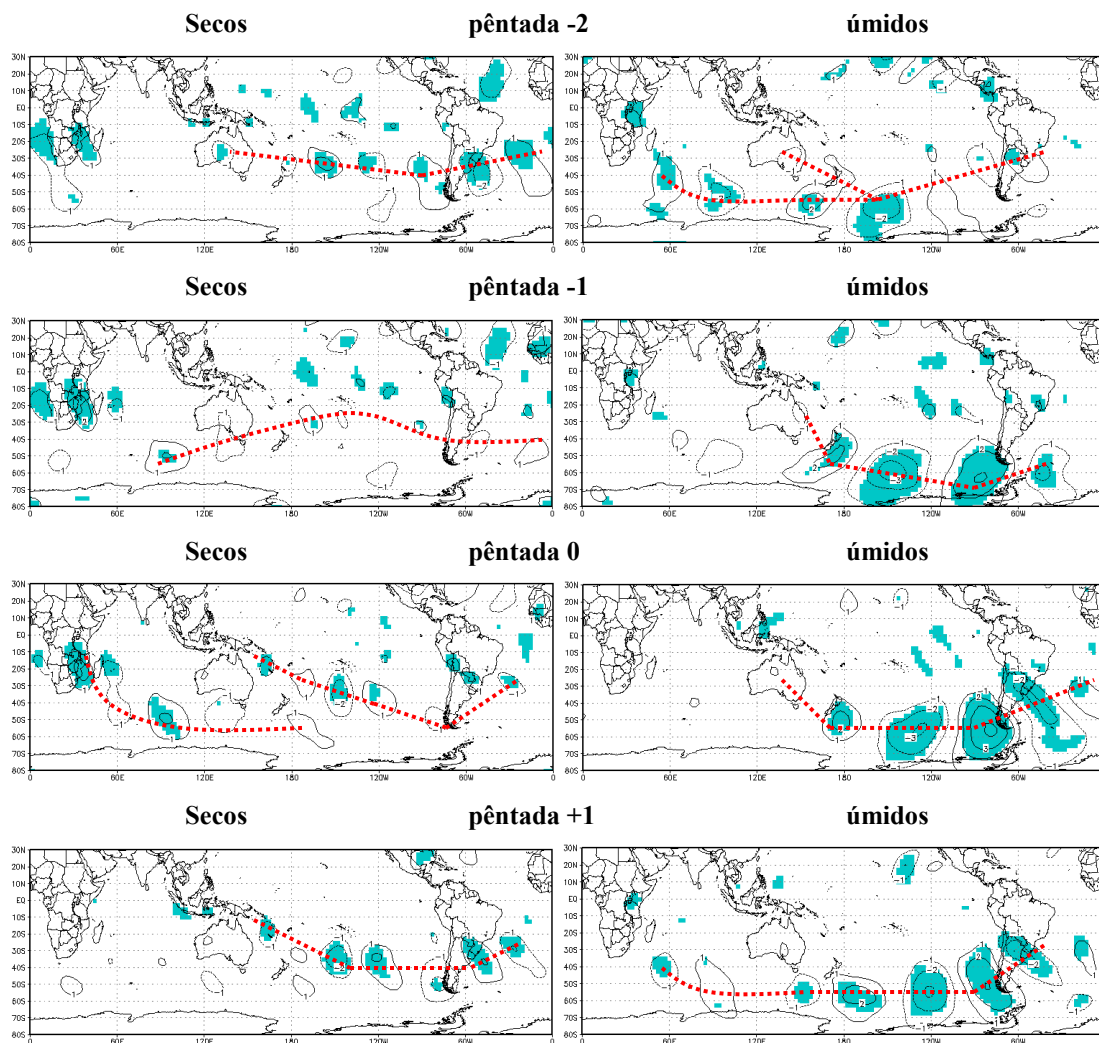


Figura 5.15 - Idem à Figura 5.13, mas para o Outono.

Os casos de inverno para as composições na banda 2-6 pêntadas (Figura 5.16), apresenta uma configuração mais organizada na região da corrente de jato subtropical com nítida indicação de guia de ondas. Nos casos secos, a composição mostra um trem de ondas disparado no leste da Austrália que se propaga zonalmente até a costa oeste da AS curvando-se para nordeste ao cruzar os Andes. Este comportamento tem sido observado em quase todas as composições já apresentadas e outros estudos observacionais e de modelagem tem indicado que ele está associado ao efeito imposto pela orografia da Cordilheira dos Andes sobre o escoamento de oeste (Figuroa, 1999). Na banda de 6-14 pêntadas (Figura 5.17) o sinal das anomalias da componente

meridional do vento em 300 hPa é mais intenso para os casos secos. Nos casos úmidos as amplitudes são menores e a distribuição dos pacotes de onda é zonal apenas na pântada +1.

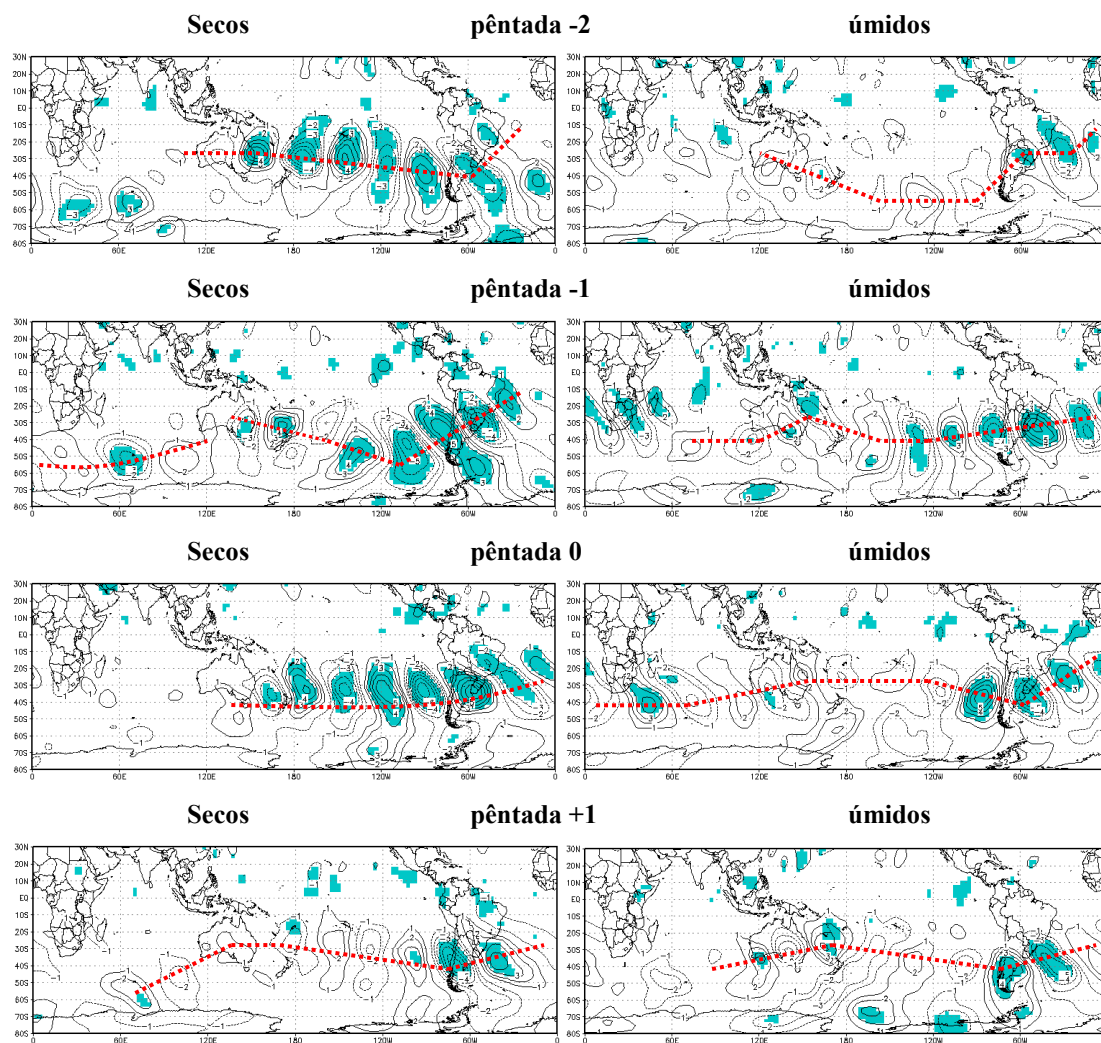


Figura 5.16 - Idem à Figura 5.13, mas para o Inverno.

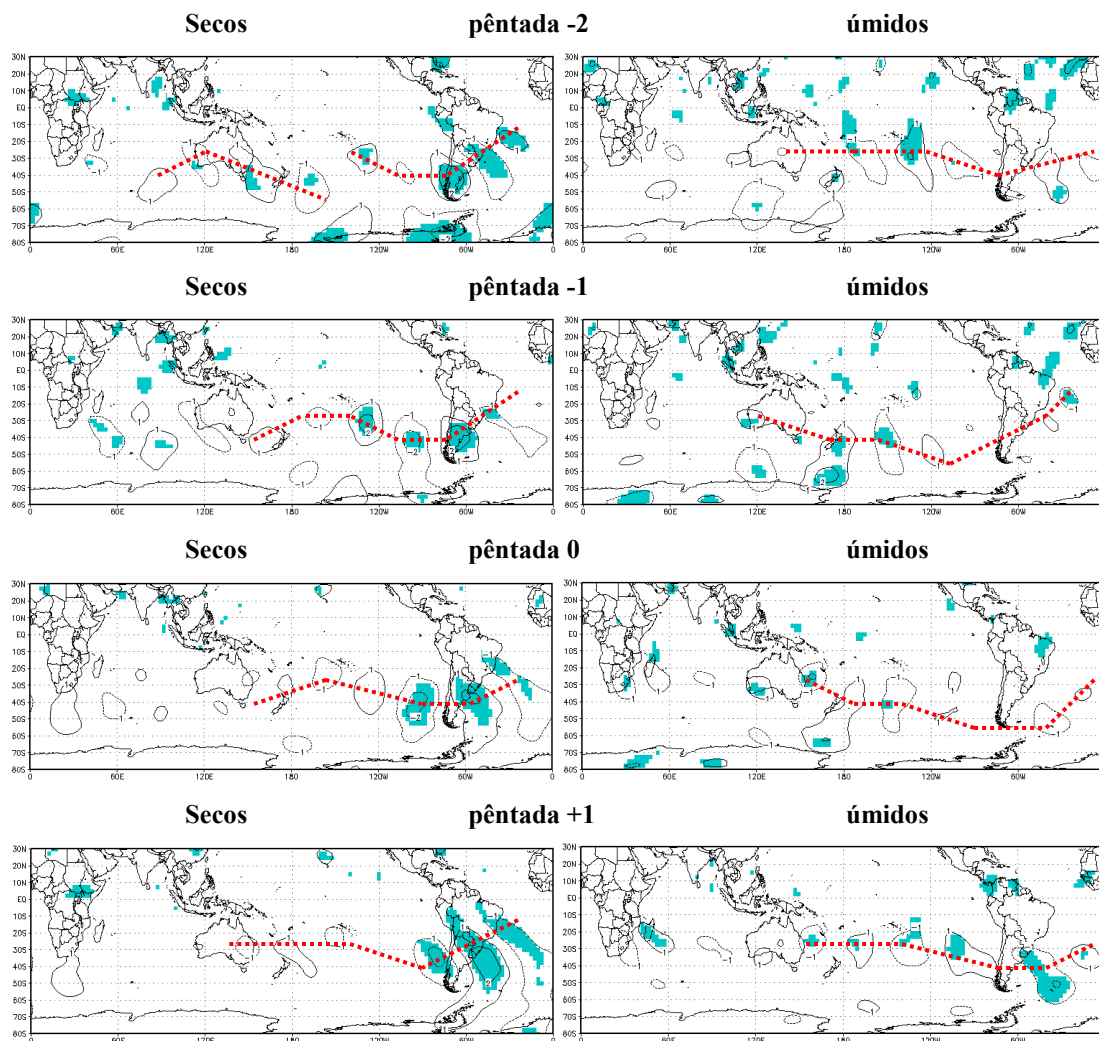


Figura 5.17 - Idem à Figura 5.13, mas para o inverno.

Na primavera a configuração das composições para a banda de 2-6 pêntadas (Figura 5.18) também mostra a maior parte das características das composições para os casos não-filtrados. Para as duas composições notam-se trens de onda que entram em fase sobre a AS amplificando os cavados e cristas. A contribuição da banda de 6 a 14 pêntadas (Figura 5.19) é muito semelhante aquela das composições para o outono. Nos casos secos, o trem de ondas está organizado zonalmente em torno de 35-40°S enquanto nos casos úmidos, na pêntada +1, o trem de ondas também sugere o padrão PSA, já mencionado anteriormente.

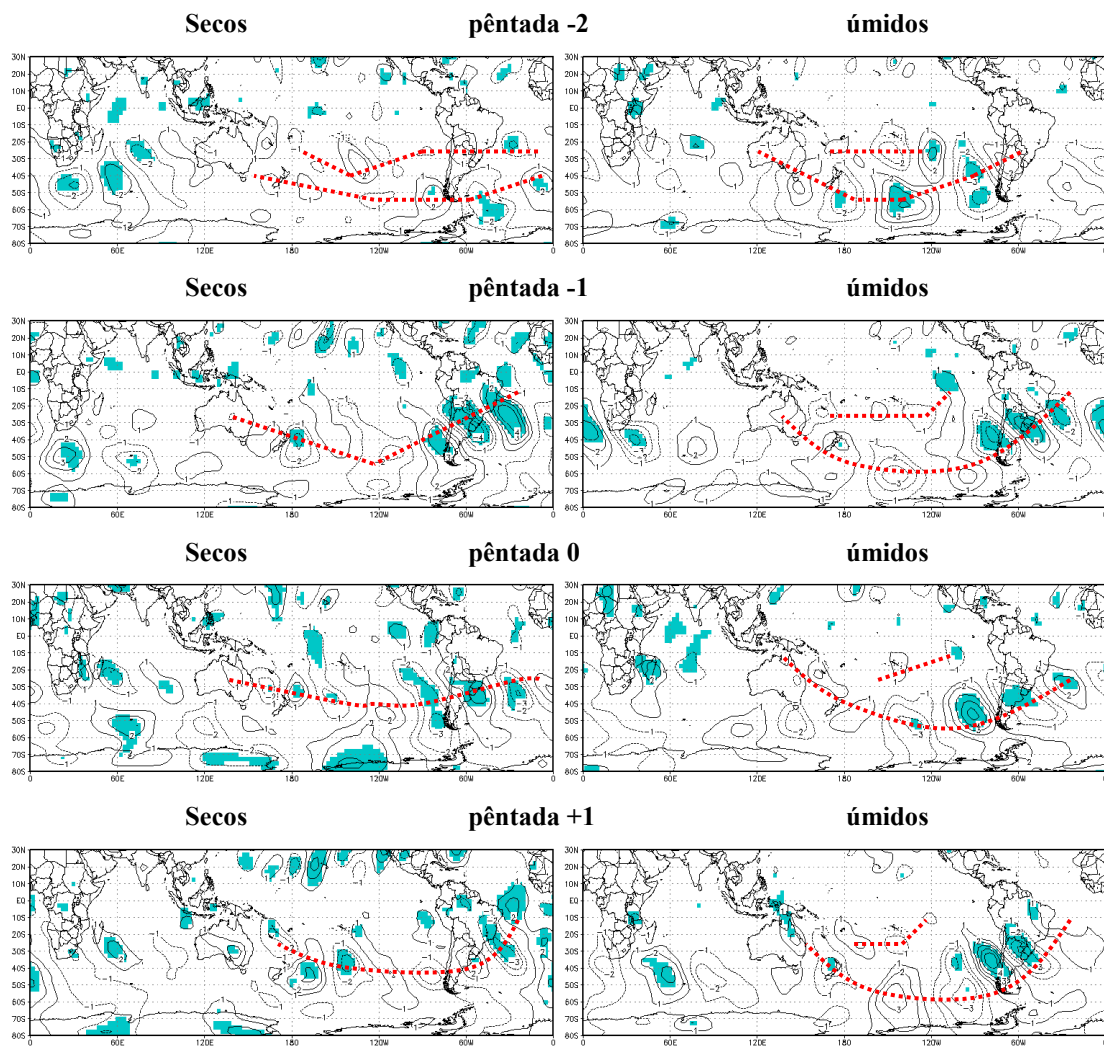


Figura 5.18 - Idem à Figura 5.12, mas para a primavera.

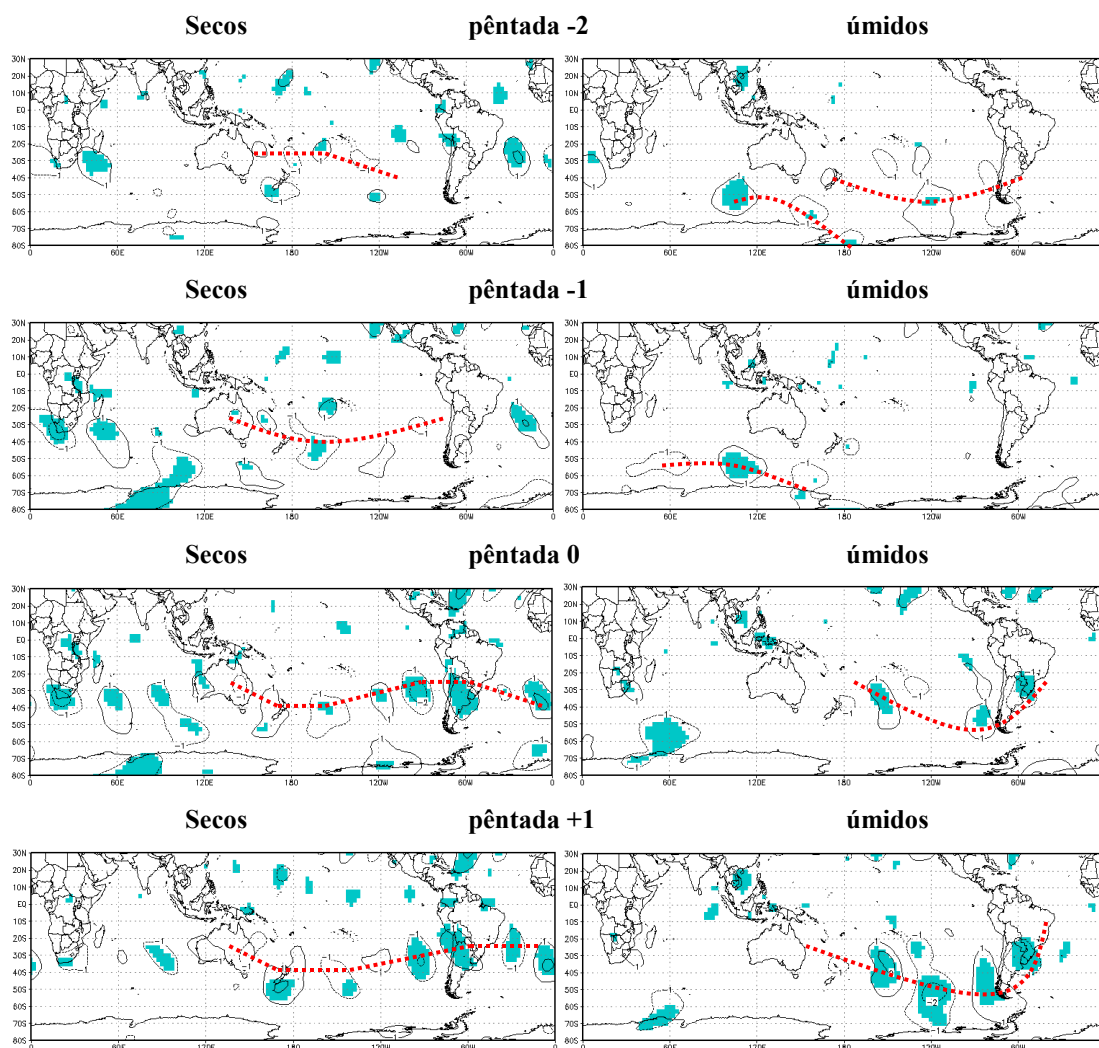


Figura 5.19 - Idem à Figura 5.13, mas para a Primavera.

5.3.2 – Discussão dos Resultados

Foi feita uma análise das anomalias da componente meridional do vento em 300hPa para os eventos secos e úmidos. No inverno, a evolução dos eventos secos mostra um padrão de trem de onda global. Durante a fase de máximo desenvolvimento, os centros anômalos ficam confinados na região do OP e da AS, orientados zonalmente e adquirindo uma curvatura para o Equador apenas após cruzar os Andes. O confinamento dos núcleos anômalos de velocidade em torno de 30°S sugere o jato subtropical atuando como guia de ondas também observado por Hoskins e Ambrizzi (1993). Nos eventos

úmidos de inverno o padrão de onda apresenta maior variabilidade comparada ao observado nos casos secos. No outono os compostos da componente meridional do vento em 300 hPa mostram uma configuração com centros anômalos mais ao sul comparado com o inverno. Nos eventos úmidos o padrão é mais robusto do que para os eventos secos e exibe uma estrutura ondulatória consistente com o número de onda zonal 4. Nos casos secos de primavera a trajetória seguida pelos núcleos anômalos da componente meridional do vento em 300 hPa é bem definida apenas no setor do OP, onde o padrão apresenta núcleos intensos e orientados para nordeste como verificado nas estações anteriores. Para os compostos secos de verão a principal diferença com relação às demais estações do ano é a presença de um trem de ondas que cruza o Equador no OP Central Leste e alcança o sudeste da AS. Nos eventos úmidos a trajetória das anomalias da componente meridional do vento em 300 hPa é semelhante a dos compostos onde a maior concentração de energia se encontra no OP subtropical.

Foi observado para todas as épocas do ano que a maior parte da variabilidade das composições para a componente meridional do vento em 300 hPa está embutida na banda de 2-6 pântadas. Para a banda de 6-14 pântadas, em todas as composições, observou-se um trem de ondas emergindo das vizinhanças da Austrália e se propagando em forma de arco até a AS desviando sua trajetória para nordeste após cruzar os Andes. Nos casos secos de inverno e úmidos de outono e de verão, este padrão é bem definido com características muito semelhantes aos modos de variabilidade do padrão PSA. Para os eventos de primavera somente os casos secos apresentam um padrão ondulatório com características de número de onda zonal 6.

5.4 - Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE)

Nesta seção são discutidas as composições de ROLE filtrada na banda intra-sazonal de 6 a 14 pântadas com o objetivo de acompanhar as oscilações da convecção anômala sobre a região subtropical da AS e sobre o OP Tropical associadas principalmente com a OMJ.

Na fase inicial do desenvolvimento (pêntada -4) dos eventos secos de verão (Figura 5.20), a convecção anômala no OI apresenta características da fase positiva da OMJ. A área de convecção anômala se desloca para leste e é substituída por anomalias positivas de ROLE. A convecção anômala alcança o OP Central, na pêntada +2, onde começa a enfraquecer. A partir da pêntada +3 a convecção anômala ressurgue no setor equatorial do OI Leste. Acompanhando o deslocamento da convecção no OP, as anomalias de ROLE sobre a AS também apresentam uma oscilação associada com a posição da convecção sobre o OP. Na pêntada -4 há uma anomalia negativa sobre o sul do Brasil que gradualmente vai se deslocando para o OA sendo substituída por uma anomalia de sinal oposto que atinge um valor máximo entre as pêntadas 0 e +1. Nas três pêntadas seguintes, a anomalia positiva de ROLE sobre o sul do Brasil vai se deslocando para o OA sendo substituída pela convecção anômala. Esta oscilação apresenta um ciclo da ordem de 8 pêntadas.

Nos casos úmidos uma diferença significativa em relação ao discutido no parágrafo anterior é a ausência de convecção profunda na região da *piscina quente* do OI e OP Oeste Tropical. Ao invés disso, o setor da Oceania ao norte da Austrália e Indonésia apresentam anomalias positivas de ROLE até a pêntada 0. No OI surgem áreas com convecção anômala a partir da pêntada -3 mas com uma extensão menor do que a observada na mesma época para os casos secos. Aparentemente, os casos úmidos de verão estão associados à convecção anômala que é observada no OP próximo da ZCPS e que intensifica até a pêntada -2. Com o enfraquecimento desta anomalia a partir da pêntada seguinte, há uma intensificação do dipolo sobre a AS, cujo pólo negativo no sul do Brasil, tem sua máxima intensidade na pêntada +1 passando a decair. No OP Central, a região de convecção é substituída por anomalias positivas de ROLE. Esta oscilação é acompanhada por um aumento na convecção a leste da Austrália.

Durante a evolução dos casos secos sobre o OP Central, ao norte do equador, é possível associar o sinal da ROLE ao trem de onda observado nas composições da componente

meridional do vento em 300 hPa o qual sugere troca de energia entre os hemisférios. Nos casos úmidos não há sinal deste tipo de interação.

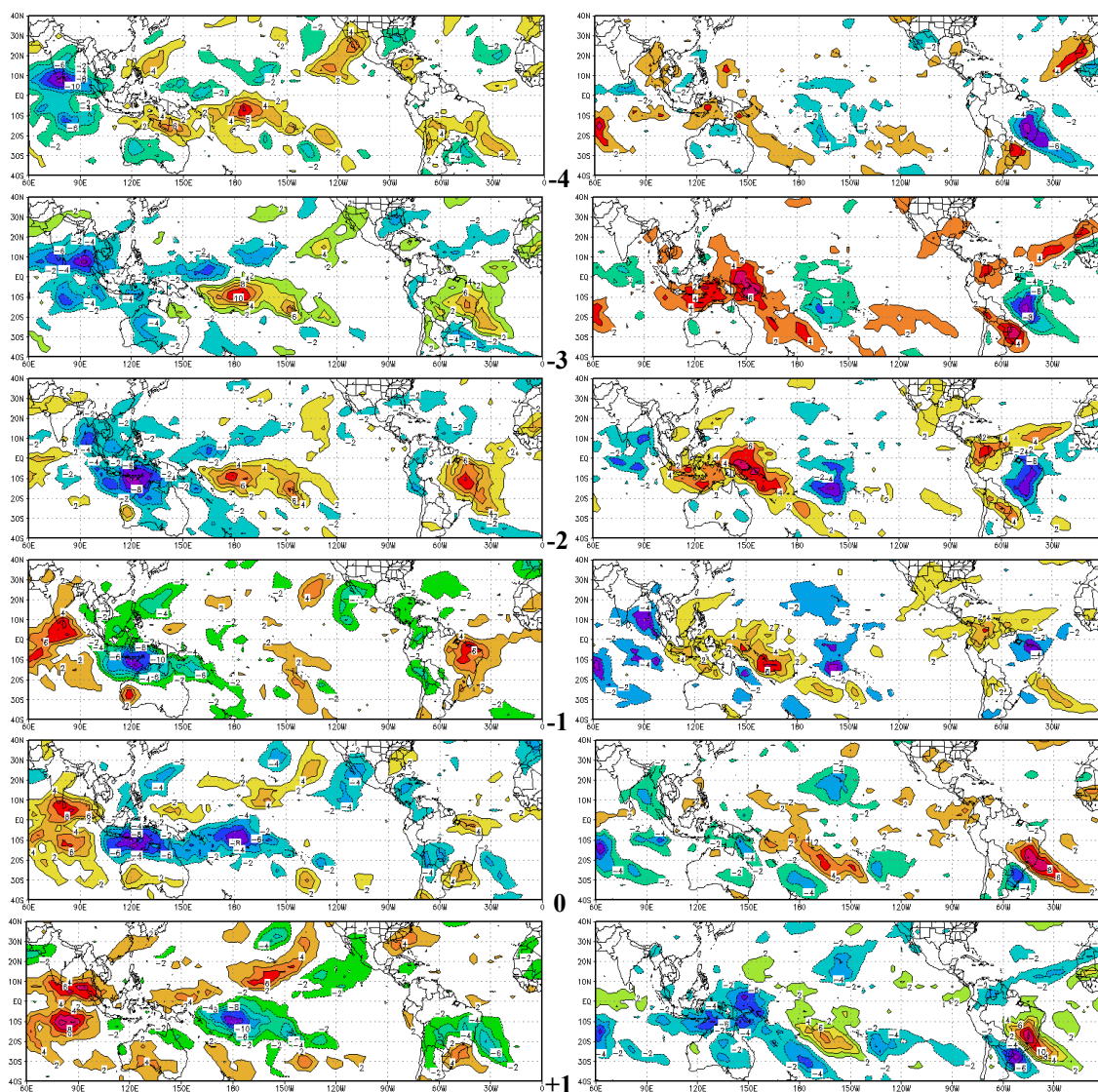


Figura 5.20 - ROLE filtrada na banda 6-14 pântadas para o verão. Casos secos à esquerda e casos úmidos à direita. O dígito entre as figuras indica o número da pântada. Seqüência da pântada -4 até +4. Continua...

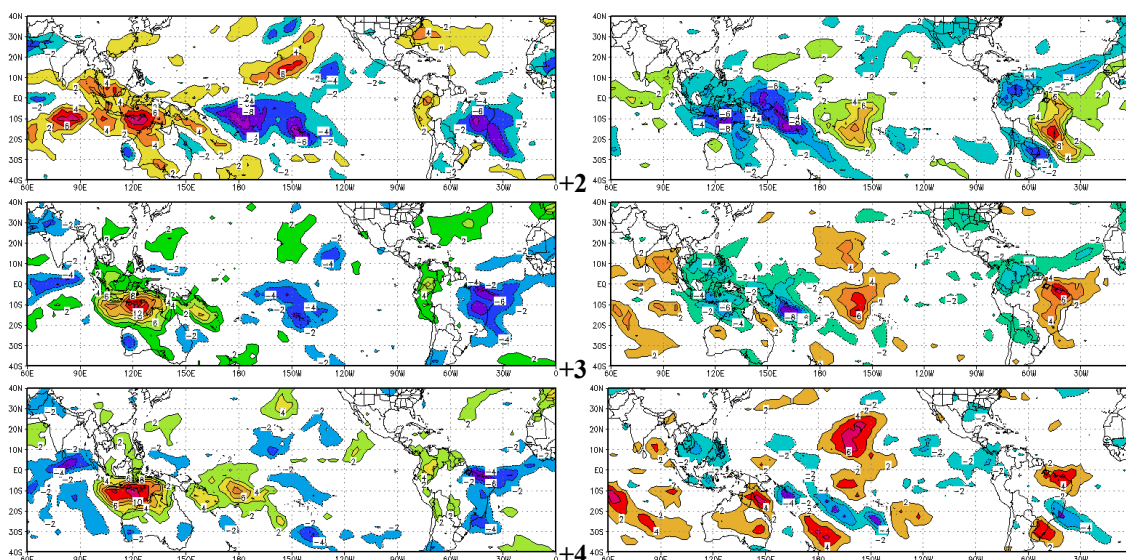


Figura 5.20 – Conclusão.

Para o outono (Figura 5.21) a principal diferença entre os eventos secos e úmidos é maior a magnitude das anomalias de ROLE sobre a região da Indonésia-Austrália para os casos secos e também a extensão das anomalias positivas que alcançam a América do Norte. O aumento na extensão da área de convecção anômala sobre o OI a partir da pântada 0 e o seu deslocamento para leste é consistente com o movimento da OMJ. Em relação à evolução temporal das anomalias da ROLE nota-se uma diferença de deslocamento quando são comparados com os casos de verão sendo que durante os casos secos o avanço para leste das anomalias negativas é menor.

Nos casos úmidos de outono, as anomalias possuem amplitude menor do que nos eventos úmidos de verão. Apesar disso, é possível acompanhar o deslocamento de um núcleo anômalo centrado inicialmente em torno de 10°S e 180°W. Lentamente, conforme se desloca para leste e para sul, estas anomalias enfraquecem ao mesmo tempo em que sobre o Sul do Brasil ocorre uma intensificação da convecção, novamente sugerindo uma interação entre a região da ZCPS e a circulação atmosférica sobre o sulsudeste do Brasil como discutido no comportamento de verão anteriormente.

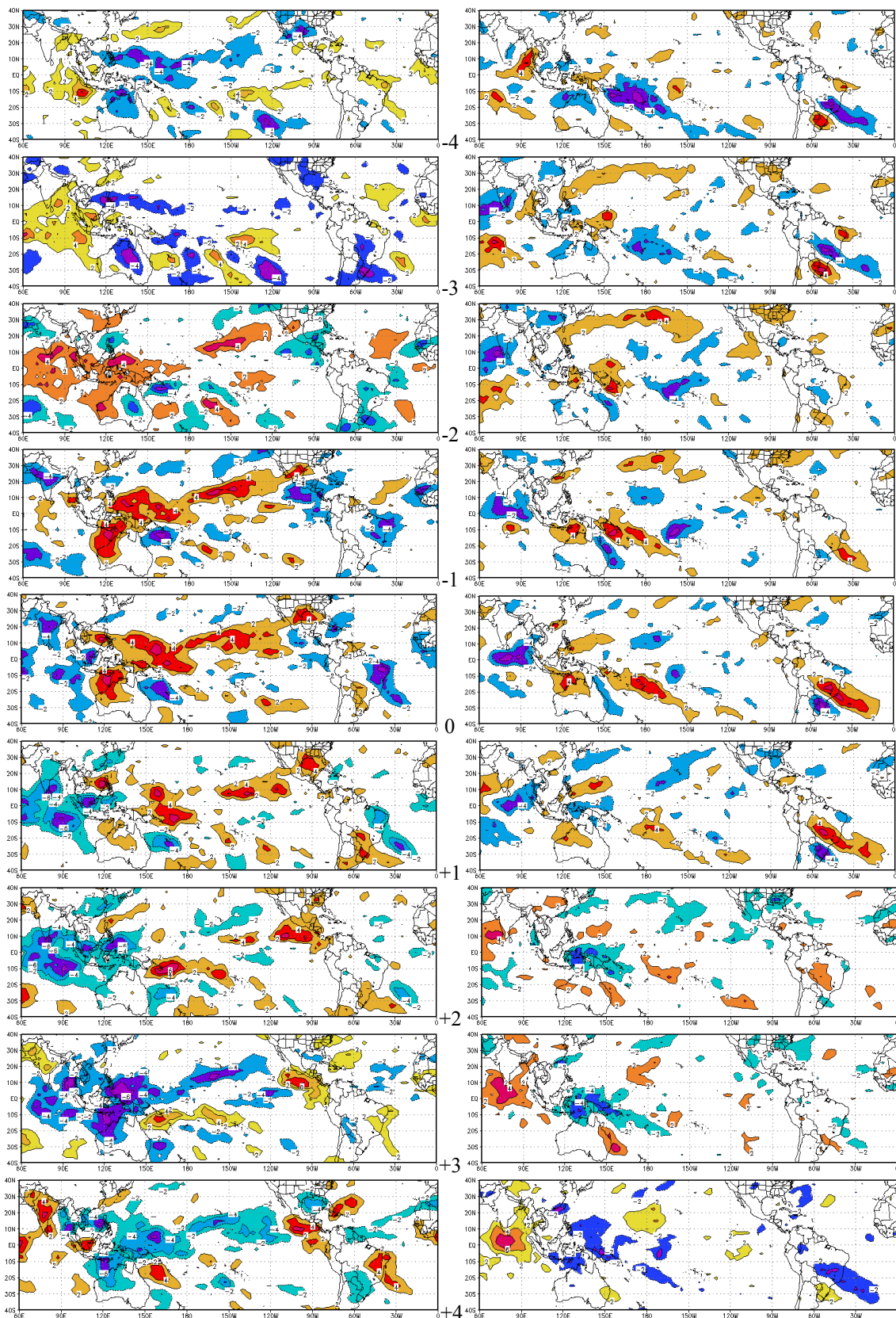


Figura 5.21 - Idem à Figura 5.20, mas para eventos de outono.

Nos casos secos de inverno (Figura 5.22) a magnitude das anomalias de ROLE em todas as regiões do globo é menor do que as observadas durante os eventos de verão e de outono embora com um padrão semelhante, com as anomalias positivas sobre a região da Indonésia na fase de desenvolvimento inicial (pêntadas -4, -3 e -2). Sobre a AS observa-se que a convecção anômala alcança um valor máximo na pêntada -2 e a partir desta, inicia um processo de enfraquecimento com o valor máximo positivo na pêntada +1. Durante este meio ciclo, a área de convecção anômala localizada inicialmente no OI centrada em torno de 5°S e 90°E, desloca-se para leste aumentando a convecção sobre o setor da Indonésia. Sobre o OP Central, embora a amplitude das anomalias seja pequena, há sinais de propagação de energia até a costa oeste da AS.

Para os casos úmidos a magnitude é ligeiramente maior sobre a região da Indonésia e sudoeste da Ásia, mas o sinal das anomalias neste setor é praticamente o mesmo dos casos secos. Os casos úmidos iniciam (pêntada -4) com uma área de anomalias negativas sobre o sudoeste da Ásia e anomalias positivas sobre a Indonésia e norte da Austrália. Durante a evolução do evento, as anomalias positivas passam a ocupar todo o setor do Pacífico entre a Indonésia e a linha de data, alcançando o máximo na pêntada 0. A partir da pêntada +1 as anomalias ficam confinadas mais ao norte da Indonésia onde inicialmente eram observadas anomalias negativas. Sobre o sul do Brasil, as anomalias negativas de ROLE crescem concomitantemente com a intensificação da convecção no OP tropical Leste próximo da América Central e setor noroeste da AS.

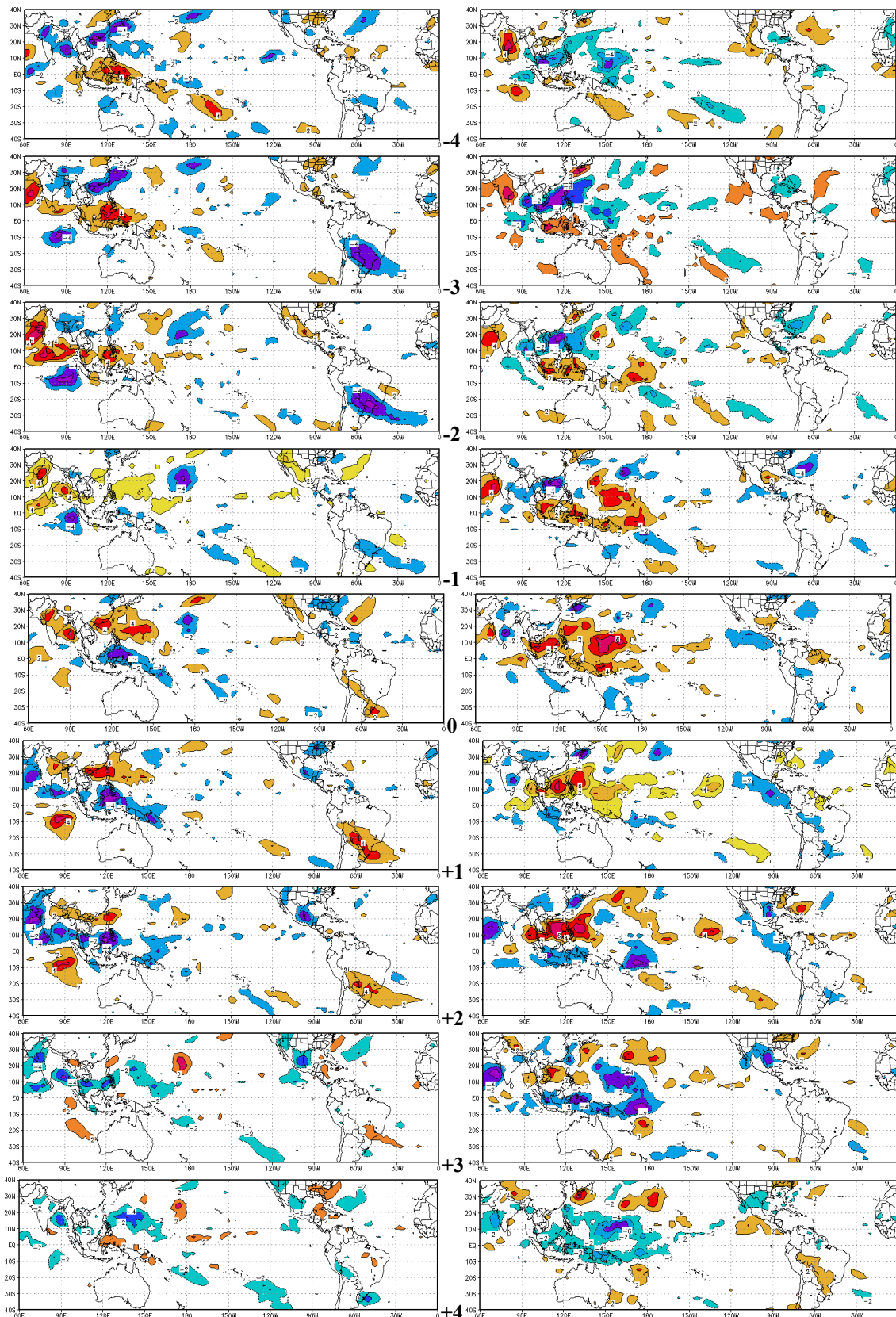


Figura 5.22 - Idem à Figura 5.20, mas para eventos de inverno.

Na primavera as anomalias de ROLE (Figura 5.23) são mais intensas do que aquelas observadas na composição de inverno. No início do desenvolvimento de um evento seco as anomalias negativas encontram-se sobre parte da região da *piscina quente* ao norte da Austrália, pois sobre o OI são observadas anomalias positivas. Aparentemente ocorre deslocamento para leste, com a área da convecção anômala sendo substituída por anomalias positivas na pântada +1 ao mesmo tempo em que a convecção intensifica sobre a área da ZCPS. A partir da pântada 0, as anomalias negativas no OP Central intensificam e movem-se para leste e duas pântadas depois surgem anomalias de mesmo sinal sobre o sul do Brasil.

Os eventos úmidos apresentam inicialmente áreas com anomalias positivas sobre o sudoeste da Ásia e anomalias negativas sobre o setor da Indonésia. Nas pântadas seguintes, a área de anomalias positivas migra para oeste e para o equador até o OI ao sul da Índia (entre 60°E e 90°E) ao mesmo tempo em que no norte da Indonésia se estabelece uma região de convecção anômala que ocupa a área das anomalias positivas e se desloca para leste nas pântadas seguintes. A partir da pântada +1 inicia o enfraquecimento desta região de convecção anômala e o ciclo recomeça com anomalias positivas surgindo ao norte da Indonésia. Sobre a AS o padrão de oscilação das anomalias de ROLE acompanha a oscilação no setor da Indonésia.

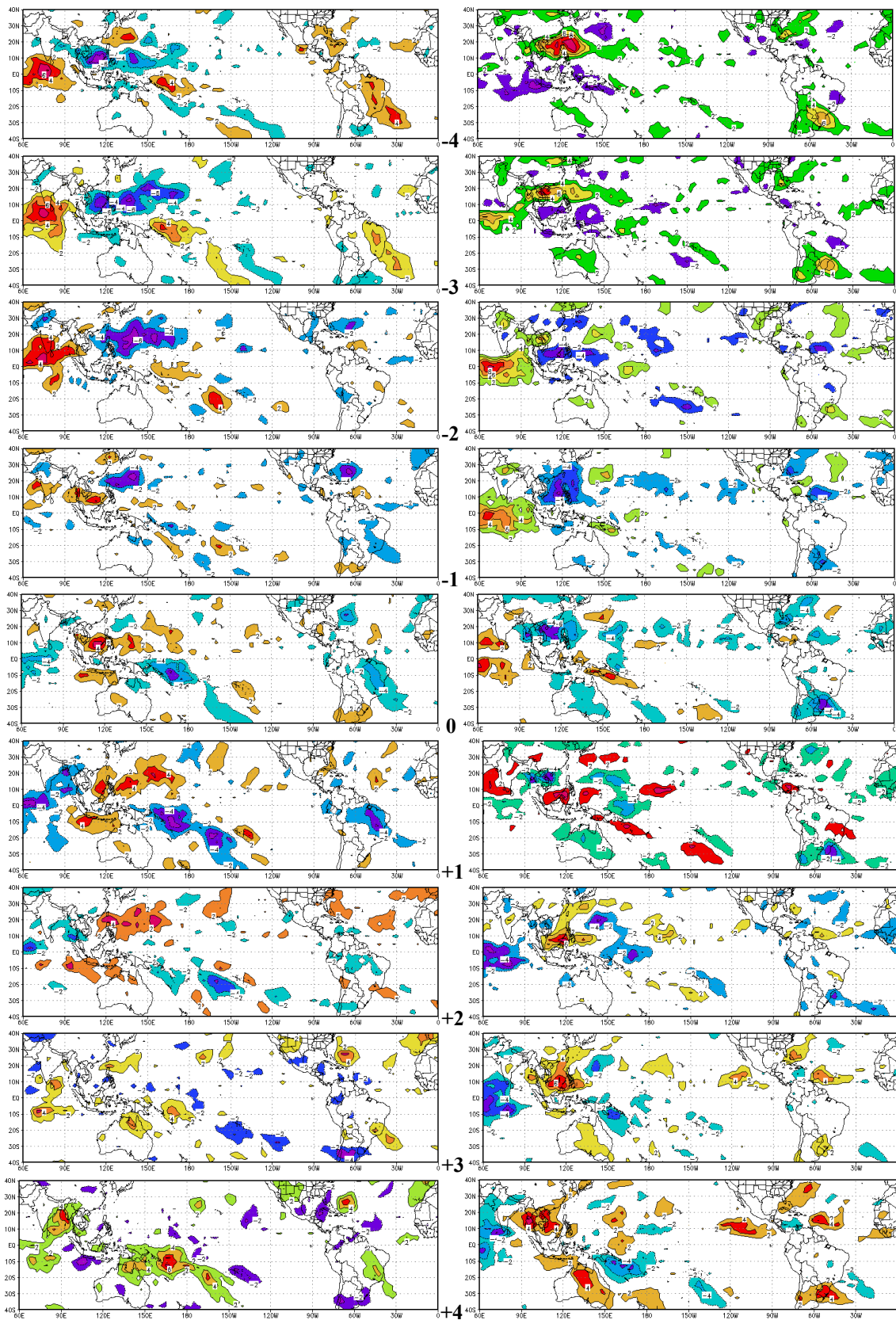


Figura 5.23 - Idem à Figura 5.20, mas para eventos de primavera.

5.4.1 – Discussão dos Resultados

A evolução das anomalias de ROLE filtradas na banda de 6 a 14 pântadas revelou que os eventos de verão apresentam sinais de conexão com a OMJ uma vez que esta se encontra bem definida na região da *piscina quente* do OI e OP. Todas as composições discutidas neste capítulo mostraram sempre uma perfeita inversão de fase das ondas ao se aproximarem da costa oeste da AS o que também é observado nos campos de ROLE. Aparentemente a inversão do sinal das anomalias de ROLE no OP Tropical Oeste pode explicar parte das anomalias de circulação de verão e do outono, mas não durante o inverno e a primavera. Nestas duas últimas estações do ano as anomalias de precipitação observadas sobre o sul do Brasil parecem estar associadas a mecanismos que apresentam oscilações de frequência inferior a da banda de 6-14 pântadas, pois o sinal na banda de 2 a 6 pântadas é muito mais intenso.

CAPÍTULO 6

ANÁLISE DA PROPAGAÇÃO DE ONDAS DE ROSSBY DURANTE EVENTOS SECOS E ÚMIDOS NO SUL DO BRASIL

A teoria de propagação de Ondas de Rossby barotrópicas foi aplicada por Hoskins e Ambrizzi (1993) para um escoamento básico de verão em 300hPa. Os resultados indicaram que algumas regiões ao longo das correntes de jato comportavam-se como guias de onda para as ondas estacionárias. Hoskins e Ambrizzi também sugeriram que as oscilações de 10 a 30 dias descritas em detalhes por Hsu e Lin (1992) e Kiladis e Weickmann (1992) poderiam ser interpretadas como ondas de Rossby estacionárias confinadas na região das correntes de jato, que se comportavam como guias de onda. Mais tarde, Yang e Hoskins (1996) estenderam a análise do *Ray-tracing* para situações em que ondas de Rossby propagam-se na direção zonal com pequena velocidade de fase (ondas quase-estacionárias).

A descrição geral da teoria da propagação de Ondas de Rossby aplicada a escoamentos idealizados pode ser encontrada em Hoskins e Karoly (1981). No presente trabalho, para facilitar a discussão dos resultados que serão apresentados a seguir, serão reproduzidos apenas alguns detalhes matemáticos para a compreensão da teoria. Parte-se inicialmente da Equação da vorticidade não-divergente em coordenadas esféricas (Haltiner e Williams, 1980):

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{U}{a \cos \phi} \frac{\partial \zeta}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial \zeta}{\partial \phi} + \frac{\Omega v \cos \phi}{a} = 0 \quad (6.1)$$

onde ζ é a componente vertical da vorticidade relativa, U e v são as componentes zonal e meridional do vento horizontal, respectivamente, a é o raio da Terra, λ a longitude, ϕ a latitude e Ω a velocidade angular terrestre.

A transformação para coordenadas Mercator exige a utilização das seguintes equações (Haltiner e Williams, 1980):

$$\begin{aligned}
 x &= a\lambda \\
 y &= -a \ln\left(\frac{\cos \phi}{1 + \text{sen} \phi}\right) \\
 \text{sech}\left(\frac{y}{a}\right) &= \frac{2}{e^{\frac{y}{a}} + e^{-\frac{y}{a}}} \\
 \text{sech}\left(\frac{y}{a}\right) &= \cos \phi = h \\
 \tanh\left(\frac{y}{a}\right) &= \text{sen} \phi
 \end{aligned} \tag{6.2}$$

onde h é o fator de mapa.

A velocidade do escoamento sobre uma esfera e em projeção Mercator é proporcional a velocidade angular $V_m = a|\dot{\Omega}|$ e é dada por:

$$V_m = \frac{V_s}{\cos \phi}, \quad \text{com} \quad \frac{V_s}{a \cos \phi} = |\dot{\Omega}| \tag{6.3}$$

Onde o subscrito m refere-se à projeção Mercator e s à esfera.

Considerando a Equação 6.1 em termos de um fator de mapa idêntico para as direções x e y , tem-se:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{u}{h} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{v}{h} \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{v}{h} \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \tag{6.4}$$

e linearizando em torno de um estado básico onde o escoamento zonal é uma função só de y , tem-se:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \frac{\bar{u}}{h} \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + \frac{v'}{h} \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{v'}{h} \frac{\partial f}{\partial y} = 0 \quad (6.5)$$

com
$$\frac{\partial f}{\partial y} = 2\Omega \frac{\partial}{\partial y} \tanh\left(\frac{y}{a}\right) = \frac{2\Omega}{a} \operatorname{sech}^2\left(\frac{y}{a}\right) = \frac{2\Omega}{a} \cos^2 \phi \quad (6.6)$$

Adimensionalizando as velocidades pelo fator de mapa tem-se:

$$\bar{u}_m = \frac{\bar{u}}{h}, \quad u'_m = \frac{u'}{h} = 0, \quad v'_m = \frac{v'}{h} \quad (6.7)$$

e substituindo em (6.5), a equação da vorticidade torna-se:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{u}_m \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + v'_m \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y} + \beta v'_m = 0 \quad (6.8)$$

Utilizando (6.2) e (6.6) pode-se demonstrar que a solução para $\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y}$ é:

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y} = \frac{2\bar{u}_m \cos^2 \phi}{a^2} + \frac{2}{a} \frac{\partial \bar{u}_m}{\partial y} \operatorname{sen} \phi - \frac{\partial^2 \bar{u}_m}{\partial y^2} \quad (6.9)$$

Com as Equações (6.8) e (6.7) obtém-se o parâmetro o gradiente meridional da vorticidade absoluta em coordenadas Mercator:

$$\beta_m = \beta + \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y} = \beta + \frac{2\bar{u}_m \cos^2 \phi}{a^2} + \frac{2}{a} \frac{\partial \bar{u}_m}{\partial y} \text{sen} \phi - \frac{\partial^2 \bar{u}_m}{\partial y^2} \quad (6.10)$$

Portanto, β_m é função da latitude e do estado básico zonal e a Equação (6.8) agora pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} + \bar{u}_m \frac{\partial \zeta'}{\partial x} + \beta_m v'_m = 0 \quad (6.11)$$

Definindo-se a função corrente ψ_m tal que $\zeta = \nabla^2 \psi$ ou $\frac{1}{h^2} \nabla^2 \psi_m = \zeta'$, tem-se:

$$v' = \frac{1}{h} \frac{\partial \psi}{\partial x} \quad \text{e} \quad v'_m = \frac{1}{h^2} \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \quad (6.12)$$

Substituindo (6.12) em (6.11), resulta:

$$\frac{1}{h^2} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u}_m \frac{\partial}{\partial x} \right) \nabla^2 \psi_m + \frac{1}{h^2} \frac{\partial \psi_m}{\partial x} \beta_m = 0 \quad (6.13)$$

Assumindo uma solução não forçada com a forma $\psi_m = \text{Re} \left[A e^{i(\omega t - kx - ly)} \right]$ e substituindo em (6.13), lembrando que a velocidade de fase (c_ϕ), é a razão entre a frequência (ω) e o número de onda (k), a solução para a velocidade de fase é dada por:

$$c_\phi = \bar{u}_m - \frac{\beta_m}{k^2 + l^2} \quad (6.15)$$

A propagação da energia (velocidade de grupo) nas direções zonal e meridional, é dada, respectivamente por:

$$u_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = \bar{u}_m + \frac{(k^2 - l^2)\beta_m}{(k^2 + l^2)^2} \quad \text{e} \quad v_g = \frac{\partial \omega}{\partial l} = \frac{2kl\beta_m}{(k^2 + l^2)^2} \quad (6.16)$$

Para as ondas estacionárias a velocidade de fase é nula ($c_\phi = 0$) e, mantendo-se o número de onda zonal constante, tem-se o número de onda estacionária (k_s) (Hoskins e Karoly, 1981):

$$k_s^2 = k^2 + l^2 = \frac{\beta_m}{\bar{u}_m} \quad (6.17)$$

Ou, o número de onda meridional l :

$$l^2 = \frac{\beta_m}{\bar{u}_m} - k^2 = F(\bar{u}_m, \phi) \quad (6.18)$$

Esta relação entre o número de onda meridional, o vento zonal e a latitude pode ser utilizada para avaliar a propagação de energia. Substituindo-se (6.18) em (6.16), resulta:

$$u_g = \frac{2\bar{u}_m^2 k^2}{\beta_m} \quad \text{e} \quad v_g = \frac{2kl\bar{u}_m^2}{\beta_m} \quad (6.19)$$

A partir destas duas últimas encontra-se a inclinação da trajetória dos raios de energia, ou seja, $\frac{\partial y}{\partial x} = \frac{l}{k}$, de onde se apreende que a propagação da fase pode ser para leste ou para oeste, mas a propagação da energia é para nordeste ou sudeste e é dada como:

$$|c_g| = \frac{2k\bar{u}_m}{k_s} \quad \text{ou} \quad |c_g| = 2\bar{u}_m \cos \alpha \quad (6.20)$$

Onde $\alpha = \tan^{-1}(l/k)$ demonstrando que a energia é proporcional ao dobro da velocidade do estado básico.

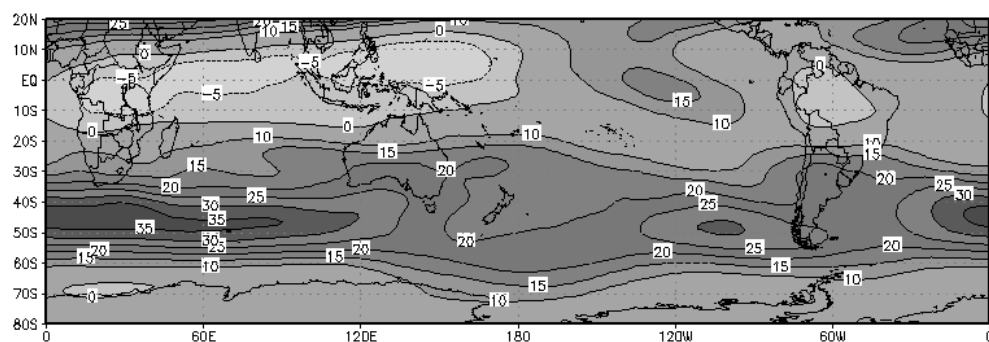
Ressalta-se também que o denominador em (6.16) é o número de onda total $K = (k^2 + l^2)^{1/2}$ das Ondas de Rossby, e é idêntico ao K definido na Equação (6.10) de Yang e Hoskins (1996). Se a velocidade de fase é zero, K é igual a k_s na Equação (2.4) de Hoskins e Ambrizzi (1993), que representa o número de onda total para ondas de Rossby estacionárias. Onde a diferença local ($K^2 - k^2$) é positiva (negativa) a solução tem a forma de uma onda com propagação meridional (amortecimento ou crescimento exponencial). A rota de propagação da energia das ondas de Rossby é diagnosticada pela distribuição espacial do número de onda estacionária de k_s .

6.1 - Aplicação do *Ray-Tracing* para um Estado Básico representativo da Circulação Anômala durante os Eventos Secos e Úmidos

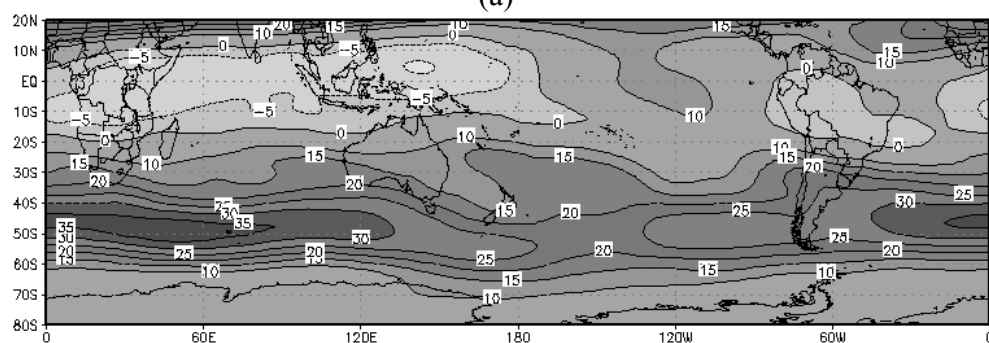
A Teoria Linear de propagação de energia de Ondas de Rossby foi utilizada para avaliar as características do escoamento médio representativo dos eventos secos e úmidos discutidos nos capítulos anteriores. Uma suposição importante nesta teoria é que o estado básico evolui mais lentamente do que as escalas temporal e espacial das perturbações (aproximação WKB) (Hoskins e Karoly, 1981). Quando são utilizados estados básicos tomados a partir de médias temporais de longo prazo, somente as frequências mais baixas são retidas. Assim, estes estados básicos tendem a evoluir mais lentamente comparando-se com a escala temporal das perturbações permitindo a omissão do primeiro termo da Equação 6.4. Nestes casos, a aproximação WKB é satisfeita, ao menos aproximadamente, e é possível usar a teoria linear para analisar a propagação de ondas de Rossby.

Nos casos discutidos a seguir, o estado básico é a média do vento zonal em 300hPa entre as pênadas -1, 0 e +1 para cada estação do ano. Como é feita uma composição dos eventos secos e úmidos para cada estação do ano, o campo básico é muito semelhante à média mensal apresentada na Figura 6.1.

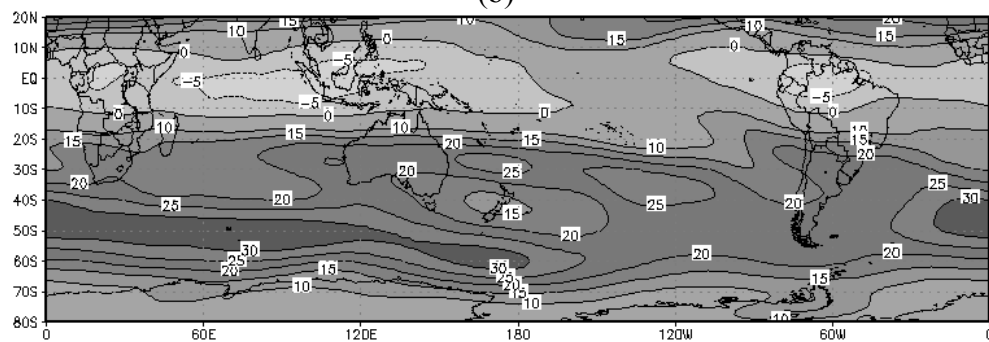
Na **Figura 6.1**, para os casos secos e úmidos de verão (Figura 6.1a e 6.1b, respectivamente), há duas áreas de ventos de oeste na faixa equatorial uma cruzando o equador no setor do OP Central e outra no OA. Nas duas regiões, esta corrente de oeste é mais intensa na composição para os eventos secos. O jato subtropical está posicionado entre 40°S e 50°S nas duas composições, mas nas proximidades do setor sul da AS durante os eventos úmidos está posicionada ligeiramente ao norte, o que facilita a propagação de ondas pelo continente. A região de ventos máximos dentro da faixa latitudinal do jato subtropical é mais extensa para os casos secos de outono (Figura 6.1c), e sobre o OP aparecem núcleos de mais de 25 m.s⁻¹ que não são observados nos casos úmidos (Figura 6.1d). Picos de 40 m.s⁻¹ são encontrados no inverno (Figura 6.1e e 6.1f) na faixa longitudinal entre 170°E e 140°W, enquanto durante o verão há um núcleo de 20 m.s⁻¹ próximo da linha de data. O jato subtropical se junta ao máximo do vento polar sobre a AS. Nesta região, ventos zonais de cerca de 20 m.s⁻¹ são encontrados em torno de 20°S e estão deslocados para próximo de 30°S durante o verão. A corrente de jato subtropical apresenta uma bifurcação nas proximidades da Austrália com o ramo polar ligeiramente mais intenso nos casos úmidos. Próximo do setor sul-sudeste da AS o jato subtropical também é mais intenso nos casos úmidos. Na primavera, durante os casos secos (Figura 6.1g), o jato subtropical é mais intenso sobre a Austrália enquanto nos casos úmidos (Figura 6.1h) ele se encontra mais definido e intenso no sul-sudeste da AS.



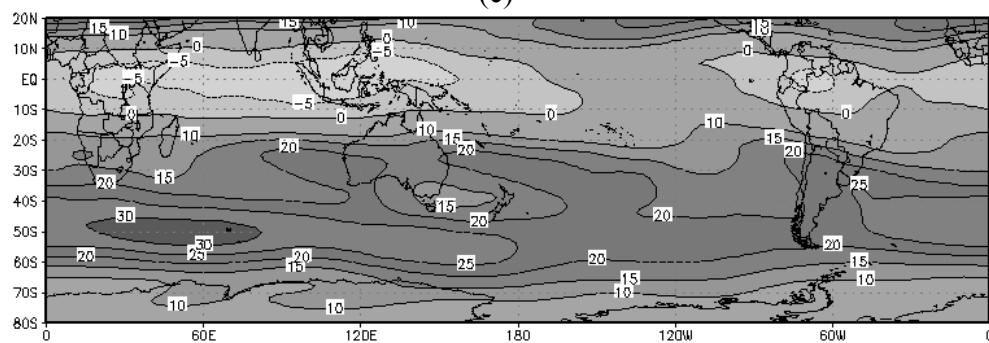
(a)



(b)

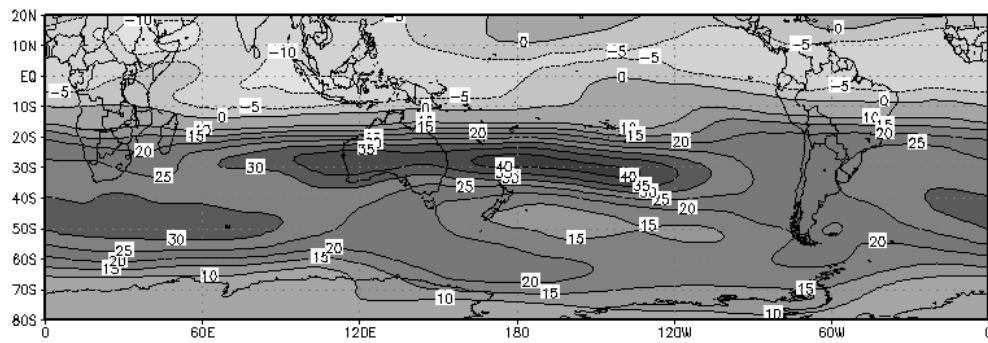


(c)

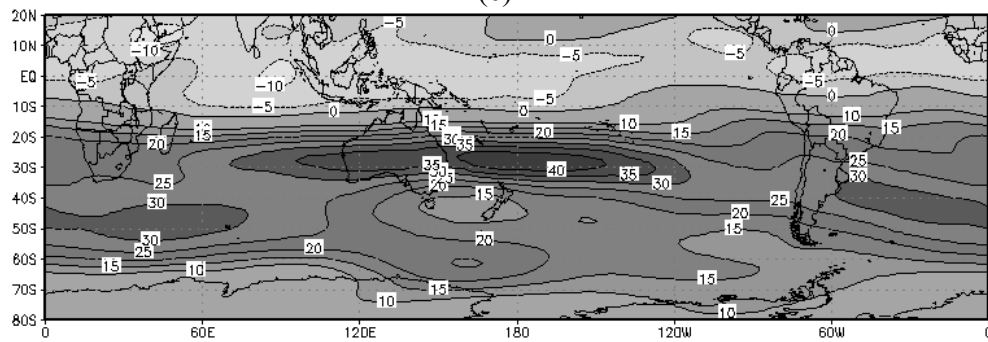


(d)

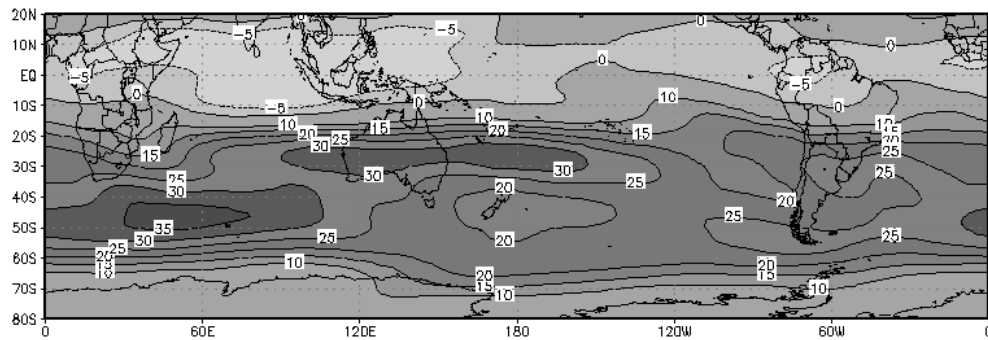
Figura 6.1 - Vento zonal em 300hPa (em $m.s^{-1}$) para os eventos: (a) secos e (b) úmidos de verão, (c) secos e (d) úmidos de outono, (e) secos e (f) úmidos de inverno, (g) secos e (h) úmidos de primavera. Continua...



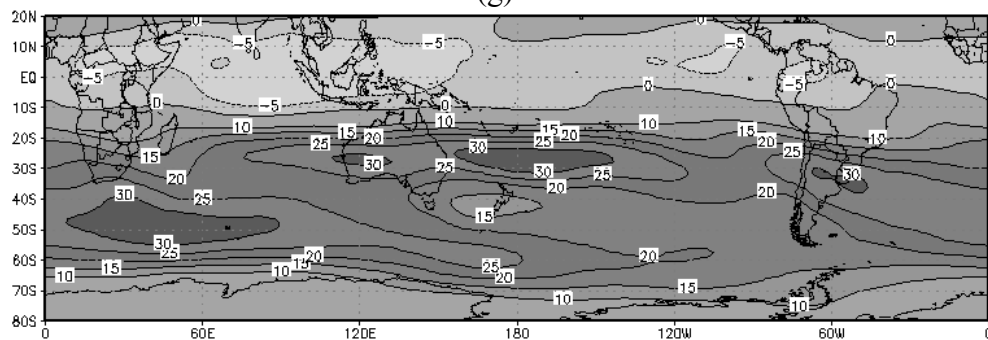
(e)



(f)



(g)



(h)

Figura 6.1 - Conclusão.

Na Figura 6.2 são mostrados os campos das diferenças entre o vento zonal em 300hPa para os eventos secos e o vento zonal para os eventos úmidos. Embora a amplitude das diferenças não seja muito significativa é possível identificar alguns padrões inseridos nestes campos. Sobre a AS, para todas as estações do ano, é possível observar que durante os eventos secos o escoamento sobre o Sudeste do Brasil é mais intenso do que durante os eventos úmidos. Sobre a porção sudeste da AS, que inclui o sul do Brasil, o vento zonal em 300 hPa é mais intenso nos casos úmidos. A composição do vento zonal em 300 hPa, para o verão e o outono (Figura 6.2a e 6.b, respectivamente), mostra ventos mais intensos nos casos úmidos numa banda que se estende desde o OP central nas proximidades da ZCPS, até o OA a leste da região sudeste da AS. No inverno, essa configuração é interrompida no OP leste e na primavera, a região de escoamento mais intenso nos casos úmidos é ligeiramente zonal. Estas diferenças na intensidade do escoamento em altos níveis afetam as trajetórias seguidas pelas ondas planetárias que são disparadas pelas fontes de calor tropical (Magaña e Ambrizzi, 2005).

A interpretação do campo da diferença do vento zonal mostrado na Figura 6.2 sugere as rotas de energia das ondas de Rossby que são disparadas pelas fontes de calor no OP tropical. Nos casos secos os ventos em altos níveis são mais intensos sobre o sudeste do Brasil e OA, na região onde foram observados os ciclones anômalos (seção 5.2). Nos casos úmidos de inverno (Figura 6.2c) o escoamento é mais intenso na costa sudeste da AS, próxima de uma das regiões ciclogênicas descritas por Gan (1992) e Sinclair (1995). Na primavera (Figura 6.2d) a região de anomalias negativas é flanqueada por anomalias positivas sugerindo que a propagação de ondas seja dirigida para a AS seguindo aquela direção.

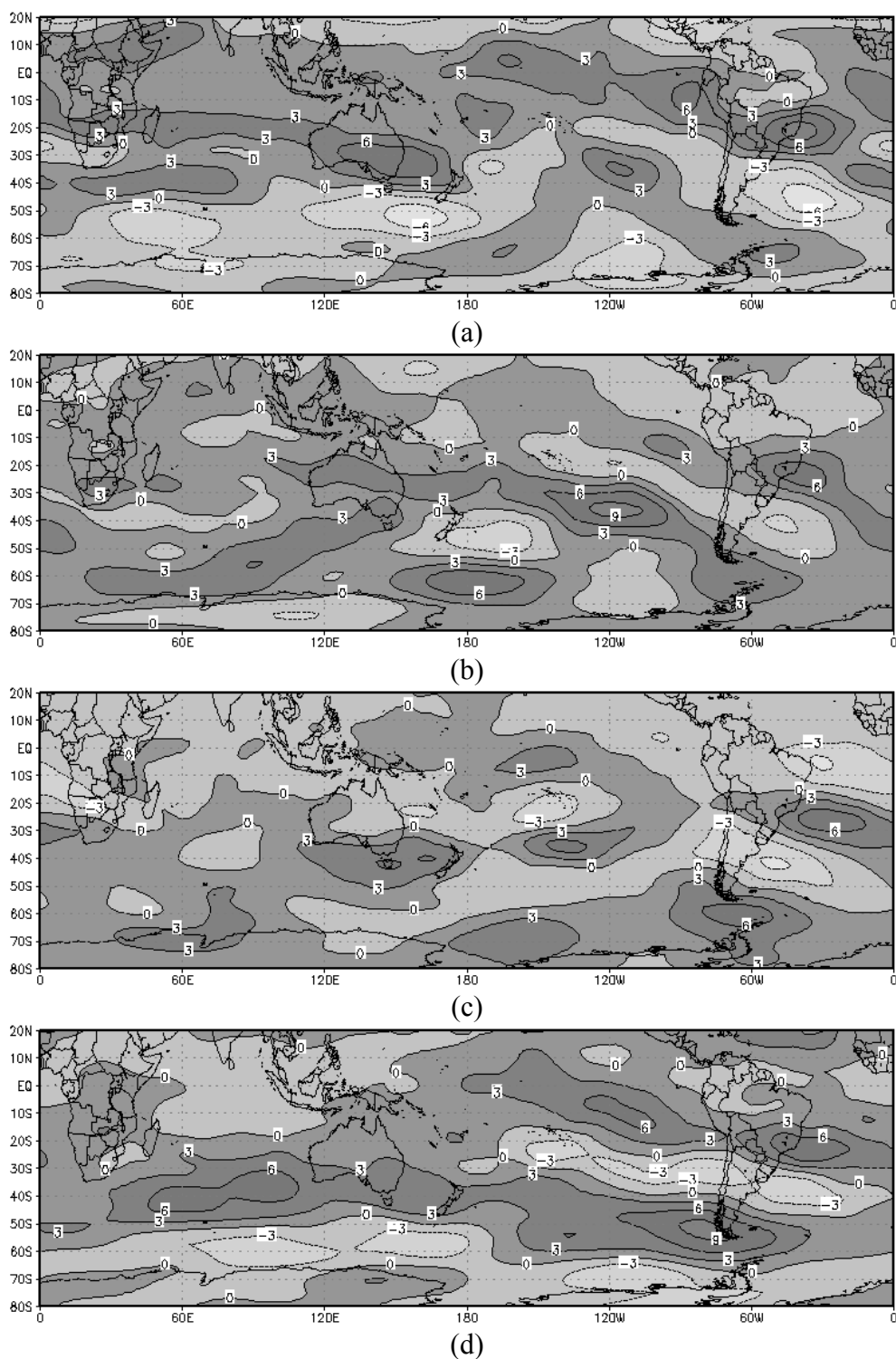
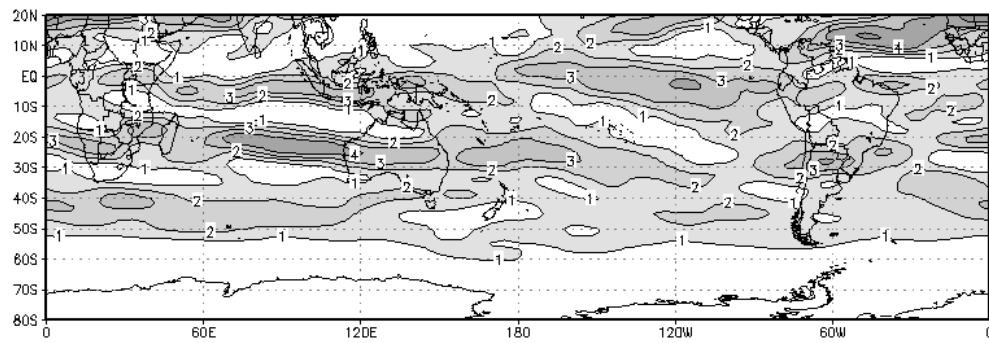


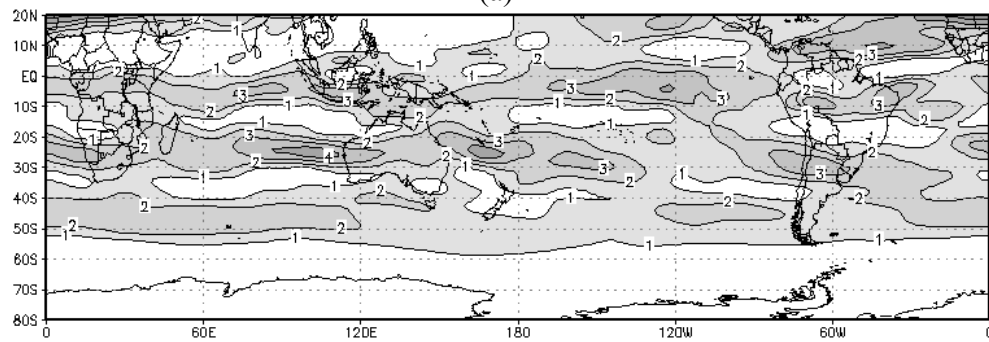
Figura 6.2 - Diferença entre o vento zonal (m.s^{-1}) em 300hPa para os compostos dos eventos secos e o vento zonal para os eventos úmidos para: (a) verão, (b) outono, (c) inverno, (d) primavera.

6.1.1 – Gradiente Meridional da Vorticidade Absoluta

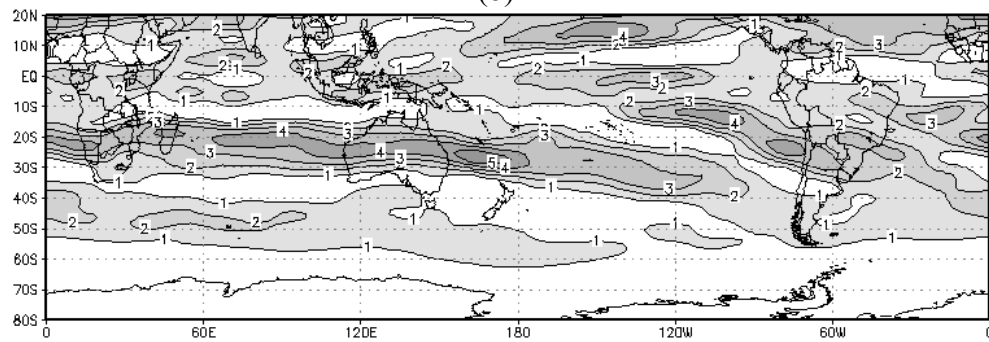
Os campos do gradiente meridional de vorticidade absoluta (β_m) em 300 hPa para as mesmas composições discutidas na Figura 6.1, são mostrados na Figura 6.3. Como o valor de β_m depende do gradiente meridional do parâmetro de Coriolis (f) e do gradiente meridional da variação do vento zonal na direção meridional (ver Eq. 6.10), observa-se que a posição dos máximos de β_m e os máximos do vento zonal não são coincidentes para latitudes próximas do pólo uma vez que β_m decresce naquela direção. Nas regiões onde são observados os máximos do vento zonal o gradiente meridional de vorticidade absoluta apresenta um máximo com valores menores nos seus flancos. No verão (Figura 6.3a) e no outono (Figura 6.3b), os máximos de β_m tendem a ser maiores nos casos secos enquanto no inverno (Figura 6.3c) e primavera (Figura 6.3d) isto é observado nos casos úmidos. Nestas duas estações a coincidência entre β_m , e o escoamento é bem clara na região do jato subtropical que se estende do OI até o Oceano Pacífico central, entre 20°S e 30°S. Sobre o sul-sudeste do Brasil há um máximo secundário que apresenta uma distribuição espacial coerente com a distribuição do escoamento básico sobre esta região.



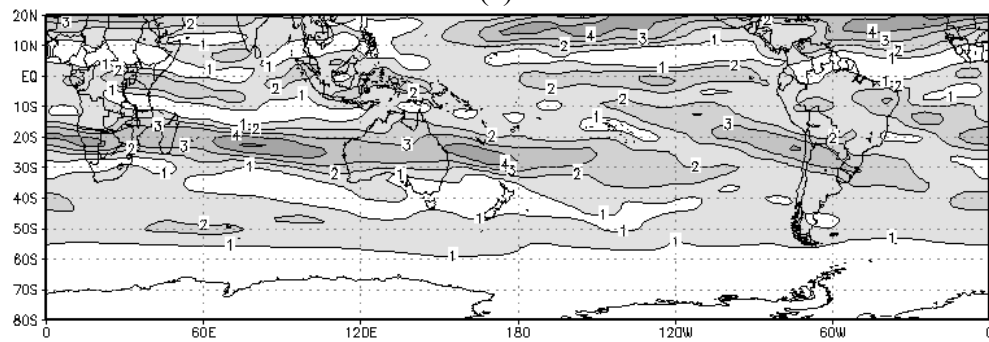
(a)



(b)

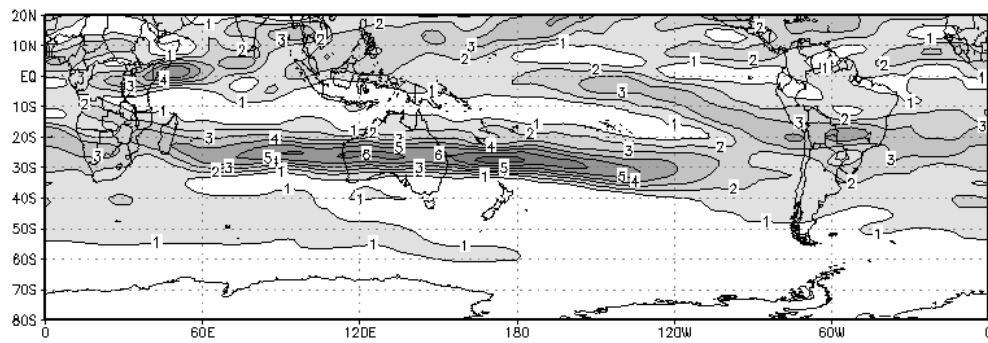


(c)

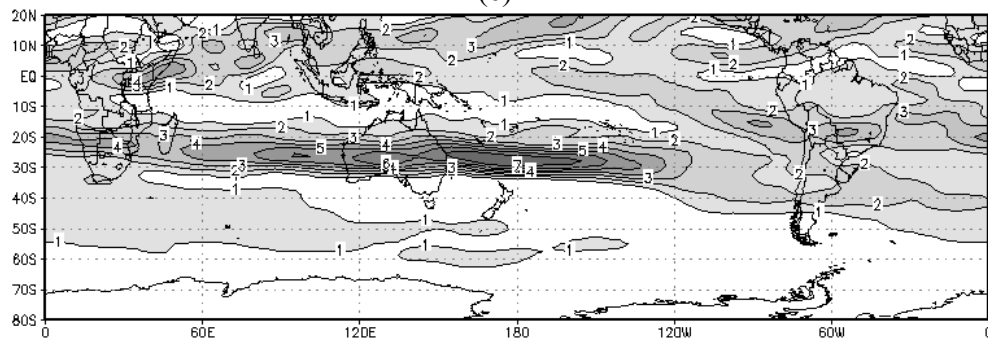


(d)

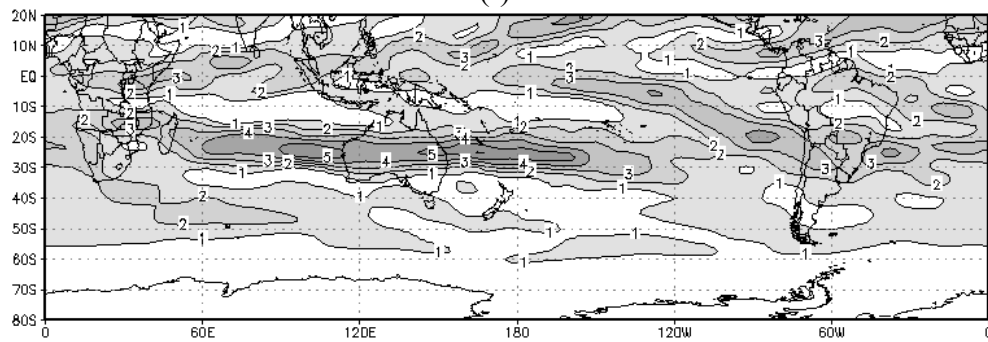
Figura 6.3 - Gradiente meridional da vorticidade absoluta em coordenadas Mercator para casos: (a) secos e (b) úmidos de verão, (c) secos e (d) úmidos de outono, (e) secos e (f) úmidos de inverno, (g) secos e (h) úmidos de primavera. Valores acima de $1.10^{-11} \text{ s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ são sombreados. Continua...



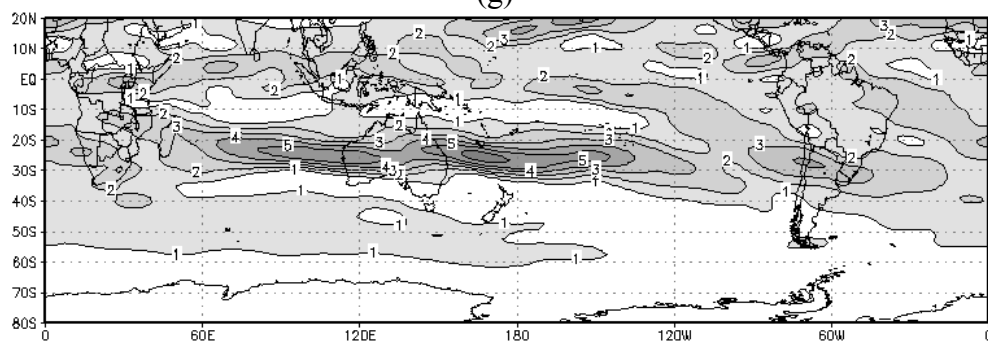
(e)



(f)



(g)

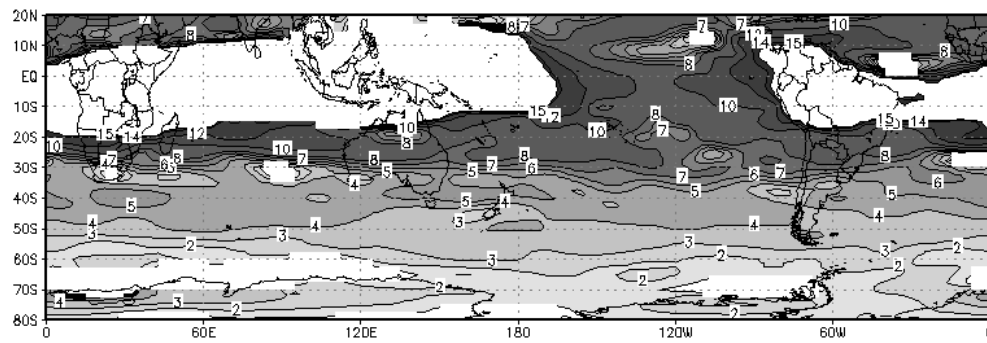


(h)

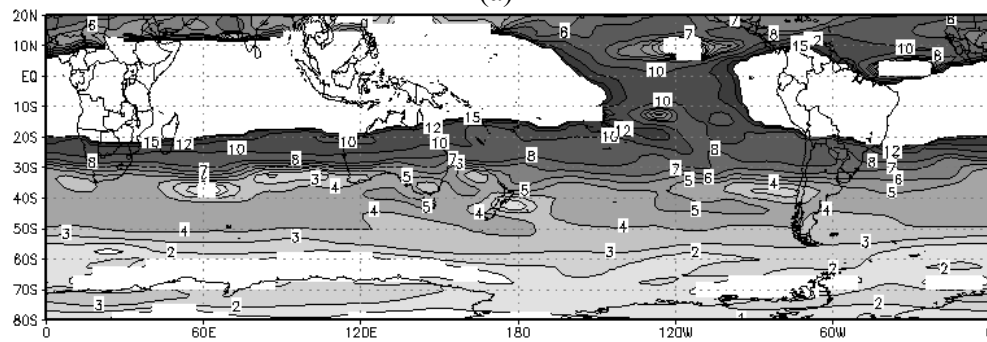
Figura 6.3 - Conclusão

6.1.2 – O Número de Onda de Rossby Estacionária

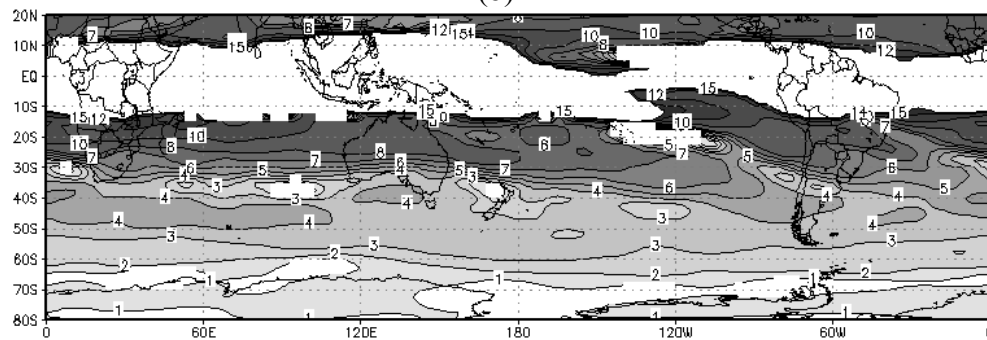
Os campos do número de onda estacionária (k_s) são mostrados na **Figura 6.4**. Para os casos de verão (Figura 6.4a e 6.4b), a faixa equatorial que define a *latitude crítica* (Kiladis e Weickmann, 1997), inicia a oeste da AS e se estende até cerca de 160°W nos casos secos, sendo um pouco mais extensa nos casos úmidos. A faixa longitudinal onde as trocas de energia inter-hemisférica são permitidas é mais extensa nos casos secos. Isto explica as trajetórias das ondas que cruzam o equador no OP Leste durante os casos secos de verão discutidos nas seções 5.3 e 5.4. Na faixa latitudinal entre 20°S e 30°S os valores de k_s variam de 5 a 10, enquanto nas latitudes médias e altas, são observados números de onda abaixo de 3. Nos casos secos, ao sul da corrente de jato subtropical (entre 40° e 50° S) encontram-se regiões onde k_s é igual a zero desde 10°W até cerca de 130°E. Nos casos úmidos esta região de k_s nulo inicia em 10°E e se estende até 170°E. De acordo com a teoria linear, as ondas ao se aproximarem desta latitude (*“latitude de retorno”*) devem ser desviadas ou refletidas. No outono (Figura 6.4c e 6.4d) as características são muito semelhantes aos casos de verão, mas a faixa equatorial onde as ondas são absorvidas é mais estreita meridionalmente. Na zona de ventos de leste, há uma limitação para a propagação meridional que se encontra bem próxima da linha do equador para os casos secos e é mais ampla nos casos úmidos. Entre 40°S e 50°S há um máximo de $k_s=4$ que se estende de 60°E até 110°W nos casos secos e de 60°E até 170°W nos casos úmidos sugerindo um guia de onda. No inverno (Figura 6.4e e 6.4f), ao contrário do verão e do outono, o escoamento de leste no cinturão equatorial impede as trocas de energia entre os dois hemisférios. Nas vizinhanças do jato subtropical a oeste da Austrália observa-se uma distribuição de k_s coerente com o guia de ondas descrito por Hoskins e Ambrizzi (1993), com valores entre 7 e 8 flanqueados meridionalmente por valores menores além de valores nulos de k_s ao sul da região dos máximos. Nos casos úmidos a extensão desta região é maior. O guia de ondas também está mais próximo da AS nos casos úmidos. Nos casos úmidos de primavera (Figura 6.4h) a latitude de retorno encontra-se apenas próximo do pólo, entre 60°S e 75°S.



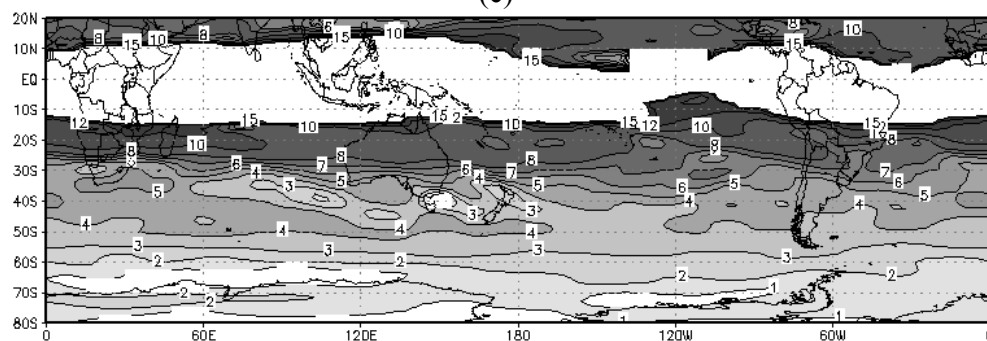
(a)



(b)

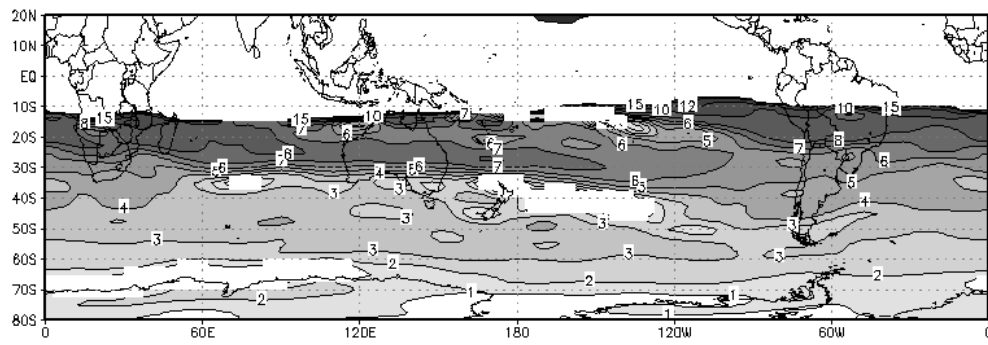


(c)

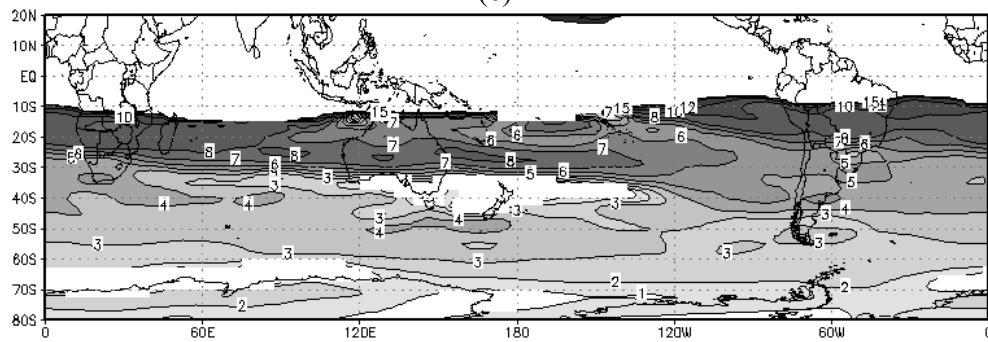


(d)

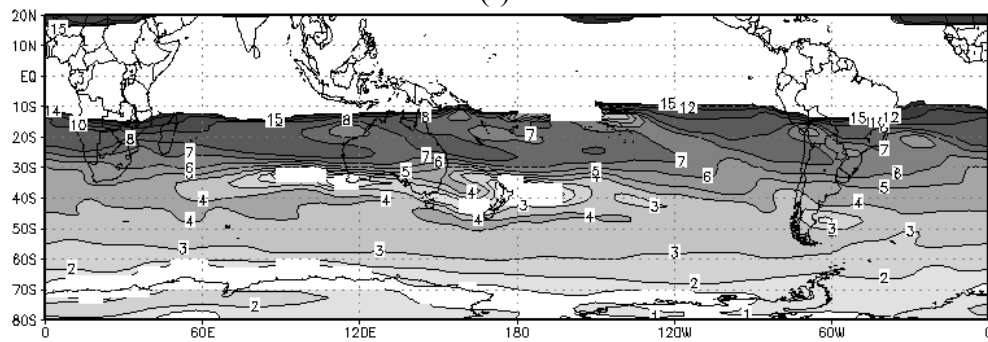
Figura 6.4 - k_s para o nível de 300 hPa para casos: a) secos e b) úmidos de verão, c) secos e d) úmidos de outono, e) secos e f) úmidos de inverno, g) secos e h) úmidos de primavera. Regiões com k_s maior do que 15 não são sombreadas. Continua ...



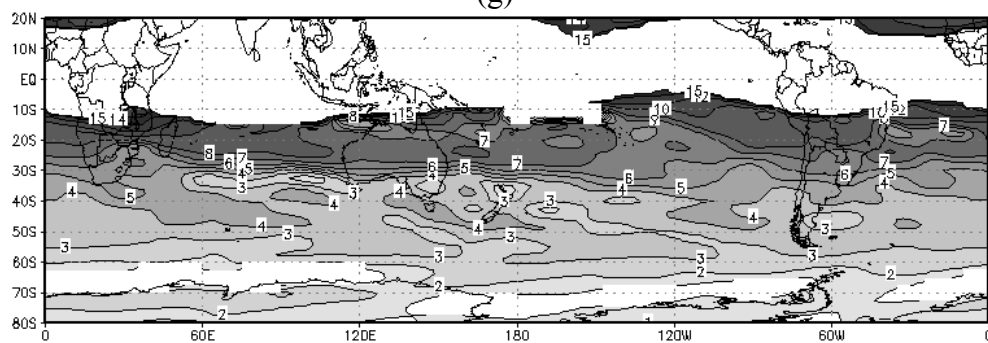
(e)



(f)



(g)



(h)

Figura 6.4 - Conclusão.

6.1.3 – Perfis de k_s e do Vento Zonal

Foi observado que os ventos em altos níveis são mais intensos sobre a região sul do Brasil durante os eventos úmidos. Sabe-se que a intensidade da corrente de jato afeta as trajetórias descritas pelas ondas de Rossby disparadas pelas fontes de calor equatorial. Neste trabalho, a análise do *ray tracing* foi aplicada determinando empiricamente a região fonte de ondas de Rossby. Os perfis meridionais do vento zonal e do k_s foram selecionados para representar aproximadamente as regiões de entrada e saída das correntes de jato, permitindo uma análise mais localizada do comportamento do k_s . A análise destes campos é feita com a suposição de que as ondas tenham origem em altas latitudes e estejam se propagando na direção do equador.

Para os casos de verão foram escolhidas as longitudes de 110°E e de 120°W a partir da distribuição do vento zonal na Figura 6.1. Em 110°E o vento zonal (Figura 6.5a) apresenta um máximo próximo de 50°S em ambos os casos, com uma intensidade ligeiramente maior, nos casos úmidos. Há um máximo secundário (jato subpolar) em torno de 75°S para os dois casos. O perfil de k_s mostrado na Figura 6.5b acompanha o comportamento do vento zonal. Nas regiões de ventos de leste, próximo ao equador e próximo ao pólo, para os dois casos o valor de k_s torna-se imaginário e, de acordo com a teoria linear, as ondas que se aproximam desta região são absorvidas ou refletidas. Entre 57,5°S e 72,5°S não há propagação de onda, pois o gradiente meridional de vorticidade absoluta assume valor negativo. Trens de onda disparados nas latitudes subtropicais não conseguem ultrapassar esta faixa de latitude em seu deslocamento em direção ao pólo. Nos dois casos as ondas longas de número de onda zonal 1 a 3 não se propagam ao norte de 60°S. Nos casos secos, as ondas curtas (número de onda zonal 7-10) não conseguem ultrapassar a faixa latitudinal entre 17,5°S e 27,5°S, ficando confinadas.

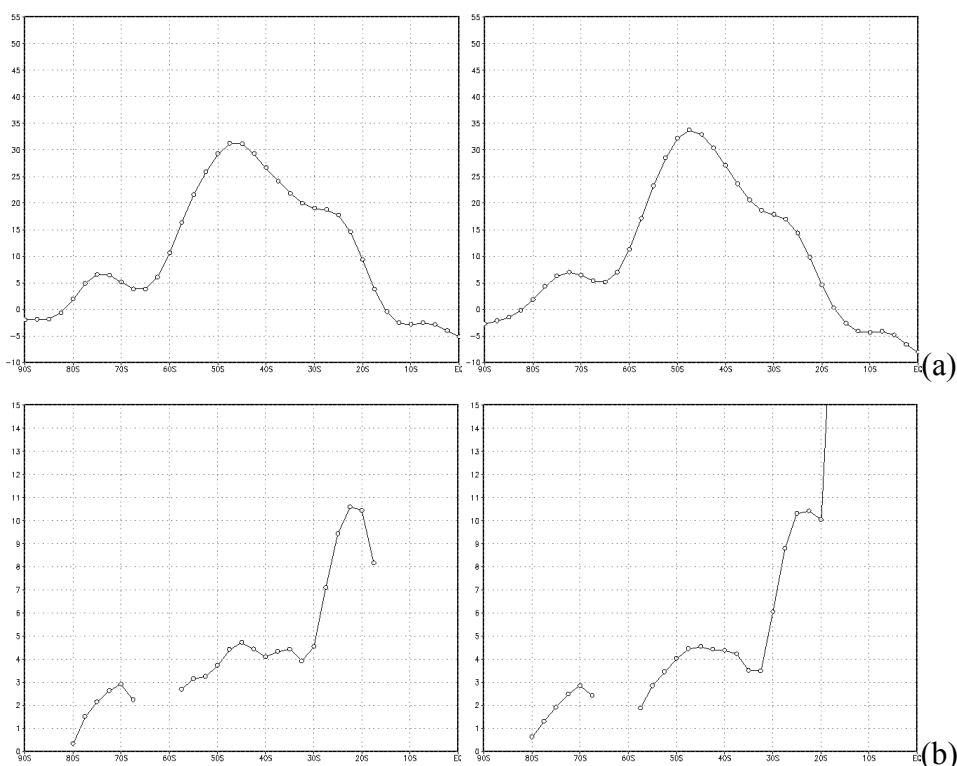


Figura 6.5 - (a) Perfil meridional do vento zonal em 300 hPa e (b) k_s para casos secos (esquerda) e úmidos (direita) de verão, em 110°E.

Em 120°W (Figura 6.6) o perfil do vento zonal nos casos úmidos apresenta um máximo em 50°S, ligeiramente deslocado para norte em relação aos casos secos, e um máximo secundário na região tropical em torno de 5°S o qual é mais intenso nos casos secos (Figura 6.6a) conforme já havia sido observado na Figura 6.1. Não são observados ventos de leste na região tropical e por isso o perfil de k_s (Figura 6.6b) que não apresenta descontinuidades em todo o hemisfério. Nos casos úmidos (secos) as ondas longas (número de onda zonal 1-2) ficam confinadas entre o pólo e 60°S (50°S) e as ondas 3 e 4 podem se propagar até 50°S (40°S). Nos casos secos, as ondas mais curtas (entre 5 e 8) podem se propagar até cerca de 25°S onde há uma restrição para a propagação das ondas 7 e 8. Ondas muito curtas (número de onda acima de 9) podem se propagar através do equador tanto nos casos secos quanto nos casos úmidos. Para os casos úmidos, as ondas com número de onda acima de 8 ficam confinadas entre 15°S e 25°S.

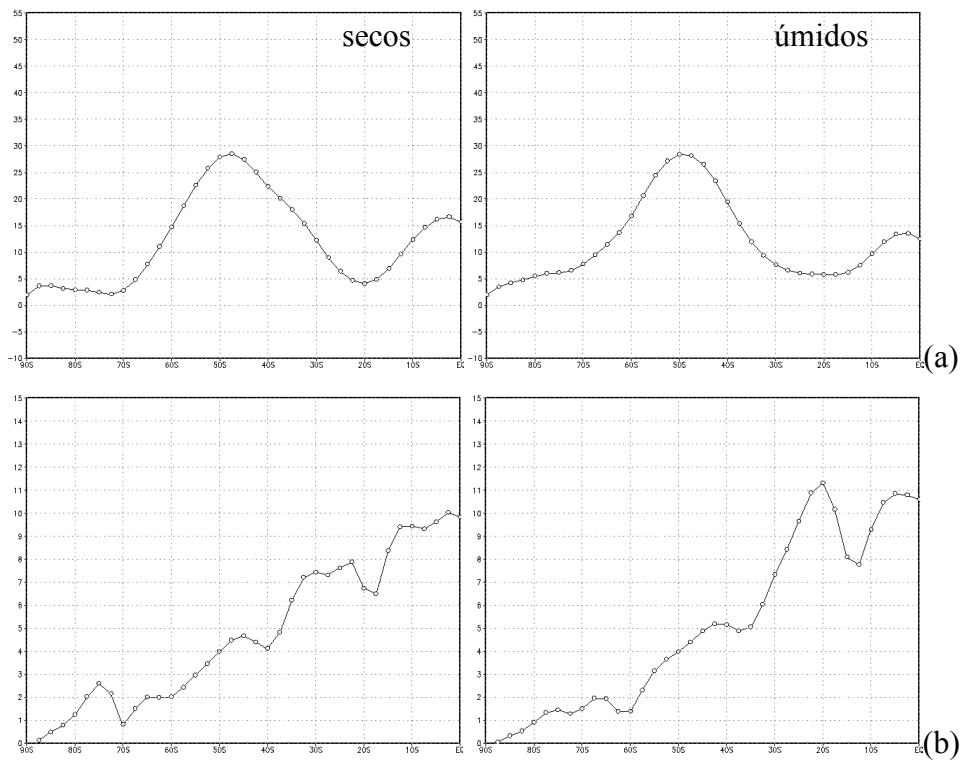


Figura 6.6 - Idem à Figura 6.5, mas para 120°W.

Os perfis meridionais do vento e do k_s para o outono em 120°E são mostrados na Figura 6.7. Nos casos secos, o vento zonal (Figura 6.7a) apresenta um máximo principal em torno de 50°S ligeiramente deslocado para o pólo e mais fraco em relação aos casos úmidos. Há um máximo secundário, mais bem definido nos casos secos, em torno de 25°S. Ventos de leste são observados ao norte 12,5°S e ao sul de 82,5°S. Nestas duas bandas de latitude o perfil de k_s (Figura 6.7b) apresenta descontinuidades. Nos casos secos, as ondas 1 e 2 só avançam para o equador entre 80°S e 60°S, as ondas 3 e 4 ficam confinadas entre 55°S e 35°S e as ondas mais curtas propagam-se até cerca de 12,5°S onde são absorvidas na *latitude crítica*. Nos casos úmidos nota-se uma descontinuidade entre 62,5° e 67,5° S e um confinamento das ondas 3 e 4 entre 45° e 55°S. As ondas mais curtas (acima de 5) conseguem se propagar até as proximidades da região de ventos de leste.

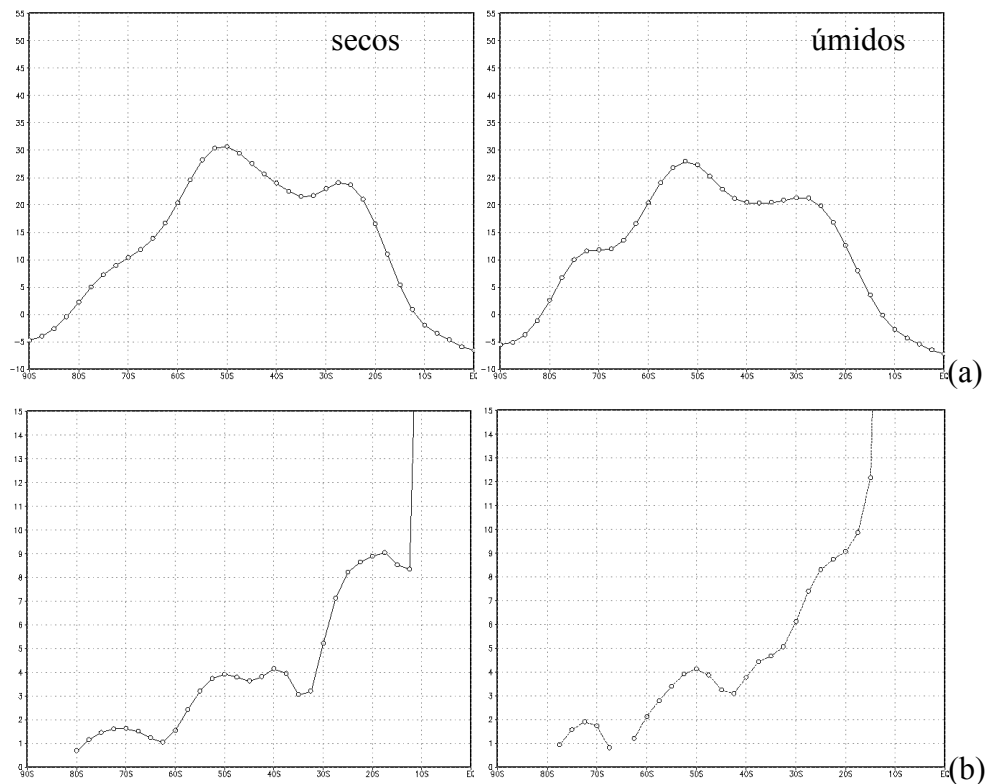


Figura 6.7 - Idem à Figura 6.5 para os casos de Outono em 120°E.

Em 120°W (Figura 6.8) notam-se diferenças mais sensíveis entre os casos secos e úmidos. O vento zonal apresenta um máximo em torno de 35°S nos casos secos enquanto nos casos úmidos este máximo se encontra em 55°S e é menos intenso (Figura 6.8a). Os perfis do k_s (Figura 6.8b) também revelam diferenças significativas entre os casos. Nos casos secos, na região do vento máximo (entre 40°S e 25°S), o perfil de k_s também mostra um confinamento das ondas de número 4 a 7. Este parece ser o exemplo mais claro até agora do guia de ondas definido por Hoskins e Ambrizzi (1993). Em torno de 20°S, em função do mínimo no vento zonal aparece uma descontinuidade do perfil de k_s . Para os casos úmidos as ondas se propagam com poucas restrições até os trópicos.

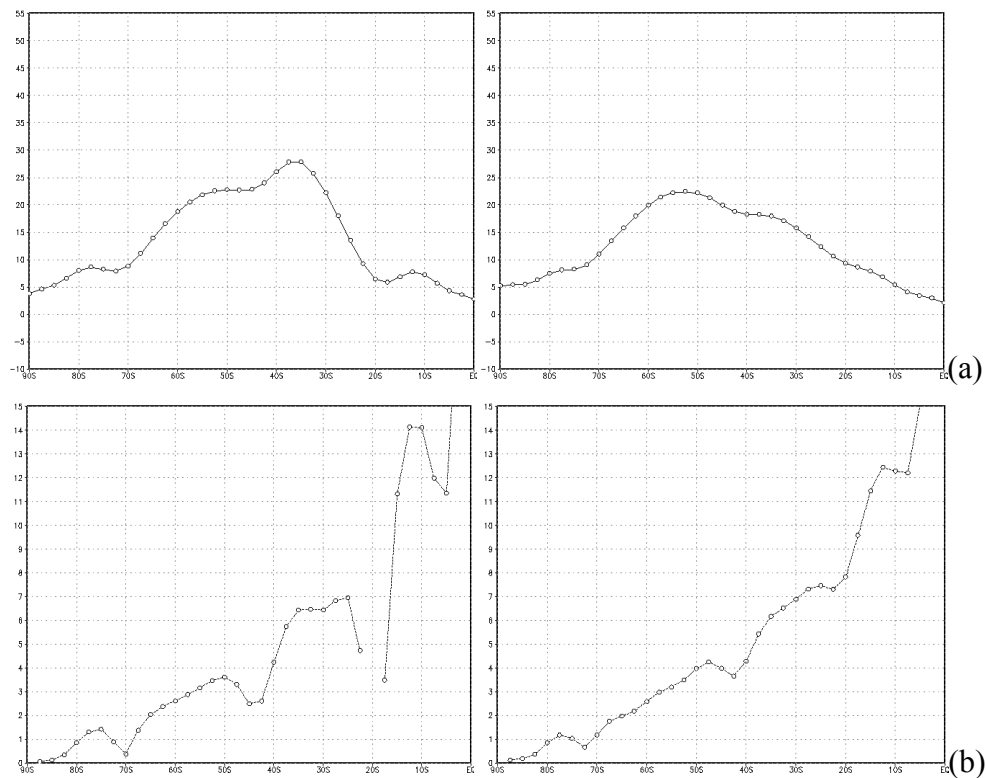


Figura 6.8 - Idem à Figura 6.7, mas para 120°W.

No inverno, os perfis do vento zonal em 120°E (Figura 6.9a) para os casos secos e úmidos mostram um jato subtropical posicionado em 27,5°S e de mesma magnitude. Nos casos úmidos observa-se um máximo secundário não muito pronunciado em torno de 55°. Ao norte de 12,5°S e ao sul de 85°S os ventos de leste impedem a propagação de energia das ondas de Rossby. Nos perfis de k_s (Figura 6.9b) observa-se nitidamente o guia de onda nas proximidades do jato subtropical que confina as ondas curtas (entre 5 e 8) entre as latitudes de 20°S e 30°S em ambos os casos.

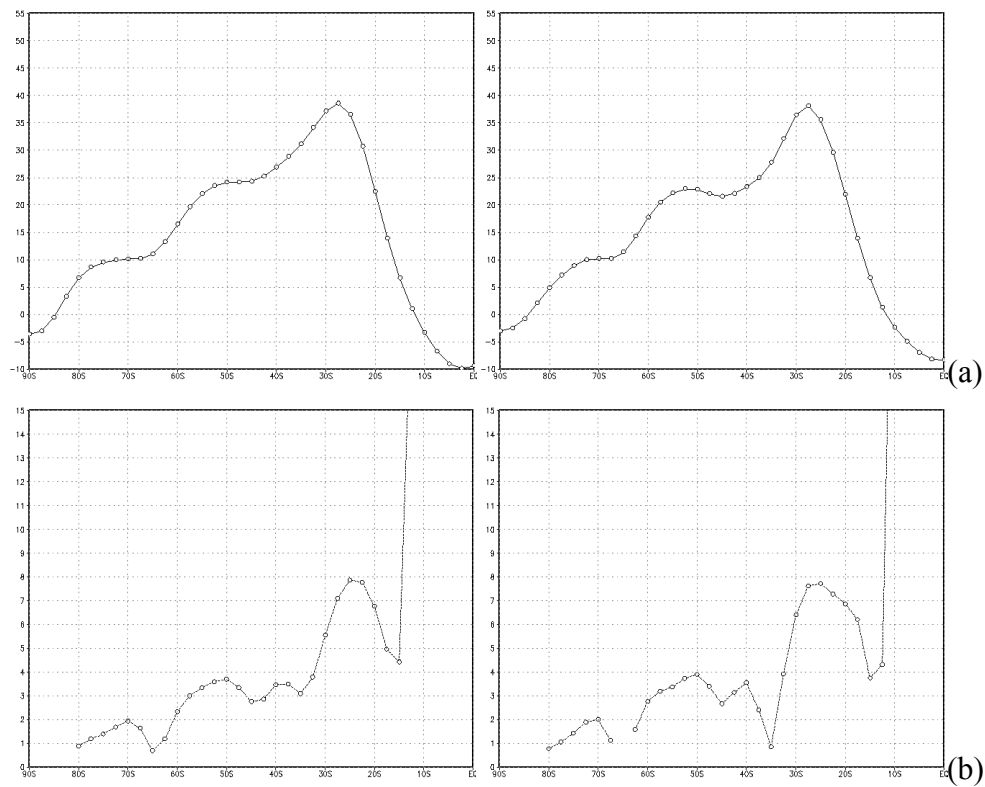


Figura 6.9 - Idem à Figura 6.5 para os casos de Inverno em 120°E.

Em 120°W o jato subtropical está deslocado ligeiramente para o pólo (em torno de 32°S) em relação à sua posição observada na Figura 6.9 sendo mais intenso nos casos secos (Figura 6.10a) assim como o máximo secundário observado em torno de 65°S. A distribuição do perfil de k_s também permite inferir a presença de um guia de ondas na região do jato subtropical para as ondas 4, 5 e 6. Nos casos úmidos apenas a onda 6 é guiada pelo jato subtropical.

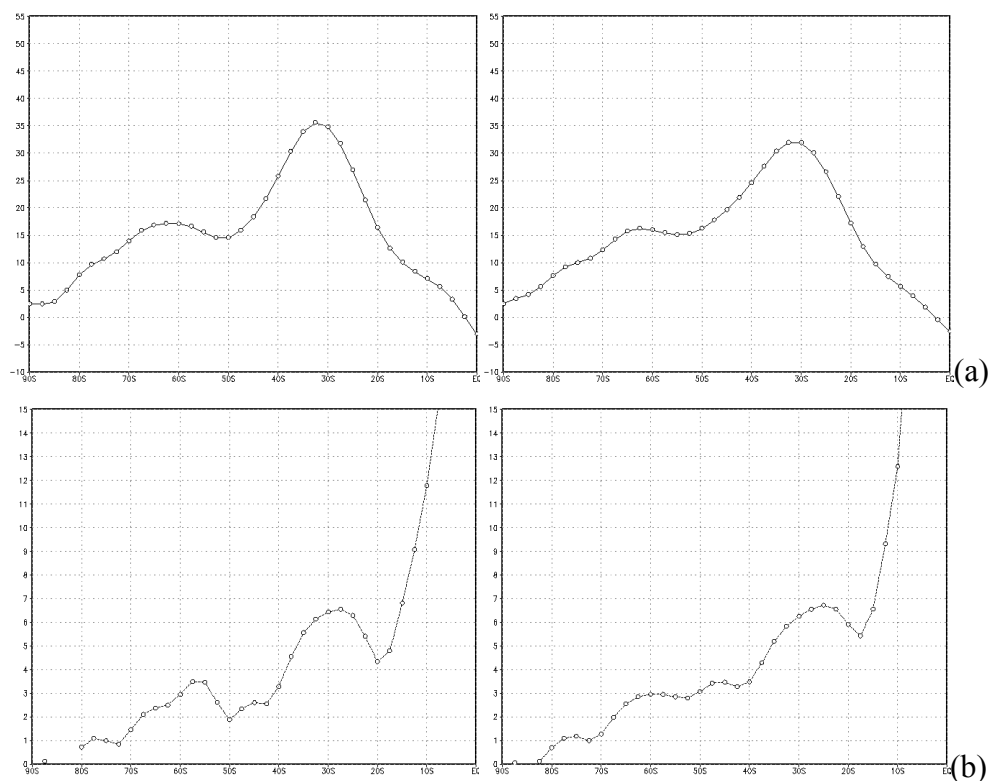


Figura 6.10 - Idem à Figura 6.9, mas para 120°W.

Na primavera, em 120°E (Figura 6.11a), o perfil da componente zonal do vento mostra o jato subtropical na mesma posição observada nos casos de inverno (Figura 6.10a). Nos casos úmidos a estrutura é de um jato duplo com um máximo secundário (em torno de 52°S) que não é notado nos casos secos. A distribuição do k_s (Figura 6.11b) apresenta algumas áreas de descontinuidade associadas às regiões de ventos de leste (proximidades do pólo e do equador) e entre 60°S e 67,5°S (onde o gradiente meridional de vorticidade absoluta torna-se negativo). Nos casos úmidos entre 30°S e 17°S, a propagação é permitida apenas para as ondas com número de onda entre 5 e 7, configurando um guia de ondas. Para os casos secos esta faixa é mais estreita (entre 30°S e 20°S) e são guiadas apenas as ondas 6 e 7.

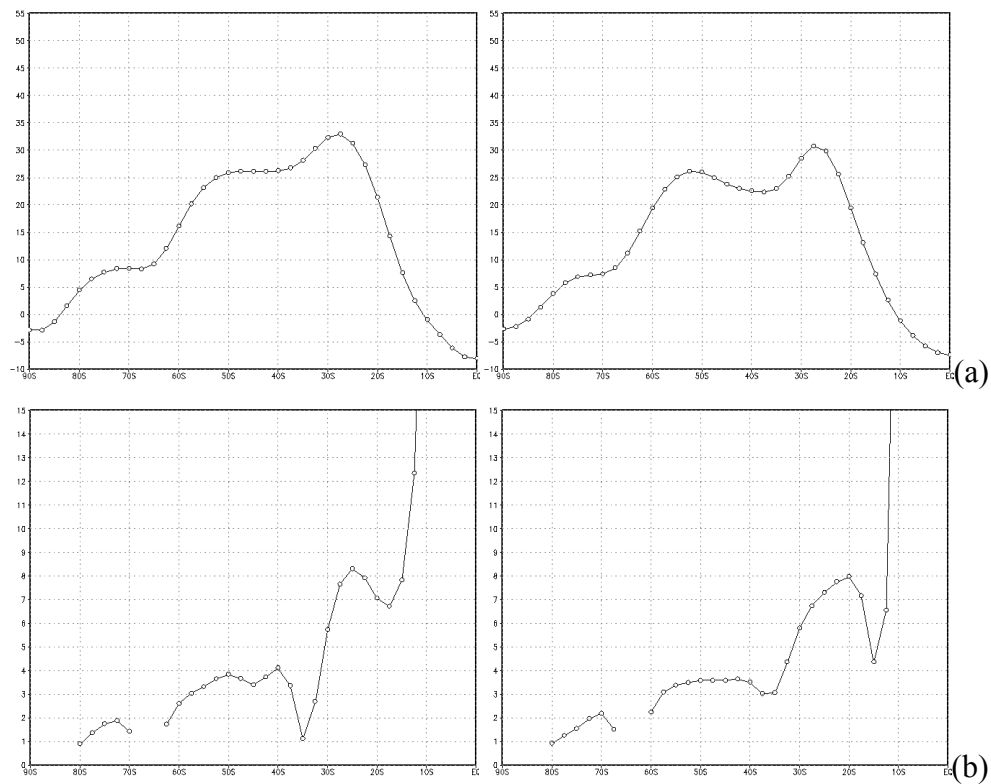


Figura 6.11 - Idem à Figura 6.5, mas para os casos de Primavera em 120°E.

Em 120°W, o vento zonal também apresenta um perfil meridional de duplo jato (Figura 6.12a) com o jato subtropical mais intenso e ligeiramente deslocado para o Equador nos casos úmidos. Nos casos secos o jato secundário é mais intenso e está deslocado cerca de 5 graus para o Equador em relação aos casos úmidos. O perfil de k_s (Figura 6.12b) para os casos úmidos mostra uma configuração que sugere um guia de ondas para as ondas 5 a 7 na faixa de latitudes entre 32,5°S e 15° S. Nos casos secos, esta configuração não é tão nítida.

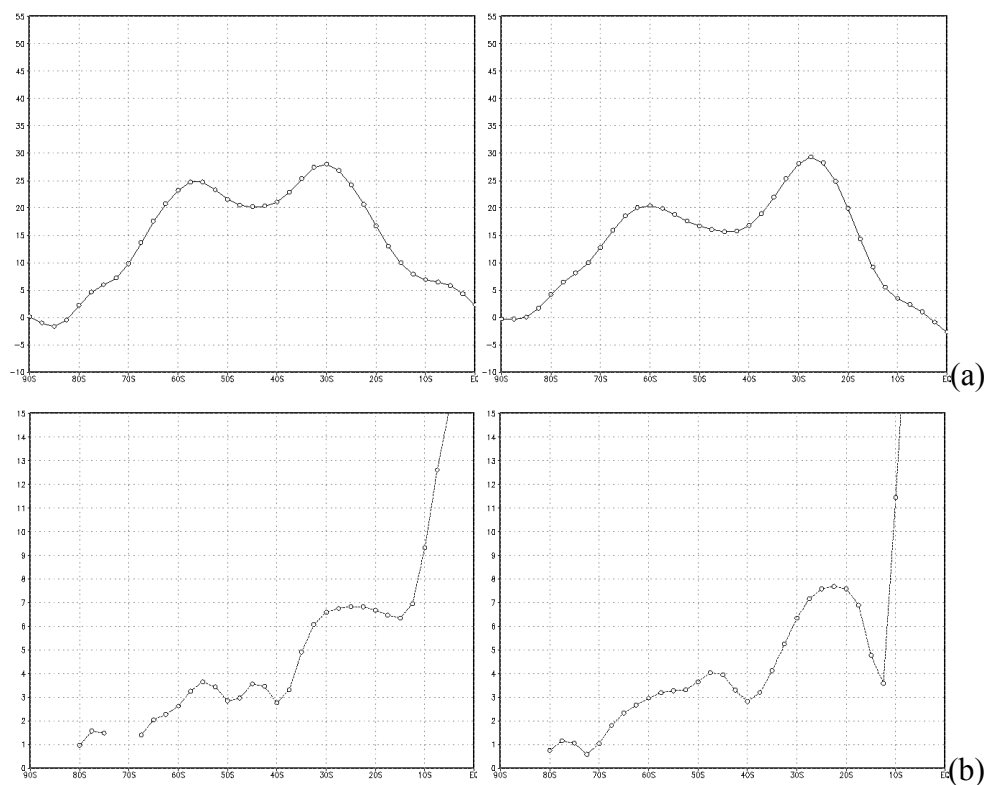


Figura 6.12 - Idem à Figura 6.11, mas para 120°W.

6.2. Trajetórias de algumas ondas de Rossby

James (1988) analisou o escoamento médio em 300hPa de verão e de inverno de 1979 nos dois hemisférios e observou que durante o inverno as ondas planetárias (2 e 3) não conseguiam ultrapassar as latitudes médias por causa da estrutura de jato duplo. Apesar de no HN não haver restrição para a propagação de nenhum número de onda, ele observou uma redução na velocidade de propagação da energia dos pacotes de onda provavelmente devido à dissipação pelo atrito, uma vez que a superfície de contato é consideravelmente maior, pois a área continental do HN é muito maior do que a do HS.

Lau e Lim (1984) estudaram numericamente a propagação da energia de uma fonte localizada sobre o Equador e, com o efeito da divergência incluído, mostraram que ondas mais longas podem penetrar mais profundamente nas altas latitudes antes de serem refletidas. Para um escoamento divergente os pacotes de onda adquirem uma

trajetória que segue grandes círculos e são desviados para oeste a partir da fonte quando o raio retorna para o equador pela segunda vez. Neste caso, as latitudes críticas também se encontram mais próximas do equador. Lau e Lim (1984) também mostraram que os modos com pequena profundidade equivalente são fortemente confinados nos trópicos. Nas altas e médias latitudes, a resposta mais robusta à forçante tropical é encontrada nos modos quase não-divergentes. Estes resultados foram obtidos em condições idealizadas. Na prática, devido ao amortecimento e a interação com o escoamento médio e outros sistemas tropicais e extratropicais, as trajetórias reais dificilmente descrevem trajetórias circulares.

Hoskins e Ambrizzi (1993) sugerem que ao utilizar estados básicos mais complexos deve-se esperar que algumas características da propagação sejam diferentes daquelas detalhadas por Hoskins e Karoly (1981) para um escoamento médio zonal. Contudo, a aplicação da teoria para um escoamento que apresenta uma variação meridional maior do que a variação zonal ainda pode ser usada para se obter resultados qualitativos.

Para traçar o caminho dos raios de energia, assume-se que os pacotes de onda propagam-se com a velocidade de grupo a qual depende do gradiente de vorticidade local. Calcula-se a posição do distúrbio a cada passo de tempo integrando as seguintes equações (James, 1988):

$$x = x_0 + u_g \Delta t \quad \text{e} \quad y = y_0 + v_g \Delta t \quad (6.21)$$

Para cada número de onda zonal (k), o correspondente número de onda meridional (l) é calculado pela relação:

$$l^2 = \frac{\beta_m}{\bar{u}_m} - k^2 \quad \text{ou} \quad l^2 = k_s^2 - k^2 \quad (6.22)$$

Para avaliar o efeito de (6.22) considera-se a propagação de um pacote de onda com número de onda zonal k a partir de uma fonte nas latitudes médias. De acordo com a equação 6.22, duas trajetórias são possíveis se $k_s > k$; a que corresponde à raiz negativa é dirigida para o sul enquanto a raiz positiva conduz a uma trajetória para o norte. Em geral, k_s aumenta quando o pacote de ondas se aproxima dos subtrópicos devido à diminuição da intensidade do vento zonal. Mas em alguma latitude crítica onde \bar{u}_m muda de sinal, k_s inicialmente torna-se extremamente grande e então imaginário. Quando k_s cresce, l deve crescer também e assim a propagação para o equador adquire uma direção mais meridional. Ao mesmo tempo, a velocidade de grupo torna-se menor, como se conclui da análise da equação 6.20. Quando o pacote se aproxima da latitude crítica (onde k_s é grande), passa a se propagar muito lentamente em uma direção quase meridional. A escala espacial das ondas de Rossby torna-se extremamente pequena (l grande). De acordo com esta teoria linear, o pacote de ondas levará um tempo infinito (pois a velocidade de grupo é pequena) para atingir a latitude crítica, a qual atua como um absorvedor para as Ondas de Rossby que se aproximam vindas de latitudes mais altas. Se o efeito do atrito fosse incluído, pode-se intuir que o pacote de ondas ao se aproximar da linha crítica seria dissipado.

Para um raio que se propaga para o pólo, o pacote de ondas estará se deslocando para um ambiente onde k_s é menor. Novamente ele pode tornar-se imaginário em alguma latitude onde β torna-se menor do que $\frac{\partial^2 \bar{u}_m}{\partial y^2}$ embora os efeitos desta latitude sejam menos prejudiciais à propagação do que a latitude onde \bar{u}_m muda de sinal. Quando k_s torna-se menor, o pacote de ondas irá se ajustar ao adquirir um l menor, isto é, tornando-se mais alongado na direção meridional assumindo uma direção mais zonal. Eventualmente, onde $k_s = k$ a propagação será completamente zonal. A suposição de que a escala espacial do pacote é pequena comparada à escala de variação de k_s torna-se inválida nesta latitude e é necessária uma análise diferente nesta região. O número de onda meridional (l) continua a diminuir até tornar-se negativo (latitude de retorno),

então se assume que o raio é refletido a partir da latitude onde $k_s = k$ e retorna para as baixas latitudes onde eventualmente pode alcançar novamente a latitude crítica.

Foram feitas tentativas para identificar regiões fonte de Ondas de Rossby integrando a Equação 6.21 com um método preditor-corretor de segunda ordem com um passo de tempo de 4 horas durante um período de 10 dias. Nas figuras a serem discutidas, cada ponto da rota corresponde à posição da frente de onda a cada 4 horas o que possibilita inferir sua velocidade de propagação. Foram feitas inúmeras integrações para a obtenção das trajetórias mesmo tendo como referencial o campo de k_s e a posição provável das fontes de Ondas de Rossby deduzida das composições discutidas no Capítulo 5. Algumas das rotas que alcançaram a AS são discutidas a seguir e para facilitar comparações, ao se identificar uma trajetória para os casos secos, fez-se também a simulação no mesmo ponto para os casos úmidos.

A Figura 6.13 mostra as trajetórias das ondas 3 e 4 para uma fonte localizada na latitude subtropical de 30°S e 150°W para os casos de verão. Para os eventos secos (Figura 6.13a), a energia da onda 3 propaga-se em arco da região fonte para o pólo até cerca de 60°S onde é refletida (*latitude de retorno*) de volta para o equador penetrando pelo sul do continente até ser absorvida na região tropical. A onda 4 segue uma rota semelhante à da onda 3, porém, sua latitude de retorno encontra-se mais ao norte, em torno de 50°S. A rota da onda 4 compreende a região Sul do Brasil e penetra nas baixas latitudes continentais até ser absorvida nas proximidades da *linha crítica*. Para os casos úmidos (Figura 6.13b), a onda 3 se propaga numa trajetória que passa ao longo da costa oeste da AS até a altura da Bolívia e a onda 4 passa pelo sul da Argentina, penetra no OA para ser absorvida na região tropical.

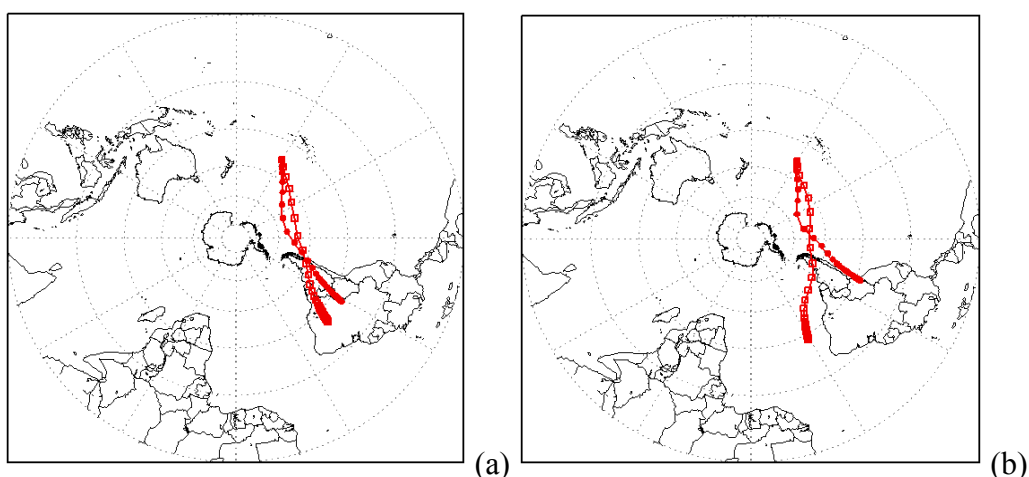


Figura 6.13 - Trajetórias para as ondas 3 (círculo fechado) e 4 (retângulo aberto) durante o verão para uma fonte centrada em $(30^{\circ}\text{S}, 150^{\circ}\text{W})$. (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

Para as latitudes médias (50°S e 110°W) foi encontrado um ponto a partir do qual a trajetória preferencial das ondas de número 5 a 8 envolve a passagem pelo sul-sudeste da AS. Nos casos secos (Figura 6.14a), a onda número 5 percorre praticamente um círculo de latitude até ser absorvida nas latitudes subtropicais. As ondas de número 6 a 8 propagam-se para nordeste a partir da fonte e então são desviadas rapidamente para leste passando sobre o sul-sudeste da AS até serem absorvidas em torno de 15°S na costa do Brasil e no OA. Nos casos úmidos (Figura 6.14b), a onda de número 5 percorre praticamente uma volta e meia o cinturão latitudinal de 45°S antes de desviar-se para o norte e ser absorvida no OI. Esta rota pode ser obtida posicionando a origem do trem de ondas em qualquer um dos pontos uma vez que cada ponto da trajetória opera como uma nova frente de onda.

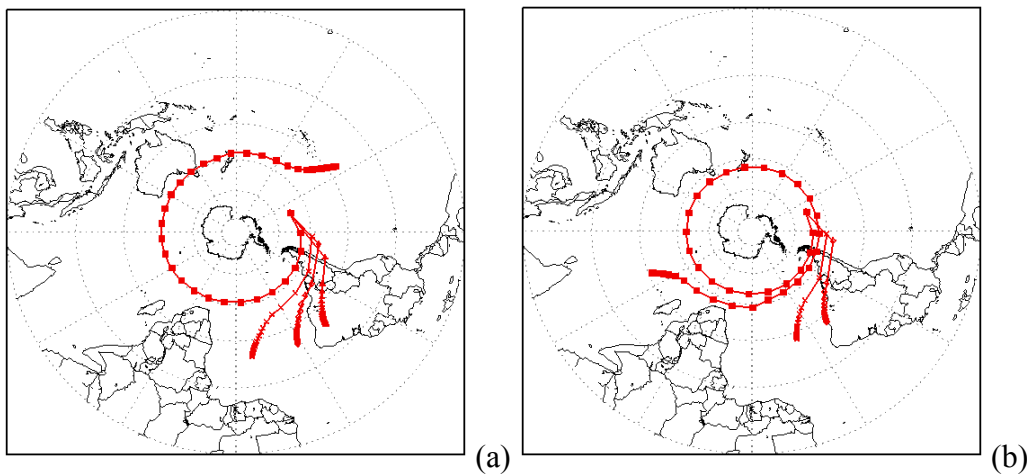


Figura 6.14 - Trajetórias para as ondas 5 (retângulo fechado), 6 (cruz), 7 (diamante) e 8 (triângulo) durante o verão para uma fonte centrada em $(50^{\circ}\text{S}, 110^{\circ}\text{W})$. (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

Para o outono, uma fonte localizada em $(45^{\circ}\text{S}, 120^{\circ}\text{W})$ gera um trem de ondas de número 3 e 4 cujas trajetórias preferenciais são mostradas na Figura 6.15. Nos casos secos (Figura 6.15a) a onda 3 partindo da fonte desloca-se para o pólo onde é refletida em trono de 55°S e retorna na direção do equador percorrendo a costa leste da AS até ser absorvida próximo de 15°S . A onda 4 percorre quase três quartos do círculo de latitude desviando-se para norte a oeste da Austrália onde é absorvida na região dos ventos de leste. Nos casos úmidos as duas ondas se propagam na direção da AS sendo absorvidas no interior do continente na região tropical.

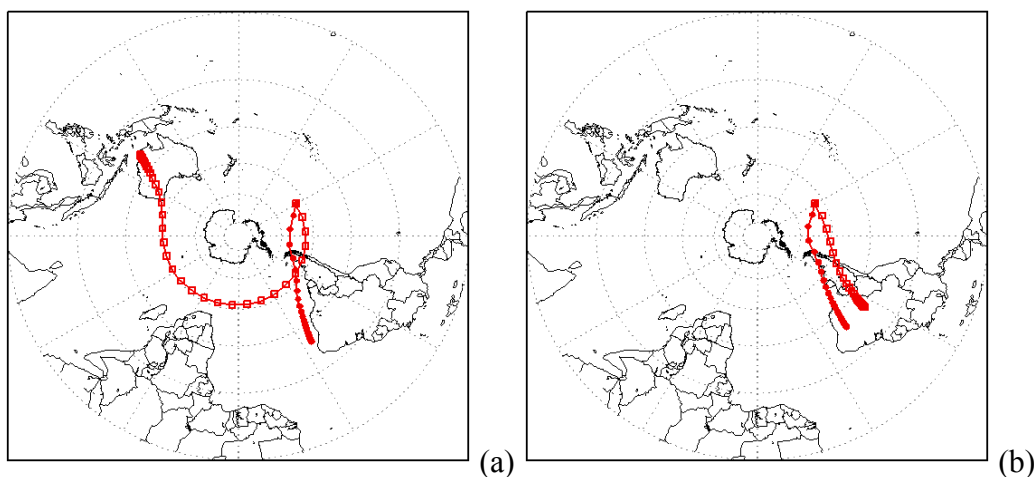


Figura 6.15 - Trajetórias das ondas 3 (círculo fechado) e 4 (retângulo aberto) no outono para uma fonte localizada em $(45^{\circ}\text{S}, 120^{\circ}\text{W})$. (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

Em latitudes tropicais (20°S , 150°W) durante o outono foi encontrada uma fonte de energia de ondas de Rossby de números 2, 3 e 4 cujas trajetórias são mostradas na Figura 6.16. Partindo desta posição inicial, a trajetória preferencial de propagação de energia destas ondas é muito semelhante para os dois casos. Nos casos úmidos (Figura 6.16b), as ondas 2 e 3 seguem trajetórias que se cruzam e permanecem muito próximas ao penetrarem pelo sul do continente.

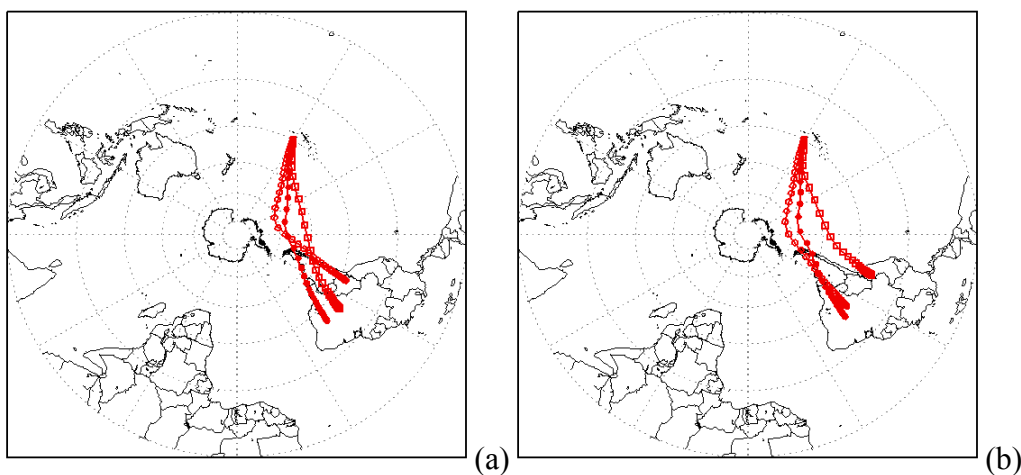


Figura 6.16 - Trajetórias para as ondas 2 (círculo aberto), 3 (círculo fechado) e 4 (retângulo aberto) durante o outono para uma fonte centrada em $(20^{\circ}\text{S}, 150^{\circ}\text{W})$. (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

No inverno, foram testadas diversas fontes de ondas de Rossby na região do jato subtropical e pôde-se confirmar que as ondas curtas (entre 5 e 8) propagam-se para leste mas na maioria dos casos são absorvidas nas *latitudes críticas* sem alcançar a região de interesse. Em um dos pontos testados, um pouco mais ao sul da posição do jato subtropical, foram obtidas rotas de energia que passam pela AS e são mostradas na Figura 6.17. Para os casos secos (Figura 6.17a), as duas ondas praticamente seguem juntas sobre o círculo de latitude de 40°S desde a sua origem até o OP Leste onde próximo da costa oeste da AS elas se separam. A onda 4 propaga-se para norte até o Brasil Central enquanto a onda 5 consegue propagar-se até a região Nordeste do Brasil antes de ser absorvida. Nos casos úmidos as duas ondas praticamente ficam confinadas juntas no cinturão latitudinal de 40°S antes de serem dissipadas.

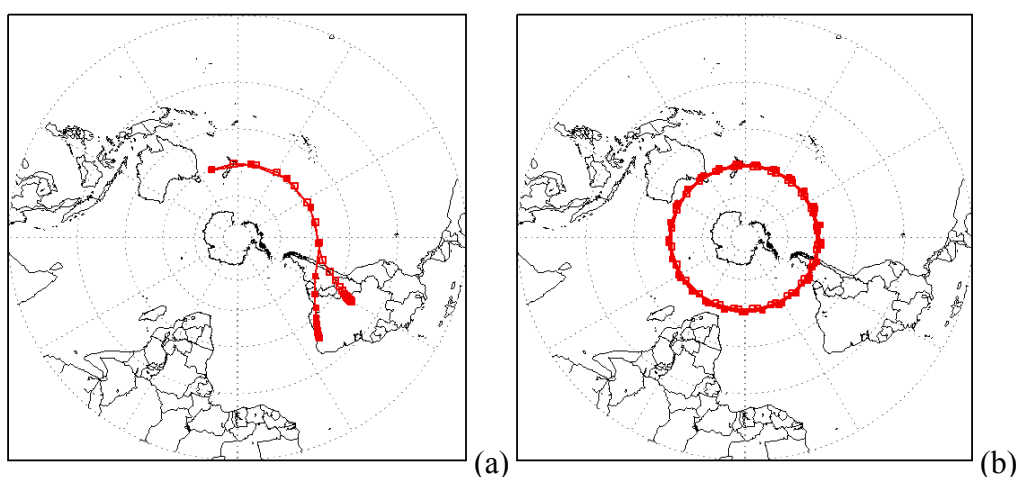


Figura 6.17 - Trajetórias para as ondas 4 (retângulo aberto) e 5 (retângulo fechado) durante o inverno para uma fonte centrada em (40°S,160°E). (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

Na primavera também foram encontradas várias fontes de Ondas de Rossby cujas trajetórias preferenciais seguem a corrente de jato e coincidem com o sul-sudeste da AS. A trajetória de uma destas ondas é mostrada na Figura 6.18. Para os casos secos (Figura 6.18a) a trajetória da onda 8 parte de 30°S e 160°W, segue aproximadamente esta latitude até o OA a leste do sudeste do Brasil onde é absorvida. Nos casos úmidos (Figura 6.18b) esta onda avança até a costa da África.

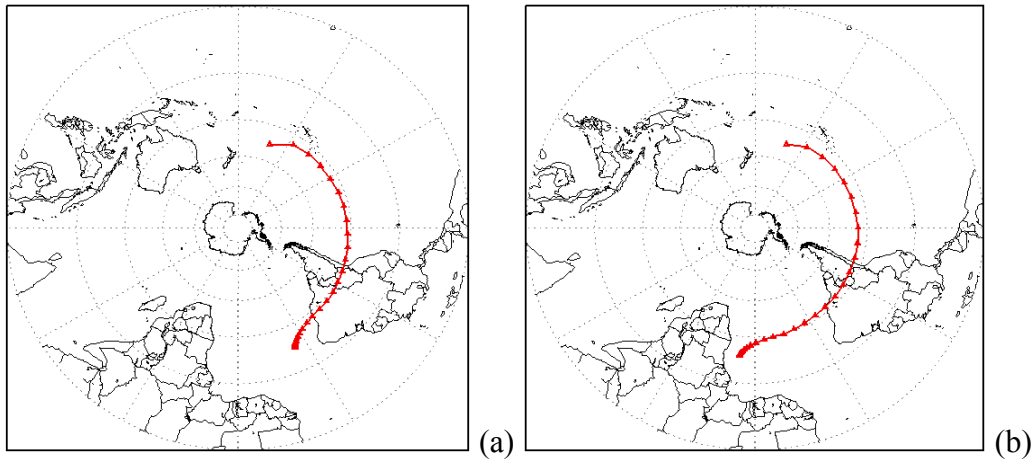


Figura 6.18 - Trajetória para a onda 8 durante a primavera para uma fonte centrada em $(30^{\circ}\text{S}, 160^{\circ}\text{E})$. (a) eventos secos, (b) eventos úmidos.

6.3. Discussão dos Resultados

A utilização da teoria linear de propagação de Ondas de Rossby permite interpretações simples da propagação de ondas de Rossby barotrópicas. As características básicas da propagação dos pacotes de onda podem ser determinadas analisando-se a distribuição espacial do k_s . A trajetória preferencial dos pacotes de energia das ondas de Rossby é um modelo conceitual da forma como as forçantes afetam regiões remotas (James, 1994), contudo os seus resultados devem ser analisados com cuidado, principalmente nas altas latitudes onde a teoria linear não é formalmente válida. A aproximação utilizada para justificar a utilização da teoria linear exige estados básicos suavizados onde a razão entre a variação longitudinal e a variação meridional seja muito pequena. Normalmente o uso de estados básicos compostos de médias de longo prazo (mensais ou sazonais) é suficiente para que a teoria linear possa ser utilizada.

Nos casos aqui estudados, o estado básico é a composição dos eventos secos e úmidos com duração de 3 pênadas. Não foram identificados sinais de guias de onda nas proximidades dos jatos durante o verão e o outono como encontrado por Hoskins e Ambrizzi (1993). No inverno o guia de ondas é perceptível tanto para os eventos secos

quanto para os eventos úmidos. Na primavera, o guia de ondas na região do jato subtropical é mais notável para os casos úmidos.

A fonte das ondas de Rossby na análise do traçado dos raios foi determinada empiricamente para a região do OP nas proximidades da ZCPS e da Austrália, longe da região de ventos de leste nos altos níveis. Alguns destes pontos geraram trajetórias coerentes com o padrão ondulatório observado nas composições da anomalia da componente meridional do vento discutidas no Capítulo 5. Notavelmente as ondas 3, 4 e 5 se ajustaram bem aos trens de onda observados em várias simulações, com um padrão de propagação semelhante ao do padrão PSA. De acordo com Magaña e Ambrizzi (2005), a intensificação dos maiores números de onda zonal resulta em uma maior variabilidade espacial das anomalias de circulação. Desta forma, as anomalias de precipitação podem ter sua área ampliada quando ondas de número 4 e 5 são amplificadas. As análises do *ray tracing* mostraram que as fases das ondas estacionárias (ou quase-estacionárias) são afetadas pela estrutura do escoamento básico. Pequenas diferenças no campo do estado básico (Figura 6.2) podem modificar as trajetórias de propagação das ondas a partir das fontes de calor.

O *ray tracing* não permite trocas de energia de onda via equador mesmo quando as fontes de calor são posicionadas nas vizinhanças das regiões de ventos de oeste do OP tropical. Por isso, para analisar o impacto de fontes de calor localizadas no HN faz-se necessária a utilização de um modelo mais completo. Isto será discutido no próximo capítulo através das simulações de um modelo barotrópico baseado nas equações de água rasa.

CAPITULO 7

SIMULAÇÕES DO MODELO DE ÁGUA RASA

Muitos aspectos dinâmicos da circulação atmosférica podem ser modelados por sistemas de equações simplificadas que requerem baixo custo computacional, mas conseguem reter o suficiente das informações contidas no escoamento atmosférico para que tenham utilidade prática do ponto de vista do entendimento dos processos físicos mais relevantes. Um desses modelos fenomenológicos é o Modelo de Água Rasa que representa uma aproximação adequada para os movimentos atmosféricos e oceânicos com escalas espaciais relativamente grandes comparadas com suas escalas verticais. Como exemplo, os distúrbios de escala sinótica associados às alterações do tempo possuem escalas espaciais da ordem de 1000 km na horizontal e da ordem de 10 km na vertical. Logo, o modelo de água rasa é apropriado para estudar tais fenômenos.

Neste capítulo serão apresentados os resultados de experimentos que utilizaram o modelo de água rasa para tentar identificar as forçantes térmicas que estiveram associadas às anomalias de circulação nos altos níveis que resultaram em anomalias de precipitação na região Sul do Brasil.

O modelo utilizado neste trabalho é uma versão do modelo desenvolvido por Aravéquia (2003) baseado no modelo barotrópico divergente de Kasahara (1977) que permite resolver os modos rotacionais (Rossby) e os modos divergentes (de gravidade). Detalhes da formulação do Modelo de Água Rasa são apresentados no Apêndice A.

7.1 – Experimentos

As integrações do modelo de Água Rasa foram realizadas com um estado básico correspondente à média das 5 pântadas que precedem o início dos eventos úmidos e secos. As componentes meridional e zonal do vento além da altura geopotencial no nível de 250 hPa são interpoladas para uma grade gaussiana com espaçamento equivalente ao truncamento do modelo. A forçante de massa utilizada em cada integração é a composição das anomalias de precipitação global (oriundas do GPCP). Anomalias negativas de precipitação são transformadas em forçantes de massa positivas pelo modelo.

Utilizou-se uma altura equivalente igual a 10 km (correspondendo ao modo externo ou barotrópico das ondas de Rossby) e o termo dissipativo linear tem um tempo de decaimento exponencial de 7 dias para os modos lentos (até o número de onda 5), sendo proporcional à quarta potência do número de onda para os modos mais curtos, chegando a 12 horas de tempo de decaimento para a onda de número 23 (resolução máxima) (Aravéquia, 2003). O truncamento é romboidal no número de onda 23, o qual no espaço físico equivale, aproximadamente, a um espaçamento de grade de $5^\circ \times 3^\circ$ de longitude e latitude, compondo uma grade de 72x60 pontos.

Um dos principais problemas da interação trópicos-extratrópicos está relacionado com o papel desempenhado pelo estado básico na propagação de energia (Kiladis e Weickmann, 1997). A presença da *linha crítica*, onde o vento zonal tende a zero (ou, no caso de ondas quase-estacionárias, onde a velocidade do vento zonal iguala a velocidade de fase zonal), impede a dispersão meridional de energia para além da região tropical. Estudos teóricos e numéricos mostraram que a *linha crítica* atua como uma barreira que impede a propagação meridional de energia entre o Equador e os pólos, e vice-versa (Webster e Holton, 1982). Substantial interação meridional ocorre nas regiões onde o escoamento de oeste consegue penetrar no cinturão tropical (Karoly, 1973). Durante o verão e o outono, são observados ventos de oeste sobre o OP Leste.

Arkin e Webster (1985) observaram atividade de onda nesta região em picos de energia cinética em 200 hPa.

Nas composições da componente meridional e zonal do vento em 300 hPa para os casos secos de verão discutidas nos Capítulos 5 e 6, observou-se um trem de ondas cruzando o equador na região do OP Leste onde observa-se uma vasta área de ventos de oeste. Partindo desta observação, um dos primeiros experimentos realizados com o Modelo de Água Rasa teve por objetivo verificar se o modelo reproduziria na resposta estacionária um padrão com as características observadas. Foram testadas fontes de anomalias positivas de precipitação em várias regiões, tanto no HN quanto no HS e os experimentos que melhor reproduziram o trem de ondas trans-equatorial foram aqueles em que a posição da forçante anômala se encontrava nas proximidades da Indonésia.

A resposta do modelo foi consistente com o padrão ondulatório observado para uma fonte de convecção anômala posicionada entre 10°N e 10°S e entre 80°E e 100°E (Figura 7.1a). Nesta Figura, observa-se um trem de ondas próximo ao jato subtropical da Ásia e um trem de ondas secundário no OP Tropical que adquire uma trajetória coerente com o trem de ondas cruzando o equador observado na Figura 5.8, para a pênstada -1. Entretanto, a resposta não consegue explicar o trem de ondas associado ao jato subtropical do HS presente nas composições. No campo de altura geopotencial (Figura 7.1b) pode-se acompanhar o trem de ondas que se propaga a partir da região fonte em direção ao OA Sul, curvando-se para norte e passando pelo sudeste da AS, onde uma crista muito intensa se estabelece sobre a Argentina e Chile fornecendo o suporte dinâmico para um período de estiagem na região de interesse. Este padrão ondulatório com a concavidade para o equador é característico da dispersão de ondas de Rossby sobre a esfera (Hoskins e Karoly, 1981) e apareceu em quase todas as composições da componente meridional do vento em 300 hPa discutidas no Capítulo 5.

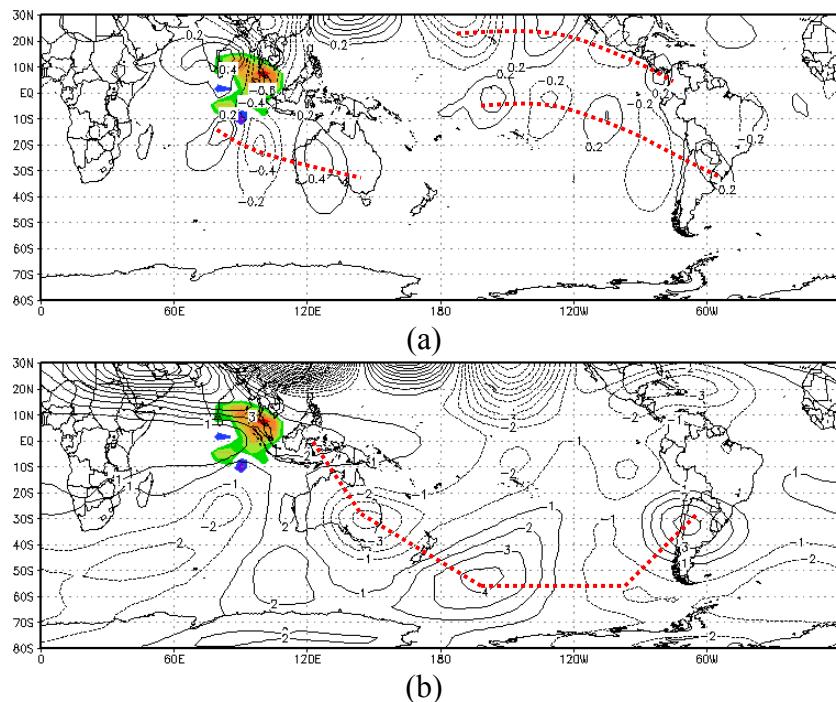


Figura 7.1 - Resposta estacionária para: (a) Componente meridional do vento em 250 hPa (b) altura geopotencial em 250 hPa, dada pela integração do modelo de água rasa a uma forçante localizada na área sombreada, tendo como estado básico a composição para os casos secos de verão. As cores sombreadas refletem a intensidade da fonte, com as cores mais quentes (vermelhas) representando a região com fonte mais intensa a qual é proporcional à intensidade da anomalia de precipitação. O traçado pontilhado representa a posição aproximada dos núcleos anômalos.

Em outro experimento, testou-se a resposta do modelo para estados básicos diferentes, mas com a fonte de massa localizada na mesma região. A integração do modelo para uma fonte de massa localizada a leste da Indonésia é mostrada na Figura 7.2. Nos casos secos (Figura 7.2a), observa-se um trem de ondas que emana das proximidades de 30°S e 170°W, se propaga para sudeste em direção ao pólo a partir da fonte e com uma crista sobre a Argentina e o Chile. Nos casos úmidos (Figura 7.2b), a resposta do modelo apresenta um trem de ondas com amplitudes mais fracas do que nos casos secos, mas consistente com uma circulação ciclônica anômala sobre o sul da AS, onde o cavado posiciona-se meridionalmente pelo centro da Argentina com características semelhantes a dos eventos observados. A configuração do padrão ondulatorio em forma de arco também é coerente com o observado na composição da componente meridional do vento em 300 hPa para os casos úmidos de verão (Figura 5.8).

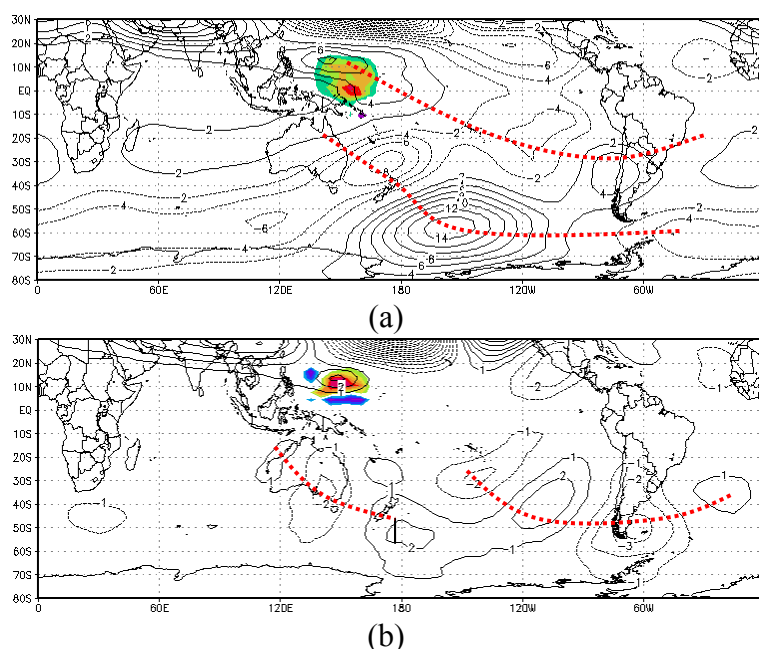


Figura 7.2 – Resposta estacionária para a altura Geopotencial em 250 hPa dada pela integração do modelo de Água Rasa com a forçante localizada na região sombreada (Pacífico Tropical oeste) tendo como estado básico a composição para os casos secos (a) e úmidos (b) de verão. As cores sombreadas refletem a intensidade da fonte, com as cores mais quentes (vermelhas) representando a região com fonte mais intensa a qual é proporcional à intensidade da anomalia de precipitação. O tracejado indica a posição aproximada dos núcleos anômalos.

Com exceção dos casos secos de verão, na composição das anomalias de precipitação obtidas do GPCP para as outras épocas do ano, foram observadas anomalias positivas no OP Leste em torno de 110°W e entre 30°S e 40°S . As respostas do modelo forçado pela fonte de massa naquela região são mostradas na Figura 7.3. Para os casos úmidos de verão (Figura 7.3a), a resposta apresenta um padrão consistente com anomalias positivas de precipitação sobre o setor sul-sudeste da AS, com o núcleo ciclônico posicionado em torno de 50°W e 50°S e o eixo do cavado anômalo, inclinado para oeste, posicionado sobre o centro da Argentina. Para os casos de outono, as diferenças entre as integrações estão relacionadas à intensidade e ao posicionamento do cavado anômalo a leste da fonte de calor. O trem de ondas associado à forçante no OP a leste da ZCPS apresenta uma estrutura de onda 2 com um cavado localizado no sudeste da África e outro no sudeste da AS. Na região da forçante, a divergência anômala encontra-se quase em fase com a fonte de calor e a convergência de compensação encontra-se sobre o sul

da AS. Nos casos secos de outono (Figura 7.3b) o eixo do cavado encontra-se a oeste da costa da AS enquanto nos casos úmidos (Figura 7.3c) ele está posicionado sobre a Argentina, portanto, mais consistente com anomalias positivas de precipitação na região de interesse. No inverno as diferenças entre as integrações para os casos secos (Figura 7.3d) e úmidos (Figura 7.3e) são muito semelhantes em termos de posicionamento do cavado, sendo este ligeiramente mais intenso nos casos secos e, portanto, não consistente com as anomalias de precipitação observadas durante esta época do ano. Na primavera, a resposta estacionária para os eventos úmidos (Figura 7.3g) mostra um cavado mais intenso e com inclinação mais favorável ao desenvolvimento de anomalias positivas de precipitação sobre o sul do Brasil.

Portanto, uma fonte anômala sobre a região da ZCPS consegue explicar as principais características das anomalias de circulação para os eventos úmidos, mas não para os eventos secos. Para estes últimos, outras fontes anômalas devem exercer maior influência sobre a circulação.

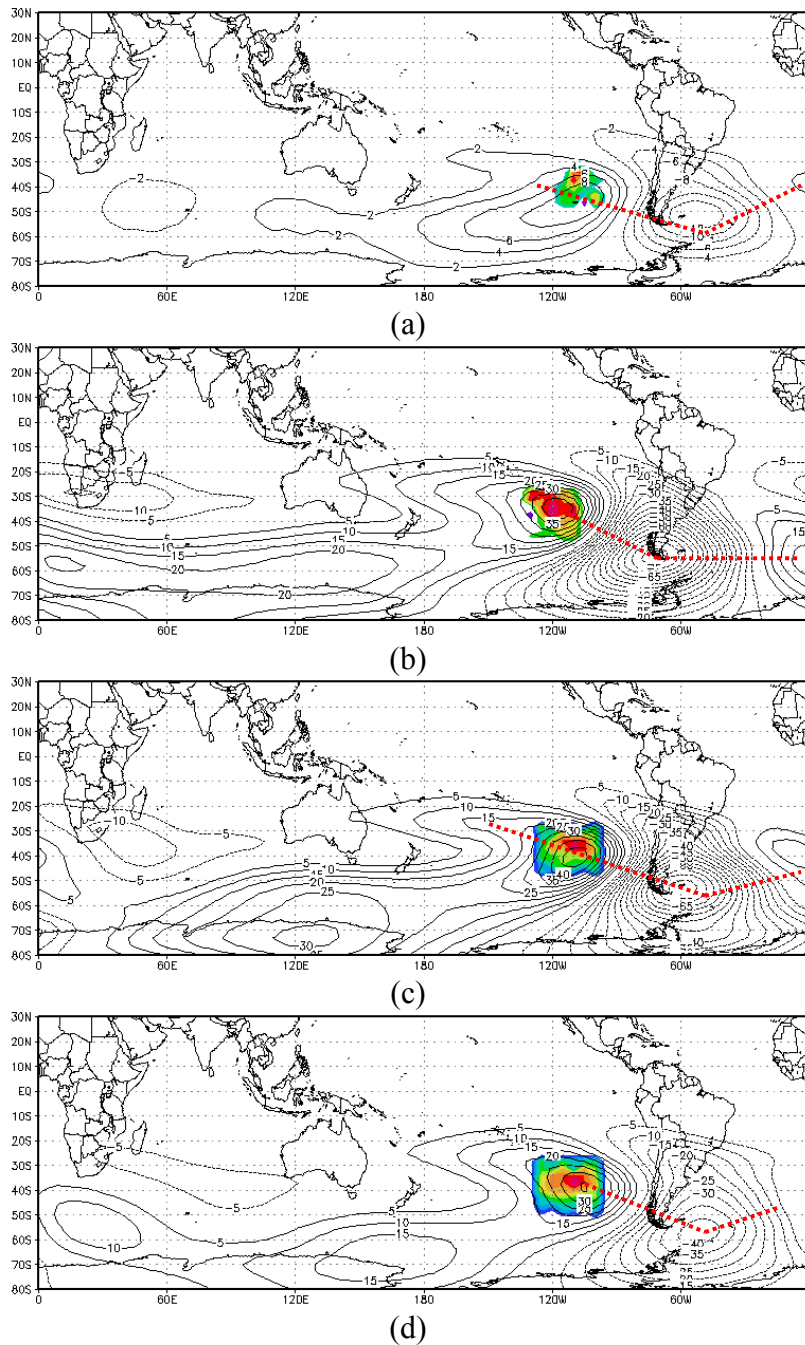


Figura 7.3 – Resposta estacionária para a altura Geopotencial em 250 hPa dada pela integração do modelo com a forçante localizada na região sombreada para: a) casos úmidos de verão, b) secos e c) úmidos de outono, d) secos e e) úmidos de inverno, f) secos e g) úmidos de primavera. As cores sombreadas refletem a intensidade da fonte, a qual é proporcional à intensidade da anomalia de precipitação. O tracejado indica a posição aproximada dos núcleos anômalos. Continua ...

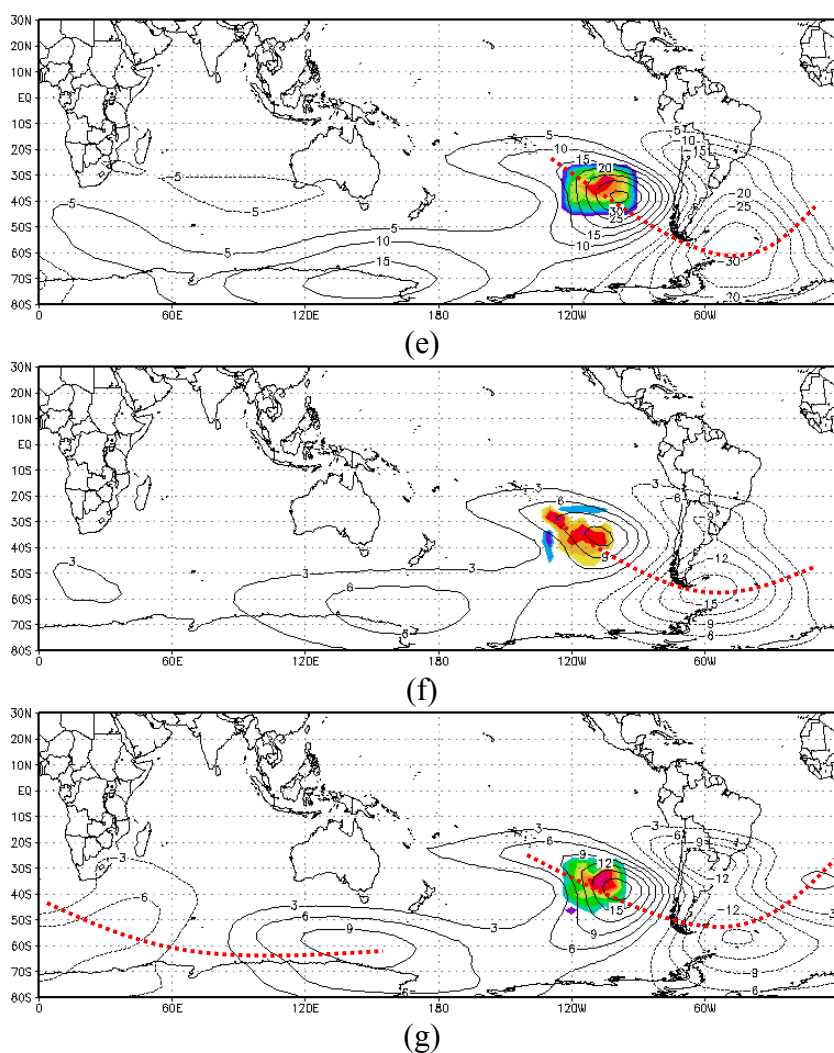


Figura 7.3 – Conclusão.

Foram observadas anomalias de precipitação a leste da Austrália em quase todas as épocas do ano e por isso, testou-se o seu impacto sobre as anomalias de circulação no sul-sudeste da AS. A resposta do modelo é mostrada na Figura 7.4. Em todos os campos nota-se que a dispersão das ondas segue uma rota em arco para sudeste curvando-se para o equador próximo da AS. Também nestes experimentos as diferenças entre as integrações são pequenas. No verão, a intensidade da crista localizada no OP Sul é maior para os casos secos (Figura 7.4a). O mesmo ocorre nos casos de outono (Figura 7.4c), mas em relação ao verão o anticiclone encontra-se posicionado mais para sudeste. Novamente, para os casos de inverno (Figuras 7.4e e 7.4f) as diferenças são sutis. Nota-se um cavado alongando-se desde o OP Sul e adentrando pelo continente

sul-americano para os dois casos. Durante a primavera o padrão também é semelhante para os dois eventos, mas nos casos úmidos (Figura 7.4h) o cavado consegue penetrar mais no interior do continente com o seu eixo posicionado no leste da Argentina, enquanto nos casos secos (Figura 7.4g) a circulação ciclônica se encontra mais a oeste da AS, portanto, mais consistente com anomalias negativas de precipitação no sul do Brasil.

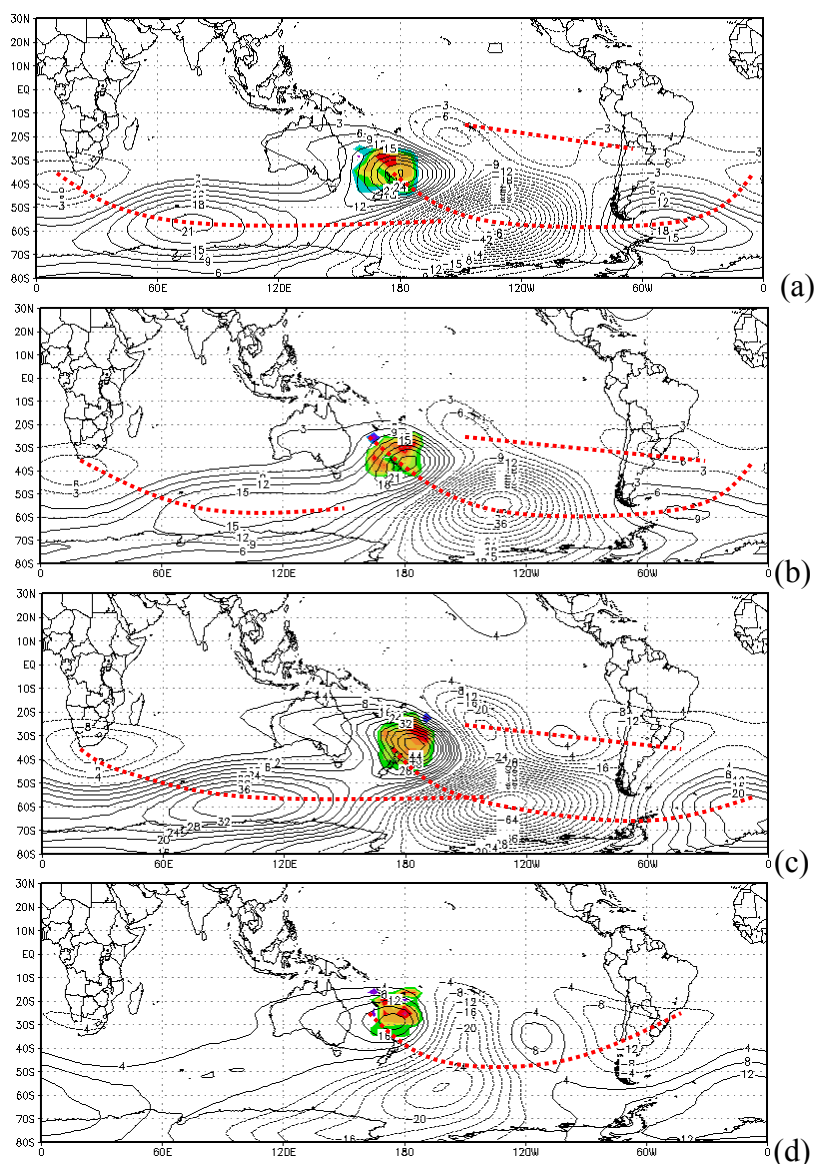


Figura 7.4 – Resposta estacionária para a altura geopotencial em 250 hPa para uma forçante localizada na região sombreada. a) casos secos e b) úmidos de verão; c) casos secos e d) úmidos de outono; e) casos secos e f) úmidos de inverno; g) casos secos e h) úmidos de primavera. Continua...

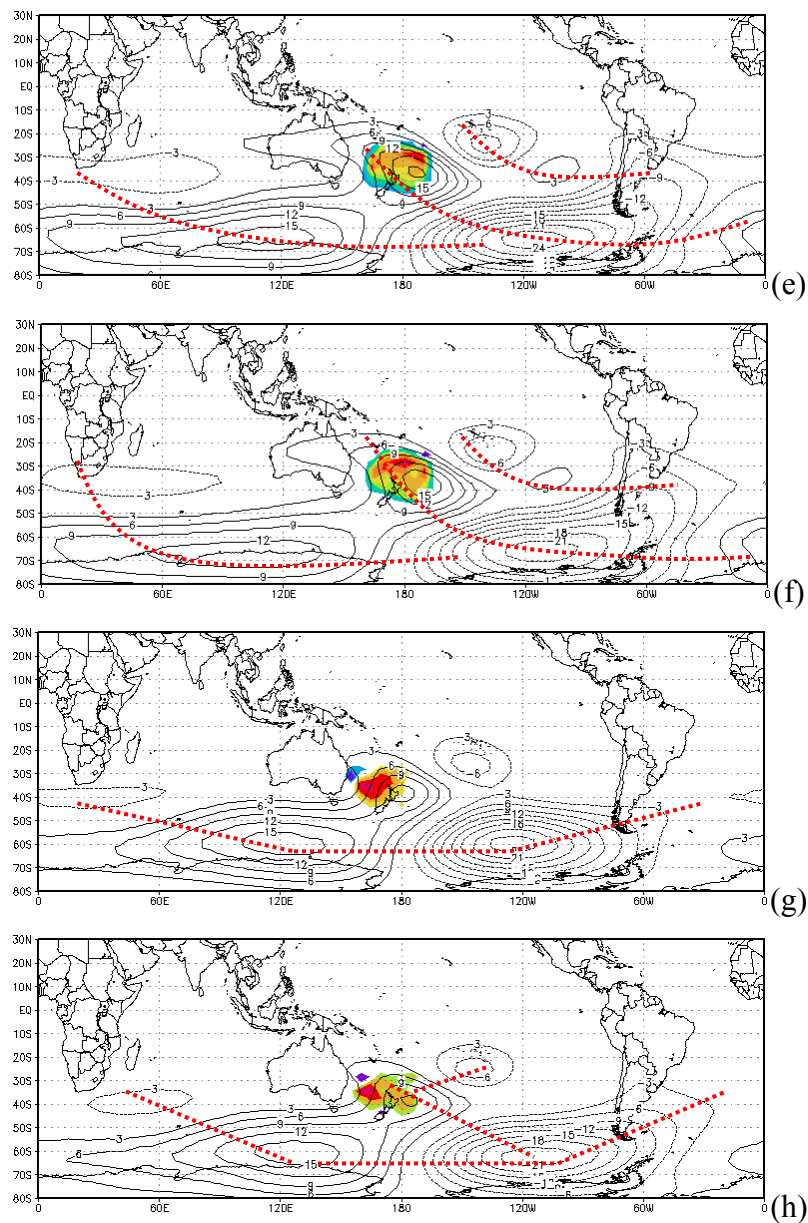


Figura 7.4 – Conclusão.

Foram realizados experimentos com a forçante de massa próxima à posição climatológica da ZCPS durante o verão e o outono uma vez que nas demais estações do ano as anomalias de precipitação naquela região não são significativas. A Figura 7.5 mostra um padrão de onda confinado no setor do OP. Para os casos secos (Figura 7.5a), a intensidade das anomalias de geopotencial em 250 hPa é menor do que para os casos úmidos (Figura 7.5b).

Mas nos casos úmidos, o padrão ondulatório é mais organizado e o cavado anômalo encontra-se mais próximo da região sul do Brasil. No outono as diferenças são menores e apenas para os casos secos (Figura 7.5c) a configuração do trem de ondas é consistente com anomalias de precipitação sobre a área de interesse.

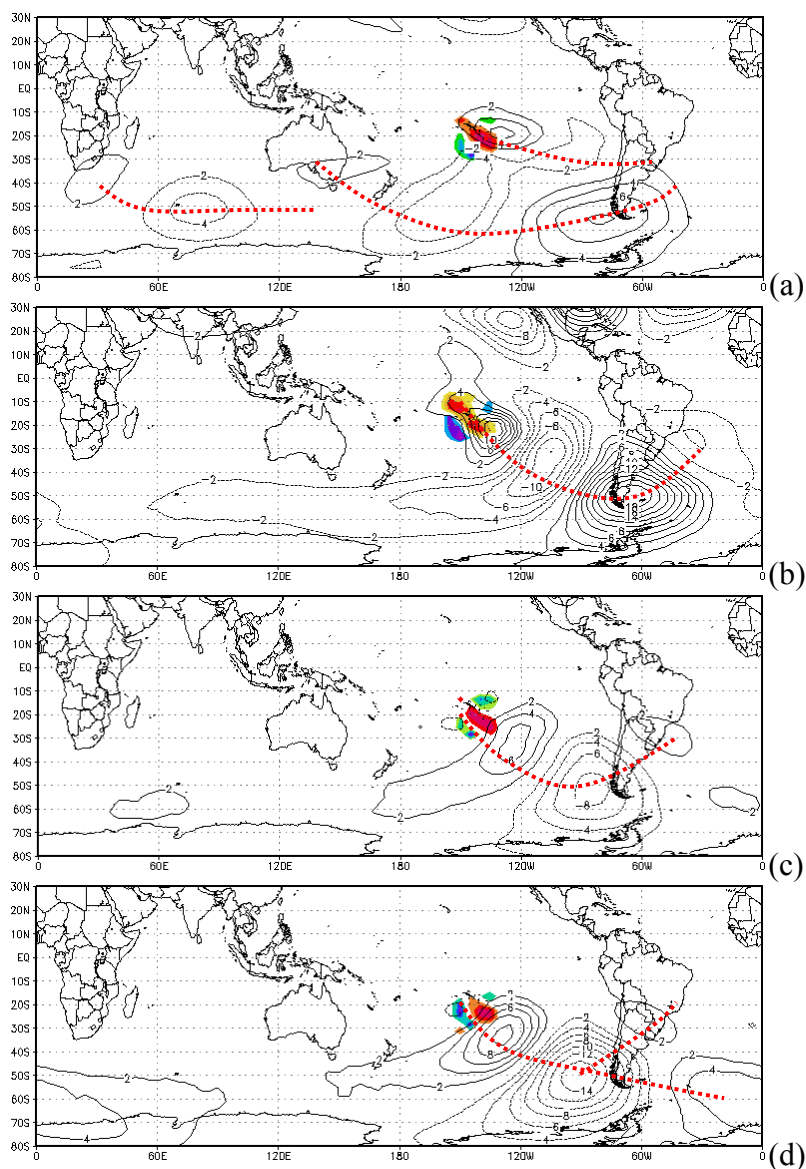


Figura 7.5 – Idem à Figura 7.4, mas para o estado básico dos casos secos (a) e úmidos (b) de verão e secos (c) e úmidos (d) de outono.

Também foram realizadas simulações com forçantes localizadas no OP Central e Leste, as quais são mostradas na Figura 7.6. Para o verão, o trem de ondas que emana da região de divergência anômala apresenta anticiclone anômalo OP Sul próximo da AS. Nos casos secos (Figura 7.6a) o eixo da crista está próximo e quase paralelo aos Andes, enquanto nos casos úmidos (Figura 7.6b) o eixo da crista encontra-se a oeste da AS, permitindo ao cavado posicionar-se mais próximo da região de interesse.

Para os casos de outono os experimentos mostraram a formação de um trem de ondas a partir da fonte anômala, com um cavado e uma crista posicionados nos flancos da AS. Nos casos secos (Figura 7.6c) o eixo da crista está posicionado sobre o leste do Brasil alcançando a região nordeste do Brasil. Nos casos úmidos (Figura 7.6d) o eixo da crista está mais ao sul, sobre o sudeste do Brasil, portanto, mais próximo da região onde se desenvolve a convecção anômala.

No inverno, foram observadas anomalias de precipitação um pouco mais ao norte do equador, mas na mesma longitude daquelas observadas no outono. Neste caso as simulações para os casos secos (Figura 7.6e) e úmidos (Figura 7.6f) não apresentaram diferenças marcantes. Para os casos de primavera, apesar do trem de ondas apresentar os cavados e cristas quase na mesma longitude, o cavado é ligeiramente mais intenso nos casos úmidos (Figura 7.6h) e está ligeiramente mais próximo da região de interesse do que nos casos secos (Figura 7.6g).

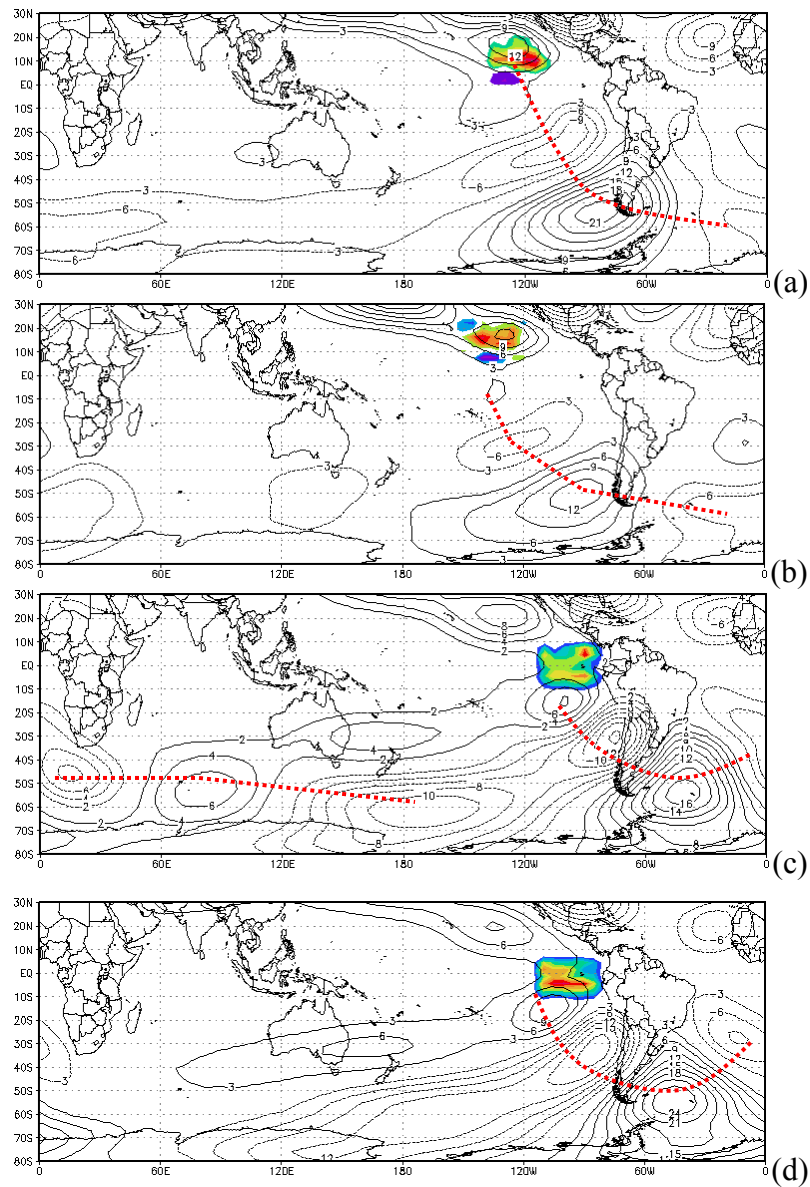


Figura 7.6 – Resposta estacionária para a altura geopotencial em 250 hPa com a forçante localizada na região sombreada. Para: a) casos secos e b) casos úmidos de verão, c) casos secos e d) úmidos de outono, secos (e) e úmidos (f) de inverno e secos (g) e úmidos (h) de primavera. As cores sombreadas refletem a intensidade da fonte, a qual é proporcional à intensidade da anomalia de precipitação. Continua ...

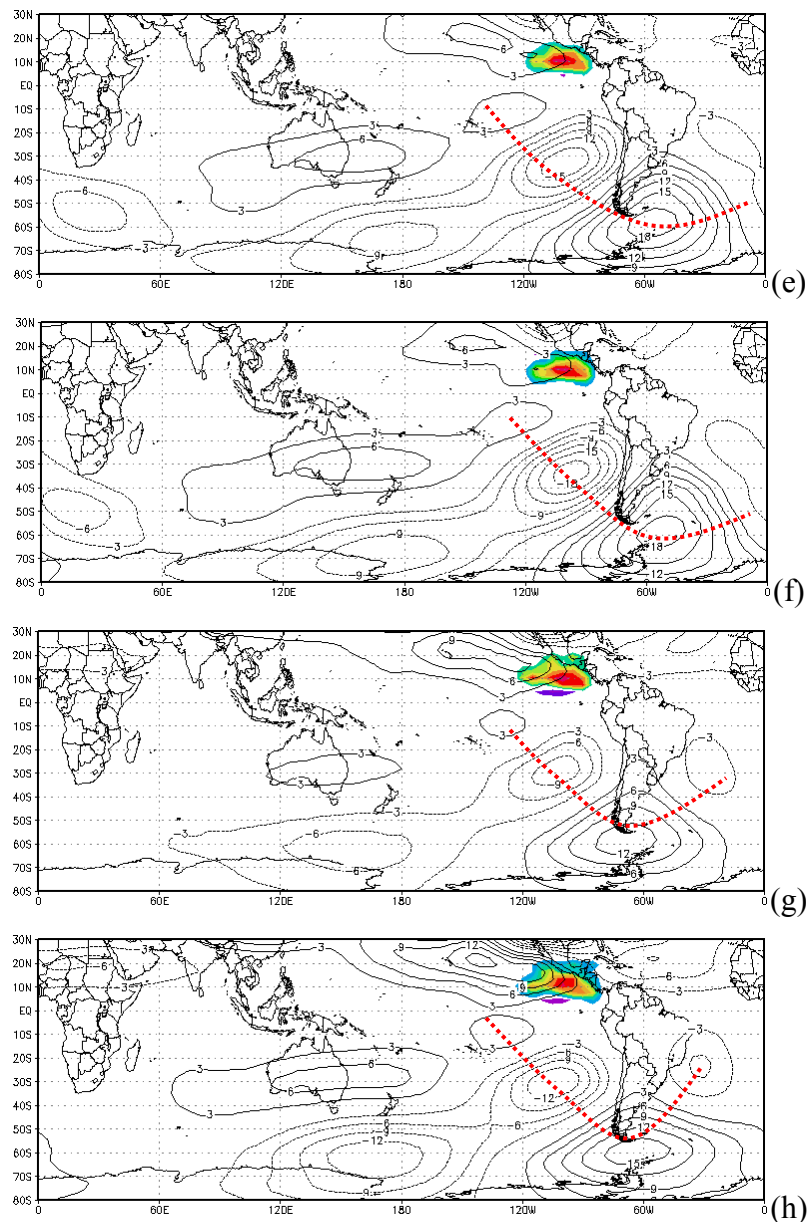


Figura 7.6 – Conclusão.

A resposta do modelo para duas fontes anômalas localizadas no OP Central para casos úmidos de outono é mostrada na Figura 7.7. Na Figura 7.7a, com a forçante localizada ao norte da posição climatológica da ZCPS, a resposta apresenta um trem de ondas com uma distribuição dos cavados e cristas consistente com uma situação chuvosa sobre o sul-sudeste do Brasil. Nota-se um padrão de onda 3 ou 4 semelhante ao observado nas composições da componente meridional do vento em 300 hPa (Figura 5.9) e também com as rotas de propagação de energia obtidas pelo *ray tracing* (Capítulo 6). Para uma

forçante ligeiramente deslocada para leste (Figura 7.7b), o padrão acompanha o deslocamento da fonte, mas ainda mantém uma circulação ciclônica anômala nas proximidades da região de interesse, consistente com os eventos úmidos.

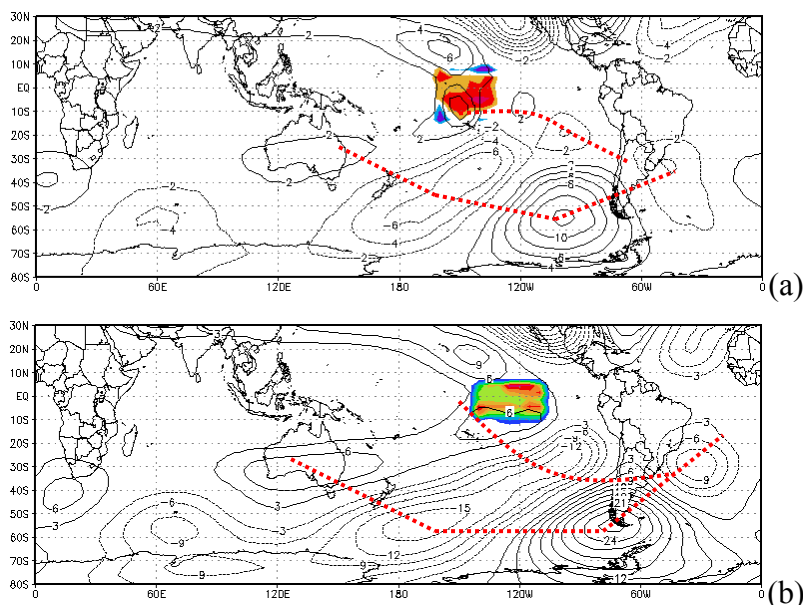


Figura 7.7 – Resposta estacionária para a altura Geopotencial em 250 hPa dada pela integração do modelo com a forçante localizada na região sombreada tendo como estado básico a composição para os casos úmidos de outono.

Na Figura 7.8a tem-se a resposta do modelo a uma forçante posicionada no oeste da Austrália para eventos úmidos de verão. Embora o padrão não seja consistente com os casos úmidos, (nota-se uma crista com o eixo posicionado no oceano a leste da região Sul do Brasil), o padrão de onda 3 na latitude de 50°S e a forma em arco assemelha-se ao PSA descritos em Mo e Higgins (1998). Além disso, este padrão de onda 3 é semelhante ao obtido nas composições para as anomalias da componente meridional do vento em 300 hPa filtradas na escala intra-sazonal discutidas no Capítulo 5 (Figura 5.12).

Para os eventos úmidos de inverno (Figura 7.8b), a fonte de massa anômala está localizada a sudoeste da Austrália e abrange uma área maior do que a dos eventos secos (Figura 7.8a). A resposta estacionária do modelo mostra um trem de ondas que a partir

do sudoeste da Austrália, propaga-se inicialmente em direção ao pólo e depois, curva-se para nordeste. No Oceano Atlântico, a leste da Argentina, a anomalia ciclônica é consistente com uma situação de geração de anomalias positivas de precipitação no Sul do Brasil, com o eixo do cavado posicionado sobre o sul do Uruguai. Este padrão também é consistente com o padrão obtido na composição para as anomalias filtradas na banda de 6 a 14 pêntricas e mostrada Figura 5.13.

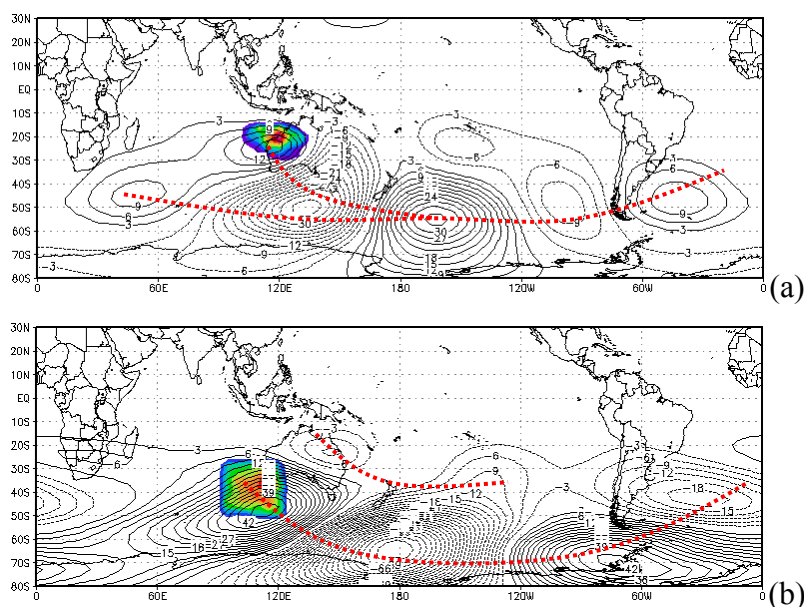


Figura 7.8 – Resposta estacionária para a altura Geopotencial em 250 hPa dada pela integração do modelo com a forçante localizada na região sombreada tendo como estado básico a composição para os casos úmidos (a) de verão e (b) de inverno.

7.2 – Composição das Simulações

Os resultados das diversas simulações com as forçantes extraídas dos campos das anomalias de precipitação observada mostraram impactos diferentes sobre a circulação nas vizinhanças da região de interesse revelando que a resposta global da circulação atmosférica é sensível à posição e a intensidade da fonte de calor.

Por isso, assumindo que cada resposta individual possa ser interpretada como um modo de oscilação da atmosfera excitado por uma determinada fonte anômala, fez-se a composição levando-se em conta todas as simulações para cada estação do ano. O resultado desta composição é mostrado na Figura 7.9.

Para os casos de verão, a parte da resposta próxima da AS é coerente com os resultados observados na composição da componente meridional do vento em 300 hPa com o trem de ondas disparado nas vizinhanças da ZCPS curvando-se para nordeste após cruzar os Andes. Nos casos secos (Figura 7.9a), as anomalias positivas de geopotencial em 250 hPa sobre o sul da AS são mais intensas do que nos casos úmidos (Figura 7.9b), uma condição desfavorável ao desenvolvimento da convecção, como esperado.

Para o outono, os casos secos (Figura 7.9c) e úmidos (Figura 7.9d) diferem em relação ao padrão de onda. Nos casos secos, o trem de ondas parte da região ao norte da Nova Zelândia e propaga-se em arco até o OA passando pelo extremo sul da AS. Nos casos úmidos, a rota dos núcleos anômalos também é na forma de arco, porém com um número de onda maior (igual a 5).

Durante o inverno, assim como se notou nas simulações com fontes de calor em áreas isoladas, a composição das respostas também não mostra diferenças significativas entre os casos secos (Figura 7.9e) e úmidos (Figura 7.9f). Na primavera, a diferença entre os casos secos e úmidos é notável, apresentando um trem de ondas consistente com as anomalias de circulação observadas, para ambos os casos (Figura 7.9g e Figura 7.9h, respectivamente).

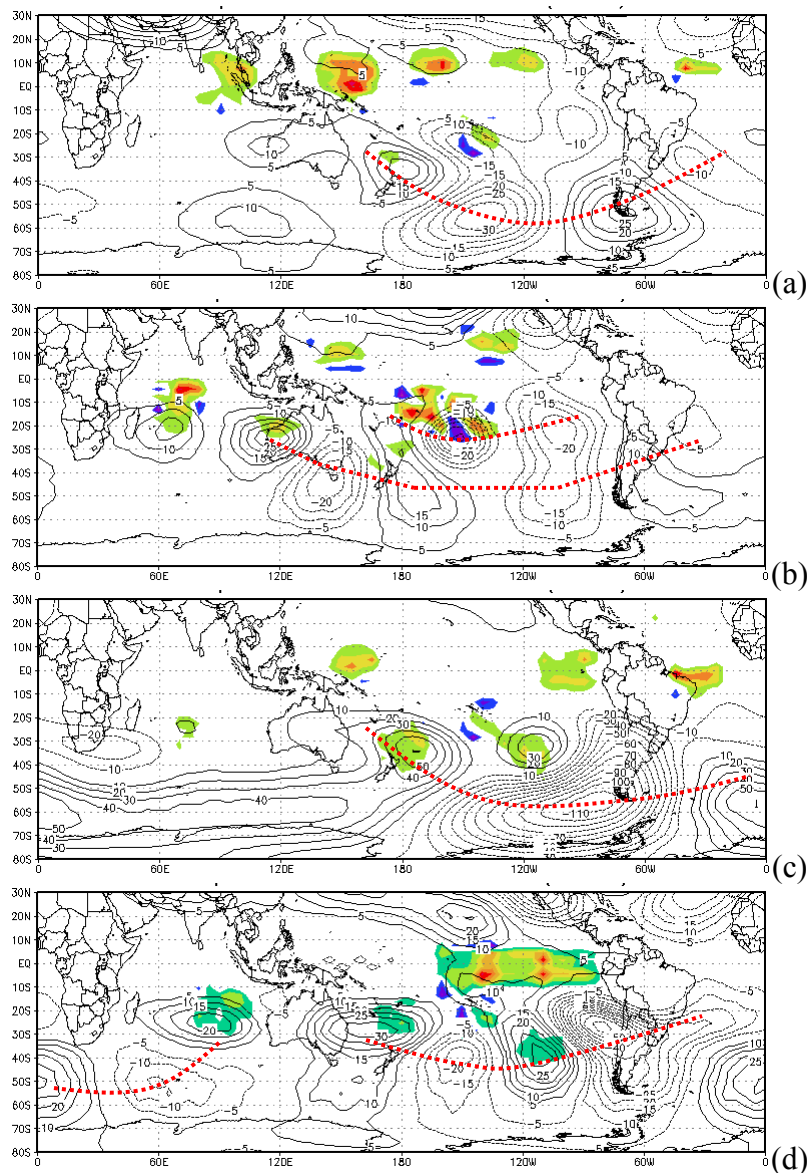


Figura 7.9 – Composição das respostas estacionárias para as forçantes localizadas nas áreas sombreadas. Altura geopotencial em 250hPa para: a) casos secos e b) úmidos de verão; c) casos secos e d) úmidos de outono; e) casos secos e f) úmidos de inverno; g) casos secos e h) úmidos de primavera. Continua...

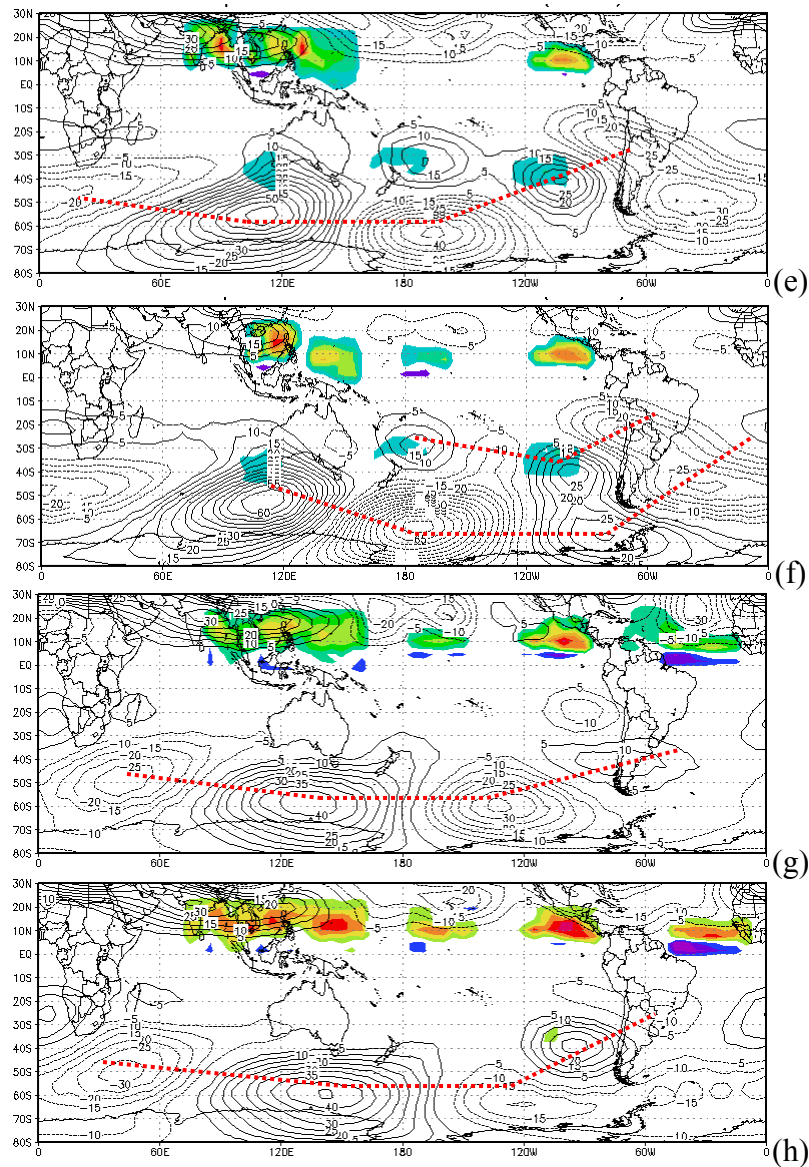


Figura 7.9 – Conclusão.

Finalmente, analisando de forma isolada as respostas do modelo às forçantes mais intensas, fez-se uma composição considerando apenas as três que apresentaram as maiores amplitudes dos cavados e cristas. O resultado apresentado na Figura 7.10 revela que as principais características dos padrões observados são reproduzidas nesta superposição das respostas e o trem de ondas formado, apresenta uma configuração consistente com as anomalias de circulação associadas aos eventos secos e úmidos no sul do Brasil. As anomalias negativas de precipitação no sul do Brasil durante o verão, parecem estar associadas à convecção anômala nas proximidades da Nova Zelândia,

Indonésia e OP tropical leste (Figura 7.10a), resultado esperado e também obtido no estudo observacional com as composições da componente meridional do vento em 300 hPa, mostradas no Capítulo 5. Nos eventos úmidos de verão (Figura 7.10b), as anomalias de circulação sobre a AS são influenciadas pela convecção anômala ao norte da ZCPS e na região da Nova Zelândia.

Para os eventos secos de outono (Figura 7.10c) a composição com forçantes na região da ZCPS, OI e no OP, ao norte da Austrália, consegue reproduzir um padrão consistente com as anomalias de precipitação observadas na região sul do Brasil. Para os casos úmidos (Figura 7.10d), a região da ZCPS, o setor do OP ao norte da Nova Zelândia e do OP Central tropical são as áreas das forçantes que somadas, conseguem simular bem a configuração do trem de ondas observado nas composições da componente meridional do vento.

No inverno, as simulações não são coerentes com a posição em torno do jato subtropical dos padrões observados, pois os trens de onda simulados encontram-se mais ao sul da região em que as anomalias de circulação foram observadas nas composições do capítulo 5. Contudo, tanto para os eventos secos (Figura 7.10e) quanto para os eventos úmidos (Figura 7.10f) as integrações do modelo simulam as posições de cavados e cristas de forma consistente com a geração de precipitação anômala na região do estudo.

Nos casos secos de primavera (Figura 7.10g) forçantes posicionadas no HN conseguem reproduzir um trem de ondas com amplitude bastante intensa e consistente com as anomalias de circulação sobre a região do estudo. Para os casos úmidos (Figura 7.10h) uma anomalia de precipitação nas proximidades da América Central e anomalias mais fracas a leste da Austrália e nas vizinhanças da ZCPS conseguem gerar uma resposta muito semelhante ao padrão observado. Nota-se o padrão característico do PSA observado nas composições do Capítulo 5 embora haja diferença com relação ao número de onda.

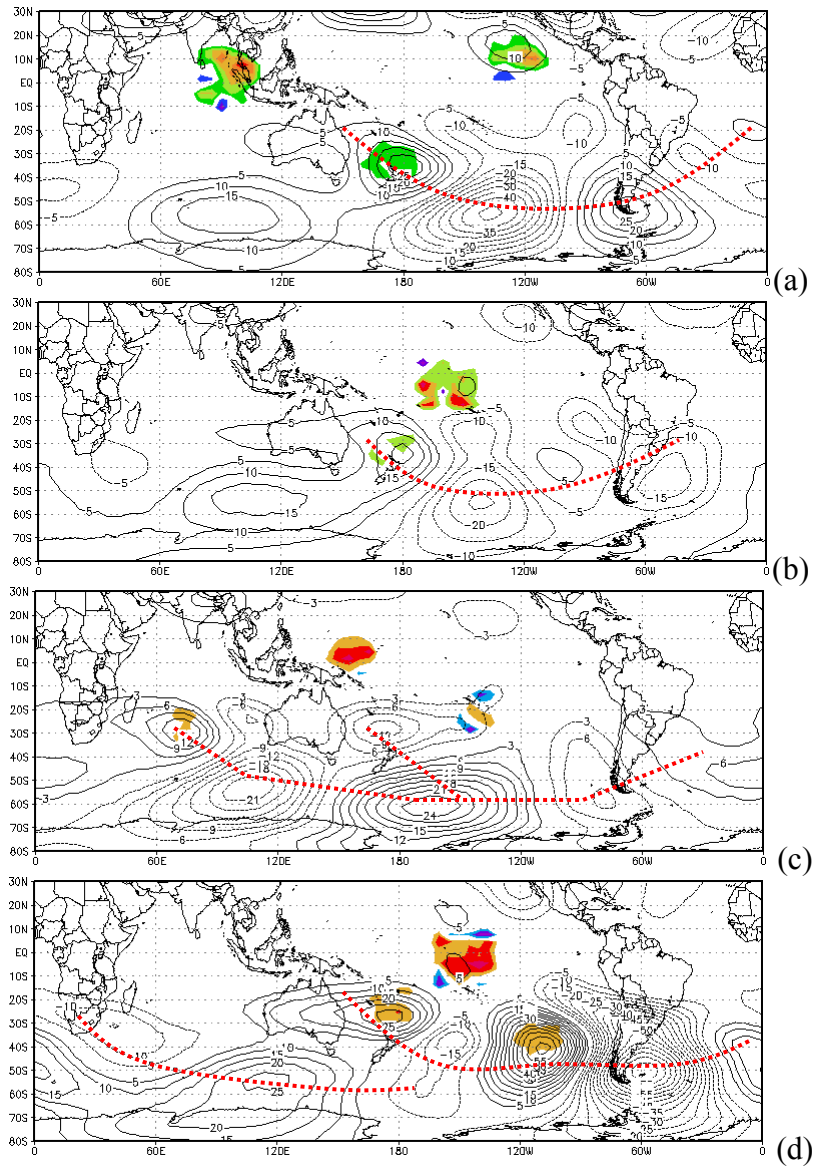


Figura 7.10 – Idem à Figura 7.9. Continua...

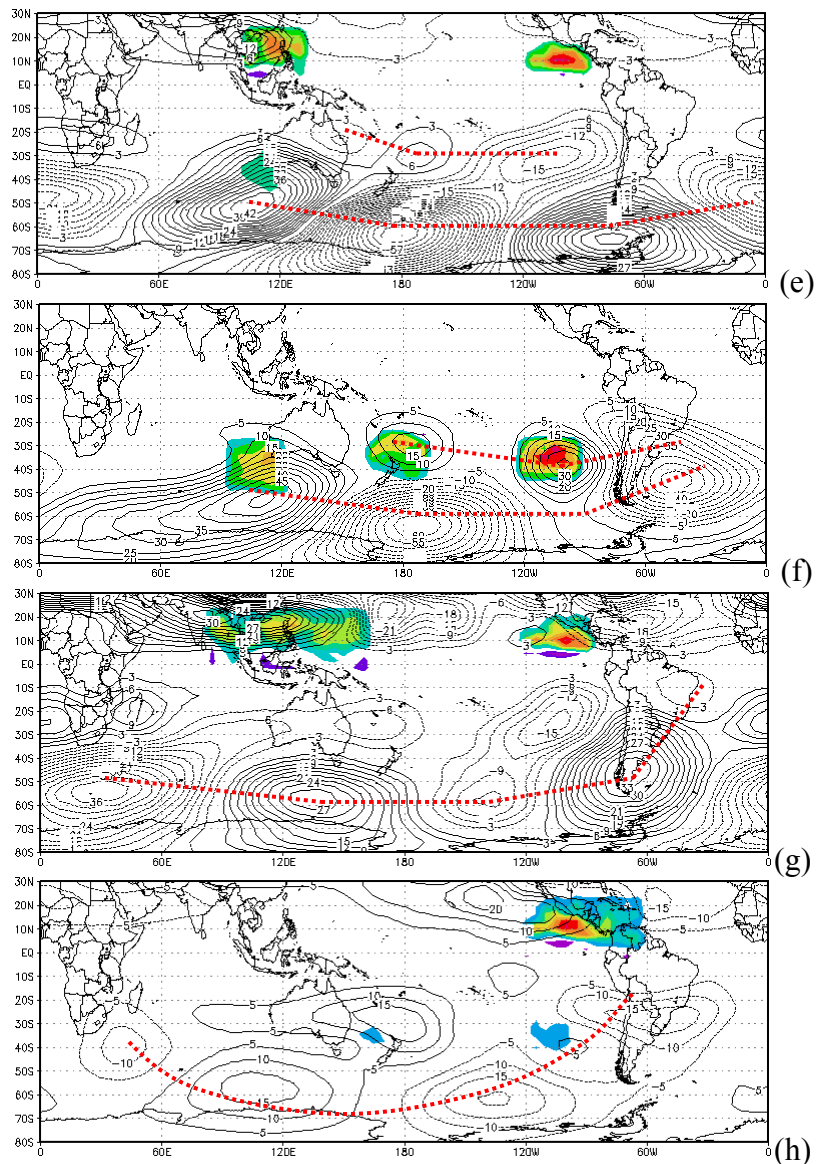


Figura 7.10 – Conclusão.

7.3 - Discussão dos Resultados

A conexão entre a circulação anômala nas vizinhanças do sul do Brasil e a convecção tropical e subtropical foi analisada através de simulações de um Modelo de Água Rasa forçado por anomalias de precipitação observada utilizando-se dados do GPCP. Os experimentos realizados conseguiram reproduzir bem os padrões ondulatórios obtidos pelo método das composições para a componente meridional do vento em 300 hPa

analisadas no Capítulo 5. O modelo também mostrou-se sensível à posição e a intensidade das forçantes utilizadas. Para todas as simulações, a resposta do modelo mostrou uma configuração típica da dispersão de ondas de Rossby estacionárias sobre a esfera (Hoskins e Karoly, 1981).

Particularmente, foi possível obter uma resposta estacionária que simulou bem a propagação para o HS de um trem de ondas gerado no HN durante os eventos secos de verão, quando são observados fortes ventos de oeste na alta troposfera sobre o OP Tropical Leste. Este padrão apresenta características semelhantes a um dos modos de variabilidade mostrados por Hsu e Lin (1992) e obtido através de análise de correlação.

Para a maioria das simulações realizadas com fontes de massa isoladas, a resposta do Modelo de Água Rasa foi consistente com o padrão de circulação observado nas vizinhanças da região de interesse. Na maioria das simulações, a circulação anômala é coerente com o desenvolvimento de convecção anômala sobre o Sul do Brasil, como observado nos casos úmidos e com a supressão da convecção observada nos casos secos. A exceção ocorre nos casos de inverno, cujas simulações não apresentaram diferenças significativas entre os casos secos e úmidos.

A composição realizada com todas as simulações do modelo conseguiu reproduzir as principais características dos trens de onda observados através da composição da componente meridional do vento em 300 hPa (Capítulo 5), inclusive para os casos de inverno. Com exceção dos casos secos de primavera e inverno, as demais composições apresentaram um padrão coerente com as anomalias de circulação observadas quando a forçante estava localizada próxima da ZCPS, confirmando a conexão entre esta região e a região sul-sudeste da AS, observada em outros estudos como os de Grimm e Silva Dias (1995) e Mo e Higgins (1998).

CAPÍTULO 8

CONCLUSÕES E SUGESTÕES FINAIS

Este trabalho teve por objetivo a caracterização dos padrões associados às anomalias de circulação atmosférica na escala global e regional durante eventos secos e úmidos na região Sul do Brasil. Foram utilizadas diversas ferramentas de análise para estudar os eventos selecionados no período de 1979 a 2002.

A Análise de Agrupamentos mostrou 5 regiões com comportamento homogêneo em relação à precipitação mensal, regiões estas semelhantes às obtidas por Grimm (1998) e Cardoso e Silva Dias (2004), que utilizaram um conjunto de dados diferentes. Dos resultados da Análise de Agrupamentos foram selecionados 88 eventos secos e 97 eventos úmidos, distribuídos ao longo do ano, para análises posteriores.

Foi aplicada a Transformada de Ondas (TO) para identificar as oscilações na série de precipitação com enfoque na banda de 2 a 20 pêntadas. Vitorino (2003) e Párraga (2001) também utilizaram esta ferramenta, mas com uma abordagem e conjunto de dados diferentes. Para o Sul do Brasil, Párraga (2001) utilizou apenas 11 séries temporais, mas a TO revelou picos de potências distribuídos em diversos episódios do espaço tempo-período, alguns deles coincidindo com os obtidos neste trabalho. O espectro de potências mostrou que as oscilações de maior potência possuem períodos entre 2 e 6 pêntadas. Em determinados episódios da série de precipitação foram identificadas oscilações intrasazonais e interanuais. Foram observadas superposições entre oscilações com períodos que se estendem desde 2 até 18 pêntadas. Quase todos os episódios em que foram observadas estas superposições ocorreram em anos de El Niño. Particularmente em 1983, 1990 e 1997, os picos do espectro de potências foram observados em escalas acima de 14 pêntadas.

A influência da AAO sobre a precipitação no Sul do Brasil apresentou-se robusta, com a maior parte dos picos significativos coincidindo com eventos El-Niño. Contudo, a relação da fase entre as séries de precipitação e da AAO é muito variável tornando-se difícil estabelecer uma relação causa-efeito. Notou-se uma ligeira tendência para uma maior quantidade de picos com correlações significativas na banda temporal acima de 8 pênadas, serem observados durante o outono. Entretanto, picos significativos em escalas menores do que 8 pênadas também são observados durante o inverno e primavera, e poucos no verão. Estes resultados mostraram que as anomalias de precipitação nesta escala analisada não estão de acordo com os resultados de Grimm *et al.* (1988) que encontrou uma relação importante entre a precipitação na primavera do ano seguinte ao desenvolvimento do El Niño. Também foram observadas diferenças entre as superposições das oscilações em eventos de El Niño diferentes. Estas diferenças estão associadas à intensidade de área de abrangência das anomalias de TSM no OP de acordo com Magaña e Ambrizzi (2005).

As composições do fluxo de umidade integrado na vertical foram calculadas para investigar as fontes e sumidouros de umidade para os eventos de precipitação anômala. Trabalhos anteriores deste tipo (Labraga *et al.*, 2000; Doyle e Barros, 2002; Herdies *et al.*, 2002) mostraram que a principal fonte de umidade para a convecção que se desenvolve no setor sudeste da AS advém da convergência do fluxo de vapor d'água de origem amazônica.

Nesta Tese, as composições para os eventos secos mostraram que a divergência do fluxo de umidade sobre o Sul do Brasil é causada pela presença de um anticiclone anômalo localizado a leste da Argentina e de um ciclone anômalo localizado no OA próximo da costa da região Sudeste do Brasil. No outono e no inverno o escoamento de sudeste consegue penetrar profundamente nos trópicos alcançando o HN pelo norte da AS. Nos eventos úmidos, o dipolo ciclone-anticiclone apareceu invertido. O anticiclone anômalo posiciona-se a leste da região Sudeste e o ciclone a sudeste da região Sul do Brasil. Esta configuração permite que o fluxo de vapor d'água, vindo da região amazônica, adquira

uma componente de noroeste e máxima convergência na área em que são observadas as anomalias de precipitação.

As composições da componente meridional do vento em 300 hPa apresentaram uma configuração ondulatória em todas as épocas do ano, tanto para os eventos secos quanto para os úmidos. Nos eventos secos de verão, notou-se um trem de ondas com uma forte componente de norte sugerindo uma propagação via equador, no setor do OP Tropical Leste, que alcança o sul-sudeste da AS. Para os eventos úmidos de verão a composição mostra um padrão ondulatório localizado entre as latitudes de 30° e 60° S. Para os casos secos de inverno, notou-se um trem de ondas emanando das proximidades da Austrália e propagando-se zonalmente até a AS curvando-se para nordeste após cruzar a cordilheira dos Andes. O confinamento dos núcleos anômalos em torno de 30°S sugere o jato subtropical atuando como um guia para as ondas. Nos eventos úmidos de inverno, a configuração do trem de ondas não é tão organizada quanto nos casos secos a não ser nas proximidades da Cordilheira dos Andes quando ocorre a intensificação dos núcleos anômalos. No outono, observou-se uma configuração com centros anômalos mais ao sul do que no inverno. Nos eventos úmidos, o padrão foi mais robusto do que nos eventos secos e exibiu uma estrutura ondulatória consistente com o número de onda zonal 4. Na primavera, a composição para os casos secos apresentou trajetória bem definida apenas no setor do OP onde a componente meridional do vento apresenta núcleos intensos e orientados para nordeste como nas estações anteriores. Em todas as composições o padrão ondulatório apresentou uma estrutura semelhante ao padrão PSA (Mo e Higgins, 1998).

As composições para a componente meridional do vento em 300 hPa filtrada mostraram que a maior parte da variabilidade da série temporal deve-se a oscilações com períodos entre 2 e 6 pêntadas. Na banda de 6 a 14 pêntadas, as composições mostraram trens de ondas emanando das vizinhanças da Austrália com uma rota em forma de arco curvando-se para nordeste após cruzar os Andes. Nos casos secos de inverno e úmidos

de outono e de verão, este padrão é bem definido com características consistentes com o padrão PSA.

Estudos dos padrões de teleconexão atmosférica mostraram que a teoria linear de propagação de ondas pode explicar alguns dos padrões de variabilidade de baixa frequência observados (Hoskins e Karoly, 1981). Utilizando-se como estado básico uma composição da componente zonal do vento em 300 hPa, a teoria linear (*Ray tracing*) não mostrou sinais de guias de onda durante o verão e outono nas proximidades dos jatos subtropical e polar, como encontrado em Hoskins e Ambrizzi (1993). No inverno, a distribuição do número de onda estacionária mostrou claramente o jato subtropical como um guia de ondas. Na primavera, o guia de ondas na região do jato subtropical é mais notável para os casos úmidos. Foram obtidas rotas de Ondas de Rossby que mostraram ondas de número de onda zonal 3, 4 e 5 que conseguem alcançar a AS a partir das vizinhanças da Austrália e da ZCPS (Berbery *et al.*, 1992; Kidson, 1999). O *ray tracing* conseguiu simular algumas trajetórias encontradas no estudo observacional. Notavelmente as ondas 3 e 4 aparecem em várias simulações com um padrão de propagação semelhante ao do padrão PSA encontrado nas composições da componente meridional do vento em 300hPa.

Simulações realizadas com um modelo simplificado (Modelo de Água Rasa) foram realizadas para avaliar a relação entre as fontes anômalas de calor e as anomalias de circulação atmosférica nas proximidades da região sul do Brasil. A resposta do modelo mostrou-se sensível à posição e à extensão da fonte de massa. Os experimentos reproduziram os padrões obtidos na análise observacional (Capítulo 5). A dispersão das ondas a partir da fonte de calor apresentou uma configuração típica da dispersão de ondas sobre a esfera (Hoskins e Karoly, 1981). Particularmente, foi possível obter uma resposta estacionária que simulou a propagação para o HS do trem de ondas gerado no HN durante os eventos secos de verão.

A análise da composição levando em conta todas as respostas obtidas nas simulações permitiu reproduzir as principais características dos padrões de propagação das ondas observadas. Com exceção dos casos secos de primavera e inverno, a composição das simulações do modelo mostrou a origem das ondas na região próxima da ZCPS, o que confirma a conexão entre esta região do Pacífico e a região sul-sudeste da AS discutida em trabalhos que utilizaram dados e metodologias diferentes dos aqui usados (Grimm e Silva Dias, 1998; Mo, 2000; Magaña e Ambrizzi, 2005).

8.1 – Sugestões para Trabalhos Futuros

Durante o desenvolvimento deste trabalho surgiram idéias que ainda podem ser exploradas na busca de uma resposta melhor ao problema da interação entre as anomalias de precipitação persistentes e a circulação atmosférica. Dentre elas cita-se, por exemplo:

1. Estudar a correlação entre a precipitação no sul do Brasil e o padrão PSA e o IOS, dando enfoque aos anos de El Niño;
2. Calcular o balanço de energia cinética proposto por Mak (1991) para explorar as possíveis interações entre as oscilações de escalas temporais da banda intra-sazonal;
3. A teoria das ondas de Rossby estacionárias explica com razoável sucesso alguns padrões de teleconexão observados. Entretanto, ondas de Rossby estacionárias e ondas de Rossby de baixa frequência, não necessariamente coincidem, principalmente quando a velocidade de fase é levada em conta (Karoly, 1983; Yang e Hoskins, 1996). Por isso, sugere-se para um trabalho posterior, refazer as análises incluindo-se a velocidade de propagação de fase das ondas;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J.; HSU, H-H. Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3661-3672, November 1995.

ANDRADE, C. R. **Análise das Trocas de Energia entre os Modos Verticais e Horizontais, em Resposta à Fontes Tropicais de Calor de Grande Escala.** (INPE-5681-TDI/567). 1994. 331p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 1994.

ARAVÉQUIA, J. A. **Funções de Influência com Dependência Temporal: Aplicações na Interpretação da Deriva de Prognósticos de Tempo e na Gênese de Anomalias Climáticas.** 2003. 242p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto de Astronomia e Geofísica – Universidade de São Paulo (IAG-USP). São Paulo, 2003.

ARKIN, P. A. The Relationship between Interannual Variability in the 200 mb Tropical Wind Field and the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 110, p.1393-1404, October 1982.

ARKIN, P. A; WEBSTER, P. J. Annual and Interannual Variability of Tropical-Extratropical Interaction: An Empirical Study. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1510–1523, September 1985.

BELJAARS, A. C. M.; VITERBO, P; BETTS, A. K.; MILLER, M. J. The Anomalous Rainfall over the United States during July 1993: Sensitivity to Land Surface Parameterization and Soil Moisture Anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 362-384, March 1996.

BERBERY, E. H; NOGUÉS-PAEGLE, J.; HOREL, J. D. Wavelike Southern Hemisphere Extratropical Teleconnections. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 2, p. 155-177, January 1992.

BERBERY, E. H; NOGUÉS-PAEGLE, J. Intraseasonal Interactions between the Tropics and Extratropics in the Southern Hemisphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 13, p. 1950-1965, July 1993.

BERBERY, E. H; BARROS, V. The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630-645, 2002.

CANDIDO, L. A. **Impacto da Condição Inicial de Água no Solo na Previsão de Verão da América do Sul**. (INPE-10477-TDI-931) 2004. 224p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) São José dos Campos, 2004.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite Phases of the Antarctic Oscillation and Relationship with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral Summer. **Journal of Climate**, v. 18, p. 702-718, March 2005.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de Precipitação no Sul do Brasil e Variações na Circulação Atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Drought in Brazil during Summer and Fall 2001 and Associated Atmospheric Circulation Features. **Revista Climanálise**, n. 01, p.1-10, 2004.

CHANG, F. C.; WALLACE, J. M. Meteorological Conditions during Heat Waves and Droughts in the United States Great Plains. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1253-1269, July 1987.

CONRADO, H. **Estudo Sinótico de Períodos Deficientes de Chuvas no Rio Grande do Sul**. (INPE-5456-TDI-498). 1992. 146p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 1992.

DOYLE, M. E.; BARROS V. R. Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v.15, p. 3394-3410, December 2002.

EDELBROCK, C. Comparing the Accuracy of Hierarchical Clustering Algorithms: the Problem of Classifying Everybody. **Multivariate Behavior Research**, v. 14, p. 367-384, 1979.

FARGE, M. Wavelet Transforms and their Applications to Turbulence. **Annual Reviews of Fluid Mechanics**, v. 24, p. 395-457, 1992.

FERRANTI, L.; PALMER, T. N.; MOLTENI, F.; KLINKER, E. Tropical-Extratropical Interaction Associated with the 30-60 Day Oscillation and its Impact on Medium and Extended Range Prediction. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 18, p. 2177-2199, September 1990.

FIGUEROA S. N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L. Simulation of the Summer Circulation over the South American Region with Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, May 1995.

FIGUEROA S. N. **Estudo dos Sistemas de Circulação de Verão sobre a América do Sul e suas simulações com Modelos Numéricos**. (INPE-7121-TDI-672). 1999. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 1999.

FRANK, B; PINHEIRO, A. **Enchentes na Bacia do Itajaí: 20 Anos de Experiência**. Blumenau: FURB, 2003, 237p. ISBN(85-7114-139-8).

GAN, M. A. **Ciclogêneses e Ciclones sobre a América do Sul.** (INPE-5400-TDI-479) 1992. 185p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 1992.

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

GAN, M. A.; RAO, V. B. The Influence of the Andes Cordillera on Transient Disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p.1141-1157, June 1994.

GANDÚ, A. W.; SILVA DIAS, P. L. Impact of Tropical Heat Sources on the South American Tropospheric Circulation and Subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D6, p. 6001-6015, 1998.

GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 10, p.2713-2733, October 1998.

GONZÁLEZ, M. H.; BARROS, V. The Relationship between Tropical Convection in South America and the End of the Dry Period in Subtropical Argentina. **International Journal of Climatology**, v. 18, p.1669-1685, 1998.

GRIMM, A. M; SILVA DIAS, P. L. Analysis of Tropical-Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 20, p. 3538-3555, October 1995.

GRIMM, A. M; FERRAZ, S. E. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2863-2880, November 1998.

GRINSTED, A.; MOORE, J.; JEVREJEVA, S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, n. 5/6, p. 561-566, 2004.

HERDIES, D. L.; DA SILVA, A.; SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. Moisture Budget of the Bimodal Pattern of the Summer Circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, 10.1029/2001JD000997, 2002.

HIGGINS, R. W.; YAO, Y.; YAROSH, E. S.; JANOWIAK, J. E.; MO, K. C. Influence of the Great Plains Low-Level Jet on Summertime Precipitation and Moisture Transport over the Central United States. **Journal of Climate**, v. 10, p.481-507, March 1997.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An Investigation of the Annual Cycle of Convective Activity over the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 21, p. 1388-1403, November 1989.

HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, p.1179-1196, June 1981.

HOSKINS, B. J.; AMBRIZZI, T. Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**. v. 50, n. 12, p. 1661-1671, June 1993.

HSU, H-H.; HOSKINS, B. J.; JIN, F-F. The 1985/86 Intraseasonal Oscillation and the Role of the Extratropics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 7, p. 823-839, April 1990.

HSU, H-H; LIN, S-H. Global Teleconnections in the 250-mb Streamfunction Field during the Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1169-1190, July 1992.

HURREL, J. W.; VINCENT, D. G. On the Maintenance of Short-Term Subtropical Wind Maxima in the Southern Hemisphere during SOP-1, FGGE. **Journal of Climate**, v. 4, p. 1009-1022, October 1991.

JAMES, I. N. On the Forcing of Planetary-Scale Rossby Waves by Antarctica. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 114, p. 619-637, 1988.

JAMES, I. N. **Introduction to Circulating Atmospheres**. New York: Cambridge University Press, 1994, 422 pp. ISBN(0-521-42935-8).

JEVREJEVA, S.; MOORE, J. C.; GRINSTED A. Influence of the arctic oscillation and El Nino-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D21, 4677, doi:10.1029/2003JD003417, 2003.

KAROLY, D. J. Rossby Wave Propagation in a Barotropic Atmosphere. **Dynamics of Atmospheres and Oceans**, v. 7, p. 111-125, 1983.

KASAHARA, A. Numerical Integration of the Global Barotropic Primitive Equations with Hough Harmonic Expansions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 5, p. 687-701, May 1977.

KAUFMAN, L.; ROUSSEAU, W.: **Finding Groups in Data: an Introduction to Cluster Analysis**. New York (John Wiley & Son). 1990, 263p.

KELLER FILHO, T.; ASSAD, E. D.; LIMA, P. R. S. R. Regiões pluviométricamente homogêneas no Brasil. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, v. 40, n. 4, p. 311-322, 2005.

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Circulation Anomalies Associated with Tropical Convection during Northern Winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 1900-1923, September 1992.

KILADIS, G. N.; WEICKMANN, K. M. Horizontal Structure and Seasonality of Large-Scale Circulations Associated with Submonthly Tropical Convection. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 1997-2013, September 1997.

KNUTSON, T. R.; WEICKMANN, K. M. 30-60 Day Atmospheric Oscillations: Composite Life Cycles of Convection and Circulation Anomalies. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1407-1436, July 1987.

KODAMA, Y. M. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ and SACZ) I: Characteristics of Subtropical Frontal zones. **Journal of the Meteorology Society of Japan**, v. 70, p. 813-836, 1992.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing Longwave Radiation Climatology for the South America Sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T.; CAVALCANTI, I. F. A. A Review of the Southern Oscillation: Oceanic-Atmospheric Circulation Changes and Related Rainfall Anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal Modes of Outgoing Longwave Radiation and 250-mb Circulation for the South American Sector. **Journal of Climate**, v. 7, p. 1131-1143, July 1994.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul - El Niño. Características, Evolução e Anomalias de Precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36(11), p. 1888-1899, 1984.

LABRAGA, J. C.; FRUMENTO, O.; LOPEZ, M. The Atmospheric Water Vapor Cycle in South America and the Tropospheric Circulation. **Journal of Climate**, v.13, p. 1899-1915, June 2000.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The Large-Scale Environments of the Global Populations of Mesoscale Convective Complexes. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2756-2776, August 2000.

LAU, K-M.; LIM, H. On the Dynamics of Equatorial Forcing of Climate Teleconnections. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 2, p. 161-176, January 1984.

LAU, K.-M.; PENG, L. Dynamics of Atmospheric Teleconnections during the Northern Summer. **Journal of Climate**, v. 5, p. 140-158, February 1992.

LAU, K. M.; WENG, H. Climate Signal Detection Using Wavelet Transform: How to Make a Time Series Sing. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, n.12, p. 2391-2402, December 1995.

LIEBMANN, B.; HARTMANN, D. L. An Observational Study of Tropical-Midlatitude Interaction on Intraseasonal Time Scales During Winter. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n.23, p. 3333-3350, December 1984.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinity of the Low-Level Jet East of the Andes and Comparison to Those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3829-3842, October 2004

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p.702-708, July 1971.

MADDEN, R.; WILLIAMS, J. The Correlation between Temperature and Precipitation in the United States and Europe. **Monthly Weather Review**, v. 106, p. 142-147, January 1978.

MAGAÑA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of Subtropical Vertical Motions over the Americas during El Niño Boreal Winters. **Atmosfera**, v. 18, n. 4, p. 211-233, 2005.

MAK, M. Dynamics of an Atmospheric Blocking as Deduced from its Local Energetic. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 117, p. 477-493, 1991.

MARAUN, D.; KURTHS, J. Cross Wavelet Analysis: Significance Testing and Pitfalls. **Nonlinear Processes in Geophysics**, v. 11, p. 505–514, 2004.

MARENGO, J. Interannual Variability of Surface Climate in the Amazon Basin. **International Journal of Climatology**, v.12, p. 853-863, 1992.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P. ; WAINER, I. C. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v.14, p. 833-852, March 2001.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. A Diagnosis of a Long Lasting Blocking Event over the Southeast Pacific Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 1761-1776, August 1999.

MATTHEWS, A. J.; KILADIS, G. N. The Tropical-Extratropical Interaction between High-Frequency Transients and the Madden-Julian Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 127, p. 661-677, May 1999.

MIMMACK, G. M.; MASON, S. J.; GALPIN, J. S. Choice of Distance Matrices in Cluster Analysis: Defining Regions. **Journal of Climate**, v. 14, p. 2790-2797, June 2002.

MO, K. C.; GHIL, M. Oscillatory Modes in the Southern Hemisphere. **Third International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**. p. 144-145, 1989.

MO, K. C; PEAGLE, J. N.; PEAGLE, J. 1995: Physical Mechanisms of the 1993 Summer Floods. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 7, p. 879-895, April 1995.

MO, K. C; PEAGLE, J. N.; HIGGINS, R. W. Atmospheric Process Associated with Summer Floods and Droughts in the Central United States. **Journal of Climate**, v. 10, p. 3028-3046, December 1997

MO, K. C; HIGGINS, R. W. The Pacific-South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, June 1998.

NAMIAS, J. Cold Waters and Hot Summers. **Nature**, v. 338, p. 15-16, 1989.

NOGUÉS-PAEGLE J.; MO, K. C. Transient Response of the Southern Hemisphere Subtropical Jet to Tropical Forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n.9, p. 1493-1508, May 1988.

NOGUÉS-PAEGLE J.; MO, K. C. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, February 1997.

OGLESBY, R. J.; ERICKSON, D. J. Soil Moisture and the Persistence of North American Drought. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1362-1380, November 1989.

PAEGLE, J. K.; MO, K. C.; PAEGLE, J. N. Dependence of Simulated Precipitation on Surface Evaporation during the 1993 United States Summer Floods. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 345-361, March 1996.

PALMER, T. N.; BRANKOVIC, C. The 1988 United States Drought linked to Anomalous Sea Surface Temperature. **Nature**, v. 338, p. 54-57, 1989.

PROHASKA, F. The Climate of Argentina, Paraguay and Uruguay. **World Survey of Climatology**, v. 12, p. 13-112, 1976

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual Variations of Rainfall over Brazil and Water Vapor Characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D21, p. 26539-26551,1996.

RATISBONA, C. R. The Climate of Brazil. Climate of Central and South America, **World Survey of Climatology**, v.12, p. 219-293, 1976.

RIEHL, H. **Tropical meteorology**. New York: Mc Graw-Hill, 1954. 420 p.

SARDESHMUKH, P. D.; HOSKINS, B. J. The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 7, p.1228-1251, April 1988.

SATYAMURTY P.; PINHEIRO, R. S.; LEMES, M. A. M. On the Stationary Trough Generated by the Andes. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 510-520, April 1980.

SELUCHI, M. E. **Estudio de los comportamientos de los sistemas sinópticos migratorios en la Argentina**. 1993. 243 p. Tese (Doutorado em Meteorología). Departamento de Ciencias de la Atmósfera, Universidad de Buenos Aires. Buenos Aires, 1993.

SELUCHI, M. E.; LE TREUT, H.; SERAFINI, Y. V. The Impact of the Andes on Transient Atmospheric Systems: A Comparison between Observations and GCM Results. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 895-912, April 1998.

SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-Midlatitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic Aspects and Examples of Intense Events South America. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 10, p. 1167-1190, 2000.

SILVA DIAS, P. L.; CAPLAN, P.; KOUSKY, V. E. As Chuvas Intensas de Fevereiro de 1988: Circulação Global e Previsibilidade. **In: Anais: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. 1988, Rio de Janeiro, RJ. Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1988.

STRETEN, N. A. Antarctic Meteorology: the Australian Contribution. Past, Present and Future. **Australian Meteorological Magazine**, v. 28, n. 3, p. 105-140, 1980.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, January 1998.

TORRENCE, C.; WEBSTER, P. J. Interdecadal Changes in the ENSO-Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 12, p. 2679- 2690, August 1999.

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; ARKIN, P. A. Origins of the 1988 North American Drought. **Science**, v. 242, p.1640-1645, December 1988.

TRENBERTH, K. E; BRANSTATOR, G. W. Issues in Establishing Causes of the 1988 Drought over North America. **Journal of Climate**, v. 5, p.159-172, February 1992.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, August 1987.

VENEGAS, S. A. Statistical Methods for Signal Detection in Climate. Copenhagen: DCESS, 2001. 96 p.

VERA, C.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold Season Synoptic-Scales Waves over Subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 130, p. 684-699, March 2002.

VIRJI, H.; KOUSKY, V. E. Regional and Global Aspects of the Low Latitude Frontal Penetration in Amazonas and Associated Tropical Activity. In: INTERNATIONAL CONFERENCE OF SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY, 1, 1983, São José dos Campos, São Paulo. **Proceedings**. Boston, MA. **American Meteorological Society**, 1983. p 215-220.

VITORINO, M. I. **Análise das Oscilações Intrasazonais sobre a América do Sul e Oceanos adjacentes utilizando a Análise de Ondeletas**. (INPE-9822-TDI/865). 2003. 344 p. Tese (Doutorado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). São José dos Campos, 2003.

WALLACE, J. M.; GUTZLER, D. S. Teleconnections in the Geopotential Height Field during Northern Hemisphere Winter. **Monthly Weather Review**, v.109, p. 784-812, April 1981.

WARD, J. H. Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. **Journal of the American Statistical Association**, v. 58, p. 236-244, 1963.

WOLFSON, N.; ATLAS, R.; SUD, Y. C. Numerical Experiments Related to the Summer 1980 U.S. Heat Wave. **Monthly Weather Review**, v. 115, p.1345-1357, July 1987.

YANG, G.-Y.; HOSKINS, B. J. Propagation of Rossby Waves of Nonzero Frequency. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.53, n. 16, p.2365-2378, August 1996.

ZHOU, J.;LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, p. 1020-1040, May 1998.

ZWALLY, H. J.;PARKINSON, C. L.;COMISO, J. C. Variability of Antarctic Sea Ice: and Changes in Carbon Dioxide. **Science**, v. 220, p.1005-1012, 1983.

APÊNDICE A

O MODELO DE ÁGUA RASA

A teoria da Água Rasa considera uma fina camada de fluido incompressível, em equilíbrio hidrostático, com densidade constante e em rotação sob a superfície da Terra. Assume-se que a escala de comprimento vertical é muito menor do que a escala de

comprimento horizontal. O fluido apresenta uma superfície livre com altura média H (constante) sobre a qual estão superpostos pequenos desvios h , sendo a superfície inferior plana ao nível médio do mar e a superfície superior livre e à altura equivalente (h_e). O campo de velocidade é representado por u , v e w , as componentes escalares na direção zonal, meridional e vertical, respectivamente. Com estas considerações, as equações do momentum e da continuidade de massa para a camada de fluido descrita acima podem ser escritas na seguinte forma:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \quad (\text{A.1})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (\text{A.2})$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (\text{A.3})$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{C.4})$$

As equações (A.1 a A.2) são as equações do momentum, (A.3) a equação da hidrostática e (A.4) a equação da continuidade. Todas as variáveis têm seus significados usuais.

A partir da hipótese da incompressibilidade é possível obter algumas simplificações importantes no modelo representado pelas equações (A.1 a A.4). A primeira delas é supor o escoamento horizontal independente da altura. Dessa forma a equação da continuidade pode ser reescrita de maneira que a altura h fique exposta.

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.5})$$

A segunda simplificação envolve a Equação da Hidrostática que pode ser integrada de maneira que resultem os dois termos do gradiente horizontal da pressão.

Incluindo estas simplificações no modelo representado pelas Equações A.1 a A.4 são obtidas as equações da água rasa na forma usual (Kasahara, 1977):

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - fv + \frac{\partial \Phi}{\partial x} = 0 \quad (\text{A.6a})$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + fu + \frac{\partial \Phi}{\partial y} = 0 \quad (\text{A.6b})$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + u \frac{\partial \Phi}{\partial x} + v \frac{\partial \Phi}{\partial y} + c^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \Phi \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (\text{A.6c})$$

onde $\Phi = gh$ é a perturbação no campo do geopotencial (Φ), cujo valor médio é $\bar{\Phi} = gH$ e $c = \sqrt{gH}$ é a velocidade de fase das ondas de gravidade puras, na ausência do efeito da rotação da Terra.

Neste modelo pode-se incluir o efeito do aquecimento devido à convecção inserindo um termo representativo da forçante F no lado direito da Equação (A.6c), associado à adição ou remoção de massa na camada atmosférica. Esta forçante pode representar o efeito do aquecimento diabático resultante da liberação de calor latente de condensação associado à convecção úmida. Uma forma razoável de parametrizar tal mecanismo físico é considerar a forçante proporcional à divergência horizontal ou, então, especificar este termo de modo a representar hipoteticamente uma anomalia no campo de ROLE ou de precipitação (Raupp e Silva Dias, 2005).

O modelo pode incluir outros processos físicos, tais como a dissipação de *momentum* e de calor sensível associados à difusão turbulenta, e os processos radiativos. Estes processos são parametrizados considerando-se uma dissipação do tipo *Rayleigh* (proporcional à velocidade) nas equações do *momentum* e um *resfriamento newtoniano* (proporcional à temperatura) na equação do geopotencial.

Incluindo estes processos, o modelo representado pelas Equações (A.6), em coordenadas esféricas, assume a seguinte forma:

$$\frac{du}{dt} - \left(f + \frac{u}{a} \tan \phi \right) v + \frac{g}{a \cos \phi} \frac{\partial h}{\partial \lambda} + \kappa u = 0 \quad (\text{A.7a})$$

$$\frac{dv}{dt} + \left(f + \frac{u}{a} \tan \phi \right) u + \frac{g}{a} \frac{\partial h}{\partial \phi} + \kappa v = 0 \quad (\text{A.7b})$$

$$\frac{dh}{dt} + \frac{h}{a \cos \phi} \left[\frac{\partial h}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \phi} (v \cos \phi) \right] - F = 0 \quad (\text{A.7c})$$

onde $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{u}{a \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{v}{a} \frac{\partial}{\partial \phi}$ é a derivada total.

O passo seguinte na construção do modelo é a normalização das variáveis de estado (u , v , h e t) escrevendo o sistema de equações numa forma matricial mantendo os termos lineares e não-lineares em lados opostos da equação. A solução é obtida através da expansão das variáveis em termos das funções de Hough que satisfazem as Equações da Maré de Laplace (detalhes em Bonatti, 1981; Andrade, 1994; Aravéquia, 2003; entre outros).

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

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

Manuais Técnicos (MAN)

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

Notas Técnico-Científicas (NTC)

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

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

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

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

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

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

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

Programas de Computador (PDC)

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

Pré-publicações (PRE)

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