

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

*Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e
Pacífico e as condições climáticas nas Regiões
Sul e Sudeste do Brasil*

por

Andréa de Oliveira Cardoso

Orientador:

Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias

São Paulo - SP
Junho de 2005

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

Ao Deus triúno dedico este trabalho.

ÍNDICE

	Página:
AGRADECIMENTOS	VI
ABSTRACT	VII
RESUMO	VIII
LISTA DE ABREVIATURAS	IX
LISTA DE FIGURAS	XII
LISTA DE TABELAS	XVIII
CAPÍTULOS:	
CAPÍTULO 1 – <i>INTRODUÇÃO</i>	1
CAPÍTULO 2 – <i>DADOS</i>	8
2.1 – Dados utilizados	8
2.1.1 – Precipitação observada	8
2.1.2 – Precipitação simulada	12
2.1.3 – Vazão de rios observada	12
2.1.4 – Temperatura da superfície do mar	13
2.1.5 – Pressão ao nível do mar	14
2.2 – Transformação dos dados e adequação para a análise	14
CAPÍTULO 3 – <i>CLIMATOLOGIA DA PRECIPITAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES PLUVIOMÉTRICAS HOMOGÊNEAS</i>	15
3.1 – Regime de Precipitação sobre o Sul e Sudeste do Brasil	15
3.2 – Identificação de regiões pluviométricas homogêneas	19
3.2.1 – Tratamento aplicado aos dados de precipitação	19

3.2.2 – Análise de agrupamento	21
3.2.3 – Análise Discriminante	24
3.2.4 – Regiões homogêneas identificadas	26
3.3 – Relação entre extremos de precipitação e a TSM	31
CAPÍTULO 4 – COMPONENTES PRINCIPAIS DE TSM	15
4.1 – Análise de componentes principais	39
4.2 – Metodologia	40
4.3 – Principais modos de variabilidade de TSM do OA e OP	43
4.3.1 – Componentes principais rotacionados de TSM no OA	44
4.3.2 – Componentes principais rotacionados de TSM no OP	48
4.4 – Conclusão	52
CAPÍTULO 5 – MODELO ESTOCÁSTICO DE PREVISÃO	54
5.1 – Modelo de previsão estocástica	54
5.2 – Validação do modelo estocástico	57
5.2.1 – Método de validação cruzada	61
5.2.2 – Método de validação iterativa cronológica	64
5.3 – Modelo estocástico de previsão de precipitação	67
5.4 – Modelo estocástico de previsão de vazão	73
5.5 – Conclusão	78
CAPÍTULO 6 – DESEMPENHO DO MODELO CPTEC – COLA	79
6.1 – Modelo CPTEC/COLA	79
6.2 – Avaliação da destreza do modelo através da análise de componentes principais	82

6.3 – Comparação entre as precipitações simuladas pelo MCGA CPTEC/COLA e pelo modelo estocástico	90
6.4 – Acoplamento entre a TSM e a precipitação	93
6.5 – Conclusão	100
CAPÍTULO 7 – EXPERIMENTOS COM O MODELO CPTEC – COLA	102
7.1 – Elaboração dos experimentos	102
7.2 – Resultados dos experimentos	106
7.2.1 – Correlações entre TSM e a precipitação modelada	106
7.2.2 – Análise dos campos modelados no EOAS	109
7.2.3 – Análise dos campos modelados no EOPS	115
7.3 – Escoamento anômalo associado às anomalias precipitação dos experimentos	119
7.4 – Conclusão	122
CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES	
8.1 – Sumário e Conclusões	137
8.2 – Sugestões para trabalhos futuros	142
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	144
APÊNDICE 1	A1
APÊNDICE 2	A4
APÊNDICE 3	A6
APÊNDICE 4	A12

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, agradeço a Deus por ter permitido e me dado condições de finalizar esse trabalho.

Ao meu amado esposo, Willians, pelo companheirismo, paciência e incentivo durante essa jornada. A toda minha família sem restrições, especialmente à minha querida mãe.

Também em especial agradeço ao Prof. Dr. Pedro Leite da Silva Dias, por ter me dado a oportunidade de ser sua orientada, por me transmitir muito de seus conhecimentos, pelo seu entusiasmo pela ciência que é contagiante e, além de tudo isso, por me ensinar a ética profissional.

Agradeço pelo apoio financeiro da FAPESP (Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo) a este projeto de doutorado (Processo: 01/00227-8). Também, ao apoio do programa CRN-PROSUR, financiado pelo IAI.

Agradeço muitíssimo pela contribuição de alguns pesquisadores e ou professores no desenvolvimento deste trabalho. À Profa. Dra Teresinha Xavier, por enumeráveis contribuições, deixo o meu sincero agradecimento. À Profa. Dra Iracema Cavalcanti e ao Dr. Henrique Barbosa pela contribuição na parte dos experimento numéricos com o modelo global CPTEC/COLA. Ao Dr. Robin T. Clarke pelas importantes sugestões apresentadas. Ao Dr. José Aravéquia, pela disponibilização da ferramenta iterativa utilizada neste trabalho.

Agradeço ao CPTEC-INPE pelo fornecimento dos dados de precipitação simulada pelo modelo CPTEC/COLA. Ao DAEE e a ANA pela disponibilização dos dados pluviométricos. Aos grupos de pesquisa do IPH-UFRGS e do LIAPA – UNA pela cessão dos dados de vazão.

Agradeço a todos os funcionários do IAG, em especial a Marisa, Luciana, Samuel e Fagner. Também agradeço, aos professores da Meteorologia que juntos tornam os cursos de Graduação e Pós Graduação completos e eficientes. À Profa. Dra. Leila Carvalho, agradeço pela supervisão no meu estágio de aperfeiçoamento em ensino (PAE).

Finalmente, agradeço aos meus amigos que sempre estiveram me apoiando. Agradeço a amizade da Regina, Eliane, Magaly , Edmilson, Carlos Raupp, Carlos Patsko, Marisa, Tatiana, Anita, Marcelo S., Demerval, Dirceu, José Antônio, Odon e aos demais colegas do departamento. Em especial, agradeço a Simoninha e ao Robinson, pela amizade e pela disposição em me ajudar a qualquer hora do dia ou da noite. De vocês meus queridos amigos, já estou com saudades...

ABSTRACT

The relationship between the Atlantic Ocean (OA) and Pacific Ocean (OP) sea surface temperature (SST) and both precipitation and some rivers flow in South (S) and Southeast (SE) regions of Brazil, was studied in this thesis. Diagnostic and prognostic relationships between the SST anomalies and precipitation and river flow were also established. The statistical results were compared with numerical experiments using the CPTEC/COLA atmospheric general circulation model (AGCM).

A cluster analyses defines the seasonal and monthly precipitation regions with homogeneous characteristics. Significant correlations between OA and OP SST lags and extreme events of rainfall over monthly homogeneous precipitation regions in the S and SE were determined. The rotated principal component analysis allowed to reduce the dimension of SST time series to be applied into a stochastic model, regressive, developed to forecast the average precipitation and river flows into homogeneous regions. The predictors of this model were the scores of the principal components of SST. This was verified that a SST is a good predictor of flow and precipitation mainly over the SE Brazil, pointing out a significant contribution of modes with high amplitudes in the tropical and subtropical OP, completed by the SST variations over the subtropical belt of the south Atlantic.

The modes of precipitation variation in the CPTEC/COLA ACGM were compared with the structure of observed modes. The main differences were found respect to the time series of modes, showing that the climatic mode was more efficient to represent the spatial variability rather than the temporal variability of precipitation. The comparison of performance between the stochastic model of the regional precipitation forecast and the CPTEC/COLA AGCM showed that these two models have similar efficiency in the precipitation regions over South of Brazil and interior of Sao Paulo. With respect to the Sao Paulo shore the global model was superior respect to the other one. However, the stochastic model had better performance over all the other precipitation regions evaluated, especially over the north part of the Southeast Brazil.

The performance of the CPTEC/COLA ACGM was validated through two numerical experiments studying the perturbation in the SST over the subtropical OP and OA. The perturbation generated in the SST of the southeast OA affected the local atmospheric circulation that intensified the subtropical high of south Atlantic and maintained an unfavorable configuration for transient to reach the Southeast Brazil. A weak relationship between the SST lag over the subtropical OP and the summer precipitation over S and SE Brazil was found. In general, the experimental results show that the CPTEC/COLA AGCM is sensible to the forcing in the subtropical region, and is capable to reproduce the teleconnection patterns known in the literature.

RESUMO

Neste trabalho de doutorado é investigada, observacionalmente e através da modelagem numérica, a relação da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Atlântico e Pacífico (OA e OP, respectivamente) com a precipitação e vazão de alguns rios nas Regiões S e SE do Brasil. Também são estabelecidas relações diagnósticas e prognósticas entre as anomalias de TSM e a precipitação e a vazão. Os resultados estatísticos são comparados com experimentos numéricos com o modelo global CPTEC/COLA.

Uma análise de agrupamento define regiões pluviométricas, mensais e sazonais, com características homogêneas. Foram determinadas correlações significativas entre a TSM defasada no OA e OP e os eventos extremos de chuva sobre as regiões pluviométricas homogêneas mensais do S e SE. A análise de componentes principais rotacionada permitiu reduzir a dimensão das séries temporais de TSM para aplicação em um modelo predictor estocástico, regressivo, desenvolvido para prever a precipitação média nas regiões homogêneas e vazão de rios. Os preditores são os *scores* dos componentes principais de TSM. Verificou-se que a TSM é um bom predictor de vazão e precipitação, principalmente no SE brasileiro, indicando significativa contribuição de modos com altas amplitudes no OP tropical e subtropical, completada pelas variações na TSM sobre a faixa subtropical do OA sul.

Os modos de variação da precipitação no modelo global CPTEC/COLA foram comparados com as estruturas dos modos observados. As principais diferenças são encontradas com respeito às séries temporais dos modos, o que evidencia que o modelo climático é mais eficaz na representação da variabilidade espacial da precipitação, do que da temporal. Comparando a destreza do modelo estocástico de previsão de precipitação regionalizada com a destreza do modelo global CPTEC/COLA, observou-se que estes modelos apresentam destrezas similares no caso das regiões pluviométricas sobre o Sul do Brasil e interior de São Paulo. No caso do litoral de São Paulo o modelo global supera o modelo estocástico. Porém, o modelo estocástico apresenta uma melhor performance para o restante das regiões pluviométricas avaliadas, destacando-se principalmente para o norte da Região Sudeste do Brasil.

Para investigar a sensibilidade do modelo global CPTEC/COLA às perturbações na TSM sobre OP e OA subtropical, foram executados dois experimentos numéricos. A perturbação gerada na TSM no OA sudoeste afeta localmente a circulação atmosférica, intensificando a alta subtropical do Atlântico sul e mantendo-a numa configuração desfavorável para que os transientes atinjam o SE brasileiro. Foi encontrada apenas uma fraca relação da TSM defasada sobre o OP subtropical e a precipitação de verão sobre o S e SE do Brasil. De maneira geral os resultados dos experimentos mostram que o modelo de circulação geral atmosférico CPTEC/COLA é sensível às forçantes na região dos subtrópicos e que este modelo é capaz de reproduzir padrões de teleconexões conhecidos na literatura.

LISTA DE ABREVIATURAS

Agência Nacional de Águas	ANA
Alta Subtropical do Atlântico Sul	ASAS
Alta Subtropical do Pacífico Sul	ASPS
América do Sul	AS
Análise de Componentes Principais	ACP
Análise de Correlação Canônica	ACC
Autovalor	Λ
Center of Ocean – Land – Atmosphere	COLA
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos	CPTEC
Coefficiente de correlação	CC
Componente principal	CP
Componente principal rotacionado	CPR
Controle, cuja condição de contorno é a TSM climatológica mensal	CTR
Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo.	DAEE
Desempenho por categoria	PC
Desvio padrão	σ
Dezembro-janeiro-fevereiro	DJF
El Niño – Oscilação Sul	ENOS
Empirical orthogonal function	EOF
Erro	S
Erro amostral do autovalor	$\delta\lambda$
Erro médio	VIÉS

Espírito Santo	ES
Experimento do Oceano Atlântico subtropical	EOAS
Experimento do Oceano Pacífico subtropical	EOPS
Hemisfério Norte	HN
Hemisfério Sul	HS
Índice de Oscilação Sul	IOS
Junho-julho-agosto	JJA
Laboratório de investigação ambiental e problemas atmosféricos – Universidade Nacional de Assunção	LIAPA – UNA
Linear Error in Probability Space	LEPS
Março-abril-maio	MAM
Método de regressão passo-a-passo	stepwise
Modelo de circulação geral atmosférico	MCGA
Minas Gerais	MG
National Center for Environmental Prediction	NCEP
Nordeste Brasileiro	NEB
Oceano Atlântico	OA
Oceano Índico	OI
Oceano Pacífico	OP
Pacific South American	PSA
Parâmetro de desempenho (“performance”)	PP
Paraná	PR
Pressão ao nível do mar	PNM
Raiz do erro médio quadrático	REMQ

Região Sul	S
Rio do Janeiro	RJ
Rio Grande do Sul	RS
Santa Catarina	SC
São Paulo	SP
Setembro-outubro-novembro	SON
Sistema de Modelagem Estatística dos Oceanos	SIMOC
Soma do quadrado dos erros	SSE
Sudeste	SE
Temperatura da superfície do mar	TSM
Zona de Convergência do Atlântico Sul	ZCAS
Zona de Convergência do Pacífico Sul	ZCPS
Zona de Convergência Intertropical	ZCIT
Zona de Convergência do Índico Sul	ZCIS

LISTA DE FIGURAS

<i>Legendas</i>	<i>Página</i>
CAPÍTULO 2	
Figura 2.1: (a) Localização das estações pluviométricas obtidas; (b) Localização das estações pluviométricas usadas do trabalho (fonte: ANA e DAEE).	009
Figura 2.2: Grade considerada no cálculo da precipitação média em cada ponto de grade. Os círculos vermelhos destacam os pontos que contém séries completas de precipitação média na grade regular (1,8° X 1,8°).	012
CAPÍTULO 3	
Figura 3.1: Climatologia de precipitação anual no período de 1961 a 1995.	016
Figura 3.2: Climatologia de precipitação sazonal no período de 1962 a 1995.	016
Figura 3.3: À esquerda estão os gráficos da variação da distância euclidiana pelo estágio da análise de cluster, sendo destacados os estágios 40 a 46 e o “ponto de parada” através do círculo vermelho. À direita estão os correspondentes mapas com as regiões pluviométricas homogêneas, caracterizadas para: a) todos os meses do ano; b) DJF; c) MAM; d) JJA; e) SON	028
Figura 3.4: Valores da precipitação mensal relacionados a média, mediana (50%) e aos quantis de 15%, 35%, 65% e 85%, calculados sobre cada região pluviométrica homogênea.	030
Figura 3.5: Isolinhas de coeficientes de correlação entre TSM do OA e OP e os episódios muito secos (EMS) e muito chuvosos (EMC) nas regiões homogêneas mensais. Os mapas de correlação estão apresentados conforme a correlação entre: (a) EMC (região 1) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (b) EMS (região 1) e a TSM defasada em 2 e 6 meses; (c) EMC (região 2) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (d) EMS (região 2) e a TSM defasada em 2 e 8 meses; (e) EMC (região 3) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (f) correlação EMS (região 3) e a TSM defasada em 1 mês e 5 meses; (g) correlação EMC (região 4) e a TSM defasada em 1 e 10 meses; (h) EMS (região 4) e a TSM defasada em 5 mês e 8 meses; (i) EMC (região 5) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (j) EMS (região 5) e a TSM defasada em 1 mês e 5 meses. O sombreado destaca as regiões com correlações estatisticamente significativas, pelo teste <i>t de Student</i> , ao nível de significância de 5%.	034
CAPÍTULO 4	
Figura 4.1: Amplitudes dos autovalores e seus respectivos erros amostrais correspondentes a cada modo de TSM do OA (a) e do OP (b).	043
Figura 4.2: Sete primeiros componentes principais rotacionados (CPRs) de TSM sobre o OA. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (<i>loadings</i>) de cada modo de TSM (sombreado colorido) e as isolinhas de correlação entre a série temporal do modo e o campo de PNM observado. Nos mapas estão apresentados apenas os <i>loadings</i> significativos pelo teste <i>t</i> Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (<i>scores</i>) de cada CPR suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.	046

Figura 4.3: Sete primeiros componentes principais rotacionados (CPRs) de TSM sobre o OP. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM (sombreado colorido) e as isolinhas de correlação entre a série temporal do modo e o campo de PNM observado. Nos mapas estão apresentados apenas os *loadings* significativos pelo teste t' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CPR suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo

CAPÍTULO 5

Figura 5.1: Ilustração do procedimento utilizado na validação cruzada. O número de iterações é igual ao tamanho da série.

Figura 5.2: Comparação entre a vazão natural observada (linha vermelha contínua) no Rio Paraná com a vazão prevista pelo estocástico (linhas pontilhadas coloridas), para o período de 1992 a 2001, utilizando o método de validação cruzada. Previsões a partir dos preditores defasados em : um mês (linha azul); dois meses (linha preta); três meses (linha verde); quatro meses (linha rosa). No topo do gráfico estão os valores dos parâmetros de desempenho em cada defasagem indicada pelo subscrito.

Figura 5.3: Ilustração do procedimento utilizado na validação iterativa cronológica. O número de iterações é igual ao valor $n-T_{ini+1}$.

Figura 5.4: Comparação entre a vazão natural observada (linha vermelha contínua) no Rio Paraná com a vazão prevista pelo estocástico (linhas pontilhadas coloridas), para o período de 1992 a 2001, utilizando o método de validação iterativa cronológica. Previsões a partir dos preditores defasados em : um mês (linha azul); dois meses (linha preta); três meses (linha verde); quatro meses (linha rosa). No topo do gráfico estão os valores dos parâmetros de desempenho para cada defasagem indicada pelo subscrito.

Figura 5.5: Comparação da precipitação observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para cada região pluviométrica homogênea mensal. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura 5.6: Comparação da precipitação observada (linha contínua vermelha) com as melhores previsões realizadas pelo modelo estocástico (linha pontilhada), para as regiões pluviométricas homogêneas mensais 1 e 2. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura 5.7: Comparação da vazão mensal observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para os postos: (a) Salto Grande (RS); (b) Aguapeí (SP); (c) Pardo (SP); (d) Piracicaba (SP); (e) Tietê (SP); (f) Paraíba do Sul (SP); (g) Queimado (MG); (h) Três Marias. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

CAPÍTULO 6

Figura 6.1: Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de DJF. O sombreado destaca as regiões com coeficientes

estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%.

Figura 6.2: (a) e (b) Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de MAM. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%; (c) À esquerda (direita) mostra a comparação das séries temporais do modo 1 (2) de precipitação observada e modo 2 (1) de precipitação modelada para o trimestre de MAM

Figura 6.3: Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de JJA. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%.

Figura 6.4: (a) e (b) Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de SON. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%; (c) À esquerda (direita) mostra a comparação das séries temporais do modo 1 (2) de precipitação observada e modo 2 (1) de precipitação modelada para o trimestre de SON.

Figura 6.5: Comparação entre o desempenho dos modelos estocástico e CPTEC – COLA com e sem viés para a previsão de precipitação sobre as cinco regiões pluviométricas homogêneas mensais, no período de 1986 a 1995. A linha vermelha mostra a série de precipitação observada (Obs), a linha azul (Mest) indica a previsão pelo modelo estocástico, e as linhas tracejadas preta e verde mostram as simulações pelo MCGA CPTEC – COLA com e sem viés (Mcc e Mcc-v, respectivamente). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam o modelo avaliado, sendo *est* o estocástico, *cc* CPTEC – COLA com viés e *cc-v* CPTEC – COLA sem viés.

Figura 6.6: Modos canônicos de precipitação observada (acima) e simulada (abaixo) e a TSM sobre o OP (a) e sobre o OA (b). No lado esquerdo está ilustrada a distribuição espacial de cada campo. No lado direito estão apresentadas as séries temporais de cada modo canônico, e a correlação entre esses campos apresentados: (a) Acima o modo canônico 3 de TSM no OP (em SON) e de precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OP (em SON) e precipitação simulada (em DJF); (b) Acima o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação simulada (em DJF).

Figura 6.7: Modos canônicos de precipitação observada (acima) e simulada (abaixo) e a TSM sobre o OP (a) e sobre o OA (b). No lado esquerdo está ilustrada a distribuição espacial de cada campo. No lado direito estão apresentadas as séries temporais de cada modo canônico, e a correlação entre esses campos apresentados: (a) Acima o modo canônico 3 de TSM no OP (em SON) e de precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OP (em SON) e precipitação simulada (em DJF); (b) Acima o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação simulada (em DJF).

CAPÍTULO 7

Figura 7.1: Em vermelho destacam-se as regiões com TSM defasada sobre o Atlântico (a) e Pacífico (b), focalizadas nos experimentos com o modelo CPTEC – COLA.

Figura 7.2: Séries temporais do valor médio da TSM observada (azul), climatológica (vermelho) e defasada SON (preto) sobre a região da região considerada nos experimentos: (a) EOAS; (b) EOPS.

Figura 7.3: Isolinhas de coeficientes de correlação entre a TSM defasada (SON) utilizada nos experimentos do OA (a) e do OP (b) e a precipitação simulada média sobre cada região pluviométrica homogênea de DJF. O sombreado destaca as regiões positivamente e negativamente correlacionadas, com nível de 0,05% (test t).	108
Figura 7.4: (a) Campo de PNM (hPa), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de PNM DJF simulado no experimento de OA e o campo de PNM DJF obtido pela rodada de controle (mostrado em a); (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.	124
Figura 7.5: (a) Campo de precipitação (mm/dia), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de precipitação DJF simulado no experimento de OA e o campo de precipitação DJF obtido pela rodada de controle (mostrado em a); (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.	125
Figura 7.6: (a) Campo de fluxo de calor latente da superfície (W/m^2), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de fluxo de calor latente da superfície DJF simulado no experimento de OA e o campo de fluxo de calor latente da superfície DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP. (d), (e) e (f), mesmo que (a), (b) e (c), respectivamente, exceto para o campo de fluxo de calor sensível.	126
Figura 7.7: (a) Diferença entre o campo radiação de onda curta (W/m^2), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de radiação de onda curta DJF obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	127
Figura 7.8: (a) Diferença entre o vento (m/s) em 1000 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	127
Figura 7.9: (a) Diferença entre campo de fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa ($10^{-4}m/s$), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa DJF obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	128
Figura 7.10: (a) Diferença entre o cisalhamento vertical do vento (m/s) (campos em 200 hPa menos 700 hPa), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	128
Figura 7.11: (a) Campos de linha de corrente e magnitude do vento em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulados pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de vento simulado no experimento de OA e o campo de vento obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.	129
Figura 7.12: (a) Campo de função de corrente ($10^6.m^2/s$) em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de função de corrente simulado no experimento de OA e o campo de função de corrente DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.	130

Figura 7.13: Corte vertical em latitude (30°, 40°, 50°, 60°) no campo de função de corrente ($10^6 \cdot \text{m}^2/\text{s}$), médio para DJF (1983-1995): (a) Diferença entre campo simulado no experimento de OA e o obtido pela rodada de controle com TSM climatológica, no trimestre de DJF; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	131
Figura 7.14: (a) Campo de Potencial de velocidade ($10^6 \cdot \text{m}^2/\text{s}$) em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulados pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de Potencial de velocidade simulado no experimento de OA e o campo de Potencial de velocidade DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.	132
Figura 7.15: (a) Diferença entre o campo de Divergência ($10^{-6}/\text{s}$), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de Divergência em 850 hPa obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.	133
Figura 7.16: (a) Isolinhas de coeficientes de correlação entre a vento meridional em 200 hPa simulado no experimento do OA e a precipitação simulada media sobre cada região pluviométrica homogênea de DJF; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP. O sombreado destaca as regiões positivamente e negativamente correlacionadas, com nível de 0,05% (test t).	134
Figura 7.17: Altura geopotencial de 200 hPa (contornos) dado pela integração dos resultados de Função de Influência com a forçante derivada da divergência prognosticada para 3 dias de integração do modelo barotrópico com $h_e=250\text{m}$, para o estado básico de janeiro. Os sombreados indicam as regiões com valores significativos da forçante usada na integração. Neste caso o campo de anomalia de precipitação utilizado para escolher as forçantes foi a precipitação resultante da diferença de EOAS-CTR. Resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004) para as forçantes selecionadas, conforme: (a) área entre a faixa de 40°S a 20°N de todo o globo; (b) área do dipolo de precipitação sobre o oeste do OA sul; (c) núcleo ao sul do dipolo destacado em (b); (d) núcleo ao norte do dipolo destacado em (b); (e) área do dipolo de precipitação na parte norte da região da ZCPS ; (f) área do dipolo de precipitação na região da ZCIS.	135
Figura 7.18: Altura geopotencial de 200 hPa (contornos) dado pela integração dos resultados de Função de Influência com a forçante derivada da divergência prognosticada para 3 dias de integração do modelo barotrópico com $h_e=250\text{m}$, para o estado básico de janeiro. Os sombreados indicam as regiões com valores significativos da forçante usada na integração. Neste caso o campo de anomalia de precipitação utilizado para escolher as forçantes foi a precipitação resultante da diferença de EOPS-CTR. Resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004) para as forçantes selecionadas, conforme: (a) área entre a faixa de 40°S a 20°N de todo o globo; (b) área do dipolo de precipitação sobre o centro do OP sul; (c) núcleo sul do dipolo destacado em (b); (d) núcleo norte do dipolo destacado em (b); (e) área do dipolo de precipitação no norte da Austrália e Indonésia ; (f) área do OA sul sudoeste.	136

APÊNDICE 2

Figura A2.1: Quatro primeiros componentes principais (CPs) de TSM sobre o OA. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (<i>loadings</i>) de cada modo de TSM. O sombreado destaca as áreas com <i>loadings</i> significativos pelo teste t' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (<i>scores</i>) de cada CP suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.	A4
--	-----------

Figura A2.2: Quatro primeiros componentes principais (CPs) de TSM sobre o OP. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM. O sombreado destaca as áreas com *loadings* significativos pelo teste t' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CP suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.

APÊNDICE 3

Figura A3.1: Comparação da precipitação mensal observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas mensais: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5. Estão destacadas as previsões realizadas com cinco a doze meses de defasagem (Prev-5 a Prev-12). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura A3.2: Comparação da precipitação observada em DJF (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura A3.3: Comparação da precipitação observada em MAM (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura A3.4: Comparação da precipitação observada em JJA (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Figura A3.5: Comparação da precipitação observada em SON (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

LISTA DE TABELAS

<i>Legendas</i>	<i>Página</i>
CAPÍTULO 5	
Tabela 5.1: Valores do erro S' para cada um dos possíveis pares de previsão / observação. Neste caso a variável avaliada está separada em cinco categorias.	059
Tabela 5.2: Para cada região homogênea e defasagem da previsão (1 a 4 meses), destacando-se o número de preditores indicados pelo teste F e os correspondentes CPR que compõem o grupo de preditores utilizados para a previsão.	073
CAPÍTULO 7	
Tabela 7.1: Período correspondente a TSM imposta para cada mês de previsão na região da região para os experimentos do OA e OP (primeira linha) e no restante do oceano e CTR (segunda linha).	105

Capítulo 1

INTRODUÇÃO

As Regiões Sul (S) e Sudeste (SE) do Brasil abrigam a maior parte da população do País e conduzem atividades econômicas voltadas basicamente à indústria e agricultura. O sucesso dessas atividades está altamente sujeito à eficiência das previsões e monitoramento do clima, visto que importantes culturas agrícolas dependem da precipitação e temperatura. Além disso, a disponibilidade de energia elétrica é basicamente afetada por anomalias de precipitação que por vez podem alterar o rendimento industrial.

As previsões são também muito importantes para a defesa civil, pois estas regiões possuem grandes centros urbanos que são constantemente afetados por episódios de chuvas intensas e tempestades que causam enchentes, destruição do solo e grandes transtornos a população. Este trabalho será focalizado numa análise diagnóstica do controle das anomalias de temperatura da superfície do mar (TSM) no regime pluviométrico da região S/SE e no desenvolvimento de modelos empíricos de previsão com antecedência de alguns meses. Resultados de experimentos com um modelo global de circulação da atmosfera, forçado por anomalias de temperatura da superfície do mar são utilizados para explorar o significado físico dos parâmetros usados nos modelos empíricos.

Estudos recentes forneceram fortes evidências de que os oceanos Atlântico e Pacífico desempenham um papel significativo nas flutuações climáticas que ocorrem nessas regiões. Contudo, ainda se conhece pouco de como se processam essas influências de ambos oceanos e de que forma podem ser exploradas para melhorar o prognóstico climático.

O número de estudos que focalizam a interação oceano-atmosfera tem aumentado nas últimas décadas. A maior parte destes estudos avaliam os vários impactos do fenômeno El Niño – Oscilação Sul (ENOS) sobre o clima de diversas regiões do globo (Ropelewski e Halpert (1987); Kilads e Dias (1989); Trenberth e Hoar (1996); Trenberth et. al. (1998).

Ocorreu um considerável avanço na compreensão das influências do ENOS sobre o território Brasileiro, devido às contribuições de estudos observacionais e empíricos. Isto conseqüentemente auxiliou no aumento da qualidade das previsões de longo prazo, pois as flutuações na TSM no oceano Pacífico (OP) tropical associadas ao ENOS atuam como um modulador global do clima em escala de tempo interanual. Pode-se citar como exemplo, o modelo de circulação geral CPTEC/COLA (modelo espectral do Center of Ocean – Land – Atmosphere, usado no Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos), que tem simulado razoavelmente bem as variações observadas no ENOS, desde que estas variações sejam primeiramente prescritas pela TSM. Este modelo global também tem representado de forma satisfatória a variabilidade interanual da chuva na bacia Amazônica (Marengo et al., 2000; Grimm et al., 2002) apesar de subestimar significativamente o total anual.

Ao caracterizar as variações anuais da chuva sobre o Brasil, Rao e Hada (1990) completaram seus estudos diagnósticos correlacionando a precipitação sobre o Rio Grande do Sul e o índice de Oscilação Sul (IOS). Os resultados mostraram que a chuva nessa região é significativamente (negativamente) correlacionada com o IOS, sendo que a correlação mais alta foi verificada na primavera. Os autores sugeriram que na fase negativa da oscilação ocorre um fortalecimento da circulação de Hadley, que por vez transporta mais momento angular absoluto, mantendo um jato subtropical mais forte. Esta situação do escoamento em altitude mantém os sistemas frontais no sul do Brasil, favorecendo a maior acumulação de chuva nesta região e reduzindo a precipitação no Nordeste Brasileiro (NEB). Outra situação que pode estar relacionada a diminuição da chuva no NEB, seria a modificação da circulação de Walker associada a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial. De acordo com Kousky et al. (1984), ocorre o estabelecimento de uma circulação caracterizada por movimentos verticais ascendentes sobre a região de anomalias positivas de TSM no Pacífico e movimentos descendentes

sobre o leste da Amazônia e Região Nordeste do Brasil, o que está associado às secas severas nestas regiões em casos de fortes eventos El Niño.

Contudo, anomalias de chuvas no NEB não se devem somente ao ENOS e como os estudos observacionais indicam alguma relação entre a chuva no NEB e da região S/SE, é relevante analisar quais são os controles identificados sobre a chuva no NEB. O oceano Atlântico (OA) tropical desempenha um papel significativo na variação de precipitação nesta região, devido a influência de dois modos de variabilidade. O primeiro modo é similar ao ENOS no Pacífico, com manifestações principais no equador, e variação nas escalas temporais sazonal e interanual. O segundo modo de variabilidade climática interanual, é caracterizado por um gradiente inter-hemisférico norte – sul na TSM. Os núcleos deste último apresentam variações na TSM entre 5°-25°N e 5°N-20°S, com escalas de tempo sazonal, interanual e decadal, sendo que este padrão de variabilidade é chamado de dipolo do OA (Moura e Shukla, 1981; Servain, 1991; Huang e Shukla, 1997; Servain et al., 1999; Carton e Huang, 1993).

O gradiente inter-hemisférico no OA equatorial, desempenha influências diretas na manifestação, posicionamento e intensidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Nobre, 1993; Nobre e Shukla, 1996). Anomalias negativas (positivas) de TSM no OA equatorial norte (sul) associam-se com anomalias positivas de precipitação sobre o NEB (Uvo e Graham, 1998).

Pezzi e Cavalcanti (2001) mostram, através de experimentos numéricos, que a fase negativa do Atlântico tropical (quente ao sul), durante condições de El Niño, influencia somente a Região Nordeste do Brasil, mudando o sinal das anomalias de precipitação, tornando-as positivas, sobre o norte desta Região e reduzindo a intensidade das anomalias negativas de precipitação sobre esta região. Em anos caracterizados pelas condições associadas ao fenômeno La Nina, a precipitação no Brasil é influenciada pelo padrão de anomalias de TSM sobre o OA tropical.

Uma série de estudos de Servain exploram a importância da variabilidade da TSM do OA tropical e sua relação com o ENOS, fornecendo evidências de que as relações defasadas entre ENOS e anomalias de TSM no OA são significativas com vários meses (6 a 11) meses de antecedência (Servain, 1990;1991; Servain e Arnault, 1995; Servain et

al. 1998;1999). Lanzante (1996) e Enfield e Mayer (1997) destacaram que existem anomalias de TSM no OA associadas com as anomalias características do ENOS, com uma certa defasagem. Esta associação defasada também foi observada em Grimm et al. (1998), indicando que as anomalias de precipitação no Sul do Brasil, que ocorrem no ano seguinte a eventos ENOS, podem ser influenciadas por anomalias de TSM no sudeste do OA.

Barros e Doyle (1997) fizeram uma análise de componentes principais da precipitação anual no sul da América do Sul (AS), para o período de 1916 a 1991, e constataram que o primeiro componente é fortemente correlacionado o IOS.

Estudos de Grimm et al. (1998) mostraram que existe uma consistente relação entre anomalias de precipitação na Região Sul do Brasil e eventos El Niño e La Niña. Havendo uma tendência a ocorrer anomalias positivas (negativas) na primavera de El Niño (La Niña) e no outono e inverno do ano seguinte a esses episódios, concordando com os resultados de outros trabalhos (Ropelewski e Halpert (1987); Rao e Hada (1990); Kiladis e Diaz (1989)). Através do uso de funções de influência, Grimm (1997), sugeriu uma possível relação entre a presença de uma anomalia ciclônica no Sudeste do Brasil, e a posição da convecção mais intensa em uma região bem definida do Pacífico Central e Leste, favorecendo o aumento de chuvas na Região Sul.

Barros et al. (2002) observaram que em eventos El Niño (La Niña), anomalias máximas de precipitação coincidem com o fortalecimento (enfraquecimento) da componente do fluxo de norte e da advecção quente em baixos níveis. Foi destacado que perturbações sazonais na temperatura são principalmente verificadas no inverno de eventos ENOS, sendo notado que, em algumas áreas, o aumento da precipitação é acompanhado pelo aumento da temperatura.

Coelho et al. (2002) sugerem que o Sudeste brasileiro é uma região de transição caracterizada por anomalias de chuva com sinais opostos, definindo a fronteira entre as condições secas no Nordeste e chuvosas no Sul do Brasil. Grimm e Ferraz (1998) também notaram uma alternância de sinais entre as regiões do sul e do norte do SE do Brasil, indicando a transição entre impactos opostos do El Niño.

Estudos de Ferreira (1996) destacaram que o número de quinquêdeos secos por mês no Estado de São Paulo, tende a ser menor que o normal nos episódios de El Niño. Também foi observado que a influência dos eventos La Niña revelaram alguns sinais com relação a períodos de seca na estação chuvosa, principalmente em novembro e dezembro. Contudo, nos demais meses da estação chuvosa verificou-se uma tendência a ocorrência de chuva acima da média associada a estes eventos.

Cardoso e Silva Dias (2004) identificaram regiões dos oceanos Atlântico Sul e Pacífico Sul que possuem correlações significativas com a temperatura na cidade de São Paulo no inverno. Para ambos oceanos, observou-se a presença de um dipolo de correlações significativas. Correlações mais altas foram verificadas para o caso do OA sudoeste e no OP tropical leste, persistindo com a defasagem da TSM (1 a 3 meses). Foram desenvolvidos modelo empíricos de previsão de temperatura do ar usando modos de TSM defasada como preditores.

Estudos de Veiga et al. (2002) mostraram a existência de quatro áreas sobre o OP tropical e equatorial e duas sobre o OA sul que exercem influências sobre as chuvas de monção em parte das Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Resultados apresentados em Grimm (2003) sugerem que a precipitação e a circulação de monção de verão no Brasil são afetadas por perturbações de grande escala associadas aos eventos El Niño e pelo aquecimento anômalo da superfície no SE do Brasil, durante a primavera. Destacou-se também que o impacto do El Niño no verão tem uma forte variação sazonal.

Robertson e Mechoso (1998) destacaram uma relação significativa entre a componente quase-decadal nas vazões dos rios Uruguai e Paraná e alterações da TSM no Atlântico, além de máximos interanuais em escala de tempo do fenômeno ENOS. Foi sugerido que a influência do OP ocorre em escala interanual e do OA em escala decadal.

Há outras evidências de que o clima do S e SE Brasil seja influenciado por anomalias de TSM no OA sudoeste. Em algumas situações pode haver uma certa defasagem temporal (Khan et al, 1998). A costa leste do cone Sul da AS é uma área ciclogênica que, dependendo das anomalias de TSM, pode ser mais ou menos favorável a ciclogênese (Saraiva e Silva Dias, 1997). Gan e Rao (1991) destacou que o contraste de temperatura entre continente e oceano, juntamente com o gradiente de TSM provocado

pelo encontro da corrente das Malvinas com a do Brasil, conduzem a situações favoráveis para a intensificação do fluxo de calor sensível, que é um importante controle para o desenvolvimento de ciclones extratropicais.

Diaz et al. (1998) mostraram a existência de relações significativas entre anomalias de precipitação sobre o Uruguai e o estado do Rio Grande do Sul e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico. Esses autores destacam a ligação entre as anomalias positivas de TSM no sudoeste do Atlântico sul e a precipitação acima do normal sobre toda a região nos períodos de outubro a dezembro e abril a junho. Contudo, quando as anomalias de ambos oceanos são consideradas simultaneamente, as associações com as anomalias são, em alguns casos, mais fortes e em outros, mais fracas.

Robertson e Mechoso (2000) exploraram a existência de possíveis relações entre a variação interanual e interdecadal da posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) com a TSM no Atlântico, encontrando sinais significativos. Foi observado que as anomalias de TSM no OA sudoeste acompanham as intensificações interanuais da ZCAS, com anomalias negativas ao norte de 40°S e positivas ao sul. Na escala interdecadal uma relação significativa é verificada para a TSM ao norte de 30°S se estendendo ao equador. Outros estudos também sugerem uma relação entre a precipitação sobre a ZCAS e a TSM no OA sudoeste (Barreiro et al., 2002; Chaves e Nobre, 2004).

De acordo com os vários trabalhos mencionados acima, dentre outros, há fortes indícios de que a precipitação sobre o S e SE brasileiro apresenta relações com a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico. Desta forma, é importante conhecer melhor esta ligação, visto que é grande o interesse na confiabilidade da previsão climática sobre estas Regiões. Além disso, várias atividades econômicas e própria sociedade, são vulneráveis as variações climáticas.

Sem dúvida, é de importância social e econômica melhorar o nível de acerto das previsões climáticas nas Regiões S e SE do Brasil. Para isso é necessário um maior conhecimento das variáveis atmosféricas e oceânicas que podem afetar o clima dessas regiões. Portanto, o objetivo deste trabalho de doutorado é estudar, observacionalmente e numericamente, a influência da TSM no OA e OP sobre a precipitação, e vazão de alguns rios, no S e SE brasileiro. Será dada uma ênfase para a conexão da TSM com a chuva.

Pretende-se também, aprofundar-se nos aspectos dinâmicos que possam estar envolvidos nesta interação. Os resultados desse estudo poderão ser úteis ao aprimoramento de modelos de previsão e para as atividades de monitoramento do clima no S e SE do Brasil.

No desenvolvimento deste trabalho foi realizado, inicialmente, um estudo observacional da distribuição espacial e temporal da precipitação, sendo caracterizadas sub-regiões de precipitação com comportamento pluviométrico semelhante. Foram identificados e discutidos os principais modos de variabilidade da TSM no OA e OP, através do uso da Análise de Componentes Principais, reduzindo a dimensão do conjunto de dados de cada oceano. Foram investigadas as relações entre a TSM e a precipitação, buscando estabelecer condições prognósticas. Desenvolveu-se um modelo estocástico de previsão de precipitação no qual os componentes principais da TSM são utilizados com preditor. Avaliou-se o desempenho do modelo de circulação geral atmosférico CPTEC/COLA para a simulação de precipitação sobre o S e SE. Também foram desenvolvidos experimentos com este modelo, buscando avaliar sua sensibilidade a alterações nas anomalias de TSM. Através dos experimentos explorou-se os possíveis processos envolvidos na relação entre a TSM e a precipitação.

Informações e descrições dos dados utilizados neste trabalho podem ser encontradas no capítulo 2. No capítulo 3 há discussões sobre a climatologia da precipitação e a caracterização de regiões pluviométricas homogêneas mensais e sazonais. Neste mesmo capítulo é investigada a relação TSM com a precipitação sobre as regiões homogêneas. Análises observacionais dos principais modos de variabilidade da TSM e de sua relação com a pressão ao nível do mar, são apresentadas no capítulo 4. No capítulo 5 são mostrados os passos seguidos no desenvolvimento do modelo estocástico de previsão de precipitação e vazão, além de serem apresentados os resultados das previsões realizadas. Uma avaliação detalhada sobre o desempenho do modelo CPTEC/COLA para a simulação de precipitação sobre o S e SE é encontrada no capítulo 6. No capítulo 7 são detalhados e discutidos os experimentos realizados com o modelo CPTEC/COLA, alterando as condições de contorno (forçante) do modelo, ou seja, perturbando a TSM no OA e OP. Neste capítulo são analisados os resultados dos experimentos, buscando sugerir alguns processos que podem estar associados às conexões identificadas.

Capítulo 2

DADOS

2.1 – Dados utilizados

Para o desenvolvimento deste estudo foram utilizados dados mensais das seguintes variáveis: *i*) precipitação pluviométrica observada; *ii*) precipitação pluviométrica simulada pelo modelo CPTEC/COLA; *iii*) vazão de rios observada; *iv*) temperatura da superfície do mar; *v*) pressão ao nível do mar.

Informações sobre a origem, distribuição e resolução dos dados, são apresentadas a abaixo.

2.1.1 – Precipitação observada

Os dados de precipitação pluviométrica observada são oriundos da Agência Nacional de Águas (ANA) e do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) do Estado de São Paulo.

O conjunto de dados da ANA é composto por dados precipitação diária e pode ser obtido na forma digital no site '<http://hidroweb.ana.gov.br/hidroweb/>'. Neste trabalho foram utilizadas as médias mensais dos dados da ANA distribuídos sobre os Estados do S e SE brasileiro.

Para completar o conjunto de dados da ANA, utilizou-se os dados mensais de precipitação do DAEE, que tem uma grande rede de estações abrangendo todo o Estado de São Paulo, com longos períodos de medidas. Estes dados estão disponibilizados através de CD que pode ser obtido diretamente com o DAEE.

A Figura 2.1a mostra a localização das 1438 estações pluviométricas da ANA e do DAEE que foram selecionadas por possuírem um período de medidas superior a 30 anos, pois para o desenvolvimento de um estudo climatológico são necessários registros longos.

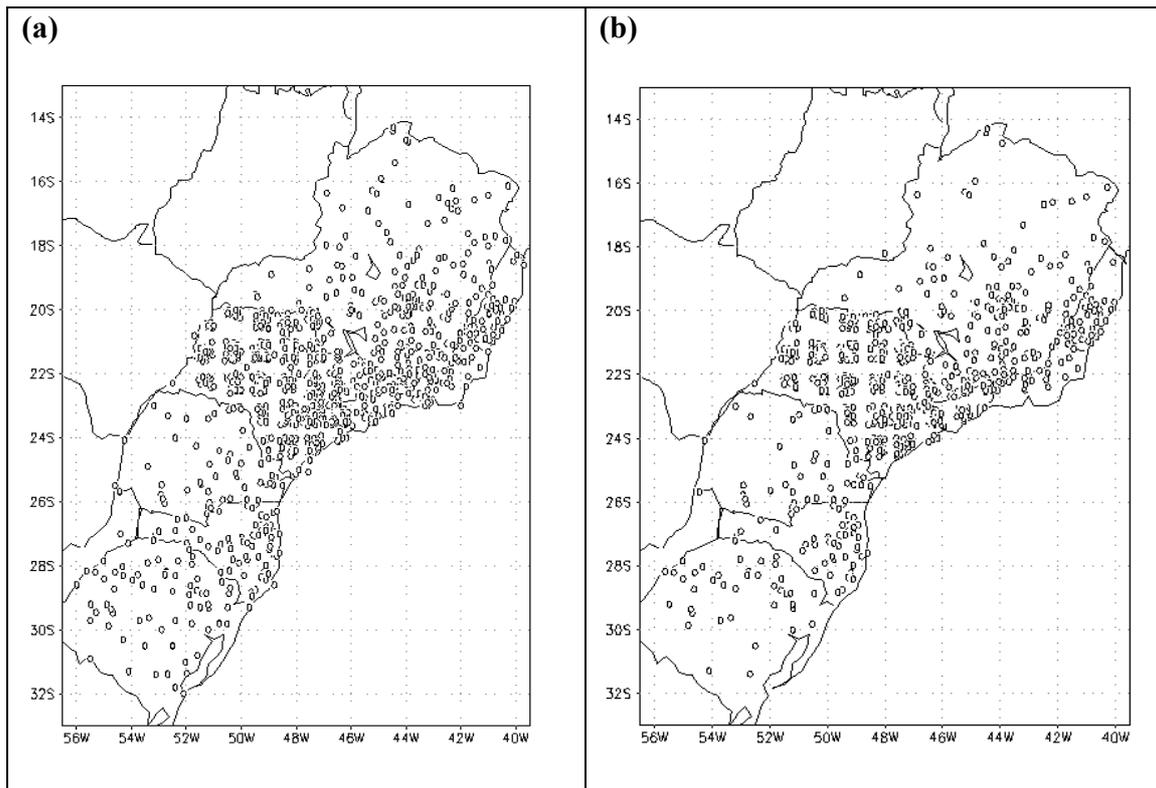


Figura 2.1: (a) Localização das estações pluviométricas obtidas; (b) Localização das estações pluviométricas usadas do trabalho (fonte: ANA e DAEE).

Para desenvolver o presente estudo foi necessário utilizar um conjunto de dados com séries longas e com observações distribuídas ao longo de todo domínio espacial de interesse. Além disso, o conjunto de dados deve conter estações com dados simultâneos durante todo o período de observações. Foi escolhido para período de estudo os anos de 1961 a 1995, que apresentou a melhor distribuição espacial dos dados de precipitação de estações com períodos contínuos.

Outra dificuldade apresentada se deve ao fato de que raramente encontram-se séries de precipitação longas e completas, ou seja, geralmente verificam-se falhas ao logo

do conjunto de dados. Este problema foi detectado nos dados pluviométricos mensais escolhidos para este trabalho. Portanto, foi necessário aplicar uma técnica de estimativa de dados faltantes para preencher as falhas.

O método utilizado foi o proposto em Tabony (1983), que comparou diferentes técnicas de estimativas de dados faltantes climatológicos. De acordo com Tabony (1983), a técnica sugerida evita uma série de problemas que podem surgir utilizando-se outros métodos. Por exemplo, métodos que dependem de uma matriz de correlação de toda amostra, podem gerar erros, e a matriz ideal não pode ser gerada quando há falhas nos dados. Também existem métodos que se baseiam principalmente na média climatológica da série. Esses métodos podem introduzir erros causados pela não-homogeneidade da série devido a mudanças de localização ou instrumentação. Outro aspecto destacado foi o fato de se levar em conta as variações sazonais, que devem ser removidas antes de iniciar a análise. O método proposto por Tabony (1983) é baseado na análise de regressão linear aplicada à estações vizinhas previamente selecionadas através correlação sobre o período sobreposição. A curva de regressão é calculada a partir da razão dos desvios, sendo que a estimativa final é a combinação linear obtida por cada vizinha.

Os passos utilizados para realizar a estimativa, foram:

- (a) As estações vizinhas foram separadas inicialmente de acordo com o valor da correlação com a estação a ser preenchida;
- (b) Posteriormente as localizações destas estações foram também levadas em conta na seleção, permanecendo aquelas estações vizinhas mais próximas da estação a ser preenchida e que também apresentem séries mais longas;
- (c) Cada estação vizinha passou a ter um peso dependendo de sua correlação com as estações a ser preenchida;
- (d) O comprimento da sobreposição entre estas estações foi considerado através da inclusão do erro padrão do coeficiente correlação no critério de seleção. Assim, são mantidas apenas as estações que estejam no limite de confiança de 95%;
- (e) Admitiu-se a informação de outros meses (os dois vizinhos) na estimativa de um mês particular. Este procedimento foi realizado através da suavização do valor

mensal do peso associado a cada vizinha, juntamente com seu coeficiente de relação linear com a estação a ser preenchida.

Haviam 1438 estações com medidas sobre o período de 1961 a 1995. Deste conjunto, apenas 71 estações pluviométricas possuíam series completas, ou seja, 1367 estações apresentavam dados faltantes, sendo que destas, somente 868 foram preenchidas completamente, resultado em 939 estações completas para o estudo (Figura 2.1b). Aquelas estações que permaneceram com as séries incompletas, não foram utilizadas neste estudo, pois não apresentam estações vizinhas com dados no período necessário ou possuem uma grande quantidade de dados faltantes (superior a 10% da série), sendo considerada uma estação duvidosa.

Para obter uma distribuição espacial de precipitação mais homogênea, regular e na mesma resolução que o conjunto de precipitação simulada pelo modelo CPTEC/COLA (da ordem de 200km), foram calculadas séries médias das estações pluviométricas contidas em áreas de $1,8^\circ$ de latitude por $1,8^\circ$ de longitude. Assim, o conjunto de precipitação observada passou a ter uma grade regular ($1,8^\circ \times 1,8^\circ$) com a mesma resolução que o conjunto de precipitação simulada. A partir do conjunto de dados de precipitação composto por 939 estações foi gerado um novo conjunto contendo 47 pontos de grade com séries completas. Esta suavização espacial dos dados simplifica as análises de comparação. A Figura 2.2 mostra a grade considerada nos cálculos da precipitação média nas quadrículas de $1,8^\circ$, destacando com um círculo vermelho os pontos que contém séries completas de precipitação (1961 a 1995).

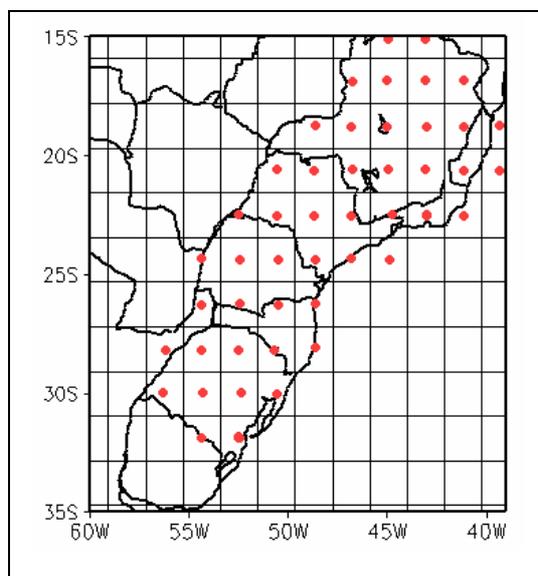


Figura 2.2: Grade considerada no cálculo da precipitação média em cada ponto de grade. Os círculos vermelhos destacam os pontos que contêm séries completas de precipitação média na grade regular (1,8° X 1,8°).

2.1.2 – Precipitação simulada

Os dados de precipitação simulada por um modelo de circulação geral da atmosfera, forçado pela TSM, foram fornecidos pelo CPTEC, sendo resultantes de uma integração de cinquenta anos do modelo de circulação geral atmosférico CPTEC/COLA. O período cedido foi de 1961 a 1995, que corresponde ao mesmo período de dados de precipitação observada, o qual será considerado neste estudo. Estes dados abrangem toda a região de estudo e a resolução espacial é de 1,8° X 1,8°.

2.1.3 – Vazão de rios observada

No mesmo conjunto de dados do DAEE, há registros mensais de vazão de rios no estado de São Paulo. Como a maior parte dessas séries são curtas, apenas um grupo pequeno de dados será útil para este trabalho. Os postos selecionados foram: no Rio Aguapeí/Feio (21,70°S e 50,28°O), no noroeste de São Paulo; no Rio Pardo (21,10°S e 47,75°O) na parte nordeste do estado; no Rio Piracicaba (22,70°S e 47,46°O) na parte central/sul; no Rio Tietê (23,73°S e 46,38°O), ao leste da região urbana de São Paulo; no

Rio Paraíba do Sul (22,65°S e 45,00°O), próximo à divisa de São Paulo com o estado do Rio de Janeiro.

Além de dados de vazão de rios do Estado de São Paulo, foram obtidos dados mensais de vazão de rios da Bacia do Uruguai e da Bacia do São Francisco. Estes dados foram cedidos pelo grupo de pesquisa do Instituto de Pesquisas Hidrológicas da Universidade do Rio Grande do Sul (cedidos pelo Prof. Walter Collischonn). Os postos disponibilizados são: Salto Grande (30,3°S e 57,4°O), Bacia do Uruguai; Três Marias (18,45°S e 45,28°O) e Queimado (18,9°S e 46,51°O), ambos na Bacia do São Francisco.

Para todos os postos fluviométricos citados anteriormente, considerou-se o período de estudo de 1961 a 1995, pois se trata do período de observações em que há sobreposição com os dados de precipitação.

Outra série de vazão utilizada é do Rio Paraná, no posto Posadas (27,36°S e 55,90°O). Neste caso, o período considerado foi de 1950 a 2001, pois foi necessária uma série longa para fins de comparações. Estes dados foram cedidos pelo grupo de pesquisa do Departamento de Hidrologia LIAPA – UNA (Laboratório de investigação ambiental e problemas atmosféricos – Universidade Nacional de Assunção).

2.1.4 – Temperatura da superfície do mar

Os dados de TSM a serem utilizados são médias mensais de TSM observada ajustadas pela interpolação ótima de Reynolds (Reynolds e Smith, 1994) com resolução espacial de 1° X 1°. Estes dados estão disponíveis no site “http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/IGOSS/.nmc/.Reyn_SmithOIv2/.monthly”. O período completo deste conjunto é de 1950 a 2001.

Neste trabalho foi considerada apenas a TSM sobre os oceanos Atlântico e Pacífico, com ênfase para as faixas sul e tropical destes oceanos. A área de estudo do OA engloba as latitudes de 40°S a 30°N e longitudes entre 70°O a 20°L. Sobre o OP foi estudada a área de 40°S - 30°N e 150°L – 70°O.

O conjunto de dados do Atlântico é composto por 6300 séries temporais e o conjunto do Pacífico contém 9800 séries, sendo que cada série temporal representa um

ponto de grade do oceano. Como estes dois conjuntos de dados são muito numerosos, devido a grande extensão espacial e também alta resolução (1°X1°), foram feitas médias espaciais dos pontos de grade. A cada 3 pontos de grade passou-se a ter 1 ponto grade (uma variável) no novo conjunto, e conseqüentemente a resolução mudou para 3° X 3°. Assim, para reduzir o tempo de processamento e a memória computacional requerida, utilizou-se em todas as análises deste trabalho os novos conjuntos de TSM, com resolução 3° X 3°.

2.1.5 – Pressão ao nível do mar

Coletou-se também, dados mensais de pressão ao nível do mar, via Internet, no site “<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/NOAA/NCEP/outline.html>”. Estes dados são da Reanálise do NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), com período selecionado de 1961 a 1995.

2.2 – Transformação dos dados e adequação para a análise

Para que diferentes variáveis possam ser comparadas e submetidas a diferentes métodos estatísticos, é necessário que estas passem por algum processo de transformação. O processo utilizado, ou a transformação aplicada sobre os dados, depende da análise a ser realizada e da informação de interesse. Portanto, o tipo de transformação aplicada a cada conjunto de dados será apresentado nos próximos capítulos que discutem as análises desenvolvidas.

Capítulo 3

CLIMATOLOGIA DA PRECIPITAÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DE REGIÕES PLUVIOMÉTRICAS HOMOGÊNEAS

3.1 – Regime de Precipitação sobre o Sul e Sudeste do Brasil

Foram gerados campos de precipitação climatológica anual e sazonal, nos períodos de 1961 a 1995 e 1962 a 1995, respectivamente (Figuras 3.1 e 3.2). Para tanto, utilizou-se os dados observados de precipitação pluviométrica média em caixas com o espaçamento de 1,8° X 1,8°.

Ao longo de quase toda a região S, a média anual da precipitação varia de 1250 a 2000 mm (Figura 3.1), estando os valores mais elevados no oeste de Santa Catarina (SC) e litoral do Paraná (PR). Um núcleo máximo é registrado no litoral da Região Sudeste, enquanto que no norte de Minas Gerais (MG) verifica-se uma relativa escassez de chuvas ao longo do ano (Quadro, 1996).

Em termos do ciclo anual da chuva (Figura 3.2), verifica-se para os Estados do Paraná e Santa Catarina que a estação chuvosa inicia-se na primavera e perdura ao longo do verão, com chuvas mais intensas. No outono a distribuição de precipitação não varia muito sobre o S e SE, com exceção de máximos de chuva sobre o oeste da Região Sul e no litoral de São Paulo (SP) e um mínimo de precipitação observada no norte de MG. No extremo sul do Brasil a precipitação é praticamente uniforme durante todo ano. Para os Estados do SE há uma estação chuvosa bem definida no verão e seca no inverno (Grimm 2003).

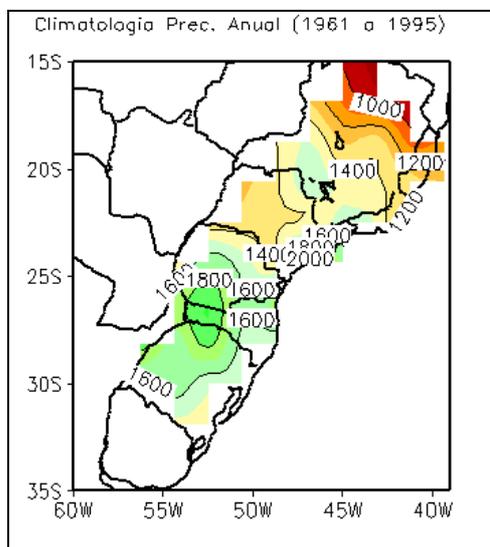


Figura 3.1: Climatologia de precipitação anual no período de 1961 a 1995.

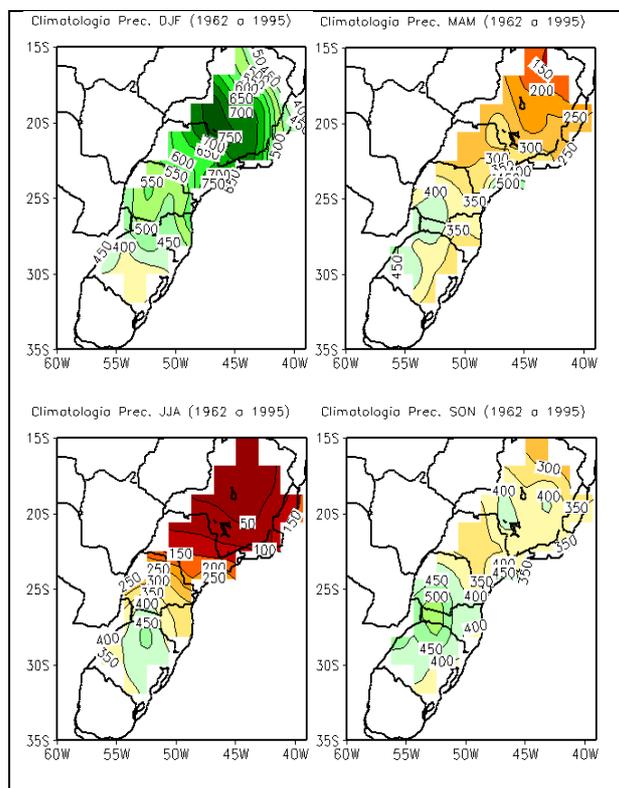


Figura 3.2: Climatologia de precipitação sazonal no período de 1962 a 1995.

As diferenças no total da precipitação sobre o S e SE do Brasil ao longo do ano, principalmente no inverno, se devem ao fato destas regiões serem influenciadas por sistemas distintos. O Sudeste sofre a influência tanto de sistemas tropicais como de latitudes médias, com estação seca bem definida no inverno e estação chuvosa de verão com chuvas convectivas. O Sul do Brasil, devido à localização latitudinal, sofre mais influência dos sistemas de latitudes médias, onde os sistemas frontais são os principais causadores de chuvas durante o ano (Quadro et al., 1996). A parte sul da Região Sudeste é muitas vezes alcançada pelos sistemas transientes que passam pelo Sul do Brasil. A trajetória desses sistemas é fortemente ligada ao posicionamento e intensidade do jato subtropical da América do Sul (Kousky e Cavalcanti, 1984). Para a maior parte das regiões da América do Sul o número de passagens de sistemas frontais é máximo no inverno e no início da primavera (junho a outubro) e mínimo em janeiro e fevereiro

(Cavalcanti e Kousky, 2003). A ocorrência de ciclogêneses sobre o S do Brasil também é um fator preponderante na determinação da climatologia da precipitação nesta região e também no SE. Muitos sistemas ciclônicos que alcançam o SE do Brasil são originados de ciclogêneses intensas mais ao sul, causando chuvas no SE. Gan e Rao (1991) mostram que a maior frequência de ciclogêneses ocorre sobre o Uruguai durante o inverno. Necco (1982) observou uma maior frequência de ciclogênese sobre o oceano no verão e sobre o continente no inverno.

No verão ocorre a estação chuvosa na maior parte do S (faixa norte) e SE do Brasil. Este aumento da precipitação está associado principalmente a atuação da ZCAS, que é essencial para o aumento das chuvas no SE. A ZCAS é caracterizada por uma banda de nebulosidade com orientação noroeste-sudeste, estendendo-se do Brasil Central até Atlântico Sul central, sobretudo entre os meses de outubro e março (Kodama, 1992 e Kodama, 1993).

Paegle e Mo (1997) encontraram padrão de “gangorra” sobre a América do Sul tropical e subtropical relacionado a um modo de variabilidade intrasazonal. Este padrão pode representar que a intensificação da ZCAS sobre a região tropical está ligada à seca sobre a região subtropical que compreende o Sul do Brasil, Uruguai e Nordeste da Argentina. Ocorrendo o oposto, em situações da ZCAS enfraquecida.

Um fenômeno que pode ser responsável por anomalias de precipitação sobre o S e SE é o Bloqueio Atmosférico. Numa forma mais simplificada, esse fenômeno pode ser definido como sendo um padrão de escoamento sinótico quase estacionário que dura pelo menos alguns dias e em torno do qual ocorre um desvio da corrente de ventos de oeste. Embora praticamente estacionários, os bloqueios são sistemas dinâmicos que estão continuamente envolvidos com perturbações transientes que se movem na região.

Situações de bloqueios podem trazer um padrão regional anômalo por longos períodos, tais como tempo estável prolongado próximo da alta de bloqueio, com possibilidade de seca quando ocorre na mesma região, ou até mesmo de enchentes sobre as regiões para onde os distúrbios ciclônicos são desviados. Nascimento e Ambrizzi (1996) observaram que a situação de um núcleo zonal intenso do jato subtropical sobre o S do Brasil e Uruguai, pode ser favorecida pela ocorrência do padrão de bloqueio em um

setor localizado corrente acima. Em outros casos, os sistemas de bloqueio podem se posicionar mais próximos ao continente sul-americano, podendo afetar a orientação do núcleo do jato ou promover a divisão do núcleo do jato em dois centros secundários, ligeiramente afastados do território brasileiro. Van Loon (1956) observou um comportamento semelhante entre os casos de bloqueios no Atlântico e Pacífico, destacando um máximo de frequência no fim do inverno e início da primavera, e um máximo secundário no outono. Kayano e Kousky (1989) destacaram que a frequência de bloqueio é menor durante a primavera no Pacífico sudeste havendo um máximo de atividade de bloqueio nos meses de inverno.

Um fenômeno de grande escala que pode influenciar a precipitação sobre algumas Regiões da América do Sul é o ENOS. Durante os episódios ENOS, anomalias são observadas, não só na região de aquecimento do Oceano Pacífico, como em todo o globo. Kousky et al. (1984) mostraram que há uma tendência em ocorrer anomalias negativas de precipitação no Nordeste brasileiro em anos de El Niño e anomalias de sinal oposto sobre o Sul do Brasil. Ropelewski e Halpert (1987) e Kousky e Ropelewski (1989) afirmaram que esta relação se dá no período de novembro a fevereiro. Paegle e Mo (2002) também encontraram este modo dominante de precipitação associada ao ENOS, sendo sugerido que anomalias negativas de chuva no norte da AS durante anos El Niño são devido à mudança na circulação de Walker, enquanto que anomalias de chuva no Sul do Brasil estão associadas com um trem de onda (PSA – Pacific South American) que se estende desde a área convectiva no OP tropical até a AS.

O SE do Brasil localiza-se na faixa de transição entre impactos opostos do ENOS (Coelho et al., 2002), mas a influência do ENOS pode ser sentida em algumas áreas dessa região. Grimm e Ferraz (1998), observaram para o sudeste do Estado de São Paulo características semelhantes às da Região Sul, com anomalias negativas nos anos anteriores aos eventos El Niño, positivas no inverno-primavera nos anos dos eventos e anomalias também positivas no outono dos anos posteriores aos eventos. D’Almeida (1997) observou que em anos El Niño chove geralmente abaixo da média em SP durante a estação chuvosa e que, ao contrário, em anos La Niña chove geralmente acima da média, nesta estação.

3.2 – Identificação de regiões pluviométricas homogêneas

Nesta parte do trabalho, foram identificadas, sobre as regiões S e SE do Brasil, áreas onde o comportamento pluviométrico mensal e sazonal é homogêneo. Para tanto foram utilizadas duas análises. Uma de agrupamento (*cluster analysis*) e outra de confirmação de agrupamentos (análise discriminante). Estas análises foram aplicadas aos dados de precipitação observada em grade regular (1,8° X 1,8°), cujo conjunto contém 47 pontos de grade distribuídos ao longo do domínio espacial.

3.2.1 – Tratamento aplicado aos dados de precipitação

Como foram realizadas cinco classificações, uma considerando todos meses do ano e as demais considerando informações contidas em trimestres médios sazonais, os dados de precipitação foram organizados em cinco conjuntos, conforme: (1) precipitação mensal contendo o total observado para cada um dos doze meses do ano, sobre o período de 1961 a 1995; (2) precipitação média sobre o trimestre dezembro-janeiro-fevereiro (DJF), período de 1962 a 1995; (3) precipitação média sobre o trimestre março-abril-maio (MAM), período de 1962 a 1995; (4) precipitação média sobre o trimestre junho-julho-agosto (JJA), período de 1962 a 1995; (5) precipitação média sobre o trimestre setembro-outubro-novembro (SON), período de 1962 a 1995;

Os totais de precipitação podem variar consideravelmente numa pequena área assim como também podem ser homogêneos, dependendo da localização. Este comportamento faz com que a precipitação possa apresentar diferentes médias, variâncias ou até mesmo um caráter aleatório, requerendo que as séries pluviométricas passem por algum tratamento antes que sejam submetidas às análises de agrupamento.

As séries temporais do conjunto de dados de precipitação passaram por uma transformação, de forma que a série transformada apresente valores escalados entre 0 e 1. O método utilizado foi a “técnica dos quantis” (Xavier, 1987). A “técnica dos quantis” é um método bastante simples, mas eficiente. Este método envolve o princípio de relativização estatística, no sentido de se procurar interpretar de forma adequada o verdadeiro significado de um total pluviométrico. A vantagem desta técnica em relação

ao tradicional uso da normalização pela média e desvio padrão é que este último é fortemente dependente da hipótese da normalidade da distribuição da precipitação, hipótese não necessariamente satisfeita em grande parte das séries disponíveis. Portanto, os quantis são imunes a uma eventual assimetria na função densidade de probabilidades que descreve o fenômeno aleatório (Xavier et al., 2002).

Através desta técnica pode-se também classificar os totais pluviométricos em categorias, tais como: muito seco, seco, normal, chuvoso e muito chuvoso. Esta divisão em categorias é bastante útil na geração e interpretação de resultados estatísticos, pois reduz variabilidade da informação. Outra aplicação desta técnica encontra-se na identificação de episódios extremos (Xavier, 1984; Cardoso e Silva Dias, 2000; Cardoso e Silva Dias, 2004), que pode ser útil em estudos climáticos.

Para calcular os quantis de uma determinada série X_i , com i variando de 1 a n observações, é necessário determinar o número de ordem $w(X_i)$ de cada elemento i desta série, supondo que as observações estejam dispostas em ordem crescente. Sendo n o número de observações disponíveis, calcula-se os quantis a partir da equação (3.1).

$$q(X_i) = (1/(2n)) + [w(X_i)-1]/n \quad (3.1)$$

Posteriormente, conforme o critério de Xavier e Xavier (1987), define-se que X_i é:

- muito seco	se	$q(X_i) \leq 0,15$
- seco	se	$0,15 < q(X_i) \leq 0,35$
- normal	se	$0,35 < q(X_i) \leq 0,65$
- chuvoso	se	$0,65 < q(X_i) \leq 0,85$
- muito chuvoso	se	$0,85 < q(X_i)$

Assim, comparando a série original com a série quantizada é possível identificar o valor de precipitação associado a cada limiar que separa as cinco categorias de chuva.

Para o caso da série de precipitação que contém todos os meses do ano (conjunto (1)), a técnica dos quantis foi aplicada sobre cada mês do ano, separadamente, para remover o ciclo anual da série. No caso dos demais conjuntos, a técnica foi aplicada sobre toda a série, pois se trata de valores médios para uma mesma época do ano.

3.2.2 – Análise de agrupamento

A análise de agrupamento (*cluster analysis*)¹ é uma técnica útil na identificação de grupos homogêneos baseada em características selecionadas (Wilks, 1995). Em biologia, esta análise é usada para classificar animais e plantas. Na medicina, é usada para identificar doenças e seus estágios. Em publicidade, é útil para identificar pessoas que possuem o mesmo hábito de consumo.

Há vários estudos climatológicos que aplicaram esta análise de agrupamento. Por exemplo, esta técnica foi utilizada para classificar tipos sinóticos (Kalkstein et al., 1987), na definição de regimes de tempo e de padrões do fluxo de ar superior (Mo e Ghil, 1988; Molteni et al., 1990), para agrupar membros de previsão por conjuntos (Tracton e Kalnay, 1993). Também foi utilizada para identificar regiões dos oceanos tropicais, cujo comportamento era homogêneo (Wolter, 1987), e para definir regiões climáticas homogêneas a partir de variáveis meteorológicas (DeGaetano e Shulman, 1990; Fovell e Fovell, 1993; Galliani e Filippini, 1985; Guttman, 1993). Freitas (1998), aplicou este método para determinar regiões homogêneas quanto ao regime sazonal da precipitação e de evapotranspiração potencial sobre o Estado do Paraná. Outros exemplos de aplicação desta técnica podem ser encontrados em Chaves e Cavalcanti (2001), Busuioc et al. (2001), Plaut e Simonnet (2001).

A análise de cluster é primariamente uma ferramenta de análise de dados exploratória. Neste método, o número de grupos e a quantidade de membros pertencentes a cada grupo variam com o nível de agregação (Wilks, 1995).

O método mais utilizado na análise de cluster é o hierárquico, no qual é construída uma hierarquia de conjuntos de grupos, sendo que, cada hierarquia é construída unindo pares de grupos previamente definidos. Este procedimento se inicia considerando que n observações de \mathbf{X} não tem estrutura de grupo ou, que a série de dados consiste em n grupos que contém uma observação cada um. Desta forma, o primeiro passo é encontrar dois grupos que estejam mais próximos em seus espaços K -dimensional, e então, combiná-los em um novo grupo. Assim, permanecerão $n-1$ grupos,

¹ Neste trabalho o termo análise agrupamento “*cluster analysis*” será tratado por análise de cluster.

dos quais um deles possui dois membros. Em cada passo subsequente os dois grupos que estiverem mais próximos se unirão para formar um grupo maior.

A idéia central do agrupamento dos pontos de dados é a “distância” entre os pontos. Os grupos devem consistir de pontos separados por pequenas distâncias, relativo às distâncias entre os grupos. A medida de distância mais comumente utilizada é a chamada “distância euclidiana”, obtida pela equação (3.1) que mostra a distância entre dois pontos \mathbf{x}_i e \mathbf{x}_j fornecendo a dissimilaridade entre diferentes variáveis (ou grupos). Quanto menor a distância entre dois pontos, mais próximos eles se apresentam.

$$d_{ij} = \|\mathbf{x}_i - \mathbf{x}_j\| = \left[\sum_{k=1}^K (x_{i,k} - x_{j,k})^2 \right]^{1/2} \quad (3.1)$$

O critério utilizado para definir a distância dentro do grupo, associada aos demais grupos, define o método de agrupamento. Os métodos mais comuns são:

- “Single-linkage”, ou mínima distância de agrupamento. Considera como a distância entre dois grupos G_1 e G_2 a menor distância euclidiana entre um membro de G_1 e um membro de G_2 , conforme a equação (3.2);

$$d_{G_1, G_2} = \min [d_{ij}] \quad (3.2)$$

- “Complete-linkage”, ou máxima distância de agrupamento. Neste caso, mantém-se a maior distância euclidiana entre um membro de G_1 e um membro de G_2 , de acordo com a equação (3.3);

$$d_{G_1, G_2} = \max_{i \in G_1, j \in G_2} [d_{ij}], \quad (3.3)$$

- “Average-linkage”, define a distância entre o grupo como a média da distância euclidiana entre todos os possíveis pares de pontos nos dois grupos. Se G_1 contém n_1 pontos e G_2 contém n_2 pontos, esta distância é dada por:

$$d_{G_1, G_2} = \frac{1}{n_1 n_2} \sum_{i=1}^{n_1} \sum_{j=1}^{n_2} d_{ij}, \quad (3.4)$$

- “Centroid clustering”, compara distâncias entre os centróides, ou vetor médio, dos pares de clusters. Neste caso, a distância entre G_1 e G_2 , é:

$$d_{G_1, G_2} = \|\bar{x}_{G_1} - \bar{x}_{G_2}\|, \quad (3.5)$$

- “Método da variância mínima de Ward”, onde a dispersão intra-grupo é a soma dos quadrados das distâncias entre cada ponto e o centróide do grupo, conforme:

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \|x_i - \bar{x}_g\|^2 = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - \bar{x}_{g,k})^2, \quad (3.6)$$

O resultado da análise de cluster depende fortemente de qual método de definição da distância entre os grupos foi utilizado. A “single linkage” é muito susceptível a encadeamento, produzindo grupos de tamanhos muito diferentes. Em contra partida, a “complete linkage” tende a formar grupos mais homogêneos e numerosos, pois o critério para formar o conjunto é mais rigoroso. Entre esses dois extremos está o método “average-linkage” (Wilks, 1995). O método utilizado neste trabalho para definir a distância dentro do grupo, é baseado na máxima distância de agrupamento (“complete – linkage”).

A análise de cluster produz um diferente agrupamento de n observações em cada um dos passos. Para identificar o estágio da análise que apresenta a quantidade de grupos mais adequada é necessário encontrar o nível de parada, o que pode ser realizado com a inspeção do gráfico das distâncias entre os grupos, como função do estágio da análise. Quando grupos similares iniciam-se no processo de agrupamento, estas distâncias serão pequenas. Todavia, quando o processo alcança um estágio com poucos grupos (clusters), estes estarão separados por grandes distâncias. Portanto, no ponto onde for verificada uma alteração evidente na distância entre os “clusters”, ou seja, um salto, pode-se considerar que o processo de separação é suficiente (Wilks, 1995). Assim, define-se como ponto de parada aquele que antecede ao grande aumento da distância. Desta forma, determina-se a quantidade de grupos que sairá da análise.

O resultado da classificação pela análise de cluster dependerá muito das informações fornecidas no início da análise. Por exemplo, é comum desenvolver-se uma classificação baseada na normal climatologia, que seria o valor médio para um longo período de dados. Contudo, podem existir pontos que apresentam normais climatológicas muito próximas, porém com variações em torno da média muito distintas. É importante

construir um conjunto com parâmetros que contenha informações a respeito destas variações ao longo das séries. Uma forma simples de encontrar estes parâmetros é examinar as séries de precipitação quantizada. Assim, para caracterizar as regiões pluviométricas homogêneas aplicou-se a análise cluster a uma matriz contendo os totais de precipitação correspondentes aos limiares associados às cinco categorias de precipitação (15%, 35%, 65%, 85%) e à mediana (50%), para cada ponto de grade. Este critério auxilia na identificação de pontos de precipitação com comportamento similar, baseada nas diferentes categorias de chuva.

Para o caso da separação em regiões considerando informações de todos os consecutivos meses do ano, a matriz de entrada possui 47 colunas que correspondem a cada ponto de precipitação e 60 linhas que compreendem os cinco limiares de cada mês do ano (5X12). No caso da regionalização da precipitação média trimestral, a matriz de entrada contém 47 colunas e 5 linhas, pois são considerados apenas os limiares correspondentes a media trimestral avaliada.

Portanto, o objetivo desta parte do trabalho é identificar regiões cujo comportamento pluviométrico possa ser considerado homogêneo, de acordo com esta técnica, e do ponto de vista dos limiares que definem as diferentes categorias da precipitação, encontrados através da técnica dos quantis.

3.2.3 – Análise Discriminante

A análise discriminante é uma ferramenta útil quando é necessário confirmar agrupamentos previamente estabelecidos. Caso haja algum elemento que não pertença ao grupo, esta análise é capaz identificá-lo (Miller, 1962; Huberty, 1994). Nesta etapa do trabalho, foi utilizada esta análise para confirmar o agrupamento realizado pela análise de cluster.

Esta técnica é chamada de análise discriminante múltipla, quando há mais de dois grupos. Neste caso o problema básico é alocar um vetor de dados y k -dimensional para um vetor de G grupos, com base nas informações de suas características, através de funções discriminantes. Estas funções são calculadas com base em um conjunto de

treinamento de G matrizes de dados $[X_1], [X_2], [X_3], \dots, [X_G]$ dimensionadas, respectivamente, $(n_g \times k)$.

Posteriormente, são calculadas as matrizes de variância-covariância $[S_1], [S_2], [S_3], \dots, [S_G]$, através da equação (3.7).

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X]^T [X] \quad (3.7)$$

Assume-se que os G grupos são compostos por populações com diferentes vetores médios, mas que possuem a mesma matriz de variância-covariância. Esta matriz comum é estimada por S_p , conforme a equação (3.8).

$$S_p = \frac{1}{n-G} \sum_{g=1}^G (n_g - 1) [S_g], \quad (3.8)$$

onde há n_g observações em cada grupo, e o tamanho total da amostra é:

$$n = \sum_{g=1}^G n_g \quad (3.9)$$

Para que sejam obtidas as funções discriminantes múltiplas é também necessário calcular a matriz de variância entre os grupos, obtida através da equação 3.10.

$$[S_B] = \frac{1}{G-1} \sum_{g=1}^G (\bar{x}_g - \bar{x}_\bullet)(\bar{x}_g - \bar{x}_\bullet)^T, \quad (3.10)$$

onde, $\bar{x}_g = \frac{1}{n_g} [X_g]^T$ é o vetor médio do g -ésimo grupo, e $\bar{x}_\bullet = \frac{1}{n} \sum_{g=1}^G n_g \bar{x}_g$ é o vetor total médio de todas as n observações. A matriz S_B é essencialmente a matriz de variância-covariância descrevendo a dispersão das G médias amostrais em torno da média total.

O número de funções discriminantes que podem ser calculadas é menor do que $G-1$ e K . Sendo que, no caso mais geral, estas funções são derivadas de autovetores da matriz quadrada $[D]$ com dimensão $k \times k$, conforme a equação 3.11.

$$[D] = [S_p]^{-1} [S_B], \quad (3.11)$$

Usualmente para calcular os autovetores escala-se os resultados para um comprimento unitário, isto é, $\|e_m\|=1$, onde os vetores discriminantes d_m são convencionalmente escalados tal como apresentado na equação 3.12:

$$d_m^T [S_p] d_m = 1, \quad (3.12)$$

Esta última relação é obtida através da equação (3.13).

$$d_m = c_m e_m, \quad (3.13)$$

onde,

$$c_m = (e_m^T [S_p] e_m)^{1/2}. \quad (3.14)$$

Portanto, a primeira função discriminante é $\mathcal{D}_1 = d_1^T x$, a segunda é $\mathcal{D}_2 = d_2^T x$ e a M -ésima função discriminante é $\mathcal{D}_M = d_M^T x$. Sendo que, os M autovetores d_m definem um espaço discriminante M -dimensional, no qual os G grupos dos dados exibem a máxima separação.

Neste trabalho, utilizou-se a análise discriminante para confirmar os resultados obtidos a partir da análise de cluster. Desta forma, cada membro pertencentes aos grupos pré-estabelecidos são reavaliados, caso este membro pertença a outro grupo a análise discriminante o re-classificará.

3.2.4 – Regiões homogêneas identificadas

Os resultados da análise discriminante confirmam a pré-seleção realizada pela análise de cluster, nas cinco classificações realizadas. O número de regiões homogêneas identificadas para cada conjunto de dados, foi: cinco para o trimestre de MAM; seis para os trimestres DJF, JJA e SON; e cinco para o caso em se considerou informações de todos os meses do ano.

Na Figura 3.3(a-e) estão apresentados os gráficos da variação distâncias euclidianas pelo estágio da análise e os mapas com a localização das regiões homogêneas para, todos os meses do ano, verão, outono, inverno e primavera, respectivamente. A seta, no gráfico à esquerda, aponta para o destaque da variação das distâncias euclidianas entre os estágios 40 a 46, sendo indicado por um círculo vermelho o ponto a partir do qual a

distância euclidiana entre os grupos sofre um salto. Neste estágio encontra-se o ponto de parada da análise, que determinará o número de grupos. Portanto, de acordo com os pontos de parada identificados a partir do salto na distância, foram encontrados os números de regiões homogêneas e determinados os pontos de grade de precipitação pertencentes a cada grupo caracterizado.

Nota-se, para os cinco casos analisados, padrões similares em termos da distribuição espacial das regiões homogêneas (Figura 3.3) e dos máximos de precipitação climatológica (Figuras 3.1 e 3.2). A disposição mais zonal e o domínio espacial das regiões homogêneas são muito parecidos para o caso considerando-se todos os meses do ano (Figura 3.3a) e para o trimestre de DJF (Figura 3.3b), porém no caso de DJF há uma região a mais sobre o extremo sul brasileiro. Nos demais trimestres a disposição das regiões sobre o Sul do Brasil é mais meridional e sobre o SE é mais zonal. Para o trimestre MAM é verificada uma região homogênea abrangendo praticamente todo o SE brasileiro, exceto o litoral paulista e o norte de MG. Em JJA observa-se, através das regiões homogêneas, um padrão mais variado na precipitação sobre o Sul do Brasil e mais homogêneo no Sudeste (norte de SP e MG). No trimestre SON nota-se características semelhantes à DJF para regionalização sobre o SE, indicando uma maior variabilidade espacial da precipitação nestes períodos. Com relação ao S do Brasil, as regiões homogêneas de SON são similares às de MAM, com uma pequena diferença no sudoeste do RS.

As principais diferenças encontradas entre os padrões da regionalização e da precipitação climatológica se devem ao fato de terem sido consideradas diferentes informações das categorias de chuva para separação em regiões. Este procedimento auxilia na formação de regiões mais homogêneas que no caso fosse considerado apenas a normal climatológica. A partir dos limiares de categorias de chuva podem ser comparadas as variações em torno da média e os extremos de chuva verificados em cada ponto de precipitação.

Após a identificação dos grupos com comportamento pluviométrico homogêneo, calculou-se o total de precipitação média sobre cada região homogênea. Posteriormente,

transformou-se os totais de precipitação em quantis, identificando os limiares das categorias de chuva para estas regiões no período de 1961 a 1995.

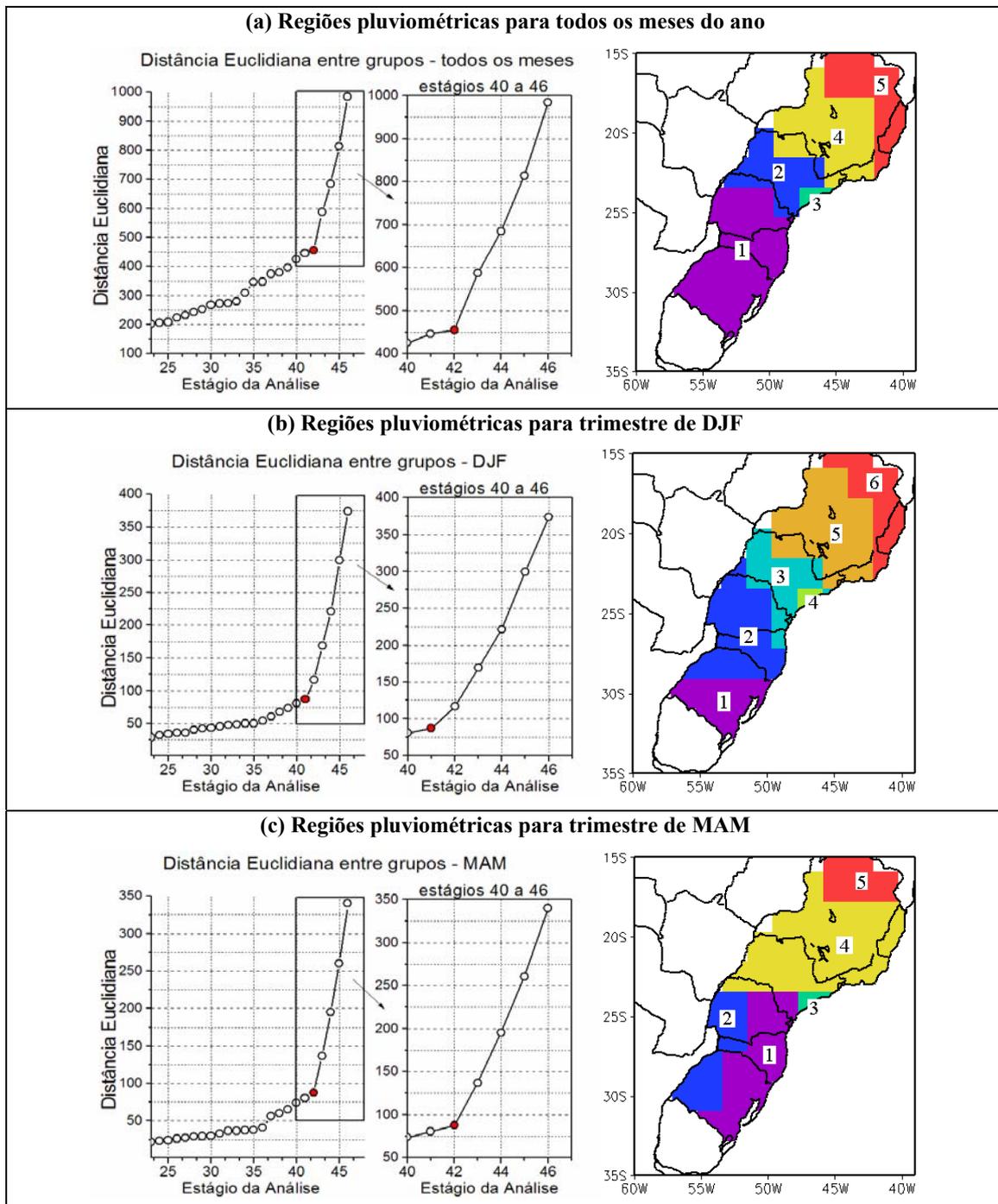


Figura 3.3: À esquerda estão os gráficos da variação da distância euclidiana pelo estágio da análise de cluster, sendo destacados os estágios 40 a 46 e o “ponto de parada” através do círculo vermelho. À direita estão os correspondentes mapas com as regiões pluviométricas homogêneas, caracterizadas para: a) todos os meses do ano; b) DJF; c) MAM; d) JJA; e) SON.

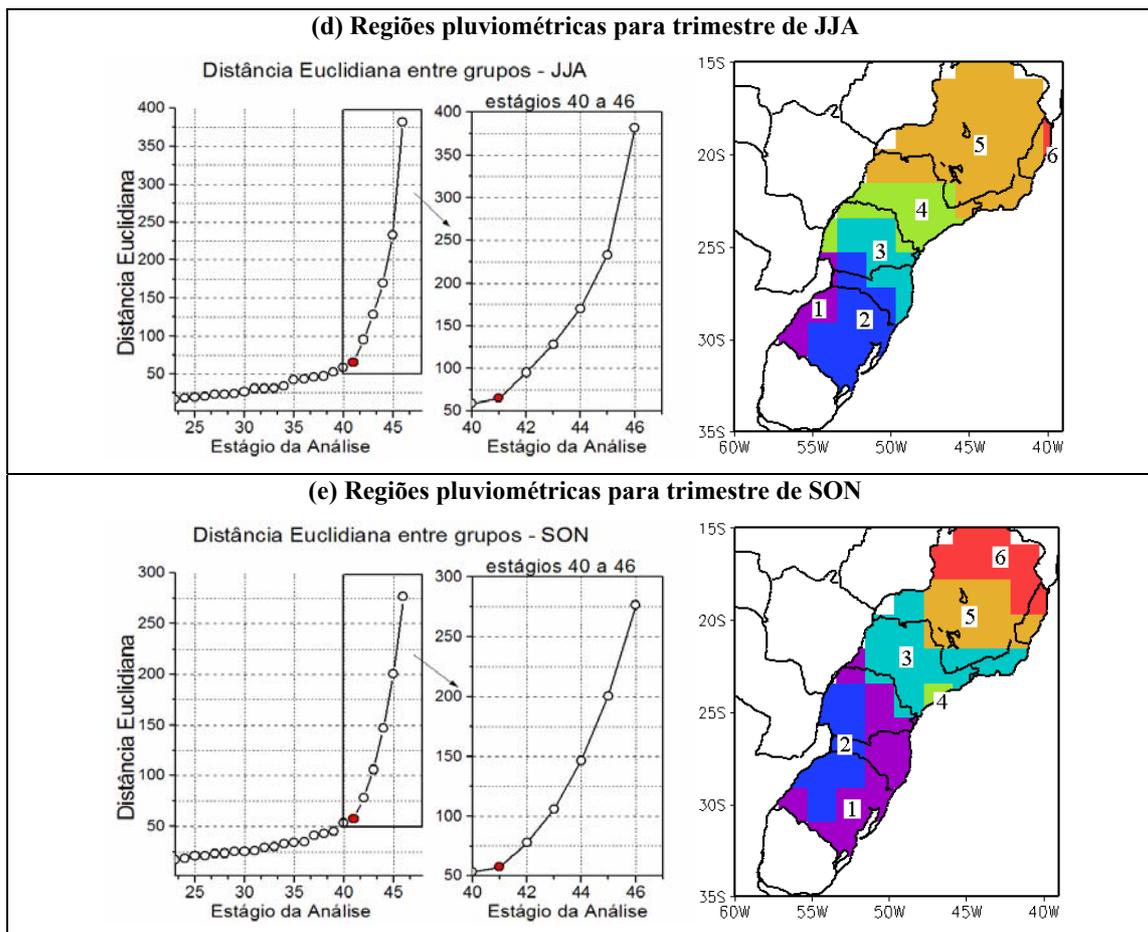


Figura 3.3: (d-e) Continuação.

A Figura 3.4 mostra os totais mensais de precipitação associados aos limiares das categorias de chuva (15%, 35%, 65% e 85%), a mediana (50%) e a média mensal, sobre cada região pluviométrica homogênea identificada para todos os meses do ano (Figura 3.3a). Através desta figura torna-se bastante evidente as diferenças entre o padrão de precipitação sobre cada região pluviométrica identificada. A região 1, Sul do Brasil, apresenta pouca variação ao longo dos meses do ano (Figura 3.4a). Entretanto pode-se notar a presença de um ciclo semi-anual sobre todos os limiares avaliados. As demais regiões, sobre o SE brasileiro, possuem um ciclo anual caracterizado pela estação seca no inverno e chuvosa no verão. Nota-se para estas regiões uma variabilidade na precipitação de verão e primavera. Isto pode ser observado através dos grandes desvios, em relação a média e a mediana, dos limiares correspondentes às categorias de chuva. A região 2, interior de SP, além de apresentar um forte ciclo anual, exibe um fraco ciclo semi-anual.

Este comportamento da pluviometria apresenta a sobreposição de variações distintas, que são características das regiões do extremo sul e do norte do Sudeste, indicando uma região de transição. Tanto a região 2 quanto a 3, ambas sobre SP, mostram também uma considerável variabilidade na chuva no inverno, em relação aos extremos.

As regiões homogêneas, identificadas a partir da análise aplicada sobre os parâmetros de todos os meses do ano, serão chamadas nas próximas sessões da tese de regiões pluviométricas homogêneas mensais. As regiões caracterizadas para cada trimestre do ano serão chamadas de regiões pluviométricas homogêneas sazonais.

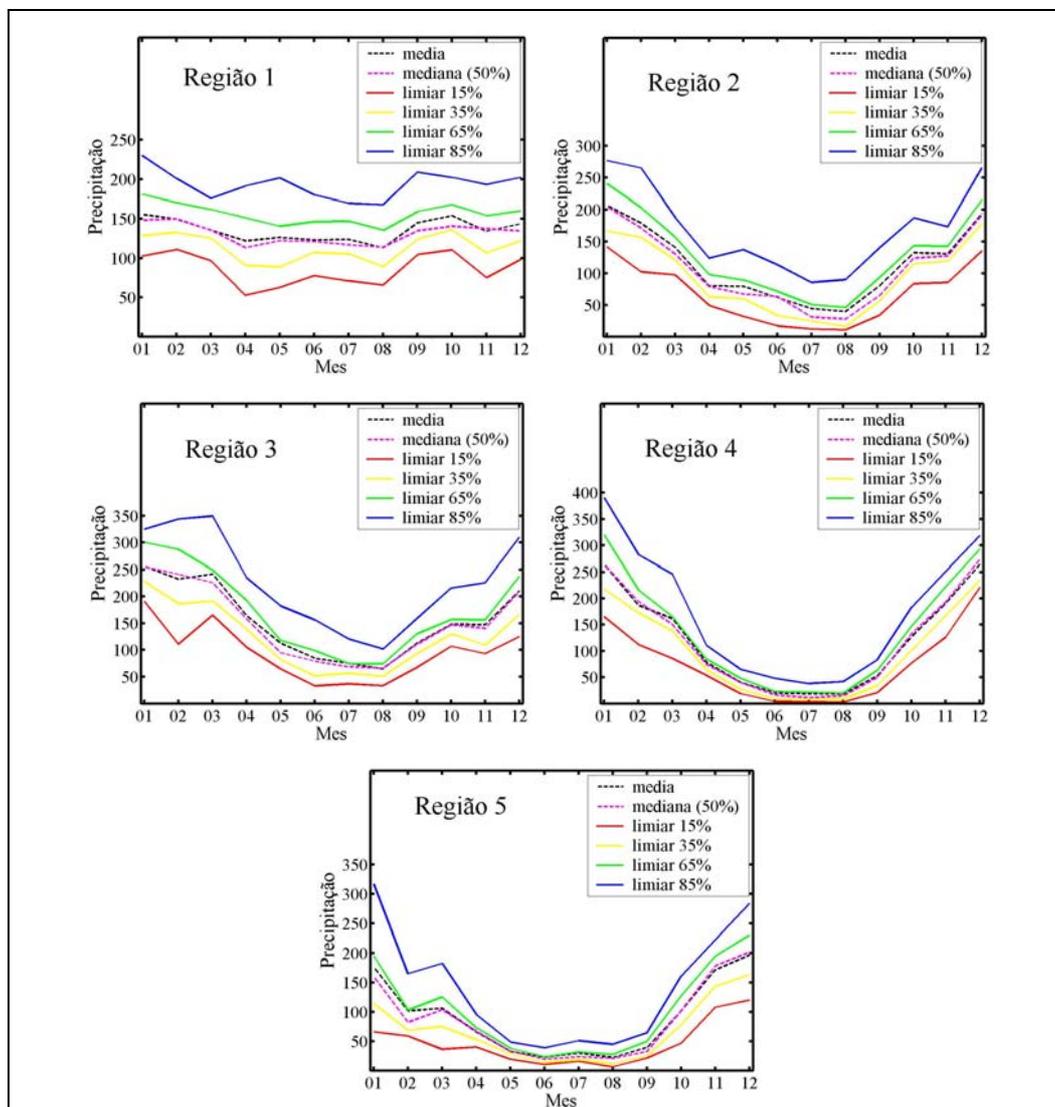


Figura 3.4: Valores da precipitação mensal relacionados a média, mediana (50%) e aos quantis de 15%, 35% 65% e 85%, calculados sobre cada região pluviométrica homogênea.

3.3 – Relação entre extremos de precipitação e a TSM

Para avaliar a relação entre anomalias de TSM do OA e OP e a precipitação sobre as regiões homogêneas mensais (Figura 3.3a), foram separados os eventos de precipitação extrema, ou seja, meses muito secos e muito chuvosos, de acordo com o critério de Xavier e Xavier (1987). Posteriormente, estes eventos de precipitação extrema foram correlacionados com as anomalias de TSM defasada TSM precedendo a precipitação de um a doze meses. A correlação foi feita separadamente para cada tipo de evento.

Para ilustrar os resultados gerais da relação apresentada entre os extremos de chuvas nas regiões estudadas e a TSM defasada, serão apresentados alguns mapas de correlação (Figura 3.5) e referenciados outros, não mostrados. As áreas sombreadas na Figura 3.5 destacam os valores nos quais a correlação é estatisticamente significativa.

O padrão de correlação encontrado entre os eventos muito chuvosos sobre a região 1 e a TSM no OP é semelhante ao do Niño 3 para a TSM com até cinco meses de defasagem. Para maiores defasagens observa-se correlações significativas com a faixa subtropical do OP sul, caracterizada por um dipolo meridional na porção sul do oceano (Figura 3.5a). O padrão de correlação entre os eventos muito chuvosos e a TSM no OA é mais variado. São destacados até defasagens de dois meses o OA tropical norte, com correlações negativas, e o OA central sul com correlações positivas. Não foram verificadas correlações significativas nas defasagens da TSM de quatro a cinco meses. Para defasagens superiores a seis meses observa-se correlações significativas negativas sobre o OA sul central.

Padrões de correlação distintos são observados ao correlacionar a TSM do OP com os eventos muito secos sobre a região 1. Nestes casos, para todas as defasagens da TSM há um certo destaque da TSM sobre o OP sul e norte. Nota-se um núcleo persistente de correlação positiva sobre a parte central do OP subtropical sul, para a TSM antecedendo a precipitação com até três meses de defasagem. Com o aumento da defasagem em cinco meses há uma redução da área com correlação significativa sobre o OP subtropical. Nos casos da TSM apresentando-se defasada de seis a nove meses, nota-se um padrão de correlações opostas entre faixas do OP sul tropical oeste e subtropical

central - leste (Figura 3.5b). A faixa equatorial do OP leste é destacada para os caso em que a TSM apresentou-se defasada em um, dois e onze meses. A correlação entre os eventos muito secos na região 1 e a TSM no OA é caracterizada por dois padrões principais. O primeiro, para casos da TSM defasada com até três meses, destaca a faixa subtropical do OA sudoeste, marcada por correlações negativas. Para defasagens mais altas (seis a doze meses), observa-se um padrão de dipolo sobre o OA sul, com orientação sudoeste-nordeste.

Para a região 2 o padrão de correlação entre a TSM no OP e os eventos muito chuvosos destaca, para até seis meses de defasagem, a faixa equatorial do OP com um padrão semelhante ao El Niño, mas em menor escala que no caso da região 1. Nota-se também, a partir de seis meses de defasagem, uma configuração ondulatória dos coeficientes de correlação no OP subtropical sul. Para o caso do OA, em todas as defasagens, há correlações negativas sobre praticamente todo o oceano e os eventos muito chuvosos sobre a região 2, exceto ao sul de 30°S. Correlações significativas são encontradas numa faixa do OA sul com orientação noroeste-sudeste, partindo da costa do Nordeste brasileiro e alcançando o OA subtropical leste (Figura 3.5c).

Correlações pouco significativas são encontradas entre a TSM no OA e OP e os eventos muito secos sobre a região 2 (Figura 3.5d). Há um destaque da faixa subtropical do OA sudoeste, região costeira ao S e SE brasileiro, para casos da TSM com até seis meses de defasagem e defasagens de onze e doze meses. Correlações significativas sobre o OP são observadas para o caso da TSM defasada em oito meses, destacando a parte tropical oeste do oceano e subtropical leste do OP sul.

A TSM equatorial do OP é destacada nas correlações entre os eventos muito chuvosos sobre a região 3 e a TSM com até nove meses de defasagem (Figura 3.5e). Tornando esse padrão similar ao do ENOS para defasagens superiores a cinco meses. No caso do OA, para a TSM com até nove meses de defasagem, destaca-se uma correlação positiva sobre a banda noroeste-sudeste na faixa tropical à subtropical do OA sul. A região costeira ao SE brasileiro é destacada para a defasagem de sete meses. Igualmente ao caso da região 2, há poucas pouca correlação significativa entre os eventos muito secos que ocorrem na região 3 e a TSM no OA e OP. Apenas verificaram-se correlações

significativas com OP sul subtropical para as defasagens de um e cinco meses e para o OA subtropical oeste, no caso da TSM defasada em cinco meses (Figura 3.5f).

Um padrão distinto aos observados anteriormente para o caso do OP sul é encontrado através das correlações entre os eventos muito chuvosos na região 4 e a TSM defasada de um a doze meses. Neste padrão destaca-se a faixa tropical do OP oeste com um ramo orientado para o OP subtropical leste. Esta configuração é similar à observada na convecção sobre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). É também verificado na faixa ao sul de 30°S um padrão de correlação com característica de um trem de onda zonal sobre o OP (Figura 3.5g). Sobre o OA sul verificam-se correlações positivas entre a TSM no sudeste e os eventos muito chuvosos, para defasagens de um a cinco meses. Em defasagens mais altas é destacada a faixa tropical do OA, com correlações negativas. Tanto no caso do OP quanto no OA, há poucas áreas com correlação significativa entre os eventos muito secos e a TSM defasada. Destacou-se apenas a faixa subtropical do OP, nas defasagens de um e cinco meses, e OP equatorial leste para TSM defasada em oito e nove meses. Correlações significativas sobre OA são verificadas na parte central do oceano para o caso da TSM defasada em cinco meses (Figura 3.5h).

Eventos muito chuvosos de precipitação na região 5 são opostamente correlacionadas com a TSM na faixa tropical e subtropical do OP e OA sul, para TSM defasada em um mês. Para defasagens mais altas destaca-se a faixa subtropical dos oceanos com sucessivos núcleos de correlações de sinais opostos (Figura 3.5i). Igualmente ao caso das regiões anteriores (2 a 4), os eventos muito secos na região 5 são pouco correlacionados com a TSM de ambos os oceanos. Áreas de correlações significativas são verificadas na faixa central do OP sul subtropical (coeficientes positivos) e no sudeste do OA sul (coeficientes negativos), em casos que a TSM apresenta um mês de defasagem. Destaca-se também sobre a faixa central do OA subtropical, correlações positivas entre a TSM defasada em cinco meses e os eventos muito secos na região 5.

Portanto, correlações significativas são encontradas entre a TSM defasada e os eventos extremos de chuva sobre as regiões pluviométricas homogêneas no O S e SE

brasileiro. As principais áreas dos oceanos que apresentam correlações significativas variam de acordo com a região de precipitação, com o tipo de evento e com a defasagem. Os resultados das correlações sugerem que a TSM de ambos os oceanos relacionam-se de forma distintas com os eventos muito secos e muito chuvosos. De uma forma geral, para eventos muito chuvosos e defasagens mais baixas destaca-se a faixa tropical do OP, com padrão de correlação similar ao do ENOS. No caso de eventos muito secos destacam-se áreas sobre a faixa subtropical de ambos os oceanos.

As diferenças no padrão de correlação são mais marcantes para as regiões homogêneas sobre o SE brasileiro. Ficando evidenciada a possível influência da TSM principalmente sobre os eventos muito chuvosos. Notou-se também uma certa similaridade entre os principais padrões de TSM no OP que se apresentam correlacionados aos eventos muito chuvosos nas regiões homogêneas 4 e 5 (MG, ES, RJ), evidenciando a faixa subtropical do oceano, e nas regiões homogêneas 1, 2 e 3 (Sul do Brasil e SP), destacando a faixa tropical do OP. Para o caso do OA os padrões observados são mais variados.

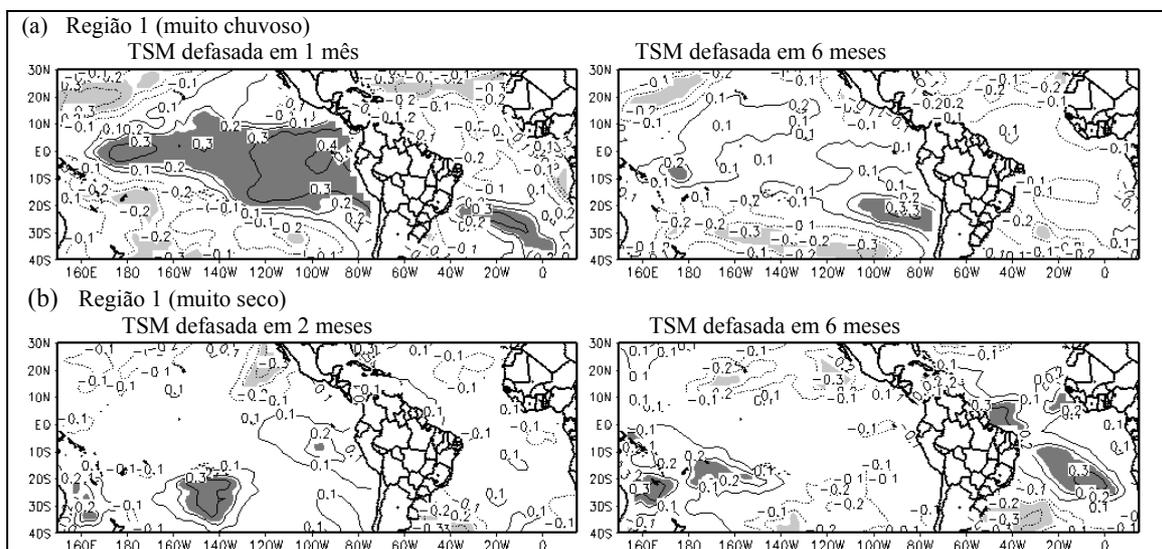


Figura 3.5: Isolinhas de coeficientes de correlação entre TSM do OA e OP e os episódios muito secos (EMS) e muito chuvosos (EMC) nas regiões homogêneas mensais. Os mapas de correlação estão apresentados conforme a correlação entre: (a) EMC (região 1) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (b) EMS (região 1) e a TSM defasada em 2 e 6 meses; (c) EMC (região 2) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (d) EMS (região 2) e a TSM defasada em 2 e 8 meses; (e) EMC (região 3) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (f) correlação EMS (região 3) e a TSM defasada em 1 mês e 5 meses; (g) correlação EMC (região 4) e a TSM defasada em 1 e 10 meses; (h) EMS (região 4) e a TSM defasada em 5 mês e 8 meses; (i) EMC (região 5) e a TSM defasada em 1 e 6 meses; (j) EMS (região 5) e a TSM defasada em 1 mês e 5 meses. O sombreado destaca as regiões com correlações estatisticamente significativas, pelo teste *t* de Student, ao nível de significância de 5%.

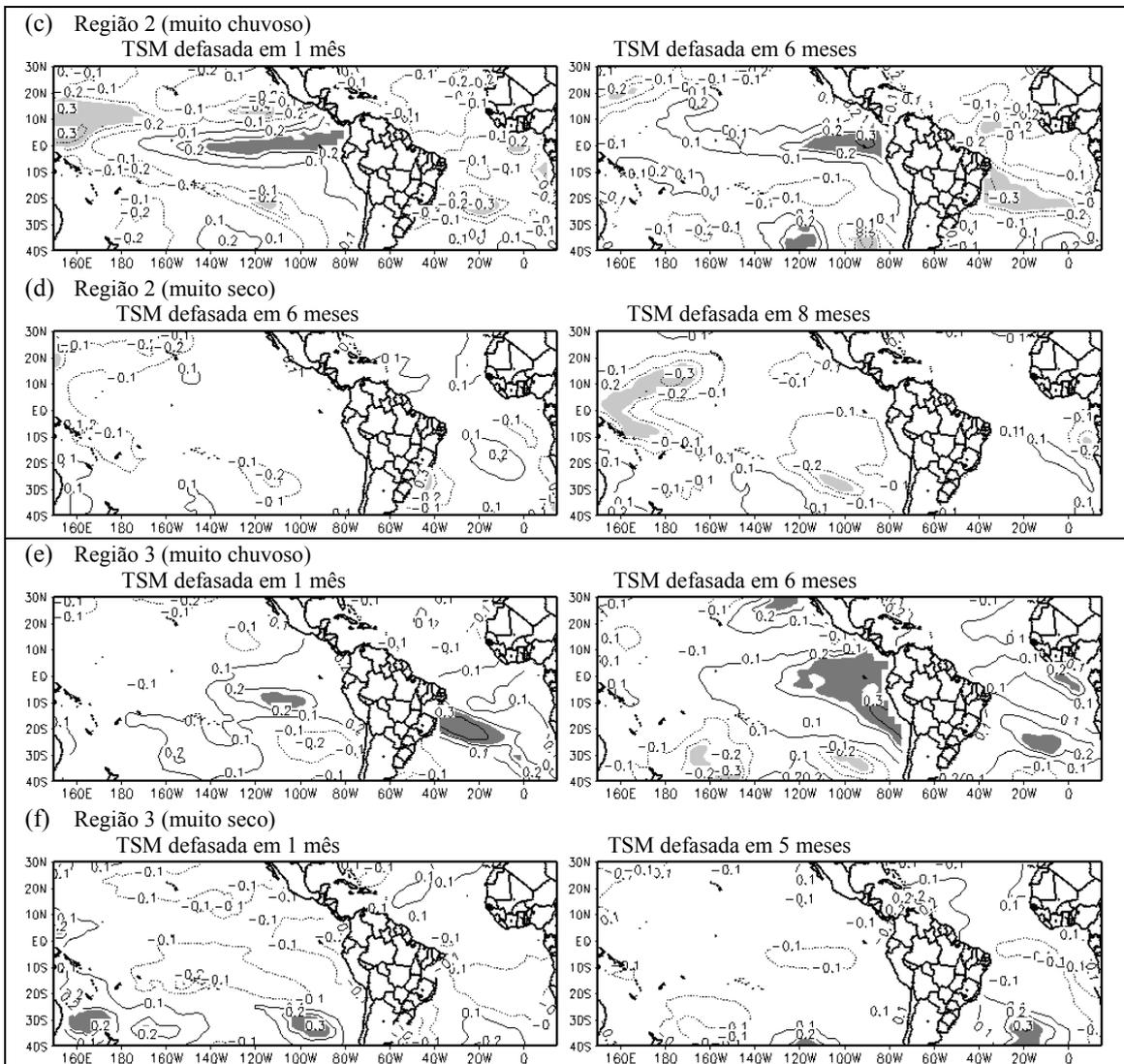


Figura 3.5: (c-f) Continuação.

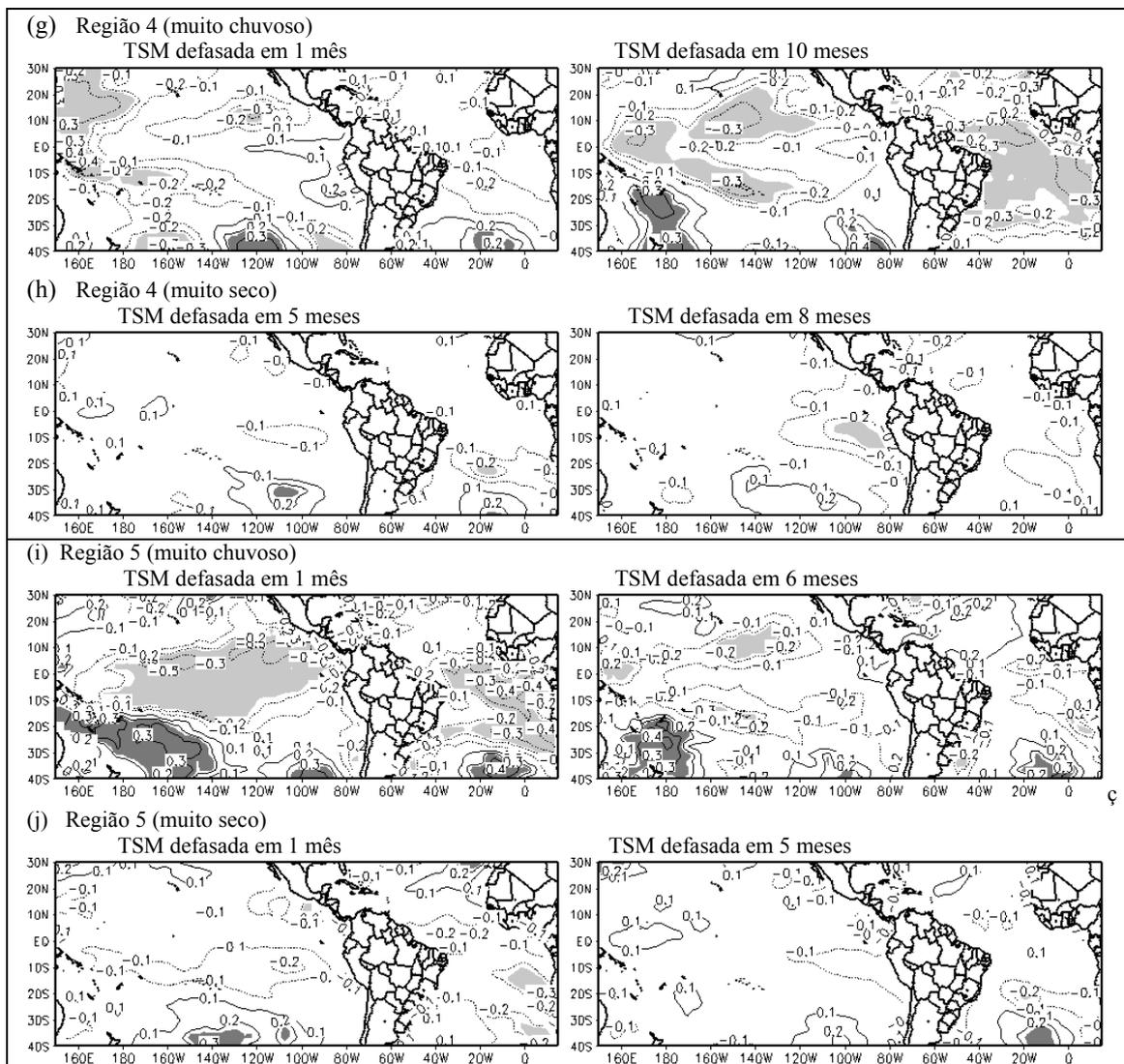


Figura 3.5: (g-j) Continuação.

3.4 – Conclusão

Através das distribuições anual e sazonal das chuvas sobre o S e SE do Brasil, são notadas diferenças no ciclo anual observado em algumas sub-regiões. Além disso, existem também diferenças marcantes com respeito às variações da precipitação em relação a normal climatológica, ou seja, diferenças em termos dos totais pluviométricos associados aos limiares de categorias de chuva, principalmente no caso dos extremos. É

importante conhecer as sub-regiões do S e SE brasileiro que apresentam semelhanças com relação à variabilidade da precipitação e aos totais observados.

As análises de cluster e discriminante são ferramentas úteis para identificar grupos com padrões homogêneos. A partir destas técnicas foram determinadas regiões pluviométricas homogêneas, sazonais e mensais, distribuídas sobre o S e SE do Brasil. Na determinação das regiões homogêneas foram levados em conta os limiares associados às cinco categorias de precipitação (15%, 35%, 65%, 85%) e à mediana (50%), para cada série pluviométrica disponível. Este critério auxilia na identificação de pontos de precipitação com comportamento similar, baseada nas diferentes categorias de chuva. Com estas considerações é possível formar regiões mais homogêneas, do se encontraria caso fosse considerado apenas a normal climatológica. A partir dos limiares de categorias de chuva podem ser comparadas as variações em torno da média e os extremos de chuva verificados em cada ponto de precipitação.

Desta caracterização resultaram cinco regiões para o trimestre de MAM; seis para os trimestres DJF, JJA e SON; e cinco para o caso em se considerou informações de todos os meses do ano. Em Cardoso e Silva Dias (2004) também foi realizada a separação da precipitação no S e SE do Brasil em sub-regiões, porém o agrupamento foi baseado em dados pontuais e nas séries temporais quantizadas, o que resultou num grande número de regiões pluviométricas para cada estação do ano.

Através da regionalização é possível obter novas séries temporais que representam em média o padrão de precipitação observado em cada região pluviométrica identificada. Além disso, pode ser investigada a relação da TSM com cada região pluviométrica, separadamente, buscando encontrar as relações específicas para cada caso.

Conforme apresentado acima, há correlações significativas entre a TSM defasada e os eventos extremos de chuva sobre as regiões pluviométricas homogêneas no S e SE brasileiro. As principais áreas dos oceanos que destacam essa relação, variam de acordo com a região de precipitação, com o tipo de evento e com a defasagem. Os resultados das correlações sugerem que a TSM de ambos os oceanos relacionam-se de forma distintas com os eventos muito secos e muito chuvosos. Para eventos muito chuvosos destaca-se a faixa tropical do OP e para eventos muito secos destacam-se áreas sobre a faixa

subtropical de ambos os oceanos. As diferenças no padrão de correlação são mais marcantes para as regiões homogêneas sobre o SE brasileiro.

Visto que há relações defasadas significativas entre a precipitação sobre as regiões identificadas e a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico, é importante investigar a possibilidade de explorar as alterações na TSM para estabelecer condições prognósticas de precipitação.

Capítulo 4

COMPONETES PRINCIPAIS DE TSM

4.1 – Análise de componentes principais

A Análise de Componentes Principais (ACP) é um procedimento comum na análise de dados meteorológicos, pois a partir de um longo conjunto de dados, determinam-se poucos padrões lineares que descrevem a maior parte da variância presente nos dados originais, ou seja, reduz-se de forma eficiente o número de variáveis. A ACP é uma técnica destinada para análise da variabilidade de um campo simples, ou seja, um campo de somente uma variável escalar. Além de reduzir o número de variáveis do conjunto original, este método encontra os padrões espaciais de variabilidade e suas variações no tempo, fornecendo a medida da importância de cada padrão.

Segundo Weare e Nasstrom (1982), os pontos mais importantes da utilização deste método são: (i) a descrição satisfatória das variações de um campo complexo a partir de um número relativamente pequeno de funções, associando a coeficientes temporais; (ii) o fato de que as funções empíricas derivadas desta técnica são favoráveis para interpretações físicas; (iii) a ACP é adequada para campos espaciais em grades regulares ou não.

Este método estatístico tornou-se mais popular em ciências atmosféricas a partir do trabalho de Lorenz (1956), que chamava a técnica de funções ortogonais empíricas, em inglês “empirical orthogonal function” (EOF). De acordo com Wilks (1995), ambos os nomes são usados e se referem ao mesmo conjunto de procedimentos.

A ACP possui uma vasta aplicabilidade, por exemplo, pode ser utilizada para extrair padrões independentes dinâmicos e físicos, para representar variabilidade natural, ou flutuações. Kim e Wu (1999) destacaram uma aplicação essencial da ACP em estudos

climáticos nas áreas de previsão, estimativas e detecção de mudanças climáticas. Estas estatísticas são freqüentemente utilizadas para derivar padrões dominantes de anomalias de TSM com El Niño (von Storch et al., 1995). Também são úteis na reconstrução de séries históricas (Smith et. al, 1996).

Conforme foi mostrado no capítulo anterior desta tese, há indícios de que TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico apresenta relações defasadas com os extremos de precipitação no S e SE brasileiro. Para explorar esta conexão, visando o estabelecimento de condições prognósticas, é necessário reduzir a dimensão do conjunto de dados de TSM. Portanto, no presente trabalho utilizou-se a ACP para reduzir a dimensão do conjunto de dados de TSM, procurando manter a maior parte da variabilidade existente no conjunto original. Assim, através desta técnica foi possível identificar os principais modos de variabilidade da TSM no OA e OP e obter um novo conjunto de dados, com um número reduzido de variáveis que será utilizado como preditores de precipitação.

4.2 – Metodologia

Os componentes principais são combinações lineares de padrões não correlacionados cujas variâncias são tão grandes quanto possíveis. O primeiro componente principal (CP) é a combinação linear com máxima variância. O segundo componente principal é aquela combinação linear que não está correlacionada com a primeira e representa a maior parte da variância restante. Cada componente (ou modo de variabilidade) pode ser expresso através de uma série temporal e um padrão espacial. A análise conjunta desses padrões auxilia na interpretação dos resultados.

Para construir os componentes principais é necessário encontrar os autovalores e autovetores do conjunto de dados original (vide Apêndice 1). No contexto deste trabalho, onde o conjunto de dados analisado é de TSM, o primeiro componente principal é uma combinação das TSMs da forma $z_1 = a_1T_1 + a_2T_2 + \dots + a_M T_M$, sendo T_1, T_2, \dots, T_M as TSMs nos M pontos de grade do oceano considerado, e a_1, a_2, \dots, a_M , os coeficientes do primeiro autovetor que fazem com que a variância da nova variável z_1 seja maximizada. Combinações lineares similares à obtida para o primeiro componente principal, são também obtidas para os demais componentes, sendo sempre maximizada a variância

resultante de cada componente principal de acordo com os coeficientes do autovetor correspondente. Assim, cada componente principal, possui uma só variável z que contém informações das M variáveis relacionadas a cada ponto de grade do oceano. Substituindo os valores temporais das T_1, T_2, \dots, T_M , obtém-se uma seqüência de valores para z , variando no tempo. As seqüências temporais dos valores de z são usualmente chamadas de *scores*, coeficientes temporais, coeficientes de expansão, séries temporais dos componentes principal, entre outros. Além da série temporal de cada componente, pode-se também obter um padrão espacial do campo associado. Cada autovetor representa o padrão espacial do modo correspondente. Porém, para facilitar a visualização deste padrão é mais usual representar o campo espacial através dos coeficientes de correlação entre cada série temporal das variáveis do campo original e a série temporal do componente principal (*scores*). Os coeficientes que compõem o mapa espacial dos componentes principais são chamados de *loadings*. A proporção da variância explicada por cada componente principal é proporcional ao seu autovalor correspondente.

Os modos obtidos através da ACP são não correlacionados, devido a condição de ortogonalidade imposta pela técnica. Entretanto, isto não significa que os padrões espaciais e temporais capturados por cada modos sejam completamente independentes. North et al. (1982) sugere a realização de um teste aplicado ao autovalor de cada modo para verificar independência entre os modos. O teste proposto é baseado no cálculo do erro amostral do autovalor ($\delta\lambda$), conforme a Equação (4.1).

$$\delta\lambda = \lambda \left(\frac{2}{N} \right)^{1/2}, \quad (4.1)$$

sendo λ o autovalor do modo correspondente e N o número de eventos independentes (graus de liberdade).

A partir da Equação 4.1 são determinados os erros amostrais ($\delta\lambda$) de cada autovalor. Com o gráfico dos autovalores e seus erros amostrais, pode ser avaliada a independência dos autovalores. De acordo com North et al. (1982), se as barras dos erros não se interceptarem os modos são independentes, ou seja, modos independentes são aqueles cujos autovalores estão bem separados dos autovalores dos modos subseqüentes.

O número de graus de liberdade de uma série temporal pode ser obtido dividindo o comprimento total da série pelo período necessário para ocorrer dois eventos independentes (Andreoli, 2002). O tempo de ocorrência de eventos independentes corresponde à defasagem necessária para que a autocorrelação da série se aproxime de zero.

Os componentes principais são bons descritores da variabilidade de um conjunto de dados. Entretanto, este fato não significa, necessariamente, que os CP levem a interpretações claras dos processos envolvidos no conjunto original. Embora, os primeiros componentes principais não-rotacionados possam representar importantes modos de variabilidade do campo original, a influência de diferentes processos físicos pode estar misturada em um só componente (Wilks, 1995). Como diferentes modos de variabilidade no mundo real não precisam ser ortogonais no espaço e no tempo, a rotação dos componentes principais pode ajudar na interpretação física do significado desses modos.

Para encontrar os componentes principais rotacionados, e assim reduzir a ortogonalidade, tornando os modos mais independentes, a transformação envolve a solução dos mínimos quadrados entre os pesos dos componentes principais (*loadings*) não-rotacionados e os pesos dos componentes principais rotacionados (Richman, 1986). Existem vários métodos que buscam a solução analítica da rotação dos componentes principais. O método de rotação mais utilizado e aceito por gerar uma rotação ortogonal mais acurada (Rummel, 1970; Mulaik, 1972; Harman, 1976; Richman, 1986) é um método de rotação ortogonal algébrica analítica, chamado de “Rotação Ortogonal Varimax” (vide Apêndice1).

Para realizar a rotação dos CPs é necessário determinar o número de modos que se pretende rotacionar. Este número pode ser determinado subjetivamente, selecionando os modos que juntos explicam uma certa porcentagem da variância do campo original, ou através de um método de truncamento. Uma forma simples para encontrar o número máximo de modos a serem retidos é aplicar a regra de Kaiser (Wilks, 1995). Esta regra retém o número de modos que somam mais do que a quantidade média da variância total do conjunto original (variância amostral).

4.3 – Principais modos de variabilidade de TSM do OA e OP

A ACP foi aplicada aos conjuntos de dados mensais de TSM do OA e OP, separadamente, sendo estes dados padronizados pela média e desvio padrão mensais, antes de efetuar a análise. O período analisado foi de janeiro de 1961 a dezembro a 1995. Posteriormente, foi testada a independência dos modos obtidos através da análise da diferença entre autovalores de modos sucessivos, conforme sugerido em North et al. (1982). Portanto, a independência dos CPs foi avaliada através do cálculo dos erros amostrais dos autovalores (Equação 4.1).

Na Figura 4.1 estão apresentadas os gráficos dos autovalores de cada modo e seus respectivos erros amostrais, para cada oceano. Através da Figura 4.1a pode ser observado que para todos modos de TSM do OA há intersecção entre os erros amostrais de modos subseqüentes. Isto indica, de acordo com North et. al. (1982), a dependência física entre os componentes principais de TSM do OA. No caso do OP o gráfico dos autovalores mostra independência entre apenas os dois primeiros modos de TSM (Figura 4.1b), pois não há intersecção dos erros amostrais. Os mapas com os *loadings* e os *scores* dos quatro primeiros CPs não-rotacionados de TSM do OA e OP estão apresentados no Apêndice 2 (Figuras A2.1 e A2.2).

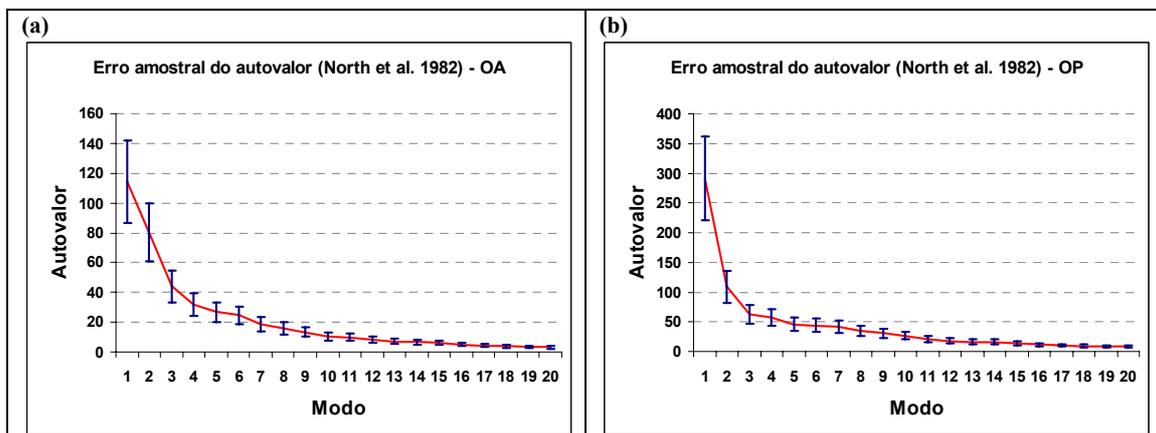


Figura 4.1: Amplitudes dos autovalores e seus respectivos erros amostrais correspondentes a cada modo de TSM do OA (a) e do OP (b).

Buscando obter modos mais independentes, fisicamente, rotacionou-se os CPs através do método de rotação varimax. O número de modos rotacionados foi encontrado pela regra de Kaiser, sendo 44 para o OP e 31 para o OA. Assim, foram obtidos os

componentes principais rotacionados de TSM do OA e OP. Para auxiliar na interpretação dos padrões encontrados, correlacionou-se as séries temporais (*scores*) dos modos rotacionados com o campo de pressão ao nível do mar (PNM). Nas Figuras 4.2 e 4.3 estão apresentados os padrões espaciais e temporais dos sete primeiros modos rotacionados de TSM do OA e OP, respectivamente. Juntamente com o mapa dos *loadings* (em sombreado colorido) destaca-se a correlação do modo com o campo de PNM (em isolinhas pretas). No topo do gráfico dos *scores* está indicada a porcentagem da variância explicada do campo original.

De um modo geral, o que melhor se observa é que a rotação dos componentes principais gera modos que são mais localizados no espaço do que os modos não-rotacionados. Observa-se também que alguns padrões de TSM que apareciam em um único componente principal, foram separados em dois modos pela rotação.

4.3.1 – Componentes principais rotacionados de TSM no OA

Na Figura 4.2 estão apresentados os modos rotacionados de TSM do OA. Os dois primeiros modos encontrados (Figura 4.2a), explicam 11% e 10% da variância da TSM, respectivamente, e mostram variações na TSM do OA tropical. No caso do primeiro (segundo) componente principal rotacionado (CPR), há o destaque das anomalias de TSM no OA tropical sul (norte). Estes modos apresentam correlações opostas com a PNM, sugerindo uma característica espacial de dipolo. Entretanto, suas séries temporais apresentam variabilidades distintas, sendo somente observadas algumas flutuações opostas, aproximadamente bienais, nos anos 60. No restante do período ambos os CPRs apresentam variações de baixa frequência, mas em escalas distintas (interanual e interdecadal) e fora de fase. Como pode ser observado, o padrão espacial de cada um destes modos representa um núcleo do conhecido dipolo do Atlântico (Servain et al., 1991; Houghton e Tourre, 1992). Há controvérsias a cerca dos tipos de variabilidades apresentadas pelos centros de ação deste dipolo. Alguns autores sugerem que estes centros podem apresentar variabilidades quase independentes (Mestas-Nunez e Enfield, 1999; Dommenges e Latif, 2000; Palastanga et al., 2002). Estudos de Enfield e Mayer (1997) destacam que o centro ao Norte do equador é significativamente correlacionado

com o padrão ENOS com uma defasagem de 4 a 5 meses. Segundo Hastenrath (2002) é mais correto chamar este padrão de TSM sobre o OA tropical de gradiente meridional de TSM.

O terceiro CPR de TSM do OA (Figura 4.2c), apresenta um padrão de dipolo com orientação SO-NE sobre a faixa central e leste Atlântico sul. Destacam-se as anomalias de TSM sobre a costa da África do Sul. A série temporal deste CPR mostra variações na escala de tempo interanual e interdecadal. Há grande semelhança entre os padrões espaciais e temporais deste modo com o primeiro componente principal de TSM do OA sul encontrado por Barreiro et al. (2002). Um modo de TSM com padrão espacial similar foi identificado nos estudos de Palastanga et al. (2002), através da ACP no tempo, sendo destacado um pico significativo ao redor 14 anos, sugerindo que esta estrutura dipolar é um modo físico real de variabilidade do OA sul. Como pode ser observado na Figura 4.2c, este padrão de TSM no OA apresenta correlações positivas significativas com a PNM sobre o OA central. Estudos de Venegas et al. (1997) associaram o fortalecimento e enfraquecimento do anticiclone subtropical do OA sul a um padrão TSM, numa estrutura de dipolo norte-sul, que apresenta flutuações forçadas por processos associados ao vento. Este padrão de TSM destacado por Venegas et al. (1997) é caracterizado por flutuações interdecadais e interanuais, igualmente ao CPR discutido.

Explicando 9% da variância OA, o quarto CPR apresenta uma distribuição espacial marcada por um monopolo que é estatisticamente significativo, caracterizado por coeficientes positivos no oeste do OA tropical norte (figura 4.2d). Este padrão é negativamente correlacionado com a PNM sobre essa região e apresenta principalmente variações interanuais, além de interdecadais a partir da década de 70. Nota-se uma grande similaridade entre este modo e o segundo CPR. Isto é observado tanto para a estrutura espacial quanto temporal, sendo que a diferença está na faixa do oceano destacada por cada modo.

O quinto CPR do OA destaca principalmente variações interdecadais sobre o centro do OA sul subtropical (Figura 4.2e). Na série temporal deste modo são também verificadas variações de mais alta frequência (anual). Este padrão apresenta uma pequena correlação com a PNM no sudeste do OA.

Destacando variações da TSM na região costeira do Nordeste brasileiro, o sexto CPR apresenta uma grande similaridade com terceiro CPR no que se refere às variações temporais observadas (Figura 4.2f). O fato das variações temporais e dos coeficientes espaciais deste modo serem de sinais contrários aos verificados no terceiro CPR, indica que variações de mesmo sinal na TSM OA sul sobre as faixas tropical oeste e subtropical leste podem correlacionar-se negativamente a PNM no OA sul central. Com respeito a esta comparação nota-se apenas uma pequena diferença em relação do posicionamento (leste-oeste) do núcleo da PNM associada. Este modo explica 6,9% da variância da TSM do OA.

O sétimo CPR do OA apresenta apenas flutuações na escala de tempo interanual, destacando a TSM no sudoeste do OA sul (Figura 4.2g). Este padrão apresenta uma pequena correlação negativa com a PNM a leste da área de maior variação da TSM.

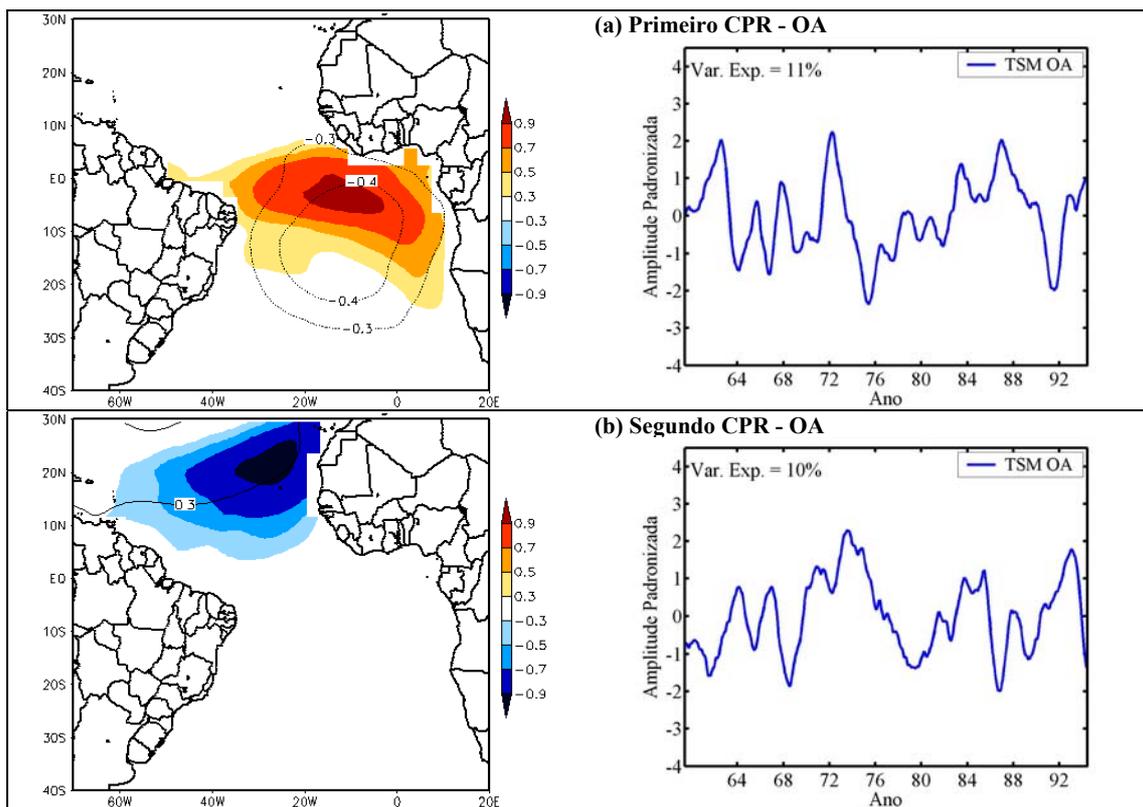


Figura 4.2: Sete primeiros componentes principais rotacionados (CPRs) de TSM sobre o OA. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM (sombreado colorido) e as isolinhas de correlação entre a série temporal do modo e o campo de PNM observado. Nos mapas estão apresentados apenas os *loadings* significativos pelo teste *t*' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CPR suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.

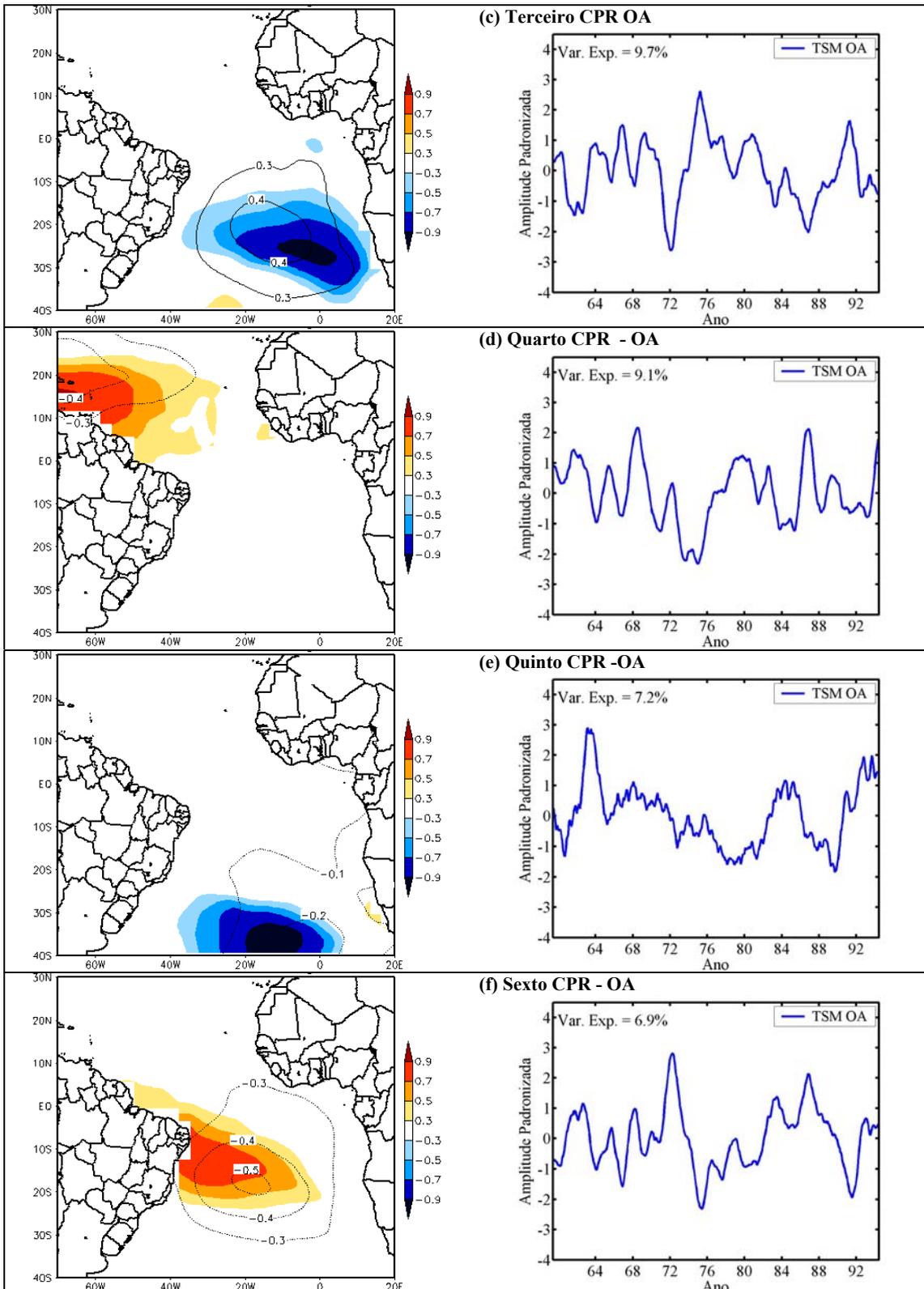


Figura 4.2: (b-f) Continuação.

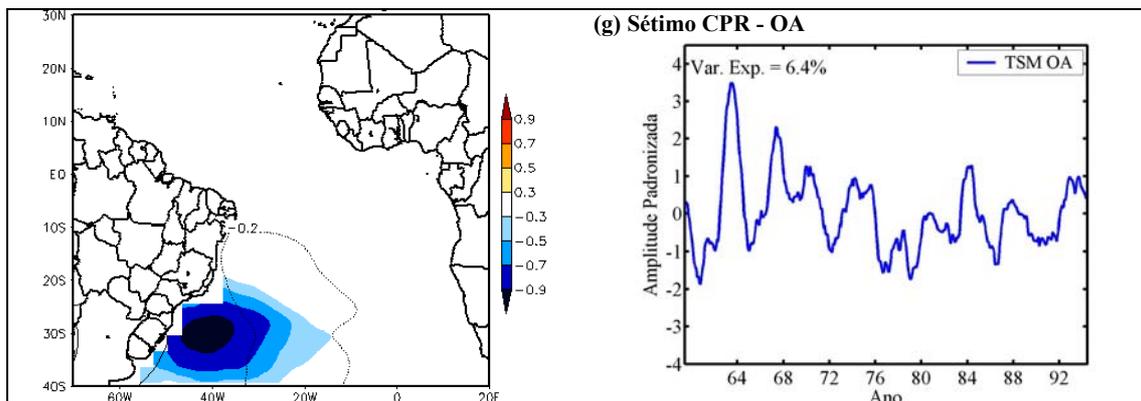


Figura 4.2: (f-g) Continuação.

4.3.2 – Componentes principais rotacionados de TSM no OP

Para o caso do OP, o primeiro CPR encontrado explica 19% da variância e apresenta uma estrutura espacial com coeficientes positivos em todo o Pacífico tropical leste, estendendo-se ao OP oeste equatorial, onde é circundado por coeficientes negativos (Figura 4.3a). Analisando a série temporal pode-se notar o predomínio de flutuações interanuais (3 a 6 anos) com amplitudes máximas em anos El Niño e mínimas em anos La Niña, sendo também observadas oscilações de mais baixa frequência (interdecadal). A dependência temporal e o padrão espacial são similares aos encontrados no modo Niño 3 de Enfield e Mayer (1997). Outros autores também obtiveram esse mesmo modo (Weare et al., 1976; Weare e Nasstrom, 1982), evidenciando que em escala de longo prazo é um fenômeno de grande amplitude. Conforme pode ser notado na Figura 4.3a, este padrão de TSM é correlacionado com um dipolo leste-oeste de PNM, indicando que o aquecimento da TSM no OP tropical leste apresenta relações com o abaixamento da PNM sobre esta região e com aumento da PNM no OP oeste, onde tende a diminuir a TSM. Portanto, o primeiro CPR representa o clássico fenômeno ENOS, cuja fase negativa (El Niño) é caracterizada pelo aquecimento anômalo ao longo da superfície do OP equatorial leste que se estende ao Pacífico central.

O segundo CPR apresenta também o predomínio de oscilações interanuais e bienais, explicando 7,8% da variância da TSM no OP (Figura 4.3b). O padrão espacial deste modo apresenta coeficientes negativos sobre o OP tropical oeste, com destaque para

o Hemisfério Norte. Este padrão de TSM é positivamente correlacionado com a PNM no centro do OP tropical norte. A série temporal deste modo é praticamente igual a série temporal do quinto CPR, cujo padrão espacial destaca variações na TSM sobre o leste OP norte, entre 20°N e 30°N (Figura 4.3e). O que varia entre estes dois modos é o posicionamento da região de maior variação da TSM e o posicionamento do padrão correlação com a PNM, o qual acompanha a região de maior anomalia de TSM. Portanto, estas semelhanças sugerem que anomalias de mesmo sinal na TSM sobre a faixa que se estende do OP equatorial oeste ao OP norte subtropical leste estão relacionadas às mesmas flutuações temporais, com destaque para a escala de tempo interanual e bienal.

Variações opostas na TSM do OP sul subtropical leste e oeste são destacadas pelo terceiro e quarto CPR, respectivamente (Figuras 4.3c e 4.3d). A variância explicada por esses modos é de aproximadamente 6%. As séries temporais destes modos são muito semelhantes, apresentando variações bienais e interdecadais. O padrão de correlação com o campo de PNM é praticamente o mesmo para o caso dos dois modos, sendo observada apenas uma pequena diferença no posicionamento do núcleo de maior correlação sobre o OP leste, que tende a acompanhar a área de anomalia de TSM. Tal semelhança sugere que anomalias opostas na TSM sobre a faixa subtropical leste e oeste do OP sul estão associadas às mesmas variabilidades temporais.

A estrutura espacial do sexto CPR de TSM do OP, que explica 5,8% da variância, é caracterizada por uma banda significativa com coeficientes negativos com orientação noroeste-sudeste, que se estende do OP equatorial oeste ao OP sul central, até aproximadamente 20°S (Figura 4.3f). Esta configuração espacial lembra o padrão convecção associado à ZCPS. A dependência temporal deste componente apresenta principalmente flutuações na escala de tempo bienal e interanual. São verificadas correlações significativas com a PNM no OP sul central, principalmente sobre a parte leste da região de maiores anomalias de TSM, as quais indicam variações opostas entre a TSM e PNM nas áreas destacadas na Figura 4.3f (sombreado e contorno, respectivamente).

Há uma grande semelhança entre a série temporal deste último modo apresentado e a série temporal do sétimo CPR (Figura 4.3g), destacando variações bienais e

interanuais. No sétimo modo também são observadas flutuações de escala temporal interdecadal. O padrão espacial é marcado por coeficientes positivos associados à TSM na parte central do OP sul, entre 20°S e 40°S, os quais são correlacionados com o mesmo padrão de PNM destacado no para o sexto CPR. Assim, comparando o sexto e sétimo modo do OP, sugere-se uma variabilidade temporal similar (bienal e interanual) às anomalias opostas de TSM sobre a banda orientada para sudeste, do OP equatorial oeste ao OP central tropical, e a região central do OP sul subtropical.

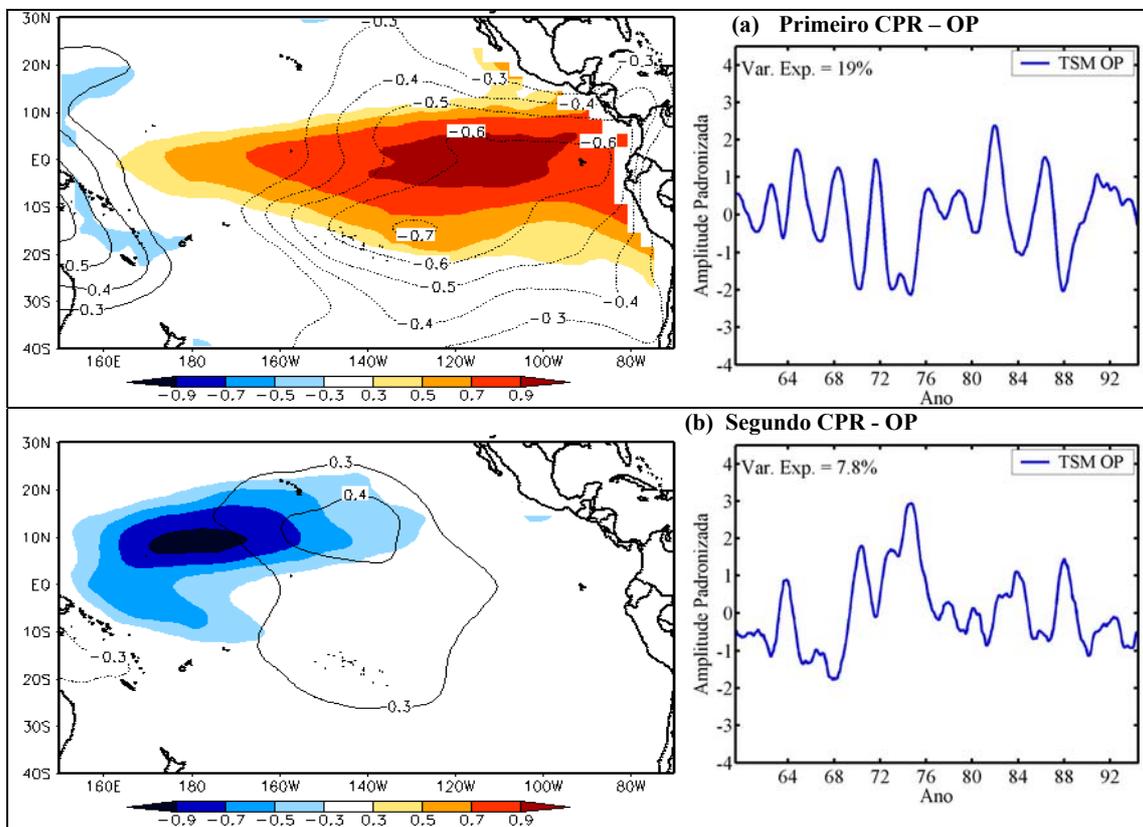


Figura 4.3: Sete primeiros componentes principais rotacionados (CPRs) de TSM sobre o OP. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM (sombreado colorido) e as isolinhas de correlação entre a série temporal do modo e o campo de PNM observado. Nos mapas estão apresentados apenas os *loadings* significativos pelo teste t' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CPR suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.

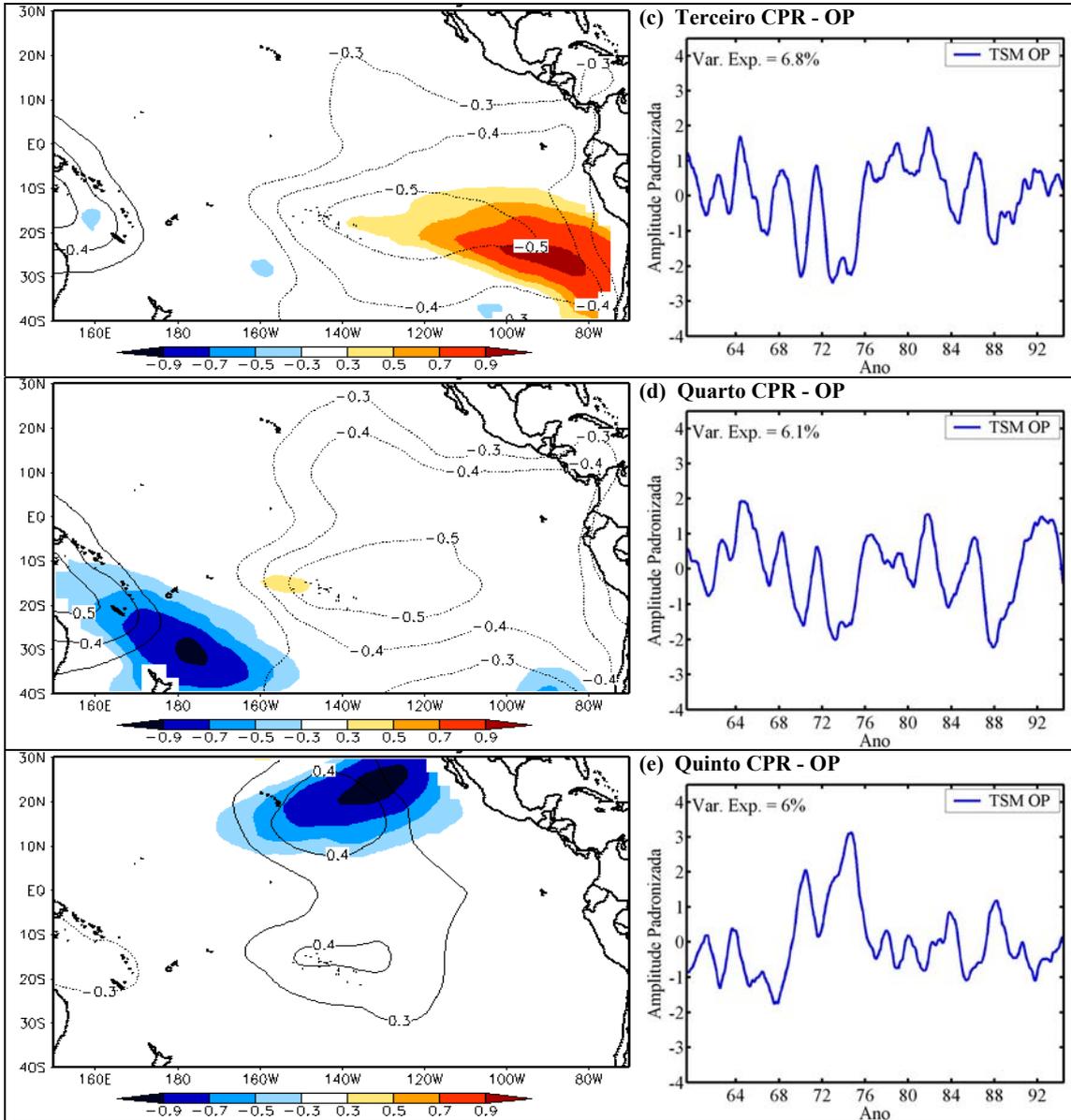


Figura 4.3: (c-e) Continuação.

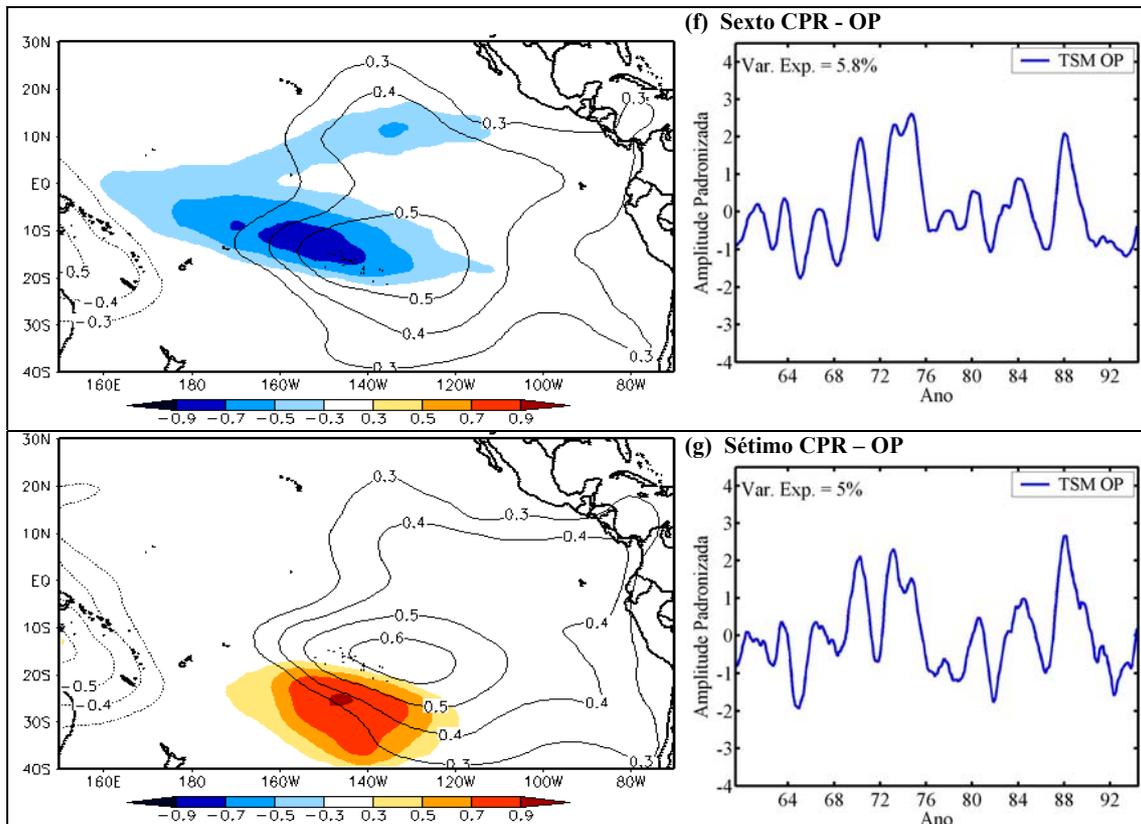


Figura 4.3: (e-g) Continuação.

4.4 – Conclusão

Nesta etapa do trabalho foi utilizada a ACP para reduzir a dimensão dos conjuntos de dados de TSM do OA e OP, mantendo a maior parte da variância do conjunto original. A análise foi realizada para cada oceano, separadamente. Com a realização da rotação dos componentes principais, obtiveram-se modos mais localizados no espaço. Foi possível identificar alguns padrões de TSM conhecidos pela literatura. Tais padrões são capturados pelo primeiro CPR do OA e do OP, por expressarem a maior porção da variância dos campos originais. Os primeiros modos encontrados representam, no caso do OA, o gradiente meridional de TSM no OA tropical e, no caso do OP, o ENOS. Também foram encontrados outros modos com significativos padrões de variabilidade, destacando áreas dos oceanos com específicas variações temporais. Flutuações nas escalas de tempo

interanuais e interdecadais foram evidenciadas nas séries temporais da maior parte dos padrões discutidos.

Com a redução do número de variáveis dos campos originais de TSM do OA e OP será possível avaliar a possibilidade de utilizar a TSM, através dos modos de variabilidade, para prever a precipitação média nas regiões pluviométricas homogêneas apresentadas no capítulo 3.

Capítulo 5

MODELO ESTOCÁSTICO DE PREVISÃO

5.1 – Modelo de previsão estocástica

É comum em meteorologia denominar de “modelos estatísticos” os modelos matemáticos que são construídos através de análises aplicadas às séries temporais das variáveis preditora e preeditanda, focalizando as relações identificadas entre estas variáveis e explorando-as para fins prognósticos (Guetter, 2000; Repelli e Alves, 1996). Este tipo de modelo fornece um conhecimento empírico que pode conduzir a previsões acuradas, mesmo que não haja um conhecimento explícito dos processos dinâmicos (Guetter, 2000).

Existem vários tipos de modelos estatísticos, nos quais podem variar o método utilizado para relacionar as variáveis e as covariáveis. Ward e Folland (1991), utilizaram modos de TSM no OP e no OA tropicais como preditores da precipitação no NEB. De um modo geral ambos os oceanos explicaram cerca de 55% da variância da chuva para os períodos testados. Os resultados foram suficientemente robustos para serem aproveitados como uma previsão preliminar, ficando evidenciada a importância destes preditores.

Buscando também prever a precipitação sobre o NEB, Repelli e Alves (1996) desenvolveram um modelo estatístico. Neste modelo foi utilizada a análise de correlação canônica para identificar os padrões de acoplamento entre a TSM no OA e no OP tropicais e a precipitação no Nordeste. O modelo foi capaz de prever a tendência da qualidade da estação chuvosa para todos os anos testados, apresentando um melhor desempenho para a faixa norte e leste do Nordeste.

Grandes avanços tem sido alcançados para a previsão climática de precipitação sobre o NEB, seguindo estes tipos de modelos. Além dos trabalhos anteriormente citados,

é importante destacar o modelo de previsão regionalizada apresentado em Xavier (2001). Este modelo gera previsões regionalizadas de precipitação para a quadra chuvosa de oito sub-regiões do Estado do Ceará, sendo ajustado para cada caso específico. As informações são disponibilizadas de acordo com o comportamento pluviométrico de cada região em cinco categorias de chuva (muito seco, seco, normal, chuvoso e muito chuvoso). Os preditores apresentados ao modelo são TSM em áreas do Pacífico tropical associadas às fases do El Niño, TSM e “pseudo - tensão” do vento sobre áreas do Atlântico tropical identificadas previamente. Os resultados mostrados por Xavier (2001), são animadores, por indicarem altos níveis de previsibilidade para os casos avaliados (1997 - 2001).

Seguindo a mesma metodologia utilizada em Repelli e Alves (1996), foi desenvolvido por Pezzi et al. (2000) um modelo para previsão de precipitação trimestral sobre o Sul do Brasil, usando como preditor a TSM sobre os oceanos Atlântico e Pacífico tropicais. O melhor desempenho do modelo foi para o período próximo ao final e início do ano, sendo observado que a TSM no Pacífico (Atlântico) contribui mais para previsões com defasagens mais curtas (longas).

Grimm et al. (2004) apresentaram um modelo estatístico linear de previsão de precipitação sazonal de verão sobre a região da Bacia do Rio Paranaíba (faixa sudoeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás). Neste modelo foram utilizados como preditores TSM sobre várias áreas dos oceanos, sendo selecionado o número de preditores mais adequado para a previsão. O modelo foi desenvolvido baseado em informações de 50 anos das séries (1945 - 1994) e foi testado para os 10 anos restantes (1995 - 2004). O modelo apresentou bom desempenho na previsão de precipitação de verão, de acordo com a métrica de avaliação escolhida pelos autores.

Estes tipos de modelos podem também ser aplicados para previsões de vazão de rios. Nos estudos de Hastenrath (1990) foram desenvolvidas equações de regressão para prever anomalias de vazão de rios nas Regiões Norte e Nordeste do Brasil. As variáveis independentes (preditores) foram a TSM do Atlântico tropical, índice de anomalia de TSM no Pacífico central equatorial, pressão ao nível do mar, componentes zonal e meridional do vento e nebulosidade. Uma parte do conjunto de dados foi utilizada como

diagnóstico (1940 – 1970) e o período restante para fins prognóstico (1971 – 1987). Obteve-se bons ajustes para a maior parte dos casos previstos, destacando-se os anos com vazão baixa.

Um modelo estatístico de previsão de vazão sazonal no Rio Diamante, na Argentina, foi desenvolvido por Berri e Flamenco (1999) utilizando como preditores anomalias e TSM sobre no Pacífico tropical (Niño 3) e a própria vazão defasada em um e dois anos.

Um outro exemplo de aplicação de modelo estatístico encontra-se em Cardoso e Silva Dias (2004). Neste caso foram desenvolvidos dois modelos de previsão estatística de temperatura do ar na cidade de São Paulo, um linear e outro não-linear. O modelo linear é baseado em regressão linear múltipla e o não-linear em redes neurais. Um importante aspecto comprovado foi a possibilidade do estabelecimento de condições prognósticas desta variável, a partir dos modos de variabilidade de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico.

Neste capítulo serão apresentados os passos para o desenvolvimento de um modelo regressivo para previsão de precipitação média em regiões pluviométricas homogêneas e para a previsão de vazão dos rios de interesse neste trabalho. Neste modelo os preditores utilizados são as séries temporais dos componentes principais rotacionados de TSM do OA e OP. Uma vantagem deste tipo de modelo matemático é que o mesmo pode ser ajustado exclusivamente para um determinado preditando e para diferentes defasagens consideradas, podendo assim capturar relações específicas e fornecer previsões mais detalhadas. Além disso, o modelo não é estático, pois após a ocorrência do evento, a série usada para diagnóstico é atualizada com o evento recentemente ocorrido. Portanto, pode-se dizer que este modelo desenvolvido é adaptativo e dinâmico. Por essas razões refere-se a este tipo de modelo como modelo estocástico de previsão, em concordância com a argumentação apresentada por Xavier (2001).

Um modelo estocástico é uma descrição matemática idealizada de um fenômeno aleatório, com o objetivo de capturar processos que evoluem no tempo sujeitos a flutuações aleatórias. Tais processos são chamados de processos estocásticos (Taylor e Karlin, 1998; Cunha et al., 2002; Silva Fernandes, 2004).

Os modelos estocásticos podem ser endógenos ou exógenos, dependendo do tipo de preditor utilizado (Xavier, 2001). No caso dos endógenos, a previsão é feita com base na própria variável a ser prevista, por exemplo, para prever precipitação, utiliza-se a própria série de precipitação defasada. O modelo estocástico apresentado no presente trabalho é exógeno, pois gera previsões através do uso de covariáveis defasadas, não considerando somente a própria variável preditanda defasada.

Modelos estocásticos são muito úteis para previsões climáticas, por serem simples e eficientes, quando encontradas as covariáveis (preditores) adequadas. Estes modelos podem ser constantemente atualizados e refinados, pois são bastante robustos e de fácil operação.

Os itens a seguir apresentam uma discussão sobre métodos de validação de modelos estocásticos, o detalhamento do modelo estocástico desenvolvido neste trabalho e os resultados das previsões obtidas para o período avaliado.

5.2 – Validação do modelo estocástico

Um dos objetivos do presente estudo é desenvolver um modelo estocástico de previsão de precipitação e vazão, utilizando a TSM como preditor. O modelo desenvolvido é baseado na análise de regressão linear múltipla. Esta técnica essencialmente fornece a relação entre uma determinada variável e outras variáveis independentes, pelo método dos mínimos quadrados. A equação de regressão tem a seguinte forma:

$$y = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + b_3X_3 + \dots + b_kX_k , \quad (5.1)$$

dado que: y é a variável dependente (preditando); X_n são as variáveis independentes (preditores); b_0 é o intercessão de y ; b_n são os coeficientes angulares; k é o número de variáveis independentes.

A previsão estocástica de uma determinada variável pode ser desenvolvida a partir do modelo de regressão, visto que existam co-variáveis defasadas que possam ser

utilizadas como preditores. Para avaliar o desempenho do modelo de previsão é necessário ter um conjunto com um número representativo de previsões e observações.

Portanto, para cada uma das n das previsões realizadas tem-se um par de valores previsto (y_{ip}) e observado (y_{io}), com i variando de 1 até n . Com base no conjunto de previsões podem ser calculados alguns parâmetros que são úteis para avaliação da destreza do modelo testado. Tais parâmetros, são:

- Erro médio (VIÉS), também conhecido como “Bias” em inglês, que quantifica o erro sistemático do modelo a partir da Equação 5.2. Valores positivos (negativos) do VIÉS indicam que em média o modelo tende a superestimar (subestimar) os valores observados.

$$VIÉS = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_{ip} - y_{io}) , \quad (5.2)$$

sendo n o número de previsões, y_{ip} é o valor previsto e y_{io} é o valor observado;

- Raiz do erro médio quadrático (REMQ), que fornece informações sobre o erro médio do modelo sem levar em conta o sinal do erro. Este erro é definido por:

$$REMQ = \left(\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_{ip} - y_{io})^2 \right)^{1/2} ; \quad (5.3)$$

- Parâmetro de desempenho (“performance”) (PP) determina a proporção do erro médio quadrático em relação variância climatológica dos dados observados (Equação 5.4). Este parâmetro é útil para avaliar o erro relativo do modelo. Quanto mais próximo de 1 for o valor de PP, melhor é o desempenho do modelo;

$$PP = 1 - \left(\frac{REMQ}{\sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{k=1}^N (y_k - \bar{y})^2}} \right)^2 \quad (5.4)$$

- Coeficiente de correlação (CC) que mede o grau de relacionamento entre as séries prevista e observada. Tal relação é sintetizada por um coeficiente como “r de Pearson” (Equação 5.5). Os valores de CC podem variar +1,00 e -1,00, que indicam perfeitas correlações positivas e negativas, respectivamente;

$$CC = r_{y_o y_p} = \frac{\left[\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (y_{oi} - \bar{y}_o)(y_{pi} - \bar{y}_p) \right]}{\left\{ \left[\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (y_{oi} - \bar{y}_o)^2 \right]^{1/2} \left[\frac{1}{(n-1)} \sum_{i=1}^n (y_{pi} - \bar{y}_p)^2 \right]^{1/2} \right\}} \quad (5.5)$$

- Desempenho por categoria (PC), com base na distribuição de densidade de probabilidade cumulativa do preditando (Ward e Folland, 1991). Para se obter o parâmetro de acerto do modelo em relação a previsão ótima (categoria correta), são calculados pesos distintos para cada um dos possíveis pares de previsão e observação. Este procedimento é realizado através da comparação da posição do valor observado com o valor previsto na distribuição de densidade de probabilidade cumulativa. O valor de PC é obtido a partir do cálculo do erro S , conhecido como “Linear Error in Probability Space (LEPS)”, para cada previsão por categoria realizada. Dado que, $S=1-a$ (valores entre 0 e 1), $a=|p_p - p_o|$, sendo que p_p e p_o são as probabilidades cumulativas da previsão e da observação, respectivamente. O valor de PC sobre todo o conjunto de previsão é dado por:

$$PC = (\sum S' / \sum (S')_p), \quad (5.6)$$

sendo que $(S')_p$ corresponde ao valor de S' para o caso da previsão perfeita. A previsão é perfeita quando a categoria prevista é a categoria observada. A Tabela 5.1 mostra os valores de S' para cada um dos possíveis pares de previsão / observação, considerando cinco categorias. Os valores de PC podem variar de 1 (conjunto de previsões perfeitas) a -1 (conjunto de previsões erradas para o extremo oposto). Se PC for positivo (negativo) significa que a maior parte do conjunto de previsões indica categorias próximas (distantes) daquelas observadas.

VARIÁVEL OBSERVADA	VARIÁVEL PREVISTA				
	muito baixa	baixa	normal	alta	muito alta
muito baixa	0,51	0,24	-0,09	-0,29	-0,37
baixa	0,24	0,29	-0,02	-0,22	-0,29
normal	-0,09	-0,02	0,23	-0,02	-0,09
alta	-0,29	-0,22	-0,02	0,29	0,24
muito alta	-0,37	-0,29	-0,09	0,24	0,51

Tabela 5.1: Valores do erro S' para cada um dos possíveis pares de previsão / observação. Neste caso a variável avaliada está separada em cinco categorias.

Os parâmetros acima são calculados para um período contendo diferentes pares de previsões e observações. Contudo, esses valores podem variar dependendo da métrica utilizada na validação do modelo. A validação consiste em verificar se os valores de saída do modelo se encontram suficientemente próximos dos valores observados através de alguma medida de distância. Assim, será apresentada a seguir uma discussão sobre duas métricas distintas para a validação de modelo de previsão estocástica e as diferenças dos parâmetros de avaliação provenientes de cada métrica.

O modelo a ser validado pelas duas métricas é um modelo de previsão estocástica de vazão mensal no Rio Paraná. Escolheu-se esta série de vazão por conter um longo período de observações, o que necessário para que a comparação seja mais confiável, do ponto de vista de alguma métrica de avaliação estatística.

Nesta etapa do trabalho foram utilizados dois conjuntos de dados, um contendo médias mensais de TSM e o outro de vazão mensais sobre o posto Posadas no Rio Paraná. O período de estudo considerado foi de 1950 a 2001 pois há sobreposição dos dois conjuntos de dados neste período. Visto que se trata de conjuntos de dados englobando meses diferentes (janeiro-dezembro), é necessário padronizá-los de forma que seja removido o ciclo anual. Esta remoção pode ser obtida ao subtrair o valor observado mensal da média mensal, e dividindo-se o resultado pelo desvio padrão mensal.

As séries temporais dos componentes principais rotacionados (CPR) de TSM do OA e OP são utilizadas como preditores de vazão no modelo de previsão estocástica. Vários CPR são obtidos em cada análise realizada. Para cada previsão defasada são considerados, além dos preditores associados à defasagem correspondente, preditores com até três defasagens anteriores. Conseqüentemente, há um grande número de preditores disponíveis para serem introduzidos no modelo.

Para escolher os preditores que seriam as variáveis independentes no modelo de previsão, foi utilizado o método de regressão passo-a-passo (*stepwise*) aplicado sobre a fase diagnóstica, ou seja, a fase em que se encontra o peso (contribuição) de cada preditor na equação de regressão. Considerando que existam M preditores, no primeiro

passo da regressão *stepwise* é montada uma equação de regressão linear simples para cada preditor sendo, então, selecionado o preditor que gera a melhor previsão, ou seja, o menor valor da soma do quadrado dos erros (SSE), dentre as M previsões realizadas. Nos passos seguintes, a análise de regressão linear múltipla é realizada $M-p$ vezes, sendo p o passo considerado. Assim, a cada novo passo é escolhido um preditor que, juntamente com os preditores anteriormente selecionados, gera o menor valor de SSE. Assim são montados os grupos de preditores, havendo um total de M grupos de preditores. O primeiro grupo contém apenas um preditor, o segundo grupo apenas dois preditores e assim por diante. A análise de regressão é realizada, então, para cada grupo de preditores e o valor de SSE é calculado. Nesta fase diagnóstica o valor de SSE diminui com o aumento do número de preditores, porém isto nem sempre ocorre na fase prognóstica, pois um grande número de preditores pode levar a um super-ajuste da equação de regressão. Aplica-se nesta situação o teste F para selecionar o número de preditores mais adequado (Wiley e Son, 1999). O teste de hipótese utilizado compara os valores de SSE de um modelo reduzido (menor número de preditores) com o valor de SSE do modelo completo (maior número de preditores), aceitando a hipótese de que ambos os modelos são equivalentes quando os valores de SSE são relativamente iguais pelo teste de hipótese F, ao nível de significância considerado. No presente trabalho o nível de significância considerado é de 0,05.

A seguir serão apresentados dois métodos de validação de modelos e comparados os resultados obtidos.

5.2.1 – Método de validação cruzada

A validação cruzada permite testar a acurácia do modelo no mesmo conjunto de dados utilizado para construí-lo. Este método é freqüentemente utilizado para validar um modelo quando existem poucos dados observados. Os dados são subdivididos repetidamente em dados de calibração (diagnóstico) e de validação (prognóstico). O método de validação cruzada (Barnett e Preisendorfer, 1987; Landman e Mason, 1999; Andreoli, 2002) considera, para uma série a ser prevista de n observações, que a cada tempo η , onde $1 \leq \eta \leq n$, o η -ésimo par de campos de preditor e preditando é excluído, e os $n-1$ campos restantes são utilizados para construir o modelo. A previsão do preditando

no tempo η é então realizada com este modelo. Este procedimento é repetido n vezes, omitindo-se um único par de campos de preditor e preditando.

O esquema apresentado na Figura 5.1 exemplifica as iterações deste processo, para uma previsão realizada com um período de defasagem d qualquer. Neste caso considera-se que $X(n,k)$ é a matriz de preditores e $Y(n)$ a série temporal do preditanto, sendo n o número de observações e k o número de preditores.

Para avaliar a destreza do modelo de previsão de vazão a partir da validação cruzada, segue-se os seguintes passos: (1) padronização dos dados de TSM e vazão sobre todo o período; (2) desenvolvimento da análise de componentes principais rotacionada de TSM padronizada do OA e OP, para todo o período disponível; (3) início da validação cruzada seguindo o procedimento ilustrado na figura 5.1.

É importante destacar que a validação cruzada foi desenvolvida para previsões de vazão a partir das séries temporais dos CPRs de TSM com diferentes defasagens mínimas consideradas. Neste caso os CPRs defasados são obtidos deslocando em passos de tempo suas séries temporais obtidas sobre todo período.

A Figura 5.2 apresenta os resultados da validação do modelo estocástico de previsão de vazão no Rio Paraná, utilizando modos de TSM como preditores apresentando-se no modelo com defasagens mínimas de 1 a 4 meses. Destaca-se nesta figura a comparação das séries temporais previstas (linhas pontilhadas) e observada (linha contínua) para o período de 1992 a 2001 (120 previsões mensais). No topo do gráfico estão apresentados os valores dos parâmetros avaliadores da destreza do modelo (CC, PP, PC, REMA e VIES), apresentado anteriormente, sendo cada defasagem mensal da previsão indicada pelo subscrito. Como pode ser notado, de acordo com a validação cruzada, o modelo apresenta um viés negativo em todas as defasagens. O valor da REQM não excede o desvio padrão da série para o período avaliado ($\sigma = 4291$). Os parâmetros PP e PC, são positivos e relativamente altos, o que significa um bom desempenho do modelo em relação à variância climatológica e em relação a previsão por categorias. As correlações entre as séries prevista e observada CC são significativas em todas as defasagens (maiores do que 0,16 ($\alpha = 0,05$)). A destreza do modelo aumenta para previsões defasadas de um a três, diminuindo na defasagem de quatro meses.

Validação cruzada para uma defasagem “d”

Iterações ($1 \leq \eta \leq n-d$)	Série para diagnóstico	Prognóstico
$\eta=1$ \rightarrow	$\left\{ \begin{array}{l} X(2,k), X(3,k), X(4,k), \dots, X(n-d,k) \\ Y(2+d), Y(3+d), Y(4+d) \dots, Y(n) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(1,k) \\ Y(1+d) \end{array} \right.$
$\eta=2$ \rightarrow	$\left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(3,k), X(4,k), \dots, X(n-d,k) \\ Y(1+d), Y(3+d), Y(4+d) \dots, Y(n) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(2,k) \\ Y(2+d) \end{array} \right.$
⋮	⋮	⋮
$\eta=n-d$ \rightarrow	$\left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(2,k), X(3,k), \dots, X(n-1-d,k) \\ Y(1+d), Y(2+d), Y(3+d) \dots, Y(n-1) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(n-d,k) \\ Y(n) \end{array} \right.$

Figura 5.1: Ilustração do procedimento utilizado na validação cruzada. O número de iterações é igual ao tamanho da série.

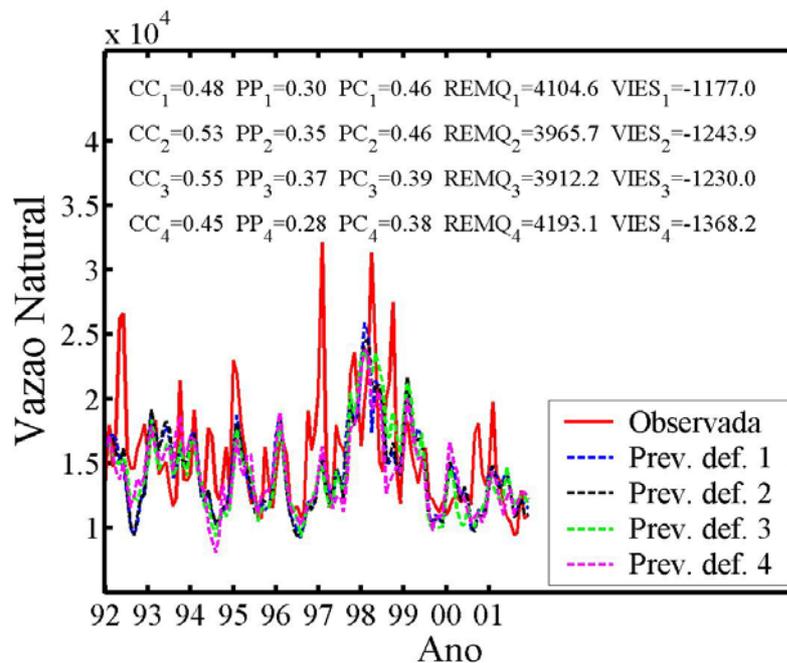


Figura 5.2: Comparação entre a vazão natural observada (linha vermelha contínua) no Rio Paraná com a vazão prevista pelo estocástico (linhas pontilhadas coloridas), para o período de 1992 a 2001, utilizando o método de validação cruzada. Previsões a partir dos preditores defasados em : um mês (linha azul); dois meses (linha preta); três meses (linha verde); quatro meses (linha rosa). No topo do gráfico estão os valores dos parâmetros de desempenho em cada defasagem indicada pelo subscripto.

5.2.2 – Método de validação iterativa cronológica

O método de validação iterativa cronológica é mais rigoroso que o anteriormente descrito pois busca representar a destreza que o modelo teria caso estivesse executando previsões em tempo real. Portanto, este método tende a fornecer informações mais realistas a cerca da acurácia do modelo estocástico. Entretanto, para desenvolvê-lo é necessário ter uma série longa de observações, a qual apresenta um número de observação que inclua um período mínimo, representativo da climatologia, adicionado de um período suficientemente longo (segundo alguma métrica) para validar o modelo. A maior diferença com respeito à validação cruzada é que o mesmo conjunto de dados não é utilizado para desenvolver e testar o modelo. Porém, novas informações são adicionadas ao período diagnóstico a cada novo passo da análise.

Assim, sendo n o número de observações da série $X(n)$ (preditando) e t o tempo que pretende-se prever, considera-se que existem apenas observações disponíveis até um período $t - d$, para realizar uma previsão com defasagem d para o preditando num tempo t . Neste modelo, t varia de T_{ini} até n . Conforme t varia nos diferentes passos da análise, a série para diagnóstico é atualizada. A Figura 5.3 mostra a forma de atualização das séries diagnóstica para a cada nova iteração do modelo de previsões defasadas, com base no método discutido. Considera-se que $X(n,k)$ é a matriz de preditores e $Y(n)$ a série temporal do preditando, sendo n o número de observações e k o número de preditores. Este procedimento é genérico, podendo ser aplicado a uma previsão realizada com um período de defasagem d qualquer.

Validação iterativa cronológica para uma defasagem “ d ”

Iterações ($T_{ini} \leq t \leq n$)	Série para diagnóstico	Prognóstico
$t=T_{ini}$	$\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(2, k), \dots, X(T_{ini}-1-d,k) \\ Y(1+d), Y(2+d), \dots, Y(T_{ini}-1) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(T_{ini}-d,k) \\ Y(T_{ini}) \end{array} \right.$
$t=T_{ini}+1$	$\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(2, k), \dots, X(T_{ini}-1-d,k), X(T_{ini}-d,k) \\ Y(1+d), Y(2+d), \dots, Y(T_{ini}-1), Y(T_{ini}) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(T_{ini}+1-d,k) \\ Y(T_{ini}+1) \end{array} \right.$
$t=T_{ini}+2$	$\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(2, k), \dots, X(T_{ini}-d,k), X(T_{ini}+1-d,k) \\ Y(1+d), Y(2+d), \dots, Y(T_{ini}), Y(T_{ini}+1) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(T_{ini}+2-d,k) \\ Y(T_{ini}+2) \end{array} \right.$
⋮	⋮	⋮
$t=n$	$\rightarrow \left\{ \begin{array}{l} X(1,k), X(2, k), \dots, X(n-2-d,k), X(n-1-d,k) \\ Y(1+d), Y(2+d), \dots, Y(n-2), Y(n-1) \end{array} \right.$	$\left\{ \begin{array}{l} X(n-d,k) \\ Y(n) \end{array} \right.$

Figura 5.3: Ilustração do procedimento utilizado na validação iterativa cronológica. O número de iterações é igual ao valor $n-T_{ini}+1$.

Para comparar os resultados do método de validação iterativa cronológica com os resultados da validação cruzada, utilizou-se o mesmo modelo estocástico de previsão de vazão, descrito anteriormente. O desempenho do modelo foi avaliado no período 1992 a 2001, com a métrica apresentada na Figura 5.3. Portanto, T_{ini} corresponde ao mês de janeiro de 1992 e n ao mês de dezembro de 2001.

Os resultados deste método de validação estão destacados na Figura 5.4 para previsões com defasagem de um a quatro meses. Em conformidade ao resultado da validação cruzada, o modelo apresenta um VIÉS negativo. Entretanto, os valores do do VIÉS são substancialmente maiores ($\sim 60\%$) do que os verificados no caso da validação cruzada. Também são observados, para todas as defasagens, valores maiores com respeito a REMQ. Estes valores excedem um desvio padrão da série no caso das previsões, os parâmetros CC, PP e PC são positivos. Os valores de PP são sempre menores do que os obtidos na validação cruzada, indicando pior desempenho do modelo no caso da validação iterativa cronológica. Diferentemente do observado no caso da validação

cruzada, nota-se que a destreza do modelo diminui lentamente para as três primeiras defasagens, passando a ter um pequeno aumento na defasagem de quatro meses.

Os resultados da validação cruzada e da validação cronológica iterativa foram bastante semelhantes nos aspectos gerais. Como era de se esperar, pelo fato do segundo método ser mais rigoroso, os valores dos erros estimados pela validação cruzada são menores. Este resultado é notado, principalmente, com respeito ao valor da REMQ em defasagens mais altas, os quais associam-se ao menores valores de PP. Portanto, pode-se concluir que o método de validação cruzada é um bom indicativo da destreza do modelo para situações em que a série disponível para validação é curta.

A confiabilidade deste método diminui com o aumento da defasagem, casos em que normalmente há uma super-estimativa da destreza do modelo. Recomenda-se, no entanto, para casos em que se dispõe de longos conjuntos de dados, o uso do método iterativo cronológico.

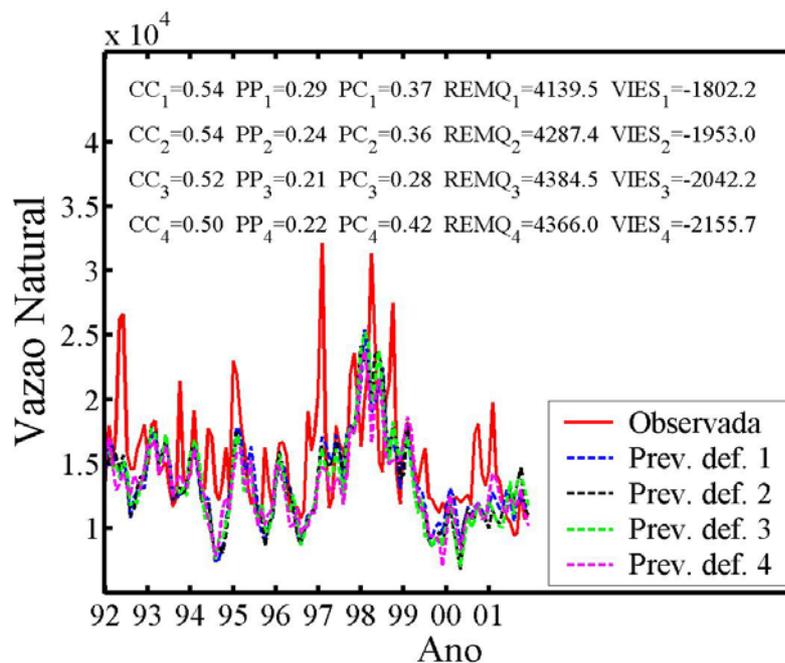


Figura 5.4: Comparação entre a vazão natural observada (linha vermelha contínua) no Rio Paraná com a vazão prevista pelo estocástico (linhas pontilhadas coloridas), para o período de 1992 a 2001, utilizando o método de validação iterativa cronológica. Previsões a partir dos preditores defasados em : um mês (linha azul); dois meses (linha preta); três meses (linha verde); quatro meses (linha rosa). No topo do gráfico estão os valores dos parâmetros de desempenho para cada defasagem indicada pelo subscrito.

5.3 – Modelo estocástico de previsão de precipitação

Foi desenvolvido um modelo estocástico de previsão de precipitação sobre as regiões homogêneas mensais e sazonais, apresentadas no Capítulo 3. Este modelo é baseado na análise de regressão linear múltipla, sendo a variável dependente a precipitação média na região e as variáveis independentes as séries temporais dos CPRs de TSM do OA e OP, obtidos para cada oceano separadamente. Para ordenar os preditores por grau de contribuição utiliza-se a regressão *stepwise* e para estabelecer o número de preditores mais adequado, aplica-se o teste F. A destreza do modelo é avaliada a partir do cálculo dos parâmetros CC, PP, PC, REMQ e VIÉS, conforme descritos no item 5.2 deste capítulo. Utilizou-se o método de validação iterativa cronológica para avaliar a destreza do modelo, buscando assim representar a destreza que o modelo teria caso estivesse executando previsões em tempo real. Portanto, o modelo desenvolvido é iterativo, sendo atualizado a cada nova previsão realizada. As séries de precipitação possuem 35 anos de observação, 1961 a 1995. O modelo foi validado sobre os dez últimos anos observação (1983 a 1995).

Para avaliar com quanta antecedência (defasagem) o modelo é capaz de reproduzir razoavelmente bem a precipitação, foram desenvolvidos modelos estocásticos que consideram preditores em diferentes defasagens. Previsões mensais de precipitação sobre as regiões homogêneas foram realizadas a partir da TSM mensal defasada em até 12 meses. As previsões sazonais foram desenvolvidas para a TSM trimestral defasada em até 4 trimestres. Em ambos os casos considerou-se, além dos preditores na defasagem mínima avaliada, preditores com até três defasagens precedentes à considerada. Por exemplo, numa previsão realizada com defasagem mínima de um mês os preditores apresentados são defasados de um a quatro meses.

Foram desenvolvidas previsões defasadas de precipitação média sobre todas as regiões homogêneas mensais e sazonais (DJF, MAM, JJA, SON) identificadas no capítulo 3. Para reduzir o volume de informação, serão apresentados neste capítulo os resultados das previsões efetuadas com até quatro meses de antecedência para o caso das regiões pluviométricas homogêneas mensais. Previsões mensais construídas com defasagens mais altas (de cinco a doze meses) estão apresentadas no Apêndice 3,

juntamente com as previsões de precipitação sobre as regiões pluviométricas homogêneas sazonais (defasagens de um a quatro trimestres).

A Figura 5.5 destaca a comparação entre o total de precipitação observada (linha contínua vermelha) e prevista (linha tracejada), para cada região homogênea mensal com até quatro meses de defasagem. As previsões defasadas (linhas tracejadas) são indicadas por cores diferentes, conforme destacado na legenda. No topo de cada gráfico estão apresentados os valores de parâmetros que quantificam a destreza do modelo. Os índices 1, 2, 3 e 4 nestes parâmetros correspondem a defasagem mensal com a qual é desenvolvida a previsão (defasagem dos preditores).

Conforme destacado pela Figura 5.5, em todas as regiões homogêneas mensais há pouca diferença de destreza alcançada pelo modelo nas quatro defasagens avaliadas. Para todas as regiões homogêneas e defasagens são observados valores positivos dos parâmetros (CC, PP, PC), o que constitui um indício do bom desempenho do modelo. As melhores destrezas do modelo estocástico ocorrem para as regiões pluviométricas no SE brasileiro. Este é resultado animador, visto que no geral o índice de acerto dos modelos numéricos de clima são baixos para o SE do Brasil (Marengo et al., 2003). O modelo estocástico apresenta baixo desempenho na previsão de precipitação sobre o S do Brasil (região 1). Este fato ocorre pois o modelo não é capaz de capturar o ciclo semi-anual da precipitação sobre esta região, de forma adequada. Observa-se um pequeno aumento da destreza do modelo para defasagens mais altas, nos casos das regiões 1 (Sul do Brasil), 2 (norte do PR e interior de SP) e 3 (litoral de SP). O modelo apresenta uma maior destreza com três meses de defasagem, para a região 4, sobre o Sul de MG. No caso da região 5, norte de MG e ES, há pouca diferença na destreza do modelo, não sendo possível definir em qual defasagem o modelo é melhor.

O cálculo do parâmetro PC auxilia na comparação entre a destreza do modelo para as diferentes regiões homogêneas. Este parâmetro fornece informações do desempenho com relação às categorias de chuva. Por exemplo, os valores de CC e PP para as regiões 2 e 5, são similares. Porém, PC é consideravelmente maior para o caso da região 5, indicando melhor desempenho do modelo na região 5. As regiões que possuem um ciclo anual bem definido apresentam altas correlações entre o previsto e o observado, entretanto nem sempre os valores PC e PP são proporcionais ao valor da correlação

(região 3). Por este fato é importante calcular outros parâmetros de erros além da correlação.

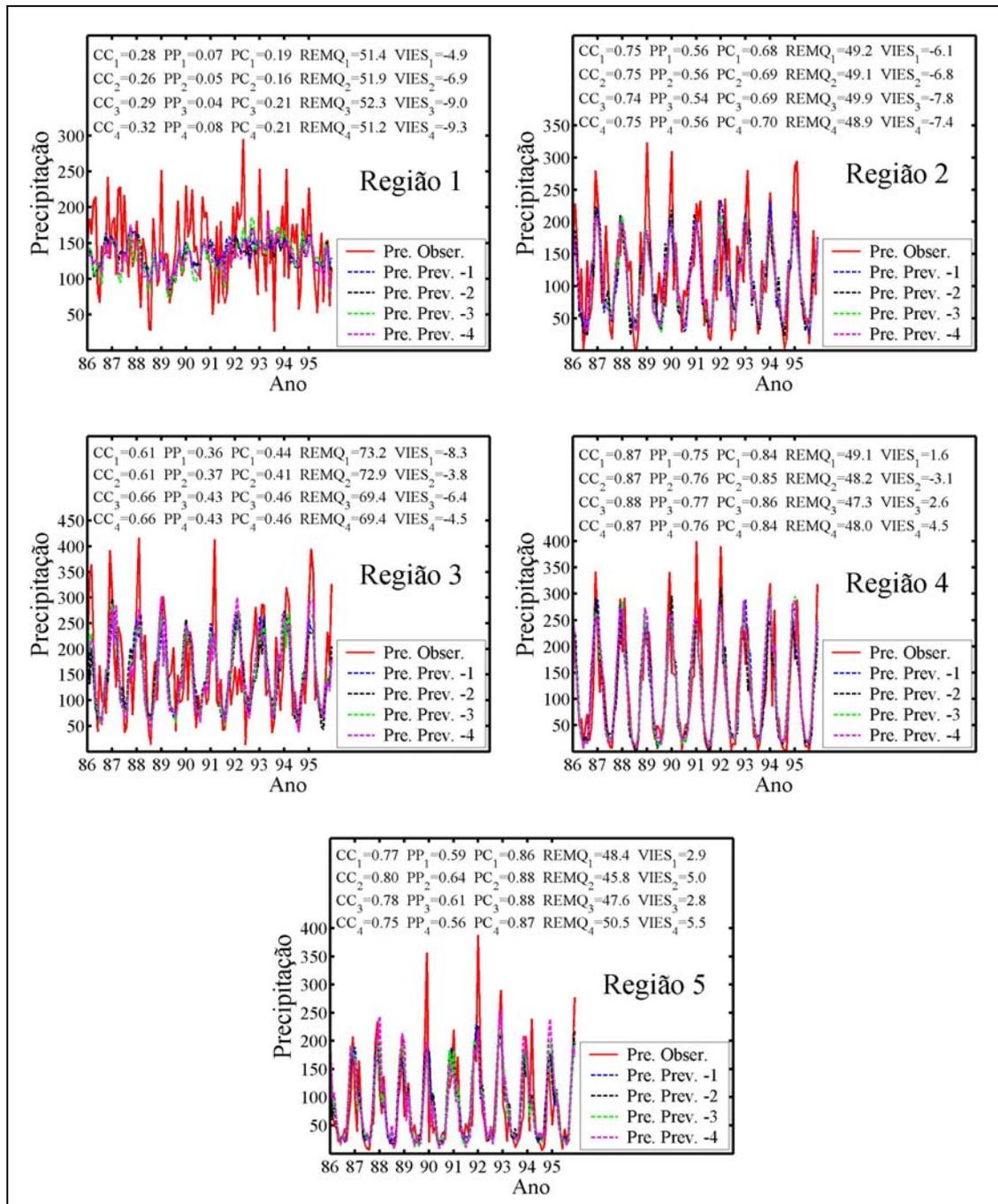


Figura 5.5: Comparação da precipitação observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para cada região pluviométrica homogênea mensal. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

De maneira geral as melhores destrezas do modelo estocástico foram alcançadas para as regiões pluviométricas homogêneas mensais 4 e 5 (MG, RJ e ES), nas quais observa-se a sub-estimativa dos extremos positivos de precipitação. No caso das demais regiões homogêneas, nota-se, além da sub-estimativa dos extremos positivos, a super-estimativa de alguns extremos negativos de precipitação, que levam a diminuição do desempenho do modelo.

As previsões apresentadas na Figura 5.5 foram realizadas com o número de preditores definidos pelo teste F. Como o modelo estocástico foi desenvolvido para gerar um conjunto de previsões, nas quais varia o número mínimo de preditores considerados (um a vinte), foram comparadas as melhores previsões encontradas no conjunto com as indicadas pelo teste F. É importante destacar que a seleção da melhores previsões não seria possível caso as previsões fossem desenvolvidas em tempo real, pois neste caso ainda não se conhece o valor observado. Realizou-se essa comparação para verificar a confiabilidade do teste F. Os resultados mostraram que na maior parte dos casos, o teste F indica o número de preditores mais adequado. Este fato ocorre em todas as defasagens avaliadas com respeito as previsões de precipitação sobre as regiões 3, 4 e 5. Porém, para as regiões 1 e 2, em alguns tempos previstos, o teste F não indica o número de preditor que gera o menor erro.

A Figura 5.6 mostra a comparação entre o total de precipitação observada e prevista, considerando as melhores previsões do conjunto para as regiões 1 e 2. Comparando os parâmetros de desempenho neste caso, com os obtidos através do teste F (Figura 5.5), nota-se um considerável aumento da destreza do modelo para a região 1. Porém, ainda são observadas as sub-estimativas (e super-estimativas) dos extremos positivos (negativos) de precipitação. Para a região 2 também ocorre um aumento da destreza do modelo, sendo atingido um desempenho similar ao obtida para as regiões 4 e 5, apresentando apenas sub-estimativas dos extremos positivos de precipitação. Portanto, estas comparações sugerem que é possível melhorar a destreza do modelo estocástico para as regiões 1 e 2 utilizando um método mais eficiente para encontrar o número de preditores adequado, ou explorando o conjunto de previsão originado de diferentes números mínimos de preditores considerados. Esta tarefa não é algo trivial, sendo

necessária a realização de uma pesquisa mais aprofundada sobre este assunto. Assim, uma investigação detalhada sobre tal assunto, será desenvolvida em trabalhos futuros.

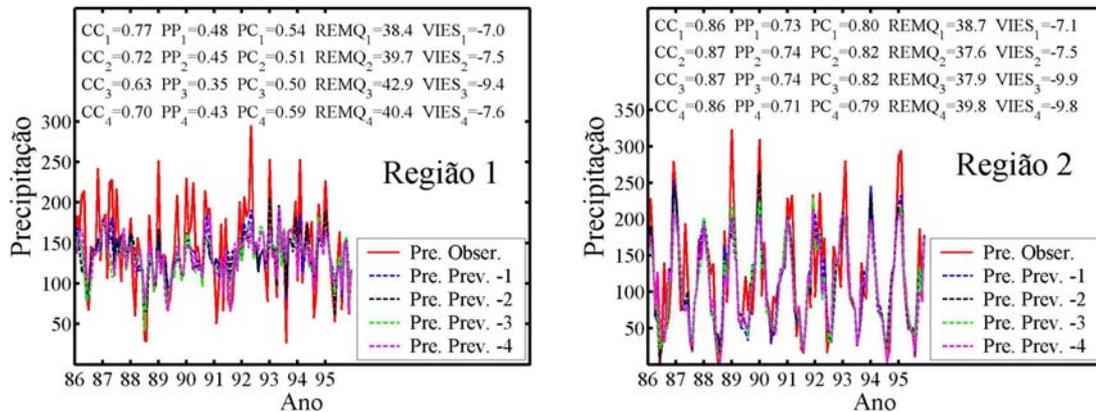


Figura 5.6: Comparação da precipitação observada (linha contínua vermelha) com as melhores previsões realizadas pelo modelo estocástico (linha pontilhada), para as regiões pluviométricas homogêneas mensais 1 e 2. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Conforme acima comentado, o modelo estocástico apresentado é iterativo, ou seja é constantemente atualizado a cada previsão gerada. Para cada nova previsão realizada, são identificados os melhores preditores, e também é definido o número de preditores mais adequado. Os preditores selecionados variam de acordo com a região homogênea, defasagem considerada e com o período utilizado no diagnóstico. Este procedimento dificulta a determinação dos principais modos de TSM que contribuem para o prognóstico. Logo, para obter uma visão geral dos principais preditores, foi focalizado o último passo da análise, que corresponde a última previsão realizada, sendo esta baseada no maior período diagnóstico possível.

A Tabela 5.2 mostra informações sobre os preditores utilizados na última previsão de precipitação gerada para cada região pluviométrica, nas quatro defasagens avaliadas. Nesta tabela estão destacados o número de preditores indicados pelo teste F e os correspondentes CPR (vide capítulo 4) que compõem o grupo de preditores selecionados para a previsão. Os preditores estão listados em ordem decrescente de contribuição, destacando a sua defasagem mensal entre parênteses. Por exemplo, o preditor 1 OP (-1),

indica o primeiro CPR de TSM do OP com um mês de defasagem. Conforme observado, o número de preditores selecionados para cada região e defasagem é bastante variado, não havendo uma regra clara para a sua definição.

Os principais preditores de precipitação na região 1, para defasagem mínima de 1 e 2 meses, são modos que destacam anomalias na TSM sobre o OP tropical (padrão ENOS e faixa oeste do OP norte), no centro do OP sul subtropical e no centro do OA sul subtropical. Para defasagens mais altas destaca-se também a contribuição do OA tropical norte (CPR 4 e CPR 2 do OA). Os modos de TSM que contribuem para prever a precipitação na região 2 são similares aos que se destacam para a região 1 em todas as defasagens. A semelhança se dá com respeito as faixas dos oceanos destacadas pelos modos, que estão, para as defasagens de 1 e 2, sobre o OP tropical (CPR 1 e 2 do OP), OP subtropical sul e OA subtropical sul meses. Analogamente ao caso da região 1, observa-se a contribuição de modos de TSM do OA tropical norte para previsões com defasagens mais altas.

O principal preditor que contribui para a previsão de precipitação na região 3, para até 3 meses de defasagem mínima, retrata anomalias de TSM no OP sul subtropical (CPR 6 e 7), com padrão espacial semelhante a ZCPS. Para esta região também há contribuição de modos de TSM do OA sul subtropical.

Modos de TSM do OA destacam-se na região 4 com defasagens de 1 e 2 meses e para a região 5, em todas as defasagens. No caso da região 4 os modos que mais contribuem para as previsões defasadas em 1 e 2 meses representam o gradiente meridional de TSM do OA tropical e variações na TSM do OP sul subtropical. Na região 5, em todas as defasagens, os melhores preditores destacam anomalias de TSM na faixa subtropical sul de ambos os oceanos.

Em resumo, observa-se uma considerável contribuição da TSM do OP tropical, completada pelas variações na TSM sobre a faixa subtropical do OA sul e OP sul, para a previsão de precipitação nas regiões 1 e 2. Para a região 3 destaca-se principalmente a contribuição do OP sul subtropical, seguida pela contribuição da TSM no centro do OA sul subtropical. Para a região 4, defasagem 1 e 2, há influência do OA tropical, através do gradiente meridional de TSM e do OP sudeste. Para a região 5, os melhores preditores

indicam flutuação na TSM na faixa subtropical do OA sul e OP, em todas as defasagens, com destaque para o OA.

Região pluviométrica homogênea mensal – 1 (Sul do Brasil)			
Defasagem mínima considerada			
1 mês (4 preditores) 1 OP (-1); 2 OP (-2); 7 OP (-2); 5 OA (-1);	2 meses (7 preditores) 1 OP (-2); 2 OP (-2); 1 OP (-3); 7 OP (-2); 5 OA (-5); 5 OA (-3); 1 OP (-4);	3 meses (6 preditores) 1 OP (-4); 4 OA (-4); 2 OA (-6); 5 OA (-3); 5 OA (-5); 4 OP (-3);	4 meses (4 preditores) 1 OA (-4); 4 OA (-4); 2 OA (-6); 3 OP (-7);
Região pluviométrica homogênea mensal – 2 (norte do PR e interior de SP)			
Defasagem mínima considerada			
1 mês (4 preditores) 2 OP (-1); 1 OP (-1); 7 OP (-3); 3 OA (-2);	2 meses (4 preditores) 6 OP (-2); 1 OP (-2); 5 OP (-4); 3 OA (-2);	3 meses (5 preditores) 2 OP (-3); 1 OP (-3); 4 OP (-3); 4 OA (-4);	4 meses (3 preditores) 1 OA (-4); 2 OA (-4); 4 OP (-7);
Região pluviométrica homogênea mensal – 3 (litoral de SP)			
Defasagem mínima considerada			
1 mês (3 preditores) 6 OP (-4); 5 OP (-1); 5 OA (-1);	2 meses (4 preditores) 7 OP (-5); 6 OP (-2); 6 OP (-4); 5 OA (-4);	3 meses (4 preditores) 7 OP (-5); 6 OP (-3); 6 OP (-4); 6 OA (-6);	4 meses (3 preditores) 5 OP (-7); 2 OP (-4); 5 OA (-6);
Região pluviométrica homogênea mensal – 4 (norte SP, sul de MG, sul do RJ)			
Defasagem mínima considerada			
1 mês (4 preditores) 1 OA (-2); 2 OA (-4); 1 OA (-4); 3 OP (-1);	2 meses (4 preditores) 1 OA (-2); 2 OA (-4); 1 OA (-4); 3 OP (-5);	3 meses (3 preditores) 3 OP (-5); 2 OP (-3); 1 OA (-3);	4 meses (5 preditores) 3 OP (-7); 2 OP (-7); 1 OA (-4); 2 OA (-4); 5 OA (-7);
Região pluviométrica homogênea mensal – 5 (norte de MG, ES e norte do RJ)			
Defasagem mínima considerada			
1 mês (3 preditores) 3 OA (-1); 6 OA (-2); 4 OP (-1);	2 meses (3 preditores) 3 OA (-2); 5 OA (-5); 7 OP (-5);	3 meses (3 preditores) 1 OA (-3); 5 OA (-5); 7 OP (-5);	4 meses (4 preditores) 5 OA (-5); 5 OA (-4); 1 OA (-4); 5 OP (-7);

Tabela 5.2: Para cada região homogênea e defasagem da previsão (1 a 4 meses), destacando-se o número de preditores indicados pelo teste F e os correspondentes CPR que compõem o grupo de preditores utilizados para a previsão.

5.4 – Modelo estocástico de previsão de vazão

Visto que medidas de vazão de rios são parâmetros capazes de indicar a variabilidade do ciclo hidrológico numa determinada região, e que a vazão está diretamente relacionada com a precipitação (supondo que as condições de uso do solo não afetem de forma significativa o escoamento superficial), é importante também testar

viabilidade de prever vazão através das séries temporais dos CPR de TSM do OA e OP. Assim, o modelo estocástico descrito anteriormente, utilizado prever precipitação mensal sobre as regiões pluviométricas homogêneas, foi adaptado para prever vazão mensal em alguns rios no S e SE do Brasil. Os rios avaliados foram: Rio Uruguai / Salto Grande (sudoeste do Rio Grande do Sul - RS); Rio Aguapeí/Feio (noroeste de SP); Rio Pardo (nordeste de SP); Rio Piracicaba (centro/sul de SP); Rio Tietê (leste da cidade de São Paulo); Rio Paraíba do Sul (entre SP e Rio de Janeiro - RJ); Rio São Francisco/ Queimado (norte de MG); Rio São Francisco/ Três Marias (nordeste de MG). O período considerado na análise é 1961 a 1995, sendo que os 10 últimos anos foram utilizados para a validação do modelo (1986 a 1995), da mesma forma que no caso da precipitação.

Os resultados das previsões de vazão com até quatro meses de defasagem estão apresentados na Figura 5.7. Estes resultados indicam que a TSM é um bom preditor de vazão, principalmente no SE brasileiro. Em todos os casos avaliados, os parâmetros de desempenho do modelo CC, PP e PC foram positivos, o que indica que no geral o modelo captura as principais variações da série, supera a previsão climatológica e prevê razoavelmente bem as categorias (quintis) de vazão.

Há grande similaridade entre os resultados das previsões obtidas para a precipitação regionalizada e para os postos de vazão avaliados. Por exemplo, foi verificada baixa destreza do modelo para a previsão de vazão no Rio Uruguai (Figura 5.7a), pois o modelo falha na captura do ciclo semi-anual e na reprodução dos extremos de vazão. Este resultado concorda com a baixa destreza do modelo para previsão de precipitação na região pluviométrica 1 (Sul do Brasil). O desempenho do modelo é melhor para a previsão de vazão no interior de SP (Figuras 5.7b-d), que em regiões mais próximas do litoral (Figuras 5.7e-f). Observa-se com relação aos rios do interior de SP que os principais erros do modelo ocorrem com a sub-estimativa de vazões muito altas. No caso dos rios mais próximos do litoral de SP, o modelo também falha na previsão de vazão muito baixas. Para a previsão de precipitação o desempenho do modelo é semelhante para essas regiões. Alto desempenho do modelo estocástico é verificado na previsão de vazão no norte e nordeste de MG (Figuras 5.7g-h), havendo sub-estimativas de vazões muito altas, assim como é verificado no caso da precipitação média nesta região.

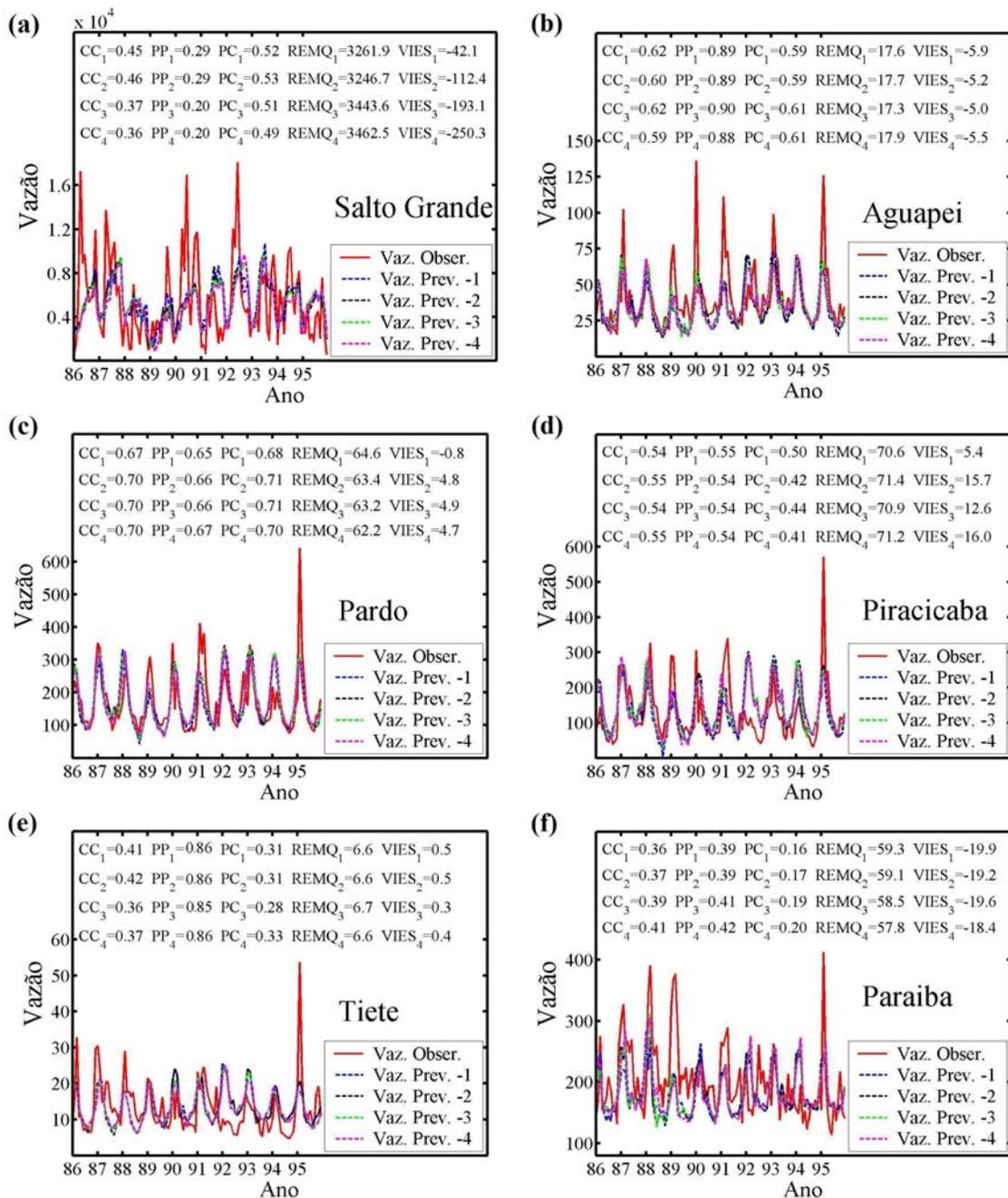


Figura 5.7: Comparação da vazão mensal observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para os postos: (a) Salto Grande (RS); (b) Aguapeí (SP); (c) Pardo (SP); (d) Piracicaba (SP); (e) Tietê (SP); (f) Paraíba do Sul (SP); (g) Queimado (MG); (h) Três Marias. Estão destacadas as previsões realizadas com um (Prev. -1), dois (Prev. -2), três (Prev. -3) e quatro (Prev. -4) meses de defasagem. No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

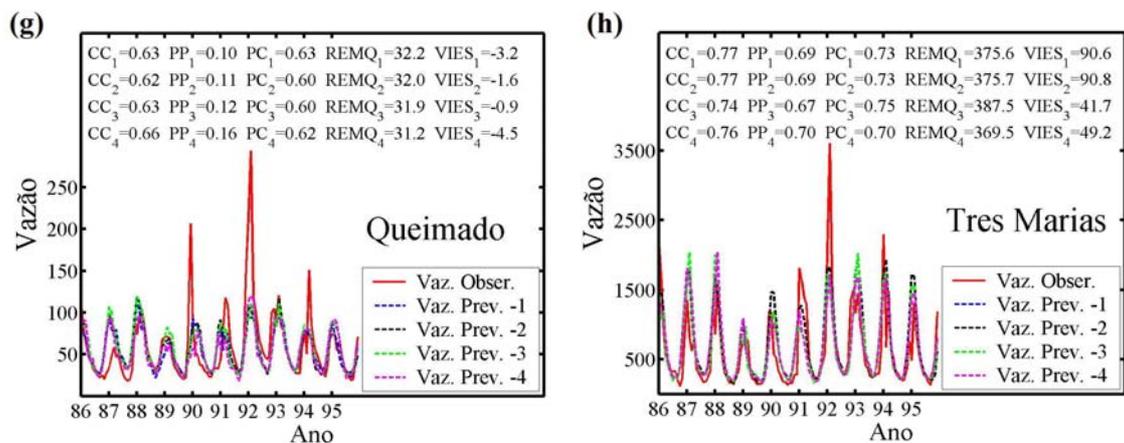


Figura 5.7: (g-h) Continuação.

5.5 – Conclusão

Os modelos estocásticos podem conduzir a previsões acuradas através do conhecimento empírico das relações estabelecidas entre o preditor e o preditando. Estes tipos de modelos são úteis para previsões climáticas, por serem simples e eficientes quando são encontradas as covariáveis (preditores) adequadas. Além disso, podem ser constantemente atualizados e refinados, pois são bastante robustos e de fácil operação.

Foram desenvolvidos modelos estocásticos para prever vazão e precipitação média mensal em sub-regiões do S e SE brasileiro, com até quatro meses de antecedência. Os preditores utilizados foram as séries temporais dos CPR de TSM do OA e OP. Os resultados indicaram que a TSM é um bom preditor de vazão e precipitação, principalmente sobre o SE brasileiro. Há pouca diferença na destreza alcançada pelo modelo nas quatro defasagens testadas, tanto para as regiões pluviométricas homogêneas como para os rios avaliados.

Com relação a precipitação, as melhores destrezas do modelo estocástico foram alcançadas para as regiões pluviométricas homogêneas mensais que englobam os estados de MG, RJ e ES, nas quais observa-se a sub-estimativa dos extremos positivos de precipitação. No caso das demais regiões homogêneas, nota-se, além da sub-estimativa dos extremos positivos, super-estimativa de alguns extremos negativos de precipitação, que levam a redução do desempenho modelo. Para a maior parte dos casos avaliados, o

teste F indica o número de preditores mais adequado, exceto para as regiões pluviométricas homogêneas mensais sobre o Sul do Brasil e SP. Assim, sugere-se para trabalhos futuros a investigação de métodos mais eficientes para a determinação do número de preditores adequado para a previsão, ou para explorar o conjunto de previsão originado de diferentes números mínimos de preditores.

Há uma considerável contribuição da TSM do OP tropical, completada pelas variações na TSM sobre a faixa subtropical do OA sul e OP sul, para a previsão de precipitação no Sul do Brasil e interior de SP. No litoral de SP, destaca-se principalmente a contribuição do OP sul subtropical (com padrão ZCPS), seguida pela contribuição da TSM no centro do OA sul subtropical. Para o norte de SP e sul de MG, nas defasagens 1 e 2 meses, há influência do OA tropical, através do gradiente meridional de TSM e do OP sudeste. Para o restante do SE (norte de MG, Espírito Santo - ES, norte do RJ) os melhores preditores indicam flutuação na TSM na faixa subtropical do OA sul e OP, em todas as defasagens, com destaque para o OA.

Os resultados obtidos pela destreza do modelo em relação a previsão de vazão mensal corroboram com os resultados obtidos para a previsão de precipitação mensal média em regiões homogêneas. Tal semelhança é observada nos tipos erros identificados e nas magnitudes dos parâmetros de avaliação do desempenho do modelo.

Modelos estocásticos, como os apresentados neste capítulo, são úteis para estudos diagnósticos, na identificação de preditores, como também para o estabelecimento de prognósticos. Além disso, tais modelos podem ser utilizados no monitoramento climático e comparações com os modelos dinâmicos. Os resultados das previsões estocásticas podem ajudar nas tomadas de decisões quando corroboram, ou não, com resultados de outros modelos. Além disso, é fácil avaliar o desempenho deste tipo de modelo para um logo conjunto de previsões, com baixo custo operacional. Portanto, o crédito dado às previsões pode facilmente ser definido de acordo com os parâmetros de informação sobre a destreza do modelo para situações semelhantes à avaliada.

As relações empíricas entre precipitação e TSM, capturadas pelo modelo estocástico, indicam a influência da TSM na precipitação sobre o S e SE brasileiro. É interessante investigar os possíveis processos associados a esta conexão destacada. Um

modelo numérico pode ajudar a explicar os resultados encontrados através do modelo estocástico, além de ser útil para na comparação dos desempenhos alcançados por estes modelos distintos.

Capítulo 6

DESEMPENHO DO MODELO CPTEC – COLA

6.1 – Modelo CPTEC/COLA

O modelo global utilizado para previsão sazonal climática no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é o modelo de circulação geral atmosférico (MCGA), chamado CPTEC/COLA, originado do modelo usado para previsão de tempo de médio prazo pelo *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) em 1985. Esse modelo foi transferido ao *Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies* (COLA) onde foram adicionados, a princípio, cálculos diagnósticos para um melhor entendimento dos processos físicos simulados e de sua importância relativa (Bonatti, 1996). Modificações realizadas pelo CPTEC estão documentadas em Cavalcanti et al. (2002). A técnica de previsão sazonal é por conjuntos, isto é, integra-se o modelo a partir de condições iniciais de n-dias consecutivos. Os produtos finais da previsão são expressos na forma de um desvio com relação a uma longa integração do modelo (inicialmente de 10 anos e mais recentemente de 50 anos). É esta simulação de 50 anos que é utilizada neste capítulo para avaliar os padrões de variabilidade da precipitação modelados pelo MCGA COLA/CPTEC. São utilizadas n=10 condições iniciais distintas.

O MCGA é rodado mensalmente no CPTEC de modo operacional, com resolução espectral T62 (equivalente a uma resolução de aproximadamente 200km) e 28 níveis na vertical. A condição de contorno inferior utilizada, ou seja, a forçante do modelo, é a TSM, que pode ser persistida sobre os oceanos Atlântico e Pacífico ou composta por TSM persistida e prevista. Portanto, são realizados dois conjuntos de integrações diferenciadas pela escolha da condição de contorno inferior. No conjunto de simulações cuja condição de contorno é a TSM persistida, assume-se que a anomalia de TSM não varia durante o período de integração. No caso do conjunto com a TSM composta (persistida e prevista), o campo de TSM utilizado varia dependendo da região e da época do ano. Sobre o Pacífico tropical é utilizada a TSM prevista

pelo modelo acoplado oceano - atmosfera do NCEP, para todos os meses os meses da integração. Campos de TSM prevista sobre o Atlântico tropical, derivados do modelo estatístico SIMOC¹ (Sistema de Modelagem Estatística dos Oceanos), são usados somente em períodos nos quais a destreza do modelo é alta (meses de março a maio). Nos demais meses do ano, utiliza-se a TSM persistida sobre o Atlântico tropical. Para as demais áreas dos oceanos utiliza-se a TSM persistida. As integrações do MCGA são realizadas atualmente com 15 membros, integrando-se o modelo a partir de condições iniciais distintas de dias consecutivos.

Cavalcanti et al. (2002) avaliaram a capacidade do modelo CPTEC/COLA em reproduzir as características climatológicas globais. Para isso foram analisados os resultados de uma simulação com nove membros, no período de janeiro de 1982 a dezembro de 1991. Para esta simulação a média dos membros representa bem o conjunto, pois há pouca dispersão. Os resultados mostraram que o ciclo sazonal da precipitação e as principais características da circulação são bem reproduzidos. O padrão geral das zonas de convergência ZCIT, ZCPS e ZCAS é simulado razoavelmente bem. Entretanto, a precipitação no setor tropical (subtropical) das zonas de convergência é subestimada (superestimada). No verão a precipitação associada à ZCAS é superestimada (subestimada) na parte sul (tropical) e verifica-se precipitação excessiva na Cordilheira dos Andes. Na região noroeste da América do Sul os erros estão associados à super-estimativa da precipitação na ITCZ sobre o Pacífico. No outono, estação chuvosa no NEB, o modelo representa bem a posição da ZCIT deslocada para sul. A simulação média mostra uma inclinação da ZCIT para nordeste que fornece uma super-estimativa (sub-estimativa) da chuva em parte da região semi-árida (na Foz do Amazonas). No inverno há uma sub-estimativa da precipitação no Sul do Brasil e Uruguai e excesso de precipitação no NEB. O início da chuvosa na parte central e SE do Brasil e a organização da banda noroeste-sudeste na primavera são bem simulados. Porém, há excesso de precipitação na parte sul da banda e um déficit no leste da Amazônia.

De maneira geral, o modelo CPTEC/COLA superestima a precipitação sobre os Andes e NEB e subestima a precipitação sobre muitas áreas no interior do continente, incluindo a Bacia Amazônica. Erros sistemáticos relacionados aos valores de precipitação são maiores na Região Tropical. As principais características da circulação em altos e baixos níveis, como as altas

¹ O SIMOC, baseado na análise de correlações canônicas. Foi desenvolvido no CPTEC (Repelli e Nobre, 2000).

subtropicais e correntes de jatos, são bem capturadas pelo modelo. Também foi verificada por Cavalcanti et al. (2002) a habilidade do modelo em simular as principais ondas estacionárias de ambos os hemisférios (número de onda 2 no Hemisfério Norte (HN) e número de onda 1 no Hemisfério Sul (HS)).

De acordo com Marengo et al. (2000), o modelo descreve razoavelmente bem a variabilidade interanual observada, marcada pelo aumento (redução) da convecção sobre o Pacífico equatorial leste durante eventos El Niño (La Niña). O modelo mostra a redução da chuva sobre a Amazônia e o NEB durante os episódios El Niño de 1982/1983 e 1986/1987, bem como o aumento da chuva e convecção nestas mesmas regiões no episódio La Niña de 1984. O IOS simulado na integração de 50 anos mostrou boa concordância com o observado, reforçando a visão de que a resposta tropical é determinística. A chuva associada com as variações observadas no IOS foi também bem simulada pelo modelo. Isto mostra a sensibilidade do modelo às anomalias de TSM forçadas pelo ENOS. Este trabalho mostrou que algumas regiões da América do Sul, assim como o NEB, Amazônia, Sul do Brasil e Uruguai, exibem uma melhor previsibilidade devido a grande destreza do modelo CPTEC – COLA associada à reprodução da variabilidade interanual sobre essas regiões. Há evidências de que o desempenho do modelo é razoavelmente bom para reproduzir os padrões observados, tanto de precipitação quanto de circulação, associados à TSM no OP tropical leste (Grimm et al., 2002).

De maneira geral o ciclo anual da precipitação é bem simulado pelo modelo para várias regiões oceânicas e continentais, nos trópicos e em médias latitudes. A variabilidade interanual da chuva durante a estação chuvosa é realistamente simulada no NEB, Amazônia, Chile central, sul da Argentina e Uruguai, leste da África e regiões do Pacífico tropical, onde o modelo apresenta uma boa destreza. Entretanto, a simulação correta do ciclo anual, nem sempre garante uma simulação realista. Como é o caso das regiões Indianas, oeste da África tropical e a região de monção da América do Sul (Marengo et al., 2003).

Estudos de Cavalcanti e Castro (2004) mostram que o MCGA CPTEC – COLA é capaz de representar os dois modos da escala intrasazonal que tem influência sobre a precipitação na América do Sul. Entretanto, essas características são simuladas com menor intensidade e com diferenças no período de oscilação. Observou-se também que diferentes condições iniciais podem fornecer diferentes configurações, nem sempre bem organizadas em todas as condições. Os

autores sugerem que a falta de habilidade do modelo em fazer uma boa previsão sazonal para a região da ZCAS pode se dever à baixa intensidade da variabilidade intrasazonal pela média do conjunto.

As Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil apresentam baixa previsibilidade climática. Marengo et al. (2003) relatam que, de maneira geral, o índice de acerto dos modelos de clima é baixo para estas Regiões do Brasil (<http://iri.columbia.edu/forecast/climate/skill>). As Regiões Sudeste e Centro-Oeste, devido ao posicionamento latitudinal, caracterizam-se por serem regiões de transição entre os climas quentes de latitudes baixas e os climas mesotérmicos, do tipo temperado das latitudes médias (Silva Dias e Marengo, 1999).

Reuniões de análise e previsão climática são realizadas mensalmente no CPTEC. Estes fóruns consistem da análise de campos oceânicos e atmosféricos e da interpretação dos resultados do MCGA CPTEC/COLA, com o objetivo final de realizar a previsão sazonal. Após as discussões é disponibilizado um mapa contendo a previsão de consenso que atribui probabilidades às categorias acima, abaixo ou próxima da média histórica para algumas variáveis atmosféricas. Há indícios de que a previsão consensual melhora os resultados das previsões operacionais de precipitação, inclusive para as Regiões Sudestes e Centro-Oeste, cuja destreza do modelo é muito baixa (Camargo Junior et al., 2004). Porém, mesmo desenvolvendo uma previsão por consenso, ainda existe uma baixa previsibilidade da precipitação para estas regiões, devido à baixa confiabilidade das previsões climáticas dos modelos numéricos disponíveis, que são analisados.

Há grande importância e interesse na qualidade da previsão climática para o S e SE brasileiro, pois estas regiões possuem atividades econômicas voltadas basicamente à agricultura e indústria. Neste capítulo será avaliado o desempenho do MCGA CPTEC/COLA na representação dos principais modos de variabilidade de precipitação sazonal sobre o S e SE. Também será apresentada uma comparação do desempenho dos modelos CPTEC/COLA e estocástico (apresentado no Capítulo 5) para previsão de precipitação.

6.2 – Avaliação da destreza do modelo através da análise de componentes principais

Para avaliar a destreza do modelo CPTEC/COLA em relação à sua capacidade de simular a variabilidade temporal da precipitação, foram realizadas algumas análises de

comparação entre a precipitação simulada pelo modelo e a precipitação observada. Para verificar qual parcela da precipitação simulada reproduz a observada, foi aplicada a ACP sobre as séries sazonais de precipitação simulada e observada. A separação em médias sazonais é útil para identificar o desempenho do modelo em cada estação do ano, evitando assim a mistura de erros que podem ser específicos de um determinado trimestre. Em resumo, esta parte do trabalho tem como objetivo verificar a habilidade do modelo em representar os principais modos observados da variabilidade de precipitação sazonal sobre o S e SE do Brasil.

Com a utilização da ACP os conjuntos de dados de precipitação simulada e observada passarão a ser representados por um número reduzido de variáveis. As novas variáveis do conjunto reduzido representam modos de variabilidade que explicam a maior parte da variância contida no conjunto original, sendo estes modos caracterizados por padrões espacial e temporal. A redução no número de variáveis e a identificação de padrões, facilitam a análise de comparação de diferentes conjuntos de dados.

Foram escolhidos para análise os anos de 1961 a 1995, pois é o período de sobreposição dos conjuntos de dados utilizados. Para desenvolver o estudo, os dados de precipitação observada e simulada foram separados em médias trimestrais sazonais, conforme: (i) DJF; (ii) MAM; (iii) JJA (iv) s SON. Assim, serão incluídos na análise trinta e quatro trimestres sazonais correspondentes aos anos de 1962 a 1995.

Os dados de precipitação simulada pelo modelo CPTEC – COLA, para este período de estudo e área de interesse, foram cedidos pelo CPTEC pela Divisão de Modelagem e Desenvolvimento. As precipitações mensais simuladas foram obtidas a partir de rodadas de previsão por conjuntos, tendo cada integração uma distinta condição inicial e as mesmas condições de contorno de TSM observadas. Foram realizadas dez integrações do modelo iniciada cada uma em um dia, do dia 17 ao 26 de dezembro de 1950. Para realizar as comparações, considerou-se o valor médio dos 10 membros da previsão. Para isso, calculou-se a média das saídas do modelo obtidas pelas diferentes integrações. Quanto aos dados observados, utilizou-se a precipitação observada média em caixas, distribuída pelo domínio de estudo, com o mesmo espaçamento que a grade verificada na precipitação prevista (1,8° X 1,8°). Maiores informações sobre os dados de precipitação observada estão apresentadas no Capítulo 2.

Como a maior parte da variância da precipitação sazonal observada é praticamente explicada pelos dois primeiros componentes principais (~ 60%), restando uma porcentagem muito pequena de contribuição para os demais modos individualmente, a comparação será restrita a estes dois primeiros modos em todos os trimestres estudados.

O que mais se destaca com respeito aos dois primeiros modos obtidos, é que tanto para a precipitação observada, quanto para a modelada, foi retido um modo com variabilidade homogênea sobre toda a região de estudo, e um outro modo com um padrão de dipolo entre o S e SE do Brasil. Esta característica é observada em todas as estações do ano, sendo que no verão são verificados, no caso do modo com estrutura homogênea, apenas coeficientes significativos sobre o SE.

O padrão espacial do primeiro modo da precipitação observada em DJF é bastante semelhante ao padrão encontrado para a precipitação modelada (Figura 6.1a), sendo marcado por um dipolo com coeficientes de sinais opostos entre a Região Sul incluindo a parte sul do Estado de São Paulo e o restante da Região Sudeste. A série temporal deste modo observado apresenta flutuações de baixa frequência de 5 a 6 anos. Apesar da semelhança do padrão espacial entre esses modos, a série temporal do primeiro modo de precipitação simulada reproduz apenas as variações presentes em alguns anos no primeiro modo de precipitação observada.

No caso do segundo modo para DJF (Figura 6.1b), também se verifica a semelhança entre os padrões espaciais dos casos modelado e observado, no entanto com sinais opostos (o que é irrelevante tendo em vista que os padrões são representados por autovetores que são determinados a menos de uma constante multiplicativa arbitrária). A série temporal do segundo modo de precipitação simulada apresenta variações semelhantes as verificada na série do modo de precipitação observada, principalmente com relação à baixa frequência (~ 8 anos). Há, no entanto, uma pequena defasagem entre estas séries. Como era de se esperar, devido ao sinal oposto dos campos espaciais, são observadas variações no sentido oposto, com picos opostos em alguns anos. Existem também variações de mais alta frequência nas séries destes modos, mas em alguns períodos os principais picos observados não são concordantes.

Para o trimestre de MAM é observado que o modelo não é capaz de separar precisamente os dois primeiros modos de variabilidade, apesar de capturar os padrões dominantes observados (homogêneo e dipolo). Por exemplo, o primeiro modo de precipitação observada (padrão

homogêneo) apresenta similaridades com o primeiro modo da simulação sobre o S do Brasil (Figura 6.2a), como também existe grande semelhança entre as séries temporais destes modos a partir dos anos 80. Entretanto, o segundo modo dada simulação tem estrutura espacial homogênea, semelhante ao primeiro modo da observação, mas apresenta coeficientes significativos somente sobre o SE e leste do Paraná. Essa região apresenta coeficientes mais altos no modo de observação, caso em que se destaca também um outro núcleo no leste da Região Sul. As séries temporais do primeiro modo da observação com o segundo da simulação (Figura 6.2c, lado esquerdo) apresentam uma certa concordância, destacando-se picos com sinais opostos, que são consistentes com os campos espaciais com sinais também opostos. Tudo indica que o primeiro modo de precipitação observada é mais semelhante ao segundo modo de precipitação simulada.

No caso do segundo modo de precipitação observada no outono (figura 6.2b) há um padrão espacial marcado por coeficientes de sinais opostos entre a Região Sul e a região Sudeste. Este padrão espacial é similar ao padrão obtido pelo primeiro modo da simulação (Figura 6.2a), principalmente referente aos maiores coeficientes de sinais opostos sobre o oeste da Região Sul e norte de MG. As séries temporais dos modos (Figura 6.2c, lado direito) não apresentam grande similaridade, exceto nas variações de mais baixa frequência que são observadas nos dois casos.

Em termos de padrão espacial, no trimestre de JJA (figura 6.3a) ocorre a maior semelhança entre os modos oriundos da simulação e da observação. No caso das séries temporais há também muitas semelhanças. É importante destacar que o modelo reproduz satisfatoriamente o primeiro modo de precipitação, tanto no padrão espacial, quanto no temporal. O segundo modo é melhor reproduzido espacialmente do que temporalmente.

Nota-se, claramente, em SON (figura 6.4) que há uma inversão na ordem dos modos. Se for trocada a posição entre o primeiro e segundo modo da precipitação simulada, será possível ver claramente a semelhança entre os modos da simulação e da observação, tanto espacial quanto temporalmente. A Figura 6.4c mostra a comparação das séries temporais destes modos trocando a ordem do modo da simulação. Portanto, pode ser verificada claramente a grande semelhança entre o padrão de dipolo de precipitação observada (modo 1) com o padrão de dipolo obtido no modo 2 de precipitação modelada, tanto espacialmente, quanto temporalmente (Figura 6.4c, lado esquerdo). No caso do segundo modo de precipitação observada, os coeficientes sobre toda a

região estudada apresentam sinais opostos aos obtidos pela precipitação simulada (modo 1). Em concordância a esta oposição, as séries temporais também apresentam picos com sinais opostos (Figura 6.4c, lado direito).

Os resultados da comparação entre os componentes principais mostraram, de uma forma geral, que o modelo é capaz de reproduzir as principais características do primeiro e do segundo modo de variabilidade de precipitação. Para todas as estações do ano foi destacado um modo com padrão espacial homogêneo e um outro com um padrão de dipolo. Estes modos também são obtidos aplicando a ACP sobre a precipitação observada. Foram verificadas diferenças no desempenho do modelo entre as estações do ano, por exemplo, o padrão observado é bem reproduzido no inverno, principalmente pelo primeiro modo de variabilidade. Em contrapartida, no outono verificaram-se diferenças mais expressivas entre os modos de observação e simulação. No verão é bem capturado o padrão espacial dos modos e na primavera tanto o padrão espacial quanto o temporal são bem reproduzidos. No inverno e no verão o modelo simula bem a ordem de dominância dos modos.

Um aspecto que merece ser destacado é que as principais diferenças entre os modos de observação e simulação são observadas em suas séries temporais, o que evidencia que o modelo é mais eficaz na representação da variabilidade espacial da precipitação, do que da variabilidade temporal. De maneira geral, o modelo é mais eficiente na reprodução das variabilidades de baixa frequência tal como a interanual, concordando com os resultados encontrados em Marengo et al. (2000).

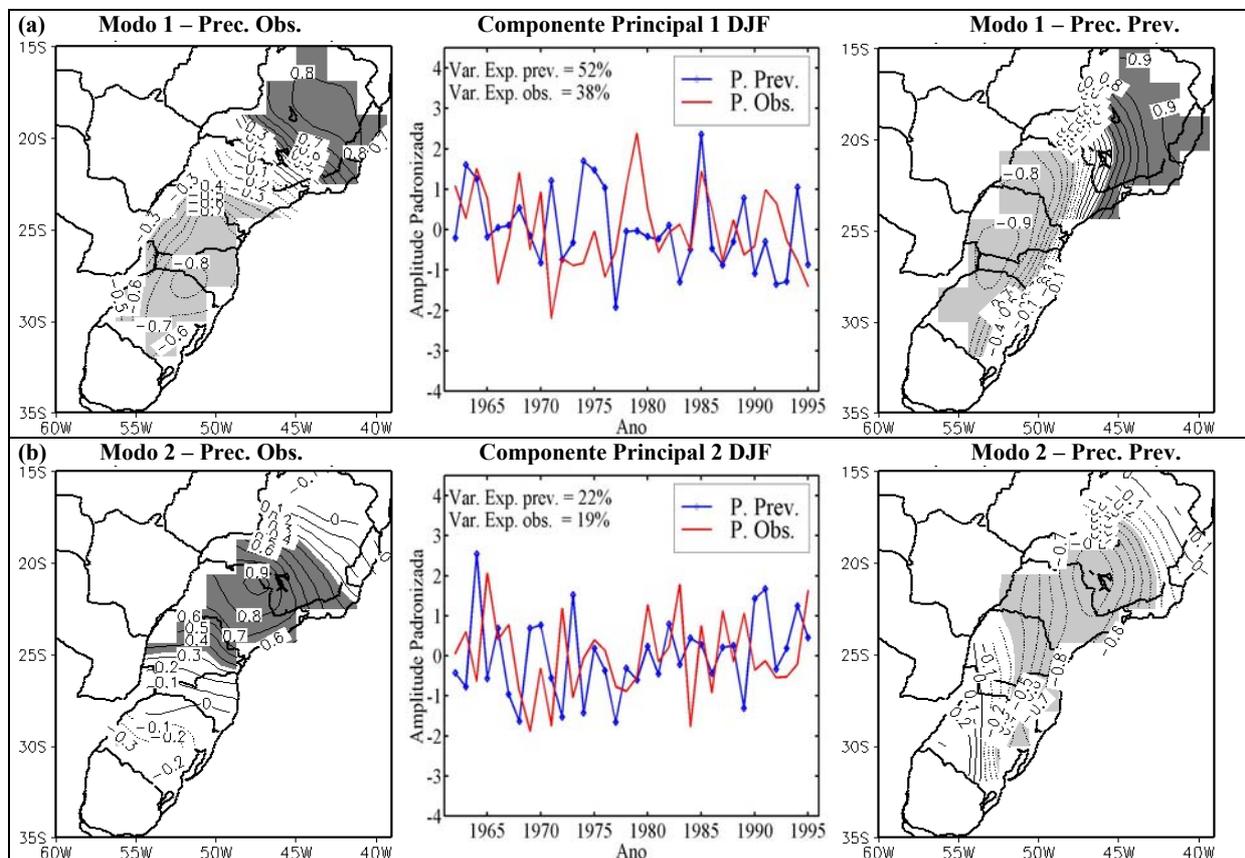


Figura 6.1: Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de DJF. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%.

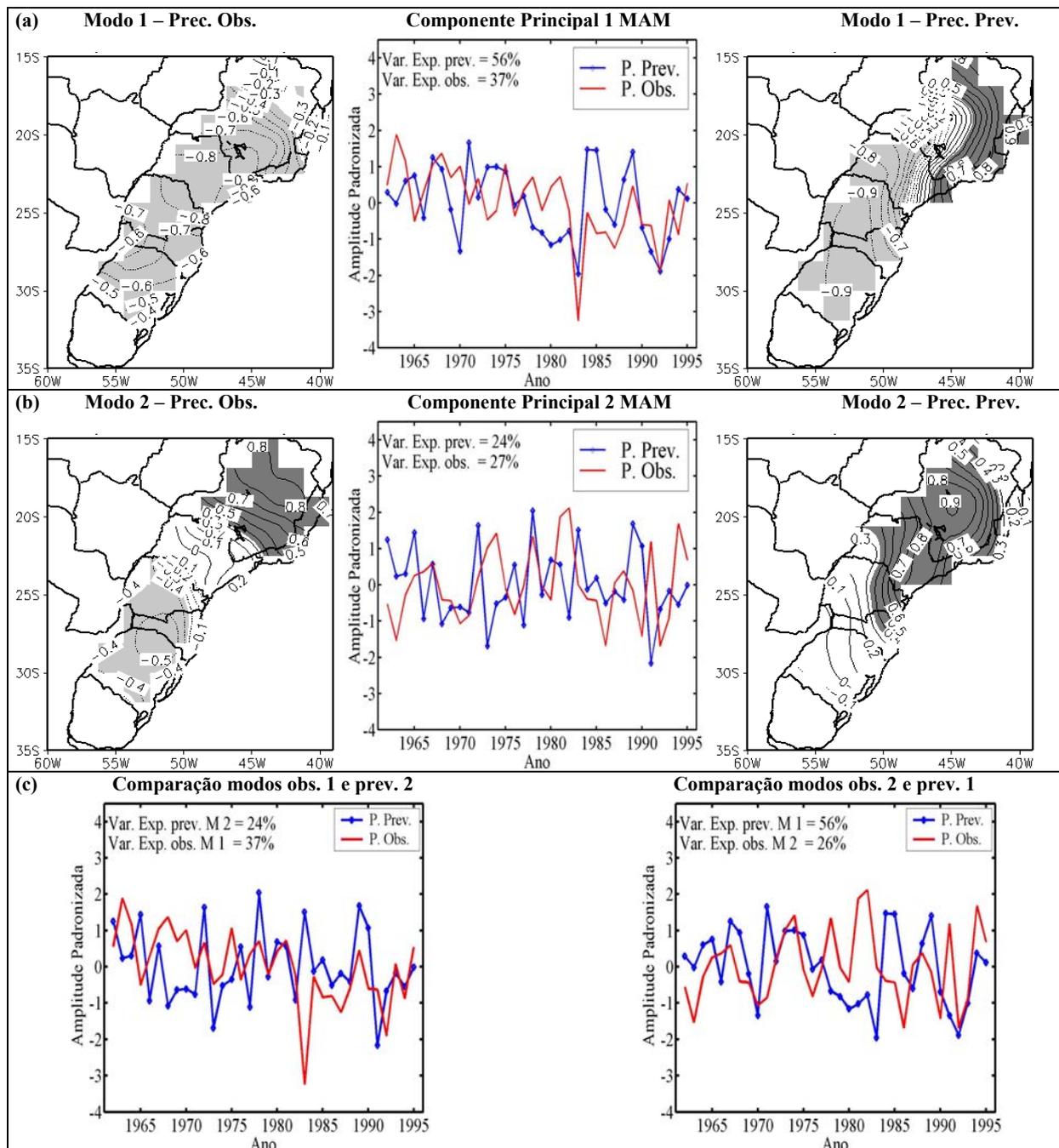


Figura 6.2: (a) e (b) Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de MAM. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%; (c) À esquerda (direita) mostra a comparação das séries temporais do modo 1 (2) de precipitação observada e modo 2 (1) de precipitação modelada para o trimestre de MAM.

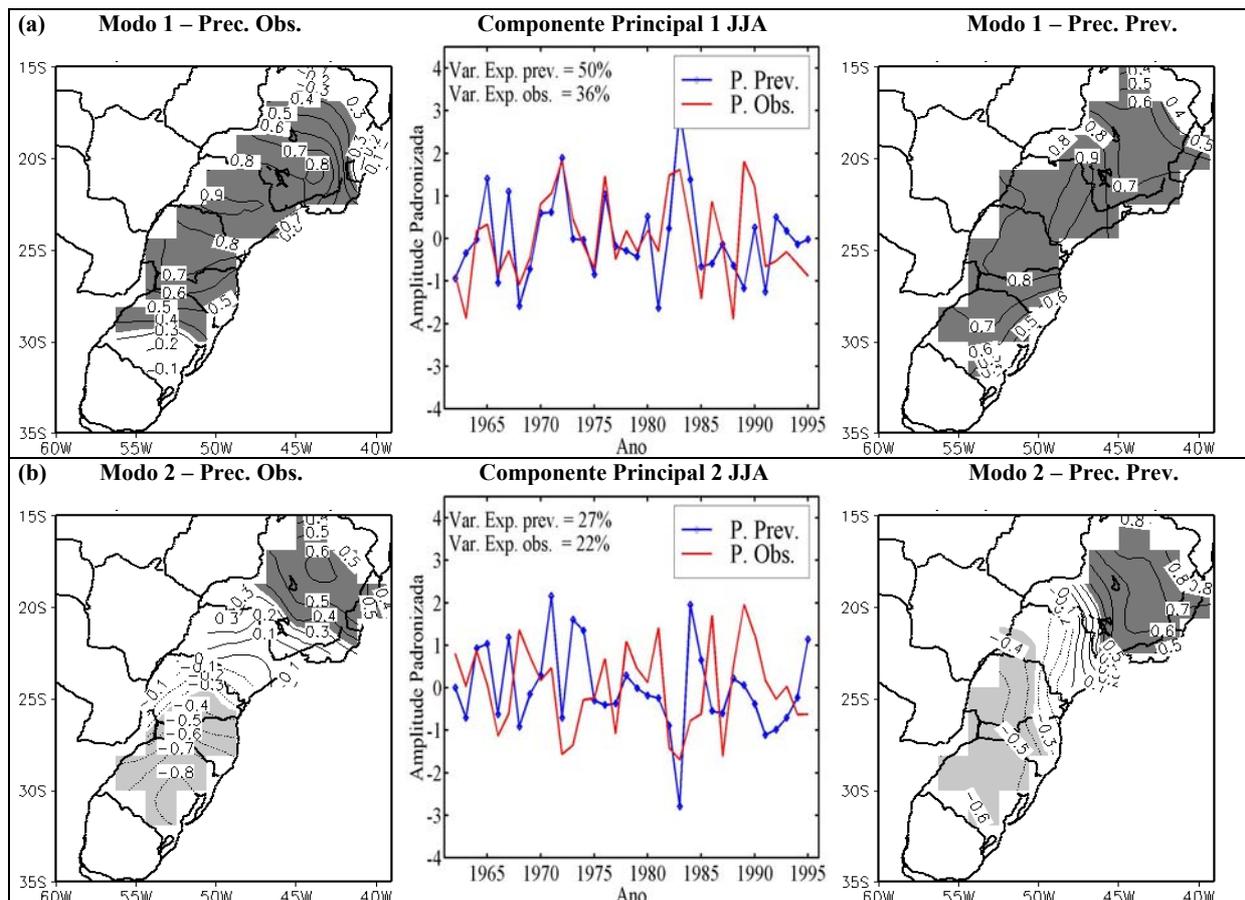


Figura 6.3: Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de JJA. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%.

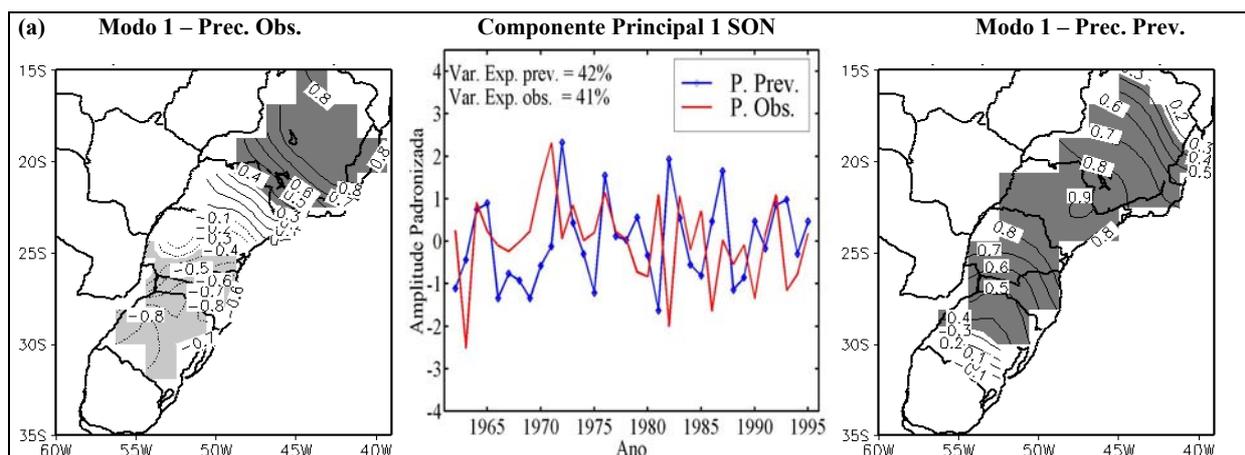


Figura 6.4: (a) e (b) Padrões dos dois primeiros modos de precipitação observada (esquerda) e modelada (direita), para o trimestre de SON. O sombreado destaca as regiões com coeficientes estatisticamente significativos, pelo teste t' Student, ao nível de significância de 5%; (c) À esquerda (direita) mostra a comparação das séries temporais do modo 1 (2) de precipitação observada e modo 2 (1) de precipitação modelada para o trimestre de SON.

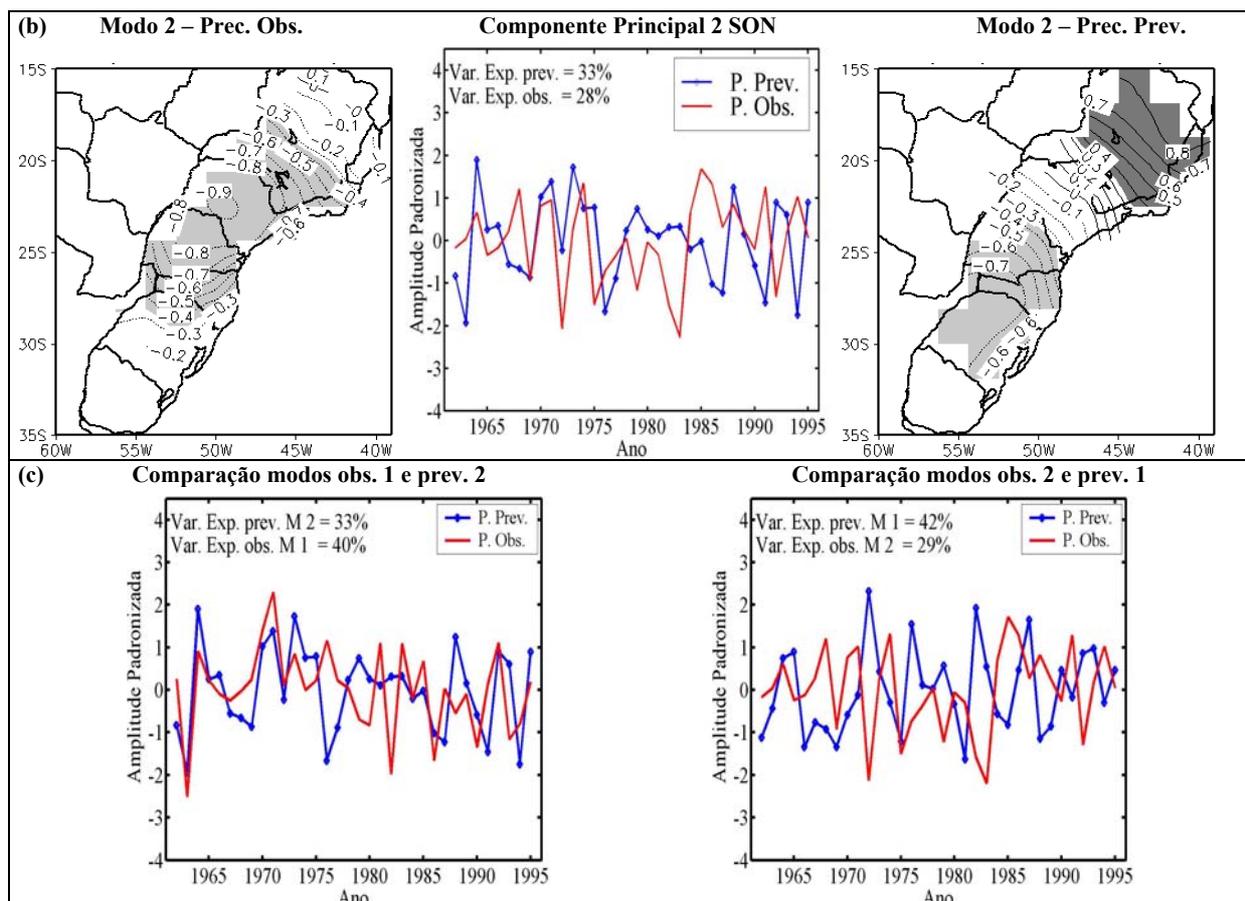


Figura 6.4: (b-c) Continuação.

6.3 – Comparação entre as precipitações simuladas pelo MCGA CPTEC/COLA e pelo modelo estocástico

No Capítulo 5 foi apresentado um simples modelo de previsão estocástica de precipitação no qual os modos de TSM são incluídos como preditores. Este modelo fornece previsões de precipitação para sub-regiões pluviométricas contidas no S e SE brasileiro.

É interessante comparar o desempenho dos modelos CPTEC/COLA e estocástico para a reprodução da precipitação mensal sobre as cinco regiões pluviométricas homogêneas, caracterizadas para todos os consecutivos meses do ano (Figura 3.3a, Capítulo 3). Para tanto, foi necessário calcular a média da precipitação simulada pelo modelo CPTEC/COLA sobre cada região homogênea mensal. A comparação dos modelos foi realizada para dez anos de previsão,

de 1986 a 1995, através do cálculo dos parâmetros CC, PP, PC, REMQ e VIES (vide Capítulo 5) que estimam o desempenho de modelo.

O modelo CPTEC/COLA apresenta um grande erro sistemático (viés), que torna o desempenho do modelo mais baixo. Entretanto, o erro sistemático pode ser removido da previsão. Assim, diminui-se de cada valor simulado o viés mensal correspondente, calculado sobre todos os pares de observação/simulação anteriores. O período utilizado para o cálculo do viés é atualizado a cada ano, a cada nova simulação. Por exemplo, para a simulação do mês de janeiro/1986 (janeiro/1990), o viés é calculado a partir da média dos erros de todos os meses de janeiro de 1961 a 1985 (janeiro de 1961 a 1989).

A Figura 6.5 mostra os gráficos de comparação entre a série de precipitação observada (linha vermelha) sobre cada região homogênea mensal e as séries dos totais de precipitação simulada pelos modelos estocástico com defasagem de um mês (linha azul) e CPTEC/COLA com viés e sem viés (linhas tracejadas preta e verde, respectivamente). No topo de cada gráfico, correspondente a cada região homogênea, constam os valores dos parâmetros coeficiente de correlação entre o modelado e o observado (CC), parâmetro de desempenho (PP), desempenho por categoria (PC), raiz do erro médio quadrático (REMQ) e do erro médio (VIÉS). Os modelos avaliados estão indicados pelos índices *est* (estocástico), *cc* (CPTEC/COLA, com viés), *cc-v* (CPTEC/COLA, sem viés).

Em consequência ao alto valor de viés, são observados para o modelo CPTEC/COLA erros médios quadráticos (REMQ) superiores aos resultantes do modelo estocástico, exceto para região pluviométrica 3 (litoral de SP). Com a remoção do viés nota-se uma grande similaridade entre as simulações dos modelos avaliados, principalmente para as regiões homogêneas sobre o Sul do Brasil e sobre o SP (1, 2, 3). No caso das regiões 4 e 5 (MG, ES e RJ), com destaque sobre a faixa norte do SE brasileiro, verificam-se erros menores para as previsões de precipitação realizadas pelo modelo estocástico. Conforme destacado anteriormente, o índice de acerto dos modelos numéricos de clima para SE são baixos.

Observa-se através dos valores do parâmetro de desempenho para a previsão por categoria de chuva que, para praticamente todas as regiões homogêneas, o modelo estocástico supera o modelo CPTEC/COLA, sendo essa diferença pequena para as regiões 1 e 2. No caso da região 3 o desempenho do modelo CPTEC – COLA melhor do que o estocástico.

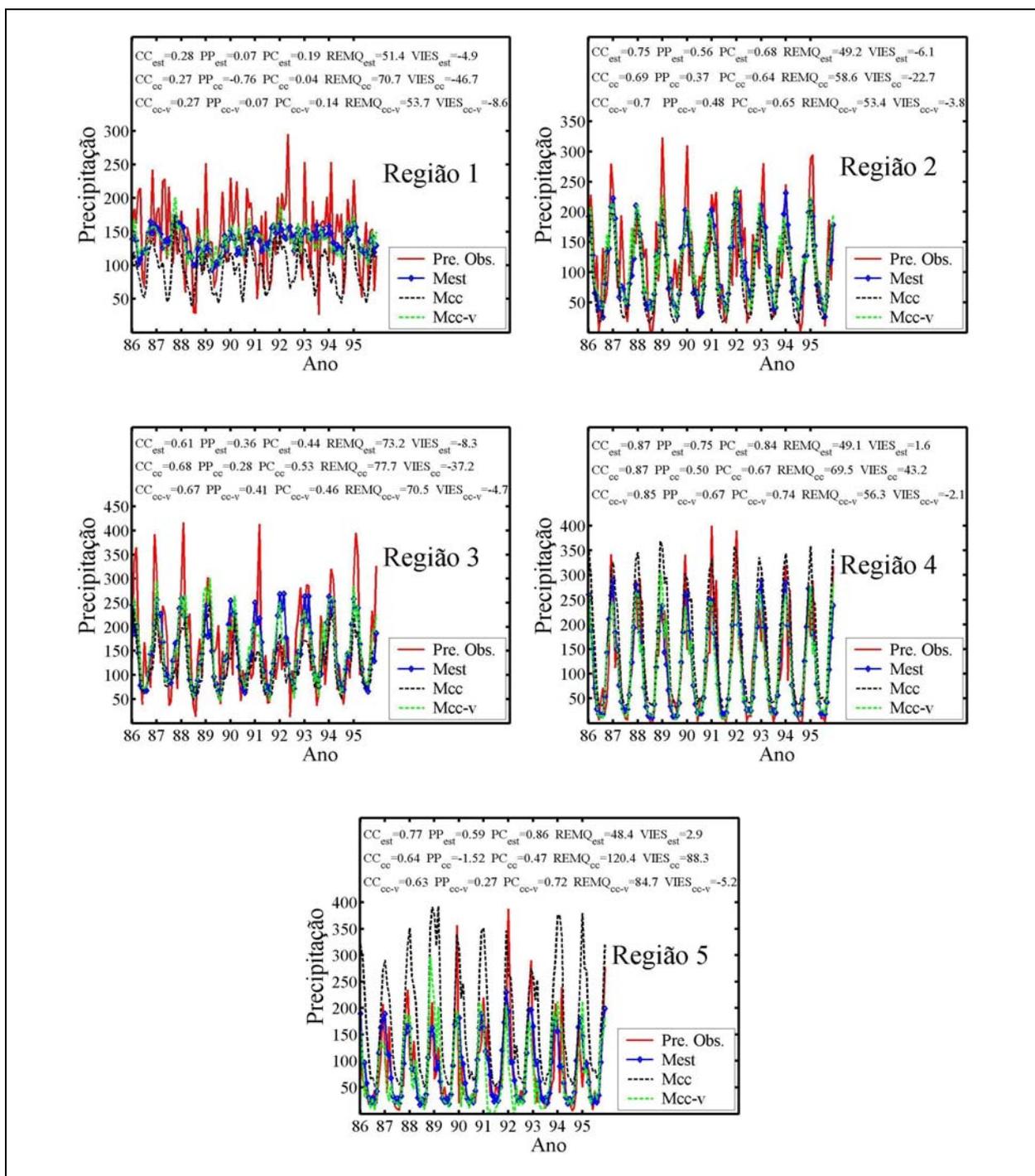


Figura 6.5: Comparação entre o desempenho dos modelos estocástico e CPTEC – COLA com e sem viés para a previsão de precipitação sobre as cinco regiões pluviométricas homogêneas mensais, no período de 1986 a 1995. A linha vermelha mostra a série de precipitação observada (Obs), a linha azul (Mest) indica a previsão pelo modelo estocástico, e as linhas tracejadas preta e verde mostram as simulações pelo MCGA CPTEC – COLA com e sem viés (Mcc e Mcc-v, respectivamente). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam o modelo avaliado, sendo *est* o estocástico, *cc* CPTEC – COLA com viés e *cc-v* CPTEC – COLA sem viés.

6.4 – Acoplamento entre a TSM e a precipitação

Conforme discutido em capítulos anteriores, a TSM apresenta uma relação significativa com a precipitação sobre as regiões S e SE do Brasil. O fato da TSM influenciar a precipitação com uma determinada defasagem torna possível utilizá-la como um preditor da precipitação. Este fato foi explorado no desenvolvimento do modelo estocástico apresentado no Capítulo 5.

Como a TSM é a forçante no modelo de previsão climática CPTEC/COLA, é importante investigar se os principais padrões de acoplamento entre a precipitação observada e a TSM são devidamente capturados pelo modelo. Com este objetivo, são comparados alguns modos de acoplamento precipitação observada/TSM e precipitação modelada/TSM, obtidos através da Análise de Correlação Canônica (ACC). Esta análise é útil para determinar os modos dominantes lineares de covariabilidade entre dois conjuntos de dados, sendo capaz de identificar uma seqüência de pares de padrões em dois campos de dados multivariados, e construir variáveis transformadas (modos canônicos) projetando os dois campos de dados originais em um novo par de eixos de forma que os mesmos passem a ser maximamente correlacionados (Wilks, 1995). A metodologia utilizada para a obtenção dos modos canônicos pode ser encontrada no Apêndice 4.

A ACC foi aplicada aos dados padronizadas de precipitação sazonal para cada oceano, separadamente, com a TSM defasada em um trimestre em relação à precipitação. Através desta análise podem ser identificados os padrões de TSM que estão associados aos principais padrões de precipitação nas Regiões S e SE do Brasil. Para evitar uma discussão repetitiva, será focalizado o resultado obtido para o verão (DJF) por ser o período de maior interesse na previsão de precipitação, devido à ocorrência da estação chuvosa em praticamente todo o S e SE neste período do ano.

Através dos resultados da ACC pode-se verificar que tanto a TSM do OP, quanto do OA, apresentam correlações defasadas e significativas com os padrões da precipitação observada, semelhantes aos encontrados nos primeiros modos de precipitação de verão (Figura 6.1). São a seguir destacados os modos canônicos obtidos para o trimestre de DJF, cujos campos de precipitação observada se assemelham mais aos obtidos pela ACP. Estes modos canônicos de precipitação observada / TSM são comparados com os modos canônicos de precipitação modelada / TSM.

Na obtenção destes modos a TSM apresentou-se defasada em relação à precipitação em um trimestre, ou seja: séries de TSM para SON e de precipitação para DJF. A TSM de cada oceano foi introduzida na análise, separadamente.

A Figura 6.6 mostra quais os padrões de TSM do OP e OA estão associados a um padrão de precipitação, semelhante ao primeiro modo de precipitação observada em DJF, caracterizado por um padrão de dipolo, com um núcleo sobre SC e outro em MG (Figura 6.1a).

Com relação ao modo canônico encontrado, verificou-se sobre o OP um padrão com características de ENOS que apresenta um acoplamento com um dipolo de precipitação (Figura 5a). Esta relação da precipitação no S e SE brasileiro com a TSM no OP é encontrada através da ACC com dados de precipitação observada (Figura 6.6a) e com os dados de precipitação simulada pelo modelo CPTEC/COLA (Figura 6.6a.). As séries temporais destes modos canônicos mostram variações na escala de tempo interanual (3 a 6 anos). Este fato indica a capacidade do modelo em capturar o acoplamento entre a TSM no OP tropical e a precipitação sobre a região estudada. Nestes modos de acoplamento a TSM no OP está defasada em um trimestre em relação à precipitação observada e simulada, indicando a possível influência da TSM na primavera sobre a precipitação de verão. Durante os episódios ENOS, anomalias são observadas, não só na região de aquecimento do OP, como em todo o globo. Há uma tendência a ocorrer anomalias negativas de precipitação no NEB em anos de El Niño e anomalias de sinal oposto sobre o Sul do Brasil (Kousky et al., 1984; Grimm, 2000; Paegle e Mo, 2002).

No caso do OA (Figura 6.6b) verifica-se um padrão de anomalias de TSM sobre a costa da região S e SE do Brasil, de mesmo sinal da anomalia de precipitação observada em MG e com sinal oposto aos Estados de São Paulo e do Sul do Brasil. As séries temporais associadas a este modo de acoplamento mostram variações de período da ordem de aproximadamente quatro anos e bienais, a partir da década de 80. Um padrão semelhante e com coeficientes com sinal oposto sobre OA é encontrado através da ACC para a precipitação simulada (Figura 6.6b, abaixo). Apesar de indicar o padrão espacial com correlação oposta ao identificado pela observação, a série temporal do modo canônico também apresenta alguns picos com sinais opostos aos encontrados pela observação. Isto poderia justificar o sinal contrário no campo de TSM. Anomalias quentes de TSM no sudoeste do OA sul favorecem o fluxo de umidade e calor do OA sudoeste em direção à MG, via o escoamento induzido pela Alta Subtropical. Também há

indícios de que as anomalias de TSM observada no OA sudoeste podem ser forçadas pelos eventos quentes do ENOS. Grimm (2003) sugere em seu trabalho que o El Niño, relacionado a anomalias de circulação e precipitação, estabelece na primavera uma anomalia quente de TSM sobre a costa do SE do Brasil, à qual realça a convecção no Brasil central-leste, em janeiro. Outros estudos sugerem uma possível relação das anomalias de TSM no OA sudoeste com precipitação na região da ZCAS (Robertson e Mechoso, 2000; Barreiro e Chang, 2002).

Também foi identificado para o caso do OA, tanto com relação à precipitação modelada, quanto com a observada, um modo de TSM (sem defasagem) com características similares a este padrão de dipolo de precipitação (não mostrado). Nestes casos destaca-se também a TSM na região que abrange toda a costa do S e SE do Brasil. Entretanto, há uma diferença em relação ao modo anterior de precipitação observada: a TSM neste caso apresenta sinal oposto à precipitação sobre MG. É plausível que a presença de uma ZCAS ativa, com persistência de nebulosidade, impeça o aquecimento das águas devido a redução na radiação que chega a superfície (Chaves e Nobre, 2004).

Com relação ao segundo componente principal de precipitação obtido para DJF (Figura 6.1b), no qual é destacado um núcleo com coeficientes significativos sobre o norte de SP e sul de MG, também foram identificadas áreas sobre ambos os oceanos nas quais a TSM (em SON) apresenta correlações significativas com a precipitação nestas regiões.

Através da ACC entre a precipitação observada e a TSM do OP, foram encontrados dois modos de acoplamento que mostram correlações da TSM no OP subtropical e precipitação sobre o norte de SP e sul de MG (Figuras 6.7a e 6.7b, acima). O primeiro modo canônico (precipitação observada/TSM) mostra um padrão de TSM apresentando quatro núcleos sucessivos de coeficientes de correlação de sinais opostos sobre a faixa mais ao sul do OP, posicionados em forma de arco, e uma banda com orientação noroeste/sudeste, partindo do OP equatorial oeste e alcançando o OP subtropical central. Esta banda de correlação mais significativa apresenta coeficientes de mesmo sinal aos da precipitação sobre o sul de MG e apresenta uma configuração similar a da ZCPS. Apesar de apenas uma pequena área do campo de precipitação apresentar correlações significativas, as séries temporais destes padrões acoplados são altamente correlacionadas (0,93), apresentando variações de mais baixa frequência, inclusive interdecadal. Não foi encontrado um modo canônico similar a este, através da precipitação simulada pelo

modelo CPTEC/COLA. Entretanto, há um modo canônico que destaca a correlação de uma banda, com orientação noroeste-sudeste, sobre o OP subtropical e a precipitação sobre o SE do Brasil. Neste caso o campo de precipitação apresenta um dipolo com coeficientes negativos sobre o RJ, ES e norte de MG e coeficientes positivos sobre a faixa oeste dos Estados do PR, SP e sul de MG, e de mesmo sinal ao da banda no OP. As séries temporais destes padrões mostram variações de mais alta frequência do que no caso observado, principalmente bienais. Vários estudos sugerem uma relação entre a atividade convectiva na ZCPS e ZCAS. Esta relação aparece não somente em escala intrasazonal, mas também na escala interanual (Casarin e Kousky, 1986; Grimm, 1992).

Foi identificado, através dos dados observados, um outro modo canônico que destaca a relação da faixa subtropical com a precipitação sobre SE (Figuras 6.7b, acima). Neste modo a precipitação sobre SP e sul de MG apresenta-se acoplada a um dipolo de TSM no OP subtropical leste. Este campo de precipitação tem característica da forma da convecção observada em episódios de ZCAS ativa. É destacado, claramente, um dipolo na precipitação sobre a área de atuação da ZCAS e o extremo sul do Brasil (Figura 6a). Este dipolo já foi relatado em vários estudos (Paegle e Mo, 1997; Barros et. al., 2000; Robertson e Mechoso, 2000), sendo sugerido que a intensificação (desintensificação) da ZCAS na região tropical, parece estar associada a diminuição (aumento) da chuva sobre a região subtropical que compreende o Sul do Brasil, Uruguai e Nordeste da Argentina. Um modo canônico semelhante foi encontrado utilizando a precipitação simulada pelo modelo (Figura 6.7b, abaixo). Este modo também apresenta um dipolo sobre OP subtropical leste correlacionado com um dipolo de precipitação sobre o S e SE. Entretanto, em comparação à observação o dipolo sobre o OP está um pouco deslocado para oeste e o dipolo de precipitação apresenta sinal oposto ao da precipitação observada, com o núcleo norte posicionado mais próximo ao litoral. Tanto as séries temporais associadas ao modo canônico de observação quando ao de simulação, mostram a sobreposição de flutuações de baixa frequência (escala decadal) com evidentes variações de mais alta frequência, predominantemente bienal. Apesar de não reproduzir exatamente a conexão observada nestes dois modos de acoplamento entre a TSM no OP subtropical e a precipitação sobre o S e SE, o modelo captura algum sinal da conexão da TSM no OP subtropical com a precipitação. Isto sugere que o modelo CPTEC/COLA é também sensível à forçantes subtropicais.

Foi também encontrado um padrão de TSM no OA conectado com a precipitação observada sobre o SE brasileiro (Figura 6.7c). Este padrão sobre OA sul é caracterizado por um dipolo sudoeste-nordeste, apresentando coeficientes mais altos na área que abrange a costa S e SE do Brasil, que é positivamente correlacionada com a precipitação no SE. Um modo canônico semelhante a este é encontrado através ACC entre a precipitação simulada e a TSM no OA (Figura 6.7c). Há similaridades entre as variações temporais destes modos, caracterizadas por flutuações na escala interanual. A principal diferença neste caso ocorre com respeito ao posicionamento do dipolo que está deslocado para sudeste em relação à observação. Um modo de TSM do OA semelhante a este dipolo foi encontrado nos estudos de Venegas et al. (1997), que associaram este modo ao fortalecimento e enfraquecimento do anticiclone subtropical do OA sul. O posicionamento e a intensidade da alta subtropical podem influenciar a umidade e o calor provindos do oceano pelo seu escoamento. Dependendo das condições desse fluxo de umidade, pode-se contribuir para o desenvolvimento ou alimentação da ZCAS. Robertson e Mechoso (2000) verificaram em seus estudos que anomalias de TSM sobre o OA sudoeste são encontradas acompanhando as intensificações interanuais da ZCAS, com anomalia negativa ao norte de 40°S e anomalia positiva ao sul.

Portanto, os resultados da ACC sugerem que o modelo CPTEC/COLA é bastante sensível às anomalias de TSM no OP tropical e OA sul, sendo capaz de capturar os principais padrões de acoplamento entre a precipitação sobre o S e SE do Brasil e a TSM sobre essas áreas dos oceanos. Também foi verificado que o modelo é sensível às anomalias de TSM no OP subtropical, não sendo capaz de reproduzir exatamente os modos de acoplamento observados. No entanto, é importante destacar que as principais áreas de TSM no OP subtropical e regiões de precipitação, indicadas pela observação, foram também destacadas nos modos canônicos obtidos através da precipitação modelada. Os modos de precipitação que apresentam variações de mais alta frequência estão associados de TSM em áreas do OA e OP subtropical.

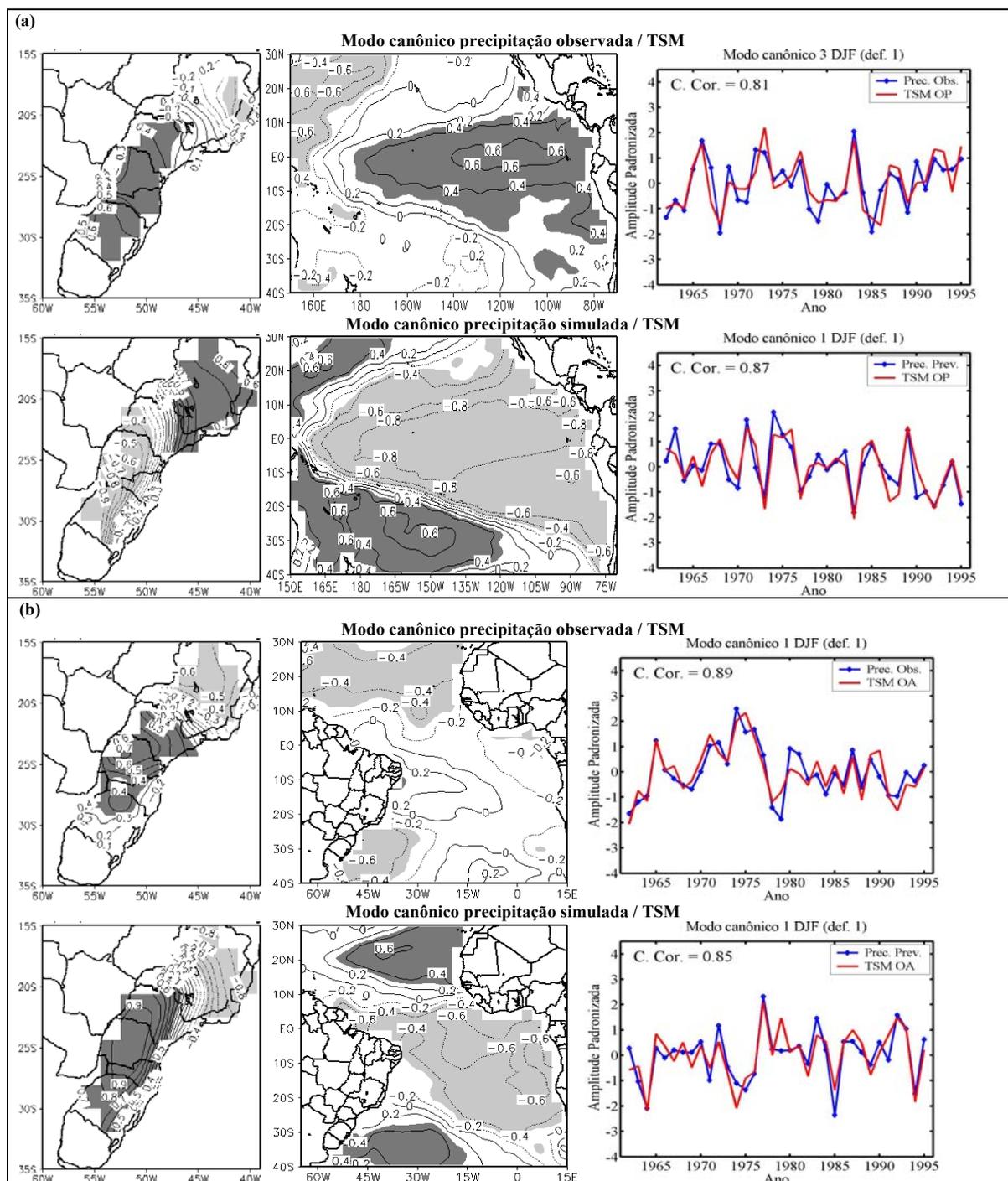


Figura 6.6: Modos canônicos de precipitação observada (acima) e simulada (abaixo) e a TSM sobre o OP (a) e sobre o OA (b). No lado esquerdo está ilustrada a distribuição espacial de cada campo. No lado direito estão apresentadas as séries temporais de cada modo canônico, e a correlação entre esses campos apresentados: (a) Acima o modo canônico 3 de TSM no OP (em SON) e de precipitação observada (em DJF); e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OP (em SON) e precipitação simulada (em DJF); (b) Acima o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação simulada (em DJF).

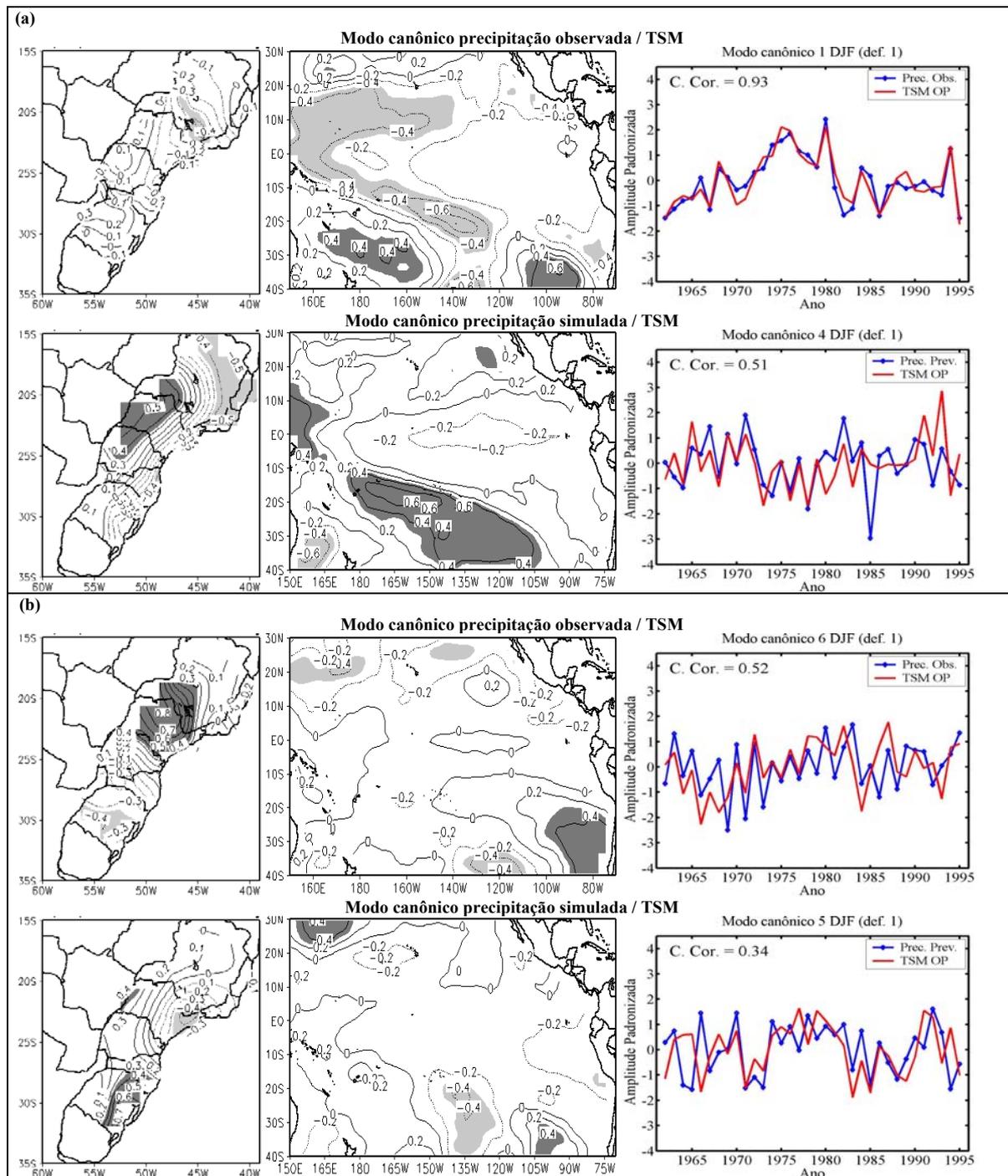


Figura 6.7: Modos canônicos de precipitação observada (acima) e simulada (abaixo) e a TSM sobre o OP (a) e sobre o OA (b). No lado esquerdo está ilustrada a distribuição espacial de cada campo. No lado direito estão apresentadas as séries temporais de cada modo canônico, e a correlação entre esses campos apresentados: (a) Acima o modo canônico 3 de TSM no OP (em SON) e de precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OP (em SON) e precipitação simulada (em DJF); (b) Acima o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação observada (em DJF), e abaixo o modo canônico 1 de TSM no OA (em SON) e precipitação simulada (em DJF).

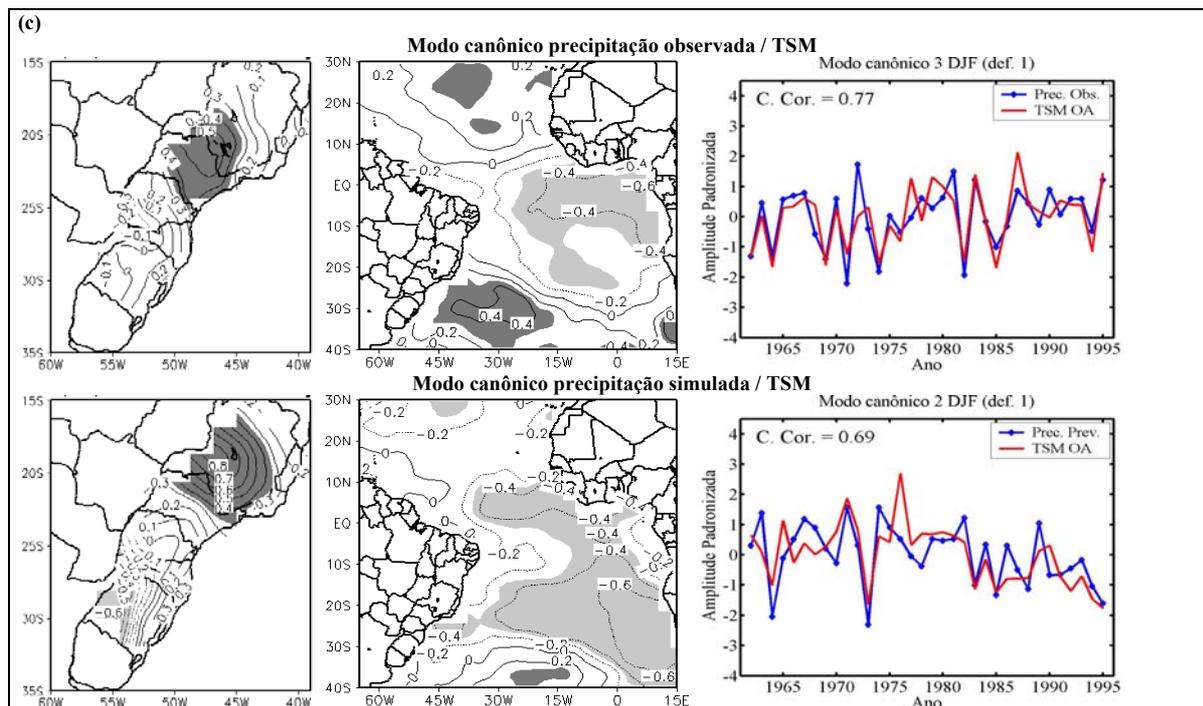


Figura 6.7: Continuação.

6.5 – Conclusão

Através da comparação entre os componentes principais de precipitação observada e simulada, foi verificado que o MCGA CPTEC/COLA é capaz de reproduzir as principais características do primeiro e do segundo modo de variabilidade de precipitação. Há diferenças no desempenho do modelo nas estações do ano, sendo que os principais padrões variabilidade da precipitação de inverno e primavera são bem reproduzidos pelo modelo. Em contrapartida, no outono verificaram-se diferenças expressivas entre os modos de observação e simulação. No verão é bem capturado o padrão espacial dos modos, mas não o temporal. As principais diferenças entre os modos da precipitação observada e modelada são observadas em suas respectivas séries temporais, o que evidencia que modelo é mais eficaz na representação da variabilidade espacial da precipitação, do que da temporal.

Em praticamente todas as regiões pluviométricas consideradas homogêneas, o desempenho do modelo estocástico supera a capacidade do modelo CPTEC/COLA em reproduzir a precipitação observada, dada a força de TSM. No caso do S do Brasil e interior de SP a

diferença entre os modelos é pequena. Entretanto, o modelo estocástico destaca-se por realizar estimativas mais acuradas na faixa norte do SE. No caso da litoral de SP, o desempenho do modelo CPTEC/COLA é melhor do que o do estocástico. Visto que, não há diferenças muito expressivas entre as simulações avaliadas, tais modelos podem ser comparados numa rotina operacional.

Os principais modos de acoplamento entre TSM e precipitação de verão no S e SE brasileiro, são razoavelmente reproduzidos pelo MCGA CPTEC/COLA. Os padrões espaciais de acoplamento apresentam-se ligeiramente deslocados. Porém, as principais regiões correlacionadas entre os campos de precipitação e TSM observados, são capturadas pelo modelo. Igualmente ao caso dos componentes principais, as maiores diferenças entre os modos canônicos da observação e modelagem numérica são destacadas através das séries temporais. Entretanto, os resultados indicam que modelo é sensível a anomalias no OA e OP subtropicais, pois as principais áreas destes oceanos que aparecem no acoplamento entre as variáveis observadas, são capturadas pelo modelo.

É importante destacar o fato de que os modos de precipitação que apresentam variações de mais alta frequência, que dificilmente são capturadas pelo modelo, estão associados à TSM em áreas do OA e OP subtropical. Assim, é interessante desenvolver experimentos com o MCGA CPTEC/COLA para investigar a sensibilidade do modelo às forçantes subtropicais, buscando avaliar a resposta gerada na precipitação sobre as regiões S e SE.

Capítulo 7

EXPERIMENTOS COM O MODELO CPTEC – COLA

7.1 – Elaboração dos experimentos

É bem conhecida a sensibilidade e boa destreza do modelo CPTEC/COLA às anomalias de TSM forçadas no Pacífico tropical (Marengo et al., 2000; Grimm et al., 2002) e no Atlântico tropical (Pezzi e Cavalcanti, 2001). De acordo com os resultados apresentados no capítulo anterior, há indícios de que o modelo é sensível a variações na TSM sobre o OA e OP subtropicais. Portanto, é importante investigar a capacidade do modelo em reproduzir padrões de precipitação e circulação forçados por anomalias de TSM no OP e no OA subtropical, visto que os resultados deste estudo e de outros trabalhos citados sugerem que as anomalias de TSM sobre essas áreas oceânicas podem afetar a precipitação no S e SE do Brasil.

A confiabilidade e qualidade da previsão climática sobre as Regiões Sul e Sudeste é muito importante para o planejamento de abastecimento de água e energia. Como a estação chuvosa sobre praticamente toda essa área ocorre no verão, é necessário um bom desempenho do modelo para a previsão de precipitação neste período do ano. O desempenho do modelo depende muito de sua sensibilidade à forçante, que neste caso é a TSM. Assim, serão elaborados alguns experimentos, para previsão de DJF, com o objetivo de investigar a sensibilidade do modelo à forçantes subtropicais. Para tanto, pretende-se forçar o modelo com TSM observada defasada (SON) sobre algumas das áreas destacadas nos modos canônicos apresentados no capítulo anterior (capítulo 6 – item 4). Será utilizada a TSM defasada, pois foram encontrados modos de acoplamento entre a precipitação de DJF e a TSM de SON, tanto na análise com precipitação observada quanto com precipitação prevista pelo modelo. Além disso, no desenvolvimento de uma previsão realista para um tempo t com uma defasagem k estão disponíveis apenas observações até tempo $t-k$. No presente estudo serão focalizadas áreas sobre os oceanos que se concentram na faixa subtropical, cujas TSMs são prováveis covariáveis de precipitação.

Nas análises canônicas foram destacadas regiões subtropicais dos oceanos OA e OP que apresentam um sinal significativo de acoplamento tanto com a precipitação prevista quanto com a observada. Estas áreas no OP subtropical estão sobre parte do domínio da ZCPS (Figura 6.7a) e na faixa leste do OP, entre 30°S e 40°S (Figura 6.7b). Com respeito ao OA, destacou-se principalmente a área sudoeste do oceano abrangendo a costa das Regiões S e SE do Brasil indo até parte central do oceano (Figura 6.6b e Figura 6.7c). Portanto, serão realizados dois experimentos, um no OA e outro no OP, introduzindo uma região aproximadamente retangular com TSM observada defasada nos locais dos oceanos que englobam parte destas áreas destacadas. No experimento do OP subtropical a região forçada inclui a faixa mais a sudeste da ZCPS indo até 40°S, pois assim inclui parte da região da ZCPS e também um dos núcleos do dipolo no OP leste subtropical, mostrado no modo canônico (Figura 6.7b). No experimento do OA subtropical será adicionada uma região retangular que compreende a região entre a costa do S e SE brasileiro e o OA central. A Figura 7.1 mostra o posicionamento destas regiões com TSM alterada sobre os oceanos as para realização dos experimentos do OA e OP.

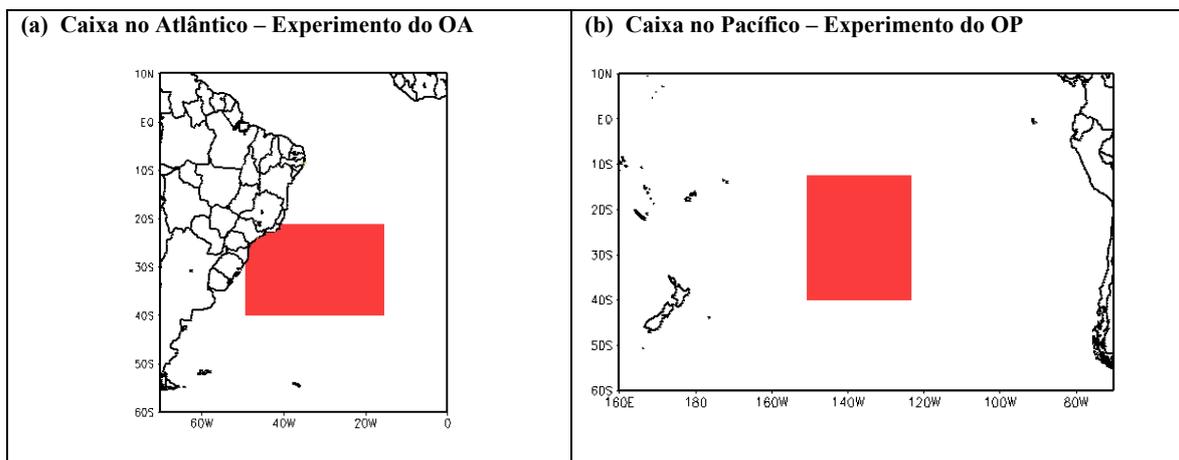


Figura 7.1: Em vermelho destacam-se as regiões com TSM defasada sobre o Atlântico (a) e Pacífico (b), focalizadas nos experimentos com o modelo CPTEC – COLA.

Para avaliar a sensibilidade do modelo à variações na TSM sobre as regiões do OA e OP destacadas pelas regiões (Figura 7.1), serão realizados experimentos onde a condição de contorno contém a TSM observada defasada apenas nas áreas interesse e TSM climatológica no restante dos oceanos. Na previsão operacional do CPTEC utiliza-se como condição de contorno TSM persistida ou prevista, dependendo da destreza da previsão de TSM para o OA tropical (vide capítulo 6 – item 1). Nestes experimentos serão utilizadas, sobre as áreas de interesse, TSM

média observada em SON, persistindo os valores de TSM para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro.

Para que os resultados desta etapa do trabalho sejam confiáveis no sentido de representar de forma eficiente a sensibilidade do modelo e sua habilidade para descrever as principais características da atmosfera, é importante que a simulação seja longa. Assim, para obter uma boa amostra da resposta do modelo, realizou-se a simulação de 13 verões (DJF de 1983 a 1995), no modo de conjunto. O modelo foi integrado com cinco condições iniciais correspondentes aos dias 17 a 21 de outubro de cada ano, resultando em cinco conjuntos de médias mensais. Foram realizadas três integrações do modelo variando as condições de contorno (forçantes) impostas, relacionadas abaixo conforme:

- (i) **Controle (CTR)**, cuja condição de contorno é a TSM climatológica mensal, sem defasagem, imposta em cada respectivo mês durante a integração;
- (ii) **Experimento do OA subtropical (EOAS)**, no qual a condição de contorno é a TSM defasada sobre a região da caixa no OA e TSM climatológica, como no CTR, no restante do OA e demais oceanos;
- (iii) **Experimento do OA subtropical (EOPS)**, com condição de contorno igual ao EOAS, exceto para a caixa sobre o OP.

Devido à defasagem imposta nos experimentos EOAS e EOPS, o modelo iniciou a rodada em outubro defasando a TSM em um mês para os dois primeiros meses de integração para que o desequilíbrio do ciclo hidrológico no início da integração possa ser minimizado. No entanto, só foram analisados os resultados do trimestre de DJF, que corresponde ao período de interesse. A Tabela 7.1 mostra, para cada mês de integração, a defasagem da TSM na área da região considerada no EOAS e EOPS, e o mês correspondente a TSM utilizada fora dessas regiões e no CTR. É importante destacar que os valores de TSM defasada foram atualizados para cada um dos treze anos de integração, conforme o observado.

MÊS DE PREVISÃO	Outubro	Novembro	Dezembro	Janeiro	Fevereiro
Defasagem da TSM na região	TSM de Setembro	TSM de Outubro	TSM média SON	TSM média SON	TSM média SON
TSM fora da região e no CTR	TSM climatológica de Outubro	TSM climatológica de Novembro	TSM climatológica de Dezembro	TSM climatológica de Janeiro	TSM climatológica de Fevereiro

Tabela 7.1: Período correspondente a TSM imposta para cada mês de previsão na região da região para os experimentos do OA e OP (primeira linha) e no restante do oceano e CTR (segunda linha).

Para todo o período de simulação a TSM média sobre a região alterada no OA e OP, apresentou valores mais baixos do que a climatologia, devido a defasagem atribuída. Isto pode ser observado na Figura 7.2, que destaca a comparação dos valores médios da TSM sobre a região utilizada no EOAS e EOPS (TSMdef) com a TSM climatológica (TSMclim) e a TSM observada sem defasagem (TSMobs).

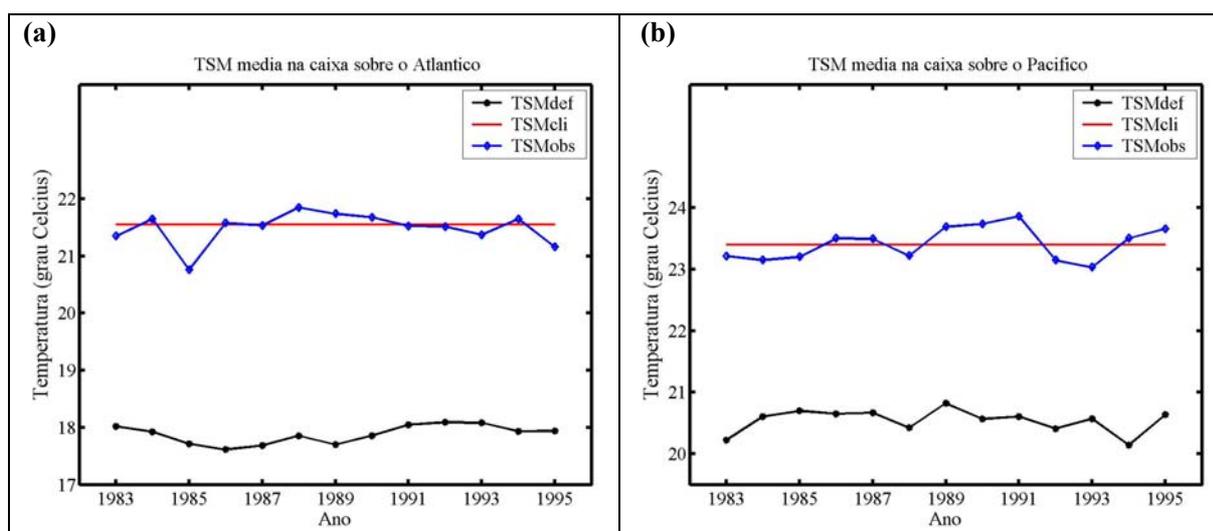
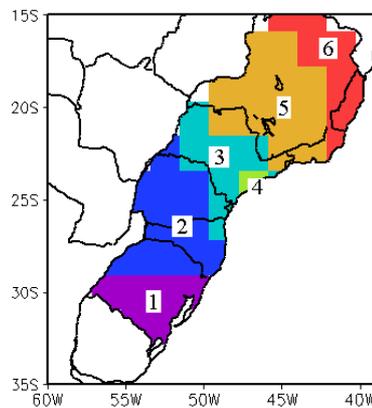


Figura 7.2: Séries temporais do valor médio da TSM observada (azul), climatológica (vermelho) e defasada SON (preto) sobre a região da região considerada nos experimentos: (a) EOAS; (b) EOPS.

7.2 – Resultados dos experimentos

7.2.1 – Correlações entre TSM e a precipitação modelada

Para avaliar qual a relação da TSM defasada (SON) nas regiões consideradas sobre os oceanos com a precipitação no S e SE do Brasil, calculou-se a correlação da TSM usada em cada experimento com a precipitação prevista pelo modelo. Com este objetivo, considerou-se a precipitação média sobre as sub-regiões pluviométricas homogêneas de DJF identificadas pela análise observacional. Os procedimentos utilizados na classificação das regiões pluviométricas homogêneas foram destacados no Capítulo 3. A figura abaixo apresenta o domínio espacial contido por cada região pluviométrica homogênea de DJF.



A Figura 7.3a mostra os resultados da análise de correlação obtidos para o EOAS no trimestre de DJF. No EOAS considerou-se para cada mês da estação de verão a TSM observada de SON na região de TSM alterada sobre o OA sul subtropical e a TSM climatológica mensal no restante dos oceanos. Portanto, há somente correlações na região com TSM alterada no OA, pois no restante dos oceanos a TSM é a climatologia mensal mantendo-se constante nos 13 anos de simulação.

De acordo com os resultados mostrados na Figura 7.3a, há um padrão dipolar de correlação ao longo da área destacada no EOAS com respeito à precipitação média em todas as regiões homogêneas. Este dipolo tem orientação sudoeste-nordeste (negativo-positivo) para as regiões pluviométricas sobre o Sul do Brasil (regiões 1 e 2), destacando-se para o extremo Sul do Brasil. A mesma configuração do dipolo de correlação é encontrada para as regiões pluviométricas sobre MG, RJ e ES (regiões 5 e 6), mas nesses casos o sinal dos coeficientes sobre o oceano, é oposto ao verificado para as regiões do S. Vários estudos sugerem uma

característica dipolar da precipitação de verão no extremo Sul do Brasil e no norte SE associada à TSM no OA sudoeste (Barros et. al., 2000; Robertson e Mechoso, 2000; Barreiro et al., 2002; Paegle e Mo, 2002). Verificou-se também para as regiões pluviométricas sobre SP (regiões 3 e 4) correlações com a TSM sobre a área do OA sudoeste com configuração de dipolo. Nestes casos os valores da correlação são mais baixos e a orientação do dipolo é leste-oeste.

Com respeito ao EOPS verificou-se padrões de correlação mais variados para diferentes regiões pluviométricas sobre o S e SE do Brasil (Figura 7.3b). Para a região do extremo Sul do Brasil (região 1), destacou-se principalmente a faixa tropical do OP sul com um dipolo leste-oeste que apresenta valores negativos-positivos, respectivamente. Correlações negativas na área da forçante no OP são verificadas com respeito à precipitação nas regiões do norte do RS à SP (regiões 2 a 4), com valores significativos para o litoral de SP (região 4). O oposto é observado em relação ao sul de MG (região 5).

Com referência à região pluviométrica incluindo o norte de MG e ES (região 6) há um dipolo de correlação sobre a área forçada no EOPS entre a faixa tropical e subtropical, com coeficientes de sinais positivos e negativos, respectivamente. Notou-se também o destaque da TSM na faixa subtropical da área forçada no OP para as regiões pluviométricas 4, 5 e 6.

Foi realizada uma rodada de controle utilizando a TSM observada sem defasagem sobre todos os oceanos. Assim, para fins de comparação correlacionou-se o campo de TSM observada da rodada de controle com a precipitação simulada por essa rodada, para as mesmas regiões pluviométricas consideradas.

Focalizando apenas a área do OA sul onde foi considerada a TSM defasada no EOAS, a principal diferença observada está no padrão espacial da correlação (Figura não mostrada). No caso do controle de TSM observada não foi verificado o sinal oposto no dipolo de correlação sobre a área da forçante e a precipitação no extremo S do Brasil (região 1) e a faixa norte da SE brasileiro (regiões 5 e 6). Há apenas uma similaridade para as regiões 1 e 2, com respeito à faixa nordeste da caixa no OA. No OP são verificadas correlações significativas entre a TSM observada, sem defasagem, e a precipitação nas regiões pluviométricas sobre o S e SE do Brasil (Figura não mostrada). As principais diferenças em relação à TSM defasada são notadas para a região 4 (litoral de SP), cuja correlação significativa aparece somente no caso do EOPS. Para as demais regiões pluviométricas as correlações na área da forçante no OP são de sinais opostos às obtidas no caso da TSM defasada. Portanto, há diferenças entre a relação da forçante subtropical

(TSM sobre o OP e OA) com a precipitação simulada pelo modelo quando considera-se a TSM defasada e não defasada. Este fato foi também notado nas análises observacionais, o que motivou a realização dos experimentos. Assim, será investigada a possível conexão da TSM defasada sobre áreas do OA e OP com a precipitação sobre o S e SE do Brasil, a partir da análise dos campos simulados pelo modelo CPTEC / COLA.

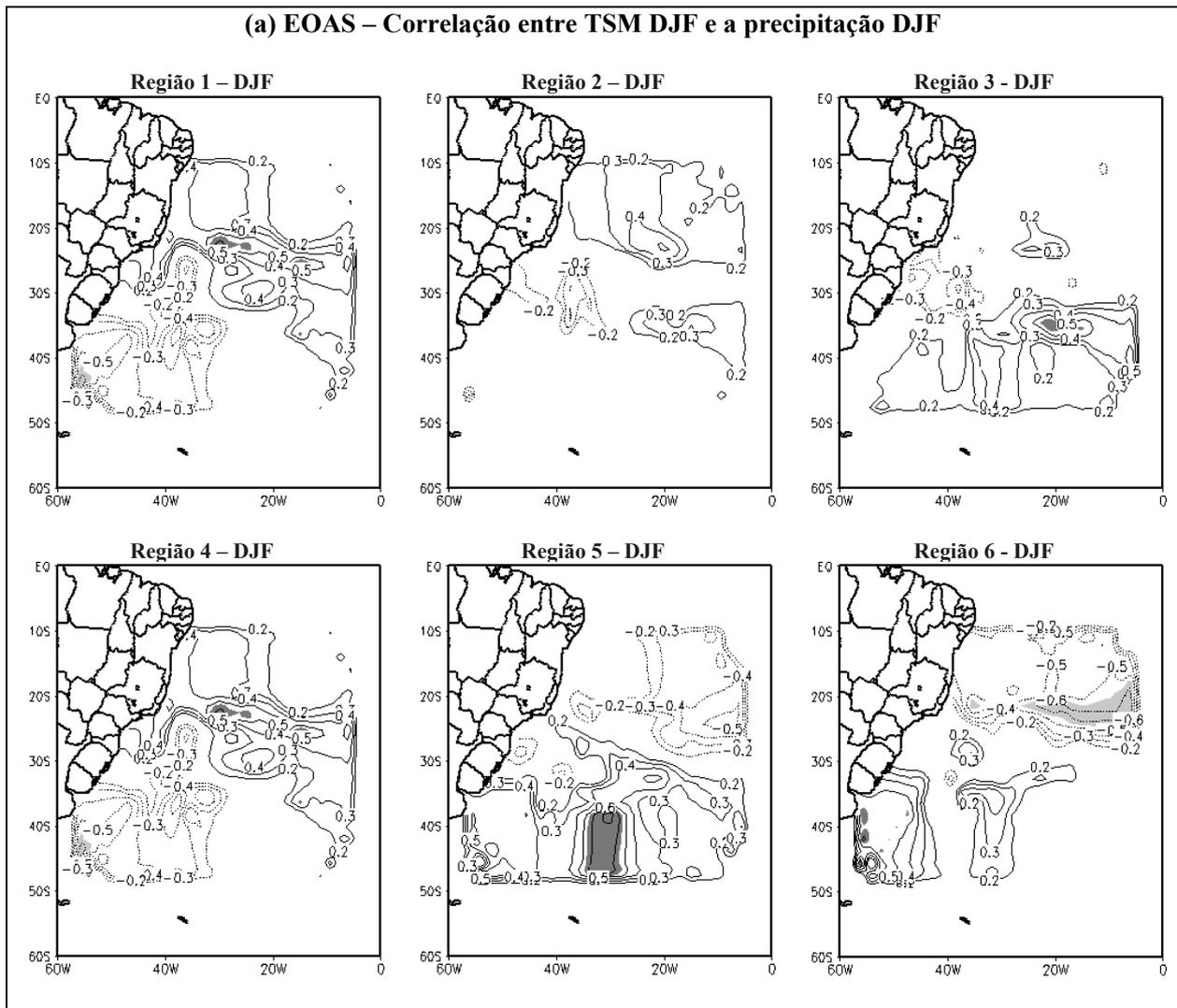


Figura 7.3: Isolinhas de coeficientes de correlação entre a TSM defasada (SON) utilizada nos experimentos do OA (a) e do OP (b) e a precipitação simulada média sobre cada região pluviométrica homogênea de DJF. O sombreado destaca as regiões positivamente e negativamente correlacionadas, com nível de 0,05% (test t).

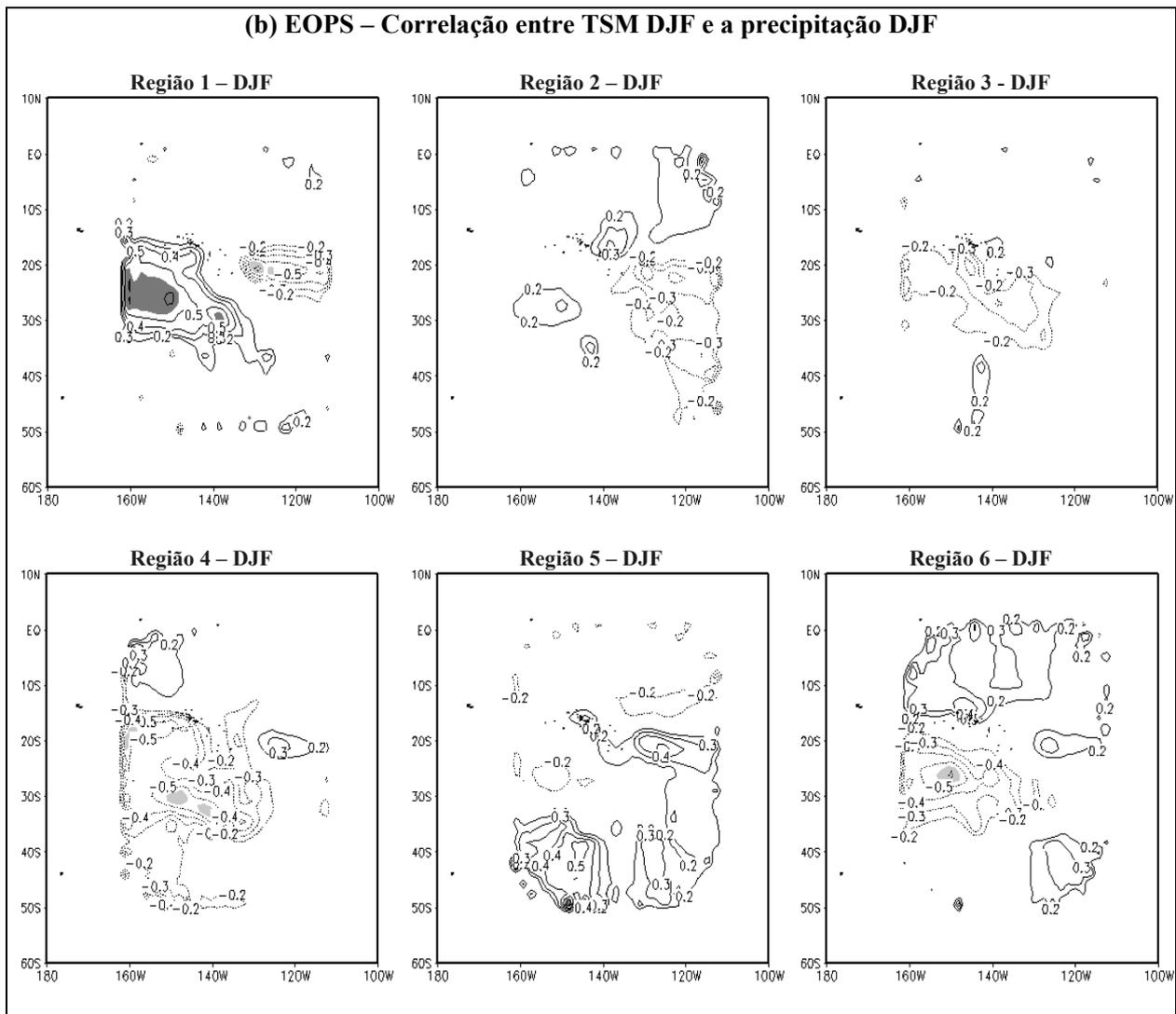


Figura 7.3: Continuação: Experimento do OP.

7.2.2 – Análise dos campos modelados no EOAS

Conforme comentado anteriormente, no EOAS foi mantido durante o trimestre de DJF, na área da região de TSM alterada no Atlântico subtropical, o mesmo valor da TSM média de SON, sendo considerada a TSM climatológica sobre as demais áreas oceânicas. Devido ao próprio ciclo sazonal, a TSM defasada é mais fria do que a climatológica e a observada sem defasagem (Figura 7.2a).

Sterl e Hazelezer (2003) observaram, com relação ao principal modo de acoplamento oceano-atmosfera, que valores máximos de TSM coincidem com regiões em que a PNM tem um

maior gradiente. Uma TSM mais fria no OA sudoeste tende a aumentar o gradiente de TSM entre os subtropicais e os trópicos, aumentando também o gradiente de pressão, cujo sentido é oposto ao da TSM. Desta forma, são verificadas, sobre o OA sul subtropical pressões mais altas sobre a TSM mais fria. Este fato pode ser visto na Figura 7.4b que mostra a diferença entre a PNM simulada no EOAS e a PNM simulada pela rodada de controle (TSM climatológica). Destaca-se que o aumento na PNM ocorre sobre a região da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Com a intensificação do anticiclone do OA sul há uma intensificação na sua circulação associada e também um aumento da magnitude do vento na região de maior gradiente de TSM, principalmente na fronteira norte do anticiclone (Figura 7.8a).

O aumento da intensidade do vento na interface ar-mar é um dos fatores que favorece ao aumento do fluxo de calor latente da superfície. Outro fator que também contribui para acelerar a evaporação é o aumento da temperatura da água. Através da Figura 7.6b pode ser verificado o aumento do fluxo de calor latente nas fronteiras ao norte e a leste da caixa. Há indícios que o aumento da evaporação nestas áreas foi principalmente induzido pelo aumento do vento na superfície do oceano, pois não foi verificado aumento na radiação solar que alcança a superfície nas fronteiras da forçante (Figura 7.7a), exceto na área mais a sudeste. Inclusive no caso da fronteira norte da caixa no OA, área de maior fluxo de calor latente, observa-se a redução na intensidade da radiação de onda curta que chega na superfície do oceano, em consequência ao aumento da nebulosidade associada à precipitação (Figura 7.5b). No caso da faixa ao sudeste da forçante o aumento do calor latente pode ter sido favorecido por dois fatores: o aumento do vento na superfície (Figura 7.8a) e aumento da radiação que alcança o oceano (Figura 7.7a). Sobre a área da região de TSM alterada, observa-se a diminuição do fluxo de calor latente e também do fluxo de calor sensível da superfície (Figura 7.6e), provavelmente devido à redução do contraste térmico ar-mar, decorrente da inclusão de TSM fria nesta região. Observa-se nesta área um aumento na radiação de onda curta que alcança a superfície do oceano (Figura 7.7a), acompanhado pela diminuição na precipitação (Figura 7.5a). O aumento na radiação solar que alcança a superfície é favorecido pela redução da nebulosidade, que possivelmente está associada à intensificação da ASAS e sua subsidência associada. Neste caso a contribuição do aquecimento radiativo não é suficiente para favorecer os fluxos de calor latente e sensível sobre a região perturbada, pois o resfriamento da TSM induzido pelo experimento, é mais forte do que o aquecimento gerado pela radiação.

O fortalecimento observado na ASAS mostra características similares às que ocorrem no inverno, com sua aproximação ao continente, posicionamento mais ao sul e o estabelecimento de sua circulação sobre o S e SE brasileiro (Satyamurty et al. 1998). Neste experimento, verificou-se também o abaixamento da PNM sobre o sul do continente (sudoeste da ASAS), acompanhado pelo enfraquecimento da Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) e associado a uma circulação ciclônica com o núcleo sobre o OP subtropical leste (Figuras 7.11b). Através dos campos de função de corrente e vento (Figuras 7.11b e 7.12b), em altos e baixos níveis, há indícios do caráter baroclínico dessa configuração, principalmente sobre o OA. A baroclinia pode ser confirmada pelo cisalhamento vertical do vento entre 700 e 200 hPa (Figura 7.10a), como também pelo corte vertical sobre latitudes subtropicais (30°S e 40°S), do campo de função de corrente (Figura 7.13a). Estes resultados mostram um aumento na baroclinia em regiões subtropicais, devido ao EOAS, principalmente sobre faixa leste do continente e sobre o OA.

O estabelecimento da configuração observada sobre os setores sul e sudeste da AS, caracterizada pela circulação ciclônica e anticiclônica nestes setores, respectivamente, pode favorecer a penetração de transientes no extremo Sul do Brasil e impedir que os mesmos alcancem o SE brasileiro, devido a presença da ASAS intensificada. Esta situação contribui para o aumento da precipitação no S e a diminuição da precipitação no SE. De fato, isto é observado no campo de precipitação simulada (Figuras 7.5b), sendo acompanhado por um aumento da precipitação sobre o NEB.

Este aumento da precipitação no NEB pode estar associado ao aumento do fluxo de calor latente da superfície em áreas do oceano contíguo, devido ao aporte de calor e umidade provindos do oceano pela circulação anticiclônica da alta subtropical (Figuras 7.6b). Um outro fator que pode contribuir para o aumento da precipitação sobre o NEB é a diminuição da subsidência induzida pela ZCAS. De acordo com Marton (1994), o movimento subsidente ao norte da fonte da ZCAS aparece quando o aquecimento é posicionado na baixa troposfera.

Chaves e Cavalcanti (2001) identificaram uma relação entre padrões secos e chuvosos no NEB e o posicionamento da ZCAS mais ao sul e mais ao norte de sua posição climatológica, respectivamente. Estudos de Ferraz (2004) destacam um modo intrasazonal de precipitação com forte componente na ZCAS e sinal oposto no norte do NEB e sul da AS.

Através dos campos de divergência e potencial de velocidade em 850 hPa é destacado, no caso EOAS, o aumento da convergência no sul do Brasil, em comparação com o CTR (Figuras

7.15a 7.14b). Ao avaliar o fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa, verifica-se um aumento no fluxo de leste que acompanha a circulação da alta pressão em direção à região de convergência no Sul do Brasil (Figura 7.9a). Este fluxo de umidade oriundo do oceano pode convergir com o fluxo de umidade oriundo da Amazônia através do jato de baixos níveis, dando o suporte de umidade para o aumento da precipitação sobre o extremo Sul brasileiro. O jato de baixos níveis modula fortemente a precipitação na região central da AS e tem um importante papel no transporte de umidade da Amazônia para a Bacia do Prata (Mechoso, 2003).

Outro aspecto observado foi o aumento do fluxo de calor sensível da superfície sobre praticamente todo o Estado de SP, sul de MG e no litoral do PR e de SC (Figura 7.6e), que pode ser proveniente da contribuição de fatores que aumentam o contraste térmico terra-ar, tais como: o estabelecimento da circulação da alta pressão, aumento da radiação que chega à superfície (sem nebulosidade) e subsidência de compensação devido à convergência e aumento da precipitação no extremo sul do Brasil.

Os resultados deste experimento mostram também uma diminuição da PNM em latitudes médias dos oceanos Índico (OI) e Pacífico e o aumento da PNM sobre latitudes altas de todo o globo (Figura 7.4b). Também são verificados padrões baroclínicos em latitudes médias e barotrópicos em latitudes altas (Figuras 7.10a e 7.13a). Através da diferença nos campos de vento e função de corrente em 200 hPa (Figuras 7.11b e 7.12b), obtidos no EOAS e no CTR, pode-se observar um padrão de trem de ondas zonal, guiado pelo jato subtropical, entre o setor do OA sul subtropical à costa oeste da faixa subtropical AS. Guias de ondas são caracterizados nas regiões dos jatos subtropical e polar, com rota preferencial sobre os setores AS - OP (Hoskins e Ambrizzi, 1993; Ambrizzi e Hoskins, 1997). De acordo com Grimm (1992), os centros do padrão de verão do HS tem funções de influência coerentes, indicando a influência da zona subtropical de cada continente sobre o continente situado a leste e o oceano a sudeste.

Através do mapa global da diferença da precipitação resultante do experimento e do controle (Figura 7.5b), nota-se claramente um padrão semelhante na variação da precipitação sobre a região das três zonas de convergência do HS. Nos três casos verifica-se a diminuição da precipitação em parte da região de cada zona de convergência, acompanhada pelo aumento da precipitação ao sul e ao norte desta região. A intensidade da variação na precipitação sobre a Zona de Convergência do Índico Sul (ZCIS) e a ZCPS é menor do que na ZCAS, devido ao posicionamento da forçante sobre o OA sudoeste. Marton e Silva Dias (2001) discutiram a

relação entre a ZCAS e a circulação atmosférica global na escala de tempo intrasazonal durante o verão, sendo notada uma relação quase em fase na oscilação do campo de radiação de onda longa nas regiões da ZCAS, ZCPS e ZCIS.

Observa-se através da variação (EOAS -CTR) nos campos de vento e de função de corrente em altos níveis (Figuras 7.11b e 7.12b) um padrão de trem de ondas interhemisférico do OA sul para o OA norte passando sobre a Ásia. Esta configuração tem características semelhantes ao padrão de teleconexão Eurásia. Grimm e Silva Dias (1995) destacam que a modulação intrasazonal do padrão Eurásia pode ser excitada por anomalias de convecção na ZCAS. A conexão da ZCAS com o padrão Eurásia ocorre através do OA equatorial, onde os ventos de oeste favorecem a propagação (Branstator, 1983).

As configurações de baixos níveis sobre o sudeste da AS resultantes deste experimento se assemelham aos padrões associados aos eventos El Niño, no que se refere ao par ciclone/anticiclone. Durante eventos El Niño um trem de ondas de Rossby originado no OP leste produz nos subtropicais e latitudes médias da AS um par de ciclone/anticiclone que tem uma estrutura barotrópica equivalente (Grimm, 2000). Entretanto, neste experimento o par ciclone/anticiclone não apresenta uma estrutura barotrópica e também não foi verificado um trem de ondas oriundo do OP equatorial, pois o modelo não foi forçado nesta região.

Ao correlacionar o vento meridional em 200 hPa e a precipitação média sobre as regiões pluviométricas homogêneas de DJF, nota-se um padrão de trem de ondas com configuração zonal em médias latitudes que concorda com a variação no campo de vento em altos níveis, discutida anteriormente (Figura 7.11b). Este padrão de correlação com configuração de trem de ondas é identificado para praticamente todas as regiões homogêneas do S e SE brasileiro, exceto para a região 5 que abrange o sul de MG e norte de SP (Figura 7.16a). A principal diferença entre os padrões de correlação observados, com respeito às várias regiões pluviométricas, se deve à extensão do trem de ondas. Destaca-se principalmente o caso da região pluviométrica 6, que compreende o norte de MG e o ES, para a qual o padrão de correlação em forma de trem de ondas cruza todo o globo. Este padrão de correlação identificado pode estar associado à penetração de transientes na Região Sul do Brasil, como também ao favorecimento do deslocamento zonal desses sistemas em médias latitudes.

A AS experimenta vários tipos de distúrbios transientes, de origens tropical e subtropical e em todas as escalas (Satyamurty et al. 1998). Exemplos de transientes mais comuns que afetam

o continente são as frentes frias. Os ciclones de médias latitudes se deslocam do OP, cruzam os Andes e a Argentina, ao sul de 35°S, seguindo um caminho para leste-sudeste no Atlântico, enquanto a frente fria associada ao centro de baixa pressão move-se para nordeste. Os sistemas frontais de inverno atingem latitudes mais baixas do que aqueles que ocorrem no verão, cuja passagem tende a se restringir ao S e SE brasileiro (Andrade e Cavalcanti, 2004).

Ao estudarem os tipos de sistemas frontais que passam pela AS (Andrade e Cavalcanti, 2004) identificaram um grupo de sistemas que apenas alcança o Sul do Brasil e deslocam-se para o oceano. Os autores observaram, nestes casos, o aumento do movimento subsidente ao norte da banda frontal que pode impedir o deslocamento da frente para o norte. A intensificação da ASAS tende a aumentar o movimento subsidente compensatório, devido ao fortalecimento de sua circulação anticiclônica. A influência da posição da ASAS sobre a precipitação no sul da AS foi observada nos estudos de Camilloni et al. (2004), destacando que seu posicionamento mais ao sul pode favorecer ao aumento (diminuição) da precipitação sobre o Sul do Brasil, Uruguai e Argentina (Sudeste brasileiro).

Eventos de precipitação são mais relacionados a transientes e modos de menor escala da circulação atmosférica. Entretanto, estes transientes são transportados pelo escoamento médio, contribuindo para anomalias sazonais, e são modulados pela variabilidade de baixa frequência, causada pelos eventos El Niño e La Niña, favorecendo ou suprimindo a precipitação sobre o sul da AS (Grimm, 2000). Marton e Silva Dias (2001) destacaram que o controle da baixa frequência intrasazonal sobre frequências mais altas é um aspecto importante e pode determinar a intensidade e duração de um evento ZCAS.

Os resultados deste experimento sugerem a influência da persistência das anomalias de TSM, sobre o OA sul subtropical, na geração de padrões de circulação atmosférica que influenciam o direcionamento e a atuação dos sistemas frontais de verão sobre o S e SE do Brasil, os quais podem alterar o padrão de convecção na região da ZCAS. Indica também que perturbações geradas na região ZCAS são acompanhadas por variações de mesmo sinal na convecção sobre a ZCPS e ZCIS, via trens de ondas. Além disso, há uma significativa resposta interhemisférica através do padrão Eurásia, induzida pela anomalia de convecção na ZCAS. Portanto, a perturbação na região do OA sul subtropical pode gerar respostas locais e remotas. Destaca-se a influência das anomalias de TSM sobre essa região do OA no padrão de precipitação sobre o S e SE do Brasil. Estes resultados também mostram a grande sensibilidade

do modelo CPTEC-COLA à forçante nesta região dos subtropicais e sua capacidade em reproduzindo padrões de teleconexões conhecidos na literatura.

7.2.3 – Análise dos campos modelados no EOPS

No EOPS considerou-se a TSM observada defasada (SON) sobre a região no OP subtropical (Figura 7.1b) e TSM climatológica no restante dos oceanos. Portanto, a TSM sobre a caixa no OP é mais fria do que a TSM observada e climatológica para essa região, conforme mostrado na Figura 7.2b.

A Figura 7.4c mostra as diferenças entre o campo de PNM médio em DJF obtido pelo EOPS e o obtido no CTR. Destaca-se o aumento da PNM em áreas de TSM mais fria na caixa do OP e também ao sul desta região, alcançando o extremo sul da AS. Há um gradiente zonal da PNM sobre a região forçada e a área vizinha no OP oeste, marcados por uma PNM mais alta e mais baixa, respectivamente. Na fronteira noroeste da região com TSM alterada observa-se o aumento dos fluxos de calor latente e sensível da superfície (Figura 7.6c e 7.6f). O aumento da evaporação (calor latente) nesta região pode ser favorecido pelo aumento do gradiente de PNM, que é oposto ao gradiente meridional de TSM, com a intensificação do vento na superfície (Figura 7.8b). Não foi observado aumento da radiação solar que alcança a superfície do oceano na fronteira noroeste da região alterada (Figura 7.7b), que contribuiria para aquecimento do oceano e ao aumento do contraste térmico ar-mar. Logo, sugere-se que o aumento do fluxo de calor sensível nesta área pode ter sido favorecido pelo aquecimento da TSM via convergência (Figura 15b) e “downwelling”, decorrente ao abaixamento da PNM no oeste da região da forçante. Destaca-se também o aumento do fluxo de calor sensível na fronteira sudeste da caixa (Figura 7.6f). Neste caso o aumento do fluxo de calor sensível pode estar associado ao aumento da TSM induzido pelo aumento da radiação solar incidente na superfície, pois o aumento da pressão em superfície tende a reduzir a nebulosidade devido ao movimento subsidente. Nota-se, através do campo de radiação de onda curta, que o maior aumento na radiação solar que alcança a superfície, ao comparar com o controle, ocorre na fronteira sudeste da caixa (Figura 7.7b).

Há outras variações da PNM decorrentes do experimento (Figura 7.4c). Observa-se a diminuição da PNM na faixa subtropical do OA sul e o aumento da PNM no extremo sul da AS. Como pode ser notado nesta figura, as variações na PNM sobre a AS e OA sul subtropical são opostas e de menor amplitude do que as resultantes do EOAS. Verifica-se através dos campos de

função de corrente e vento em 850 hPa (Figuras 7.11c e 7.12c) o aumento da intensidade do trem de ondas que leva à circulação anticiclônica e ciclônica que acompanham as variações na PNM. Visualizando estes campos de função corrente em altos níveis, observa-se uma estrutura com tendência barotrópica do par anticiclone/ciclone, localizado em latitudes médias no sul da AS e OA sul. Porém, há um pequeno cisalhamento vertical do vento sobre esta região (Figura 7.10b) em médias latitudes, destacando a baroclinia do sistema. Nota-se, igualmente ao caso do experimento do OA, que perturbações geradas nos subtropicais tendem a gerar padrões baroclínicos em latitudes médias e barotrópicos em latitudes altas. Este fato pode ser verificado através do corte vertical em latitude no campo de função de corrente (Figura 7.13b).

Através da diferença (EOPS – CTR) no campo de divergência em baixos níveis (Figura 7.15b) são destacados núcleos sucessivos de divergência-convergência, numa banda orientada sudoeste-nordeste dos Andes (aproximadamente 45°S) até o OA subtropical em aproximadamente 30°S. Esta configuração sugere um deslocamento similar ao do centro de baixa pressão associado à frente fria, conforme comentado anteriormente. Em altos níveis há aumento da convergência no Brasil central e Sul, e uma diminuição da convergência no OA e OP adjacente.

Avaliando o potencial de velocidade em altos e baixos níveis sobre o OP (Figura 7.14c), o que mais se destaca com a inclusão da região de TSM alterada é o aumento da convergência (divergência) em baixos (altos) níveis sobre OP central na fronteira oeste desta região, em concordância com o campo de divergência (Figuras 7.14c e 7.15c). Nesta região atua a ZCPS, cuja orientação é para sudeste entendendo-se da região da Nova Guiné à aproximadamente 30°S-120°W. No oeste, a ZCPS está ligada a ZCIT sobre a piscina quente do Pacífico, no leste, a ZCPS é mantida pela interação de ventos alísios e distúrbios transientes de oeste em latitudes médias (Kiladis et al., 1989). Vários estudos sugerem uma relação da atividade convectiva na ZCPS e na ZCAS em escalas intrasazonal e interanual (Casarin e Kousky, 1986; Grimm e Silva Dias, 1995; Lenters e Cook, 1999). Grimm e Silva Dias (1995) destacaram que a convecção na ZCPS, quando a zona está mais a leste da sua posição climatológica, é um fator importante na produção de anomalias de circulação na AS, sobre a ZCAS. Foi também sugerido que a conexão no verão entre a ZCAS e o ENOS parece ser indireta através do impacto no ENOS na ZCPS.

Através da variação nos campos de vento e função de corrente em altos níveis (Figuras 7.11c e 7.12c), pode-se notar um trem de ondas sobre o OP e OA sul, na região do jato

subtropical, o qual se intensifica sobre o OP sudeste. Observa-se, também, um desvio do escoamento em altos níveis, devido à circulação ciclônica intensificada, que pode, potencialmente, influenciar no deslocamento dos transientes para latitudes mais altas da AS. Há uma diferença com relação ao padrão do trem de ondas mencionado em comparação ao destacado no EOAS, pois neste caso verifica-se uma pequena curvatura do trem sobre o OP sudeste, região da forçante. Em termos de padrões de teleconexões, é conhecido o padrão de onda PSA (*Pacific South American*) que também apresenta uma curvatura, porém a curvatura do PSA inicia-se no OP tropical oeste, gerando anomalias de convecção sobre o sudeste da AS. Os modos PSA estão associados à convecção tropical em ambas as bandas interanual e intrasazonal (Mo e Higgins, 1998; Mo e Paegle, 2001). Talvez este trem de ondas identificado no experimento, represente apenas um trecho do padrão PSA, a partir da ZCPS. Grimm (1992) verificou, através de funções de influência, que há uma sensibilidade da resposta sobre a AS em relação à posição da convecção na ZCPS. Por exemplo, situações em que a ZCPS está deslocada para sudeste de sua posição climatológica produz uma anomalia positiva de função de corrente em altos níveis no sudeste da AS, destacando a região da ZCAS. No caso em que a divergência anômala está mais próxima da posição climatológica da ZCPS, a resposta produzida é deslocada para leste em relação à situação anterior, com destaque no OA sul. Neste experimento o campo de anomalia de função de corrente em altos níveis próximo da região AS e OA, apresenta similaridades ao observado por Grimm (1992) no caso em que se considerou a ZCPS em sua posição climatológica (Figura 7.12c).

Igualmente ao caso do EOAS, é verificado nos campos de vento e função de corrente em altos níveis (Figuras 7.11c e 7.12c) um padrão de trem de ondas bem definido sobre latitudes médias do hemisfério norte, na região do jato subtropical. Este padrão é semelhante ao padrão Eurásia que pode ser excitado por anomalias de convecção na ZCAS. A conexão ZCPS – ZCAS – padrão Eurásia pode ocorrer via oscilação intrasazonal (30-60 dias) ou interanual (pelo ENOS) (Grimm e Silva Dias, 1995). Em resumo, Grimm e Silva Dias (1995) destacam que anomalias na convecção na ZCPS podem influenciar a convecção na ZCAS que pode estimular o trem de ondas Eurásia.

Em geral as diferenças encontradas entre o resultado do EOPS e o CTR, sobre a AS, são de menor amplitude do que no caso do EOAS. Isto reflete também na pequena diferença da precipitação simulada no experimento do OP em relação à rodada de controle sobre a AS (Figura

7.5c). Focalizando o S e SE do Brasil, que é a região de interesse, observa-se uma pequena redução na precipitação no Sul (PR e SC) e um pequeno aumento da precipitação no Sudeste (litoral de SP, norte de MG e ES). Esta característica parece indicar uma fase do dipolo de precipitação de verão, caracterizado por anomalias opostas na chuva sobre estas regiões. Um dipolo de precipitação sobre o S e SE do Brasil foi destacado em estudos que focalizaram diferentes escalas temporais, tais como a intrasazonal (Paegle e Mo, 1997; Castro e Cavalcanti, 2003; Ferraz, 2004), interanual (Natori, 2003) e interdecadal (Robertson e Mechoso, 2000).

O resultado deste experimento mostra também um aumento da precipitação no setor do OA sul central, com orientação noroeste-sudeste, que se assemelha aos casos de episódios de ZCAS. Carvalho et al. (2004) classificaram diferentes eventos de ZCAS em quatro categorias relacionadas à posição, sendo duas continentais (fraca e forte) e duas oceânicas (fraca e forte). Foi destacada para as categorias oceânicas a configuração dinâmica dos ventos em baixos níveis associada com anomalias anticiclônicas sobre o OA subtropical oeste.

Nota-se um pequeno aumento no fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa de sul, sobre OA sudoeste, que alcança a costa do SE brasileiro (Figura 7.9b). Este fluxo é favorecido pelo efeito de tunelamento causado pelas circulações anticiclônica e ciclônica vizinhas, com a intensificação dos ventos (Figura 7.11c). Apesar do aumento no fluxo umidade de sul para o SE brasileiro ser pequeno, em comparação ao observado na região da forçante no OP, pode contribuir para a sustentação da precipitação na região da ZCAS.

A configuração observada devido ao aumento da PNM no extremo sul da AS e à diminuição da PNM no OA sudoeste, é caracterizada pela circulação anticiclônica e ciclônica, respectivamente (Figura 7.11a). Esta estrutura favorece a intensificação de um escoamento de sul na costa sudeste da AS, que pode contribuir para a penetração dos transientes em regiões litorâneas de latitude mais baixas e, conseqüentemente, ao aumento da chuva no litoral do Sudeste brasileiro.

Em termos das regiões pluviométricas homogêneas consideradas neste trabalho, a correlação da precipitação com o vento meridional em altos níveis é pouco significativa (Figura 7.16b). Porém, destaca-se para algumas regiões de precipitação, situadas no SE brasileiro (regiões 3, 4, 5 e 6), padrões de correlação com núcleos de sinais opostos sucessivos, distribuídos no setor da AS ao OA. Dependendo da região pluviométrica este padrão tem orientação dos subtrópicos para os trópicos ou orientação zonal na faixa subtropical. Para as regiões 3 e 5

(interior de SP e Sul de MG) o padrão de correlação sobre AS-OA é caracterizado pela configuração de dois trens de ondas, um em sentido à região tropical e outro que se mantém nos subtropicais.

De maneira geral os resultados deste experimento indicaram apenas uma fraca relação da TSM defasada sobre o OP subtropical e a precipitação de verão sobre o S e SE do Brasil, que afeta a precipitação na ZCAS mais continental. Portanto, não é possível concluir que a TSM sobre esta região do OP subtropical afeta diretamente a precipitação sobre o sudeste da AS. Há estudos referenciados indicando que esta região do OP faz parte do caminho seguido por padrões de trens de ondas, emanados dos trópicos, que alcançam o sul da AS. Talvez, esta área do OP subtropical forçada no experimento, assim como o sul da AS, responda à forçantes tropicais.

Visto que nos resultados deste experimento são observadas alterações nos padrões atmosféricos sobre o Atlântico Sul, pode-se sugerir que a precipitação sobre S e SE brasileiro tenha sofrido influência local do OA sul. Mo e Hakkinen (2001) mostraram que as anomalias de TSM no OA sul são positivamente correlacionadas com anomalias de TSM no Pacífico tropical num ciclo quase bienal, sendo que anomalias quentes no OA sul são iniciadas por um trem de ondas do tipo PSA. Outros trabalhos também sugerem um sinal discernível no OA sul associado a eventos ENSO (Sterl e Hazelezer, 2003; Grimm, 2003; Mechoso, 2003).

7.3 – Escoamento anômalo associado às anomalias precipitação dos experimentos

Aravéquia e Silva Dias (2004) desenvolveram uma ferramenta interativa que possibilita, através do uso do modelo da água rasa e das funções de influência associadas ao efeito de fontes de massa (interpretadas como fonte de calor), avaliar a contribuição da região da forçante para a configuração do campo de anômalo observado. Nesta ferramenta a resposta divergente do modo interno do modelo da água rasa, a uma fonte de massa selecionada através de um recurso gráfico, é usada como a fonte de massa na integração da função de Green (função de influência) para obter a resposta estacionária. Assim, a partir de um campo anômalo de precipitação, pode-se selecionar a parte do campo de anomalia a ser usada como fonte de massa para o modelo e então a ferramenta fornece a configuração do escoamento anômalo associado a esta forçante.

Utilizou-se a ferramenta desenvolvida por Aravéquia e Silva Dias (2004) para obter o campo anômalo de altura geopotencial em altos níveis em resposta às anomalias de precipitação resultantes das diferenças entre a precipitação modelada em cada experimento (EOAS e EOPS) e

a precipitação modelada pela rodada de controle (CTR). Portanto, utilizou-se os campos de anomalia precipitação apresentados nas Figuras 7.5b e 7.5c para selecionar as áreas da forçante. O estado básico considerado foi de janeiro para todos os casos avaliados.

No caso do EOAS as áreas do campo de anomalia de precipitação selecionadas como forçantes foram: (a) área entre a faixa de 40°S a 20°N de todo o globo, marcada pelo campo de anomalia de precipitação destacado na Figura 7.5b; (b) área do dipolo de precipitação sobre o oeste do OA sul; (c) núcleo sul do dipolo destacado em (b) (anomalia negativa de precipitação); (d) núcleo norte do dipolo destacado em (b) (anomalia positiva de precipitação); (e) área do dipolo de precipitação na parte norte da região da ZCPS (norte da Austrália ao OP central); (f) área do dipolo de precipitação na região da ZCIS (Sul e Sudeste da África).

A Figura 7.17 mostra os resultados obtidos com a ferramenta para as regiões selecionadas (a - f) do campo de anomalia de precipitação do EOAS. Os contornos mostram o resultado da anomalia de altura geopotencial em 200 hPa e os sombreados mostram as regiões com valores significativos da forçante usada na integração da resposta.

A resposta associada ao campo completo da anomalia de precipitação do EOAS (Figura 7.17a), mostra um padrão de trem de ondas com configuração zonal em médias latitudes do HS, que emana da região de maior anomalia de precipitação, OA sudoeste, até o sudoeste da Austrália. Este padrão é semelhante ao obtido através da anomalia de função de corrente em altos níveis resultante do EOAS (Figura 7.12b). Neste caso a resposta sobre o HN é mais fraca do que a resultante do EOAS. Selecionando apenas a área com o dipolo precipitação sobre o OA sul, vizinhanças da AS, nota-se uma resposta muito parecida à verificada considerando todo o campo de precipitação (Figura 7. 17b). Um padrão de trem de ondas zonal similar é encontrado em resposta ao núcleo sul do dipolo de precipitação sobre o OA sudoeste (Figura 7. 17c). Isto indica que anomalias negativas de precipitação no sudoeste do OA sul tendem a forçar um tem de ondas sobre latitudes médias do HS que cruza o oceano índico, favorecendo a formação de um cavado no sudoeste do Oceano Índico que pode contribuir para o aumento da precipitação em parte da região da ZCIS. A resposta no HN aparece ao se destacar a forçante sobre o oeste do OA sul tropical, sendo caracterizada por um trem de ondas interhemisférico semelhante ao padrão Eurásia. Uma resposta em latitudes médias do HN, sobre o OP, também é observada ao selecionar como forçante as anomalias de precipitação sobre a faixa norte da região da ZCPS. Neste caso o trem de ondas destaca-se sobre a região do OP norte, parecendo fazer parte do

padrão Eurásia. Estes resultados confirmam alguns aspectos anteriormente destacados que indicam a relação ZCAS - ZCIS - ZCPS e padrão Eurásia. Além disso, destaca a importância das anomalias de TSM no OA sudoeste para gerar o tipo de resposta obtida pelo EOAS, local e remota.

Com base no campo de anomalia de precipitação do EOPS a função de influência foi integrada com forçantes nas seguintes áreas: (g) faixa de 40°S a 20°N de todo o globo, marcada pelo campo de anomalia de precipitação destacado na Figura 7.5c; (h) área do dipolo de precipitação o centro do OP sul (sul da ZCPS); (i) núcleo sul do dipolo destacado em (h) (anomalia negativa de precipitação); (j) núcleo norte do dipolo destacado em (h) (anomalia positiva de precipitação); (k) área do dipolo de precipitação no norte da Austrália e Indonésia; (l) região do OA sul sudoeste;

A resposta no escoamento associado a forçante de anomalia de precipitação (EOPS - CTR) sobre todo o globo, mostra um trem de ondas, em forma de arco, da região do OP sul central ao sudeste do OA cruzando o extremo sul da AS (Figura 7.18a). A origem do trem de ondas é a região da forçante de TSM utilizada no EOPS. Uma resposta semelhante no campo de função de corrente em 200 hPa é capturada pelo modelo através do EOPS (Figura 7.12c). Observa-se que esta resposta é mantida ao selecionar como forçante somente a região sul do dipolo de precipitação no OP sul central, indicando que esta região sobre o OP subtropical gera um trem de ondas que alcança o OA sudoeste, estabelecendo um cavado em altos níveis sobre o extremo sudoeste do OA sul, sendo esta estrutura favorável ao aumento da precipitação em parte da região da ZCAS (litoral do SE e oceano adjacente). Uma fraca resposta é observada em latitudes médias do HN neste caso (Figura 7.18c), destacando somente a um trem de ondas da América do Norte à Europa. Porém, através do EOPS é obtido um trem de ondas bem definido ao longo de todo o globo que é similar ao Eurásia, sobre latitudes médias do HN. A resposta interhemisférica é evidenciada ao selecionar como forçante as anomalias de precipitação sobre parte da região da ZCPS (norte da Austrália e Indonésia) e o núcleo norte do dipolo de precipitação sobre o centro do OP sul subtropical (Figura 7.18d e 7.18e, respectivamente). Esses resultados indicam que forçantes no OP subtropical central (sobre parte da região da ZCPS) geram respostas remotas sobre o oceano OA sudoeste (e região da ZCAS), e resposta interhemisférica sobre latitudes médias do HN, ao longo do globo.

7.4 – Conclusão

Os resultados de ambos os experimentos, com a TSM defasada (SON) sobre as regiões com TSM alterada, mostraram modificações opostas na precipitação de verão sobre o S e SE do Brasil. No caso da forçante no OP (OA) subtropical a precipitação aumentou (diminuiu) sobre a região da ZCAS e diminuiu (aumentou) sobre o extremo Sul do Brasil. Entretanto é importante destacar que a amplitude da alteração é maior no caso do experimento do OA, indicando a forte resposta local do modelo a anomalias de TSM. A forte resposta local foi observada na região das caixas de TSM defasada sobre os dois oceanos. Como a caixa do OA está na vizinhança do S e SE do Brasil, sua influência na precipitação simulada é bastante marcada. Grimm et al. (2002) também observou a forte resposta local do modelo CPTEC/COLA às anomalias de TSM, destacando uma simulação razoavelmente boa da precipitação na AS em relação a forçante remota no OP equatorial.

No caso do EOAS a perturbação gerada na TSM no OA sudoeste afeta localmente a circulação atmosférica, intensificando a ASAS e mantendo-a numa configuração desfavorável para que os transientes atinjam o SE brasileiro. Observou-se também, devido a forçante imposta, o surgimento de padrões de trens de ondas no HS e interhemisférico. O padrão do trem de ondas zonal sobre de latitudes médias do HS pode contribuir para que transientes alcancem a AS e podem representar a ligação ZCAS-ZCIS-ZCPS. O padrão interhemisférico é similar ao conhecido padrão Eurásia, que de acordo com a literatura, pode ser excitado por anomalias na ZCAS.

Através do uso da ferramenta interativa desenvolvida por Aravéquia e Silva Dias (2004), foi possível confirmar os padrões de teleconexões capturados pelo EOAS e determinar a região da forçante que é mais importante para o estabelecimento da resposta remota. A resposta no escoamento anômalo associado a todo o campo de anomalia de precipitação (EOAS-CTR) apresenta padrões similares aos capturados pelo modelo. Tal ferramenta auxiliou na identificação das principais áreas onde a convecção anômala força as respostas observadas. Assim, foi observado que a região da forçante considerada no EOAS, excita um trem de ondas com padrão zonal em latitudes médias do HS que possivelmente influencia a convecção na ZCIS. O trem de ondas interhemisférico está associado à precipitação anômala sobre o oeste do OA sul tropical e à convecção anômala em parte da região da ZCPS. Estes resultados confirmam a possível conexão ZCAS-ZCIS-ZCPS e padrão Eurásia.

Conforme já destacado, para o EOPS foi encontrada apenas uma fraca relação da TSM defasada sobre o OP subtropical e a precipitação de verão sobre o S e SE do Brasil. Através dos resultados do EOPS não foi possível concluir se a TSM sobre o OP subtropical afeta diretamente a precipitação nestas regiões ou se faz parte do caminho seguido por padrões de trens de ondas, emanados dos trópicos, que alcançam o sul da AS. Porém, através do uso da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004), foi possível visualizar claramente o cavado de altos, sobre o extremo sul do OA sudoeste, excitado por um trem de ondas oriundo da região do OP sul subtropical, área da forçante de TSM considerada no EOPS. No entanto, a resposta na precipitação é mais pronunciada na faixa litorânea do SE e sobre o oceano adjacente, devido a posição do cavado.

Foi também observado, através do EOPS, que o padrão de trem de ondas interhemisférico apresenta-se mais configurado do que no caso do EOAS. De acordo com os resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004), o trem de ondas interhemisférico é configurado devido às anomalias de convecção na parte norte da região da ZCPS, que são mais fortes no EOPS do que no EOAS.

Portanto, de maneira geral os resultados dos experimentos realizados mostram que o MCGA CPTEC/COLA é sensível às forçantes na região dos subtropicais e que este modelo é capaz de reproduzir os padrões de teleconexões conhecidos na literatura.

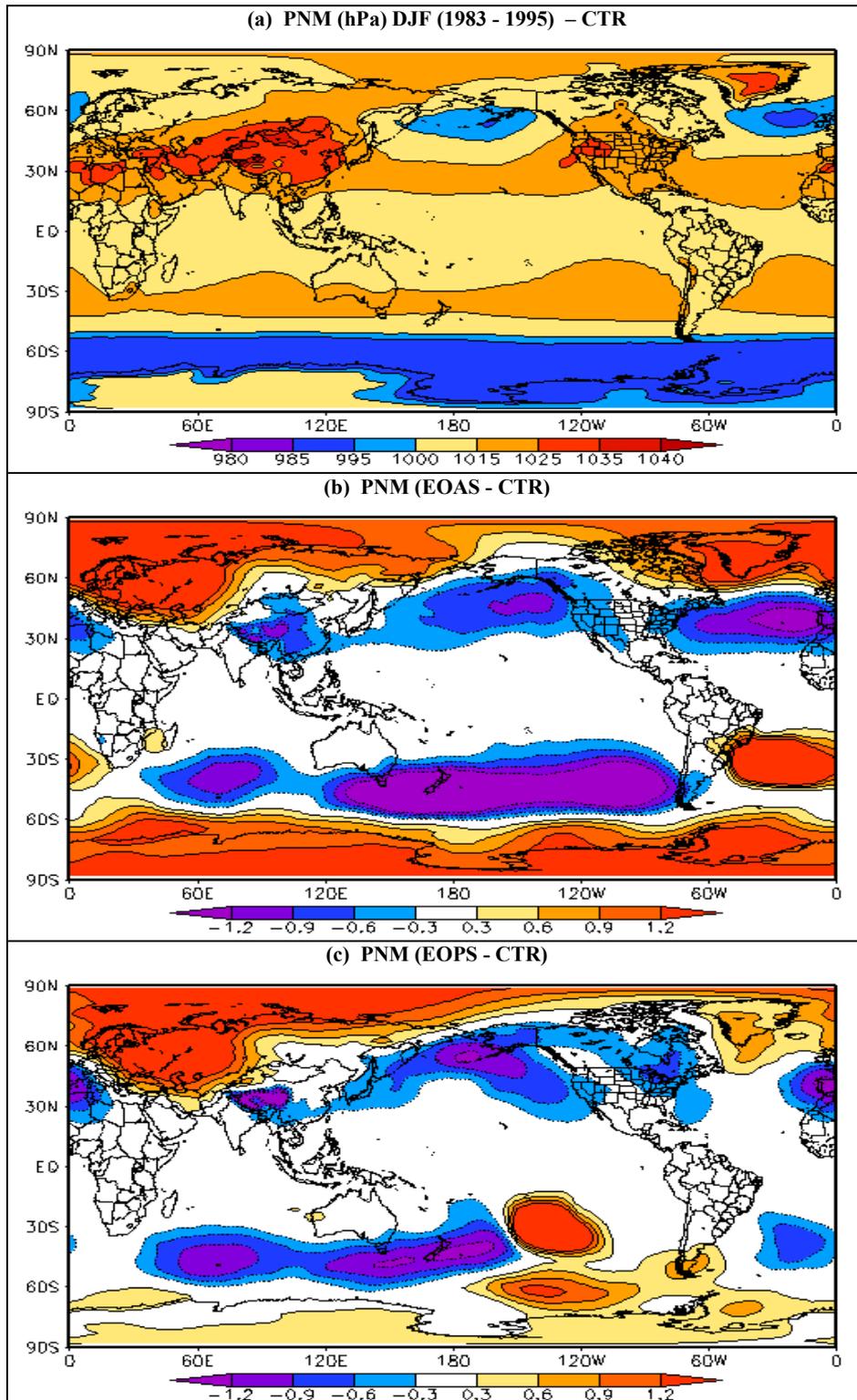


Figura 7.4: (a) Campo de PNM (hPa), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de PNM DJF simulado no experimento de OA e o campo de PNM DJF obtido pela rodada de controle (mostrado em a); (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.

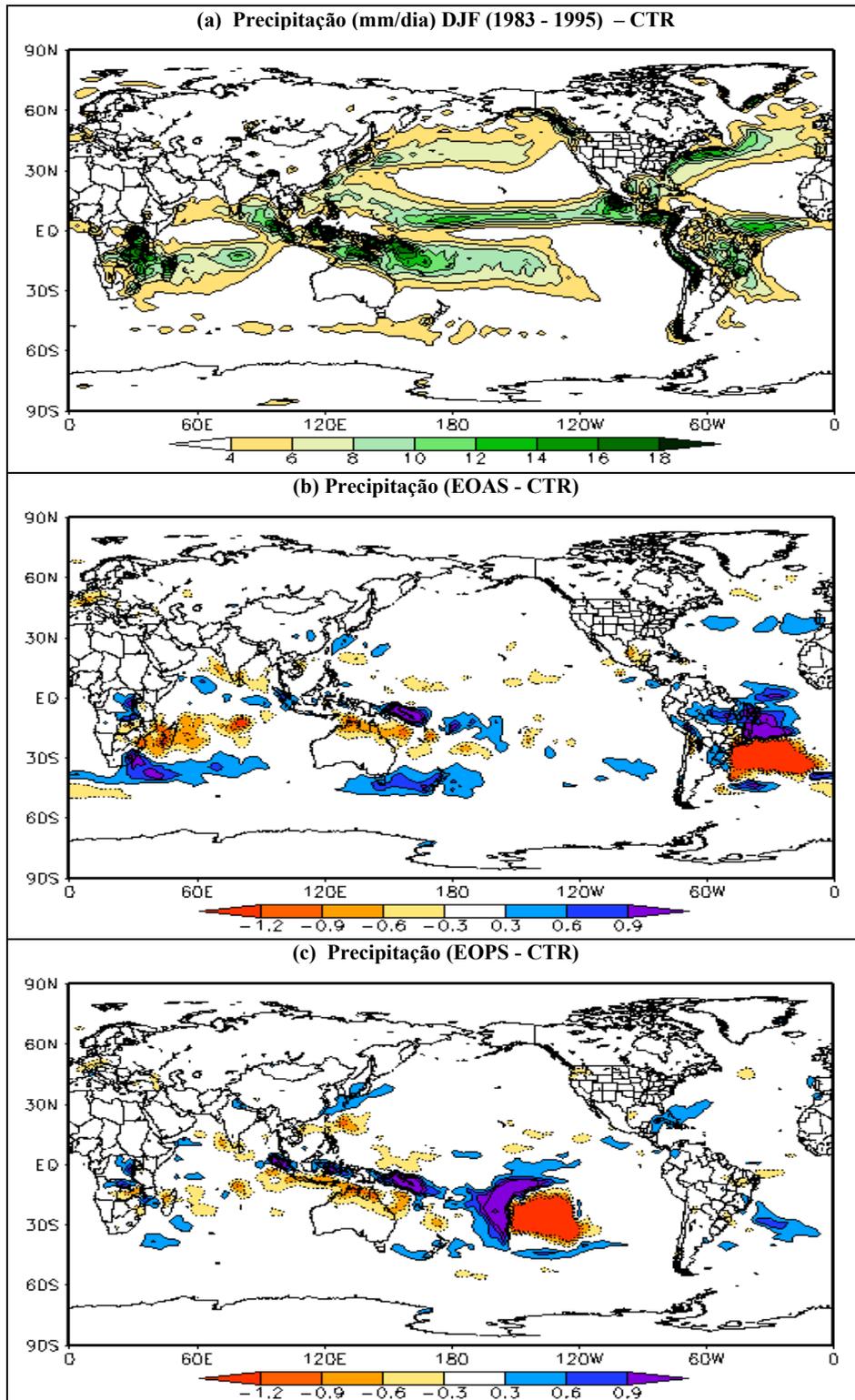


Figura 7.5: (a) Campo de precipitação (mm/dia), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de precipitação DJF simulado no experimento de OA e o campo de precipitação DJF obtido pela rodada de controle (mostrado em a); (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.

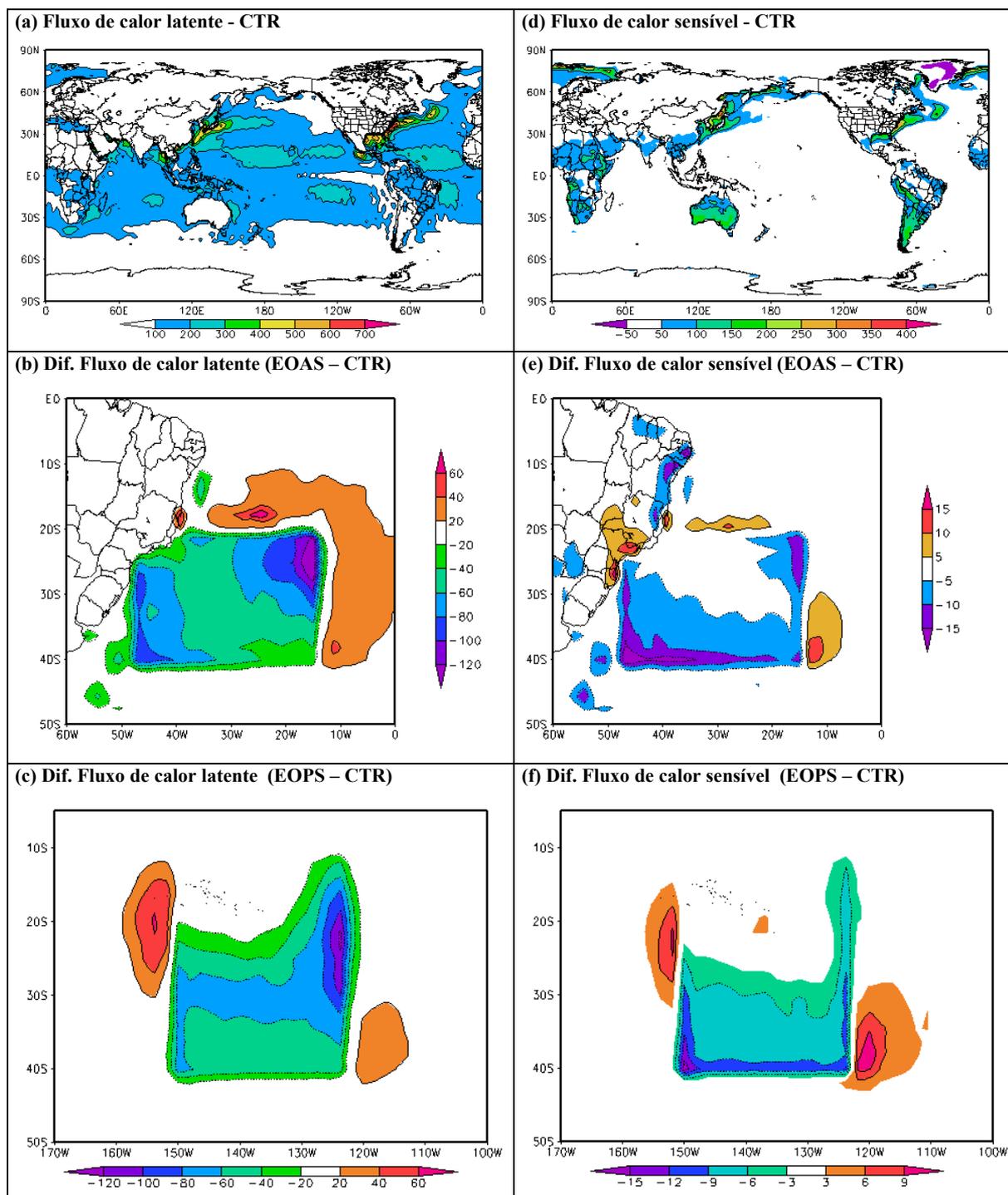


Figura 7.6: (a) Campo de fluxo de calor latente da superfície (W/m^2), médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre o campo de fluxo de calor latente da superfície DJF simulado no experimento de OA e o campo de fluxo de calor latente da superfície DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP. (d), (e) e (f), mesmo que (a), (b) e (c), respectivamente, exceto para o campo de fluxo de calor sensível.

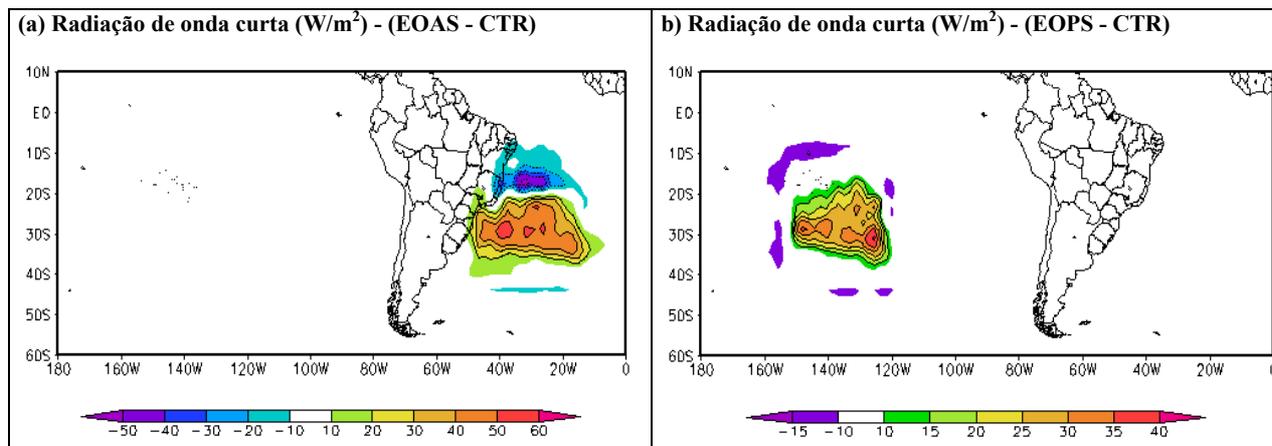


Figura 7.7: (a) Diferença entre o campo radiação de onda curta (W/m^2), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de radiação de onda curta DJF obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

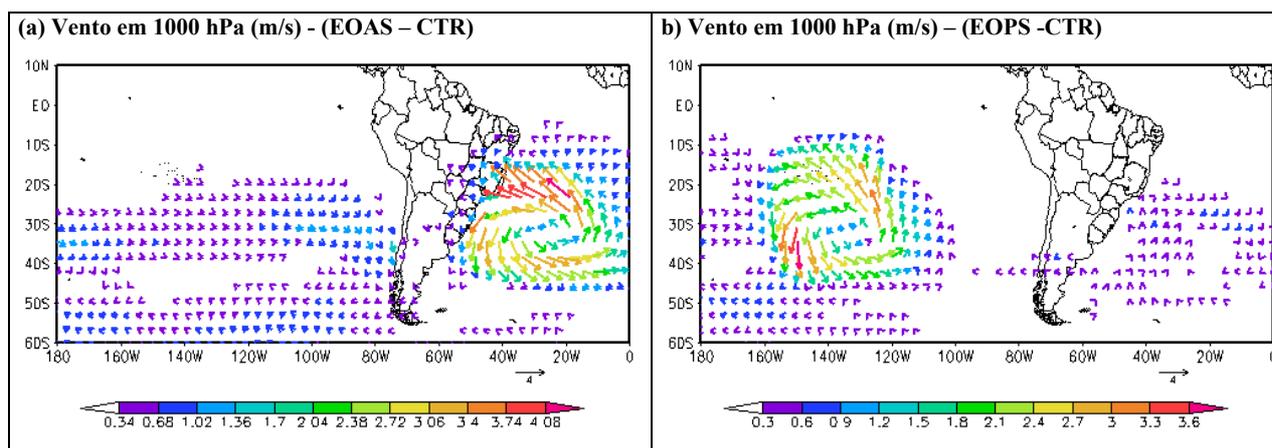


Figura 7.8: (a) Diferença entre o vento (m/s) em 1000 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

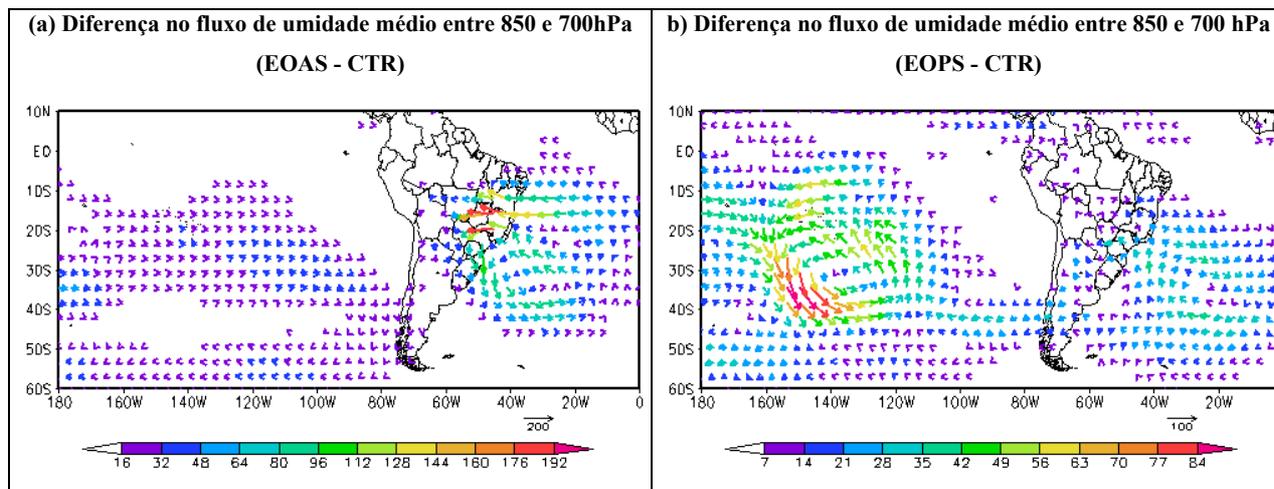


Figura 7.9: (a) Diferença entre campo de fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa (10^4 m/s), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de fluxo de umidade médio entre 850 e 700 hPa DJF obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

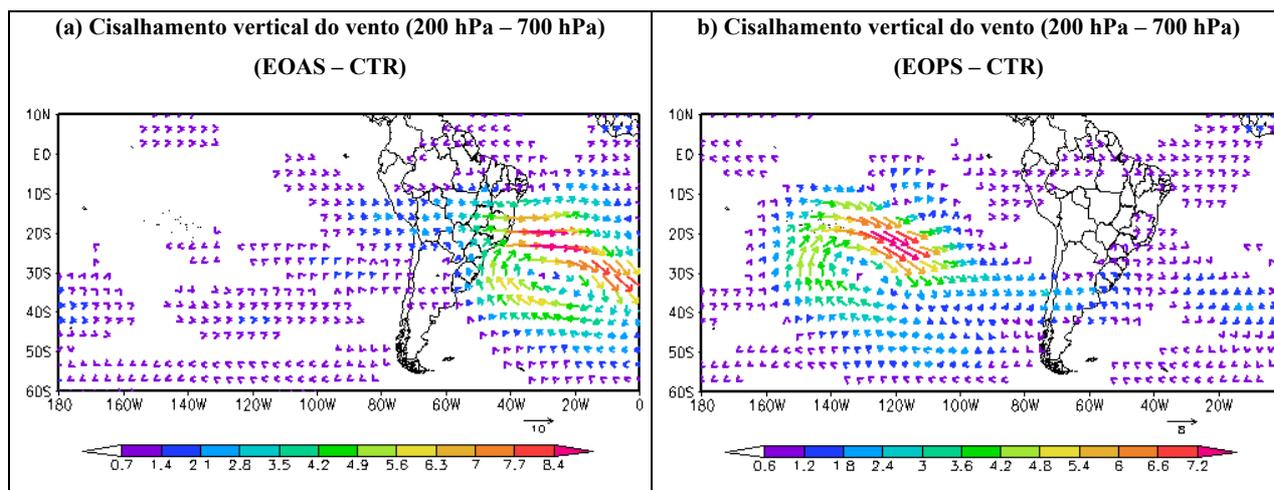


Figura 7.10: (a) Diferença entre o cisalhamento vertical do vento (m/s) (campos em 200 hPa menos 700 hPa), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

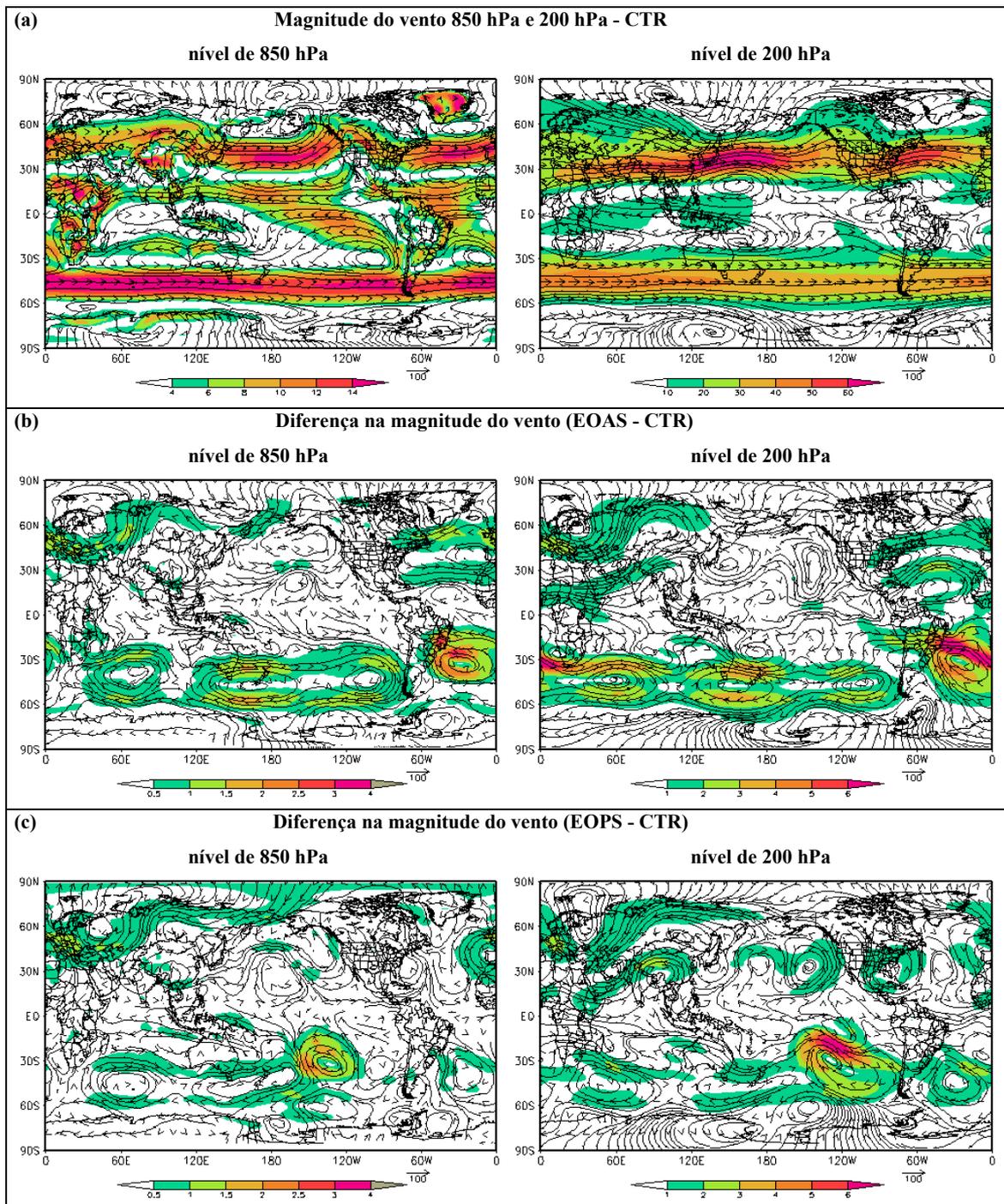


Figura 7.11: (a) Campos de linha de corrente e magnitude do vento em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulados pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de vento simulado no experimento de OA e o campo de vento obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.

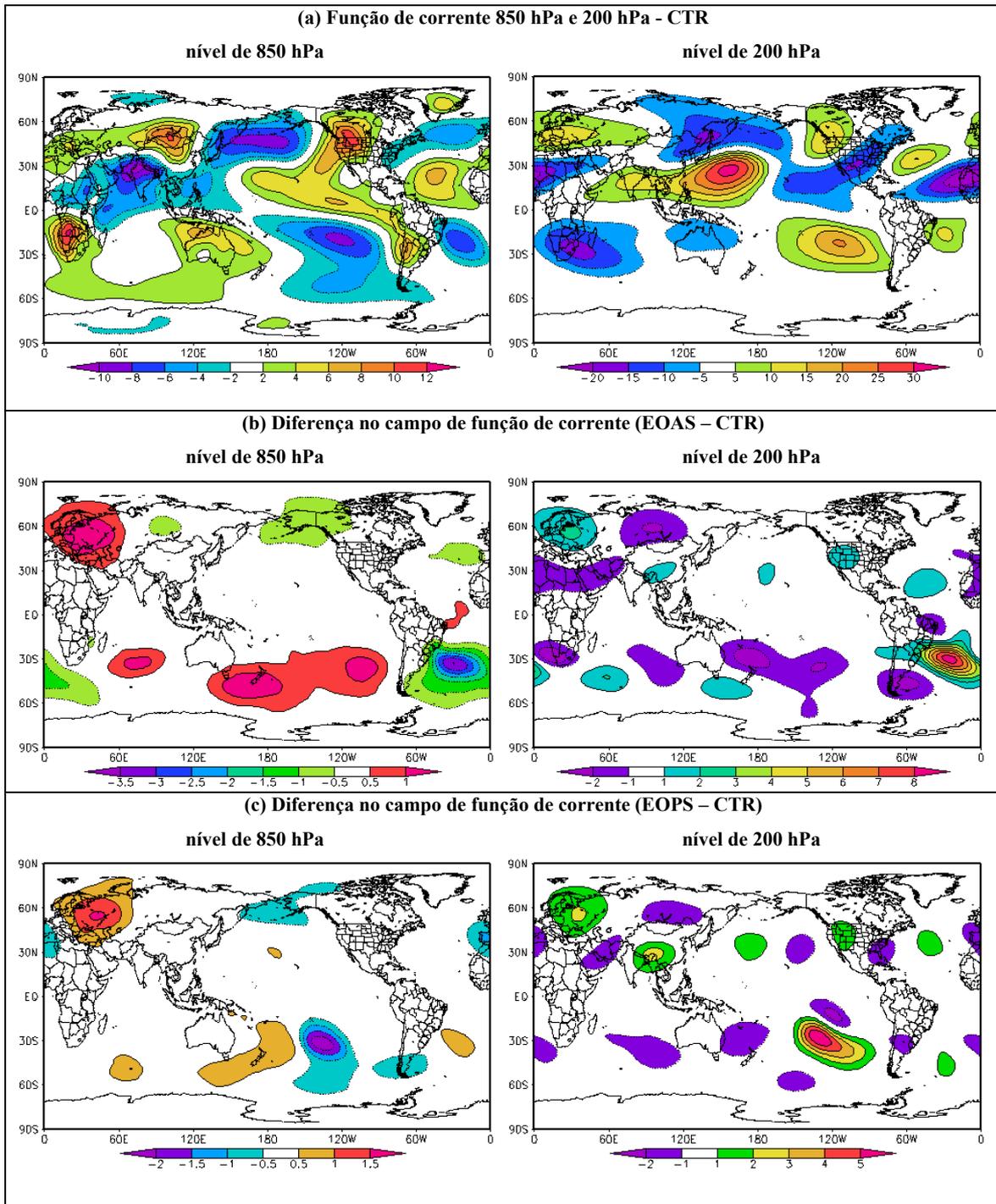


Figura 7.12: (a) Campo de função de corrente ($10^6 \cdot m^2/s$) em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulado pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de função de corrente simulado no experimento de OA e o campo de função de corrente DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.

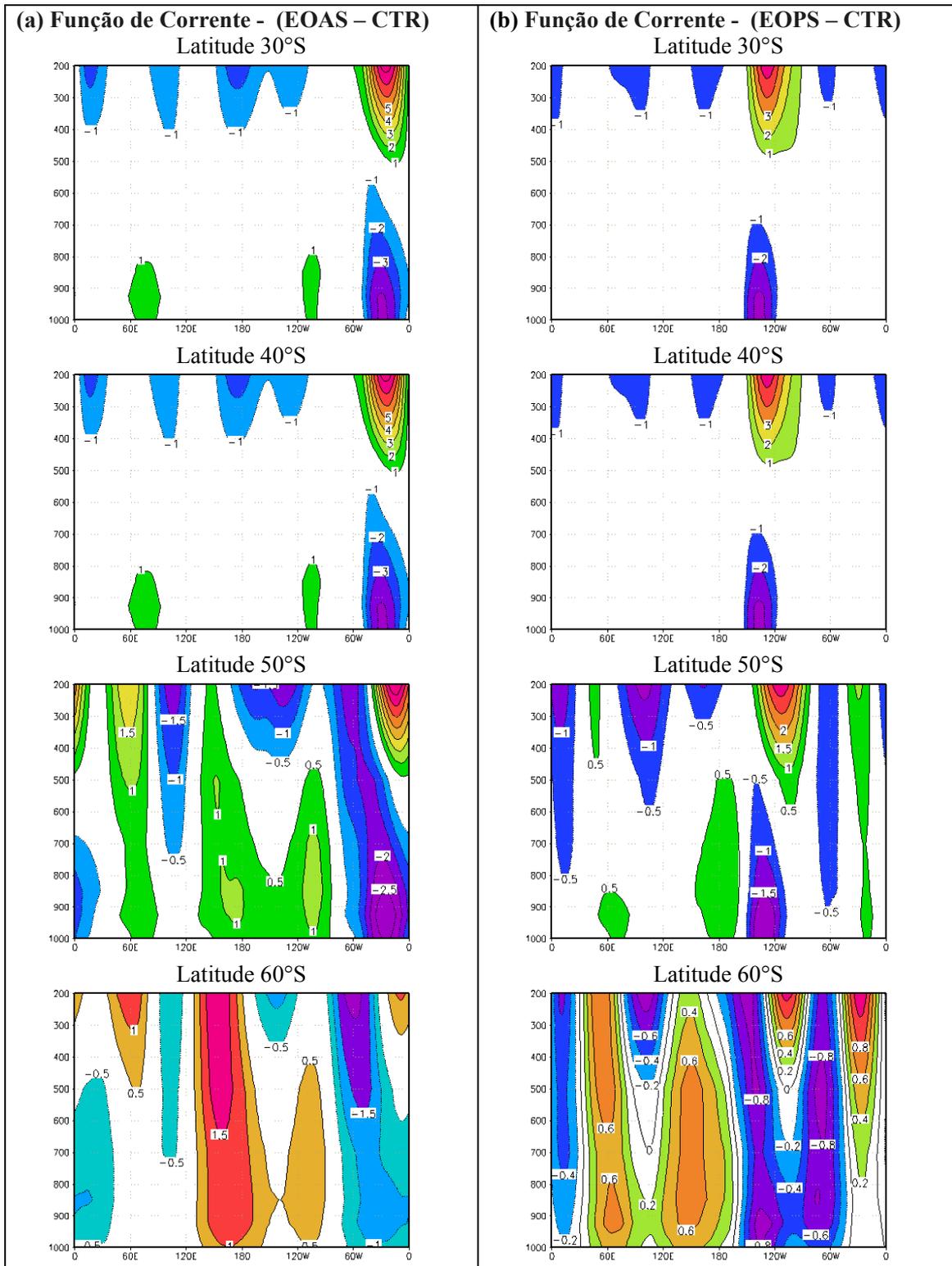


Figura 7.13: Corte vertical em latitude (30° , 40° , 50° , 60°) no campo de função de corrente ($10^6 \cdot \text{m}^2/\text{s}$), médio para DJF (1983-1995): (a) Diferença entre campo simulado no experimento de OA e o obtido pela rodada de controle com TSM climatológica, no trimestre de DJF; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

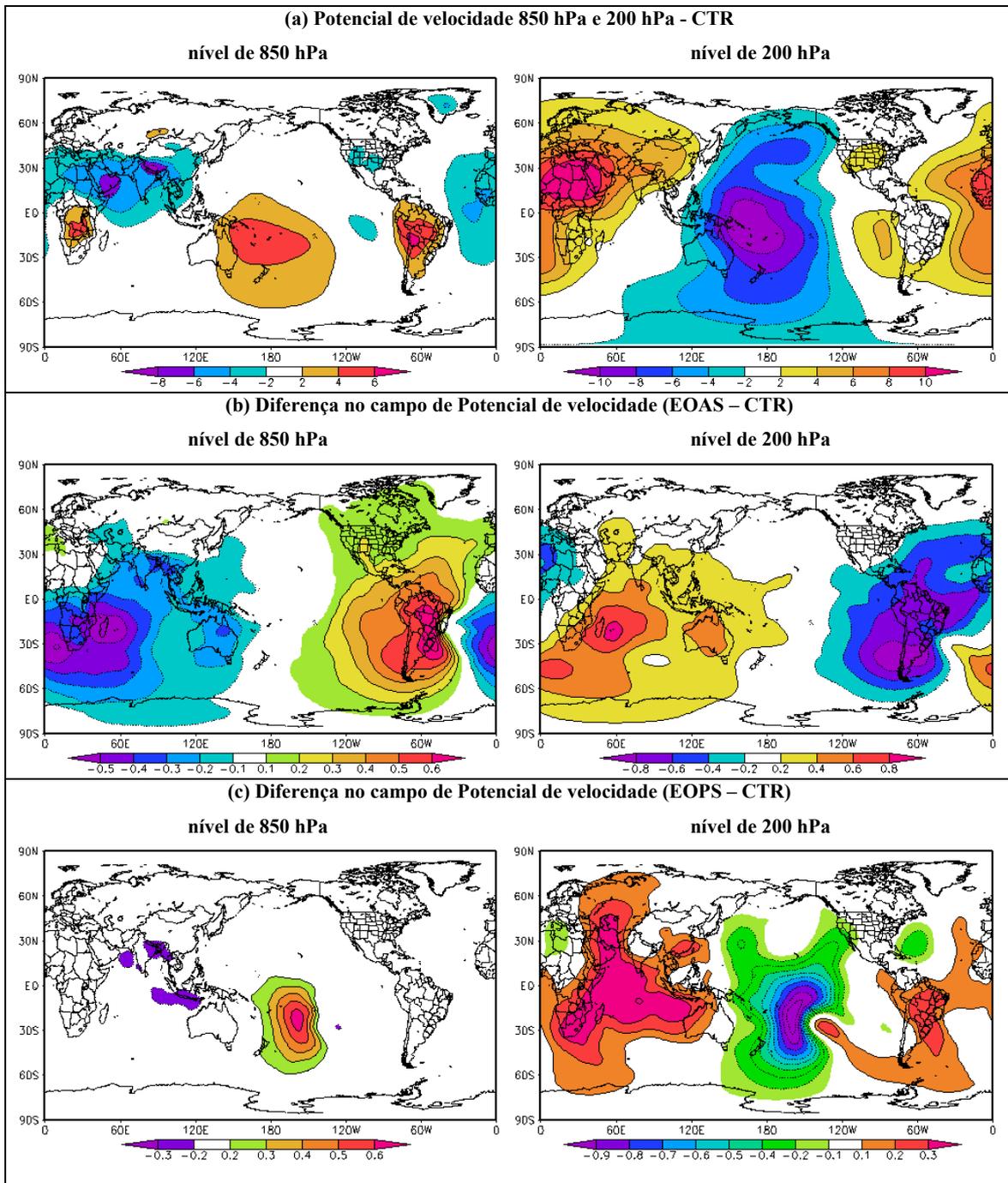


Figura 7.14: (a) Campo de Potencial de velocidade ($10^6 \cdot m^2/s$) em 850 hPa e 200 hPa, médio para DJF (1983-1995), simulados pelo modelo CPTEC/COLA na rodada de controle, utilizando TSM climatológica sobre todos os oceanos; (b) Diferença entre campo de Potencial de velocidade simulado no experimento de OA e o campo de Potencial de velocidade DJF obtido pela rodada de controle; (c) mesmo que (b), exceto para o experimento do OP.

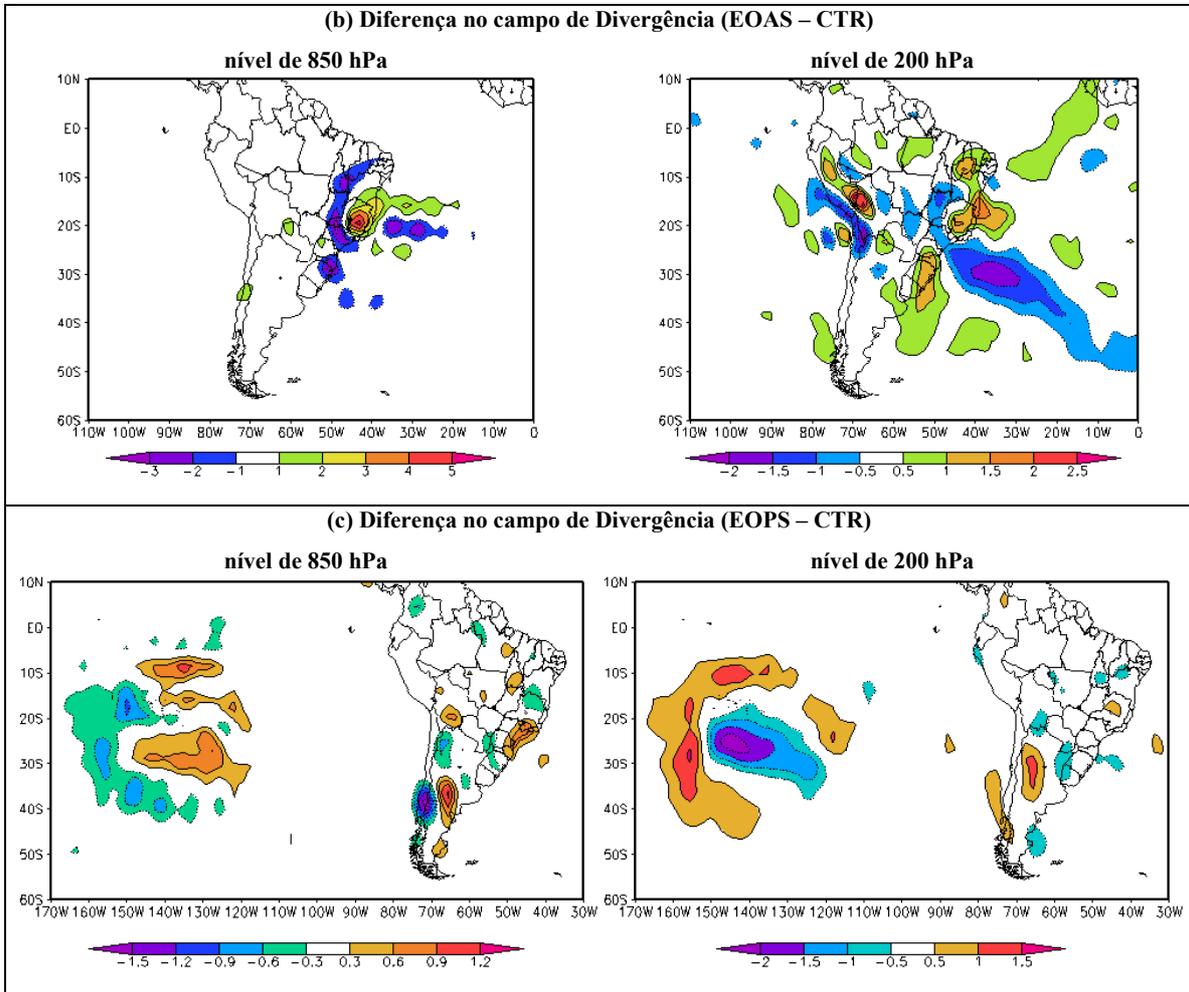


Figura 7.15: (a) Diferença entre o campo de Divergência ($10^{-6}/s$), médio para DJF (1983-1995), simulado no experimento de OA e o campo de Divergência em 850 hPa obtido pela rodada de controle com TSM climatológica; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP.

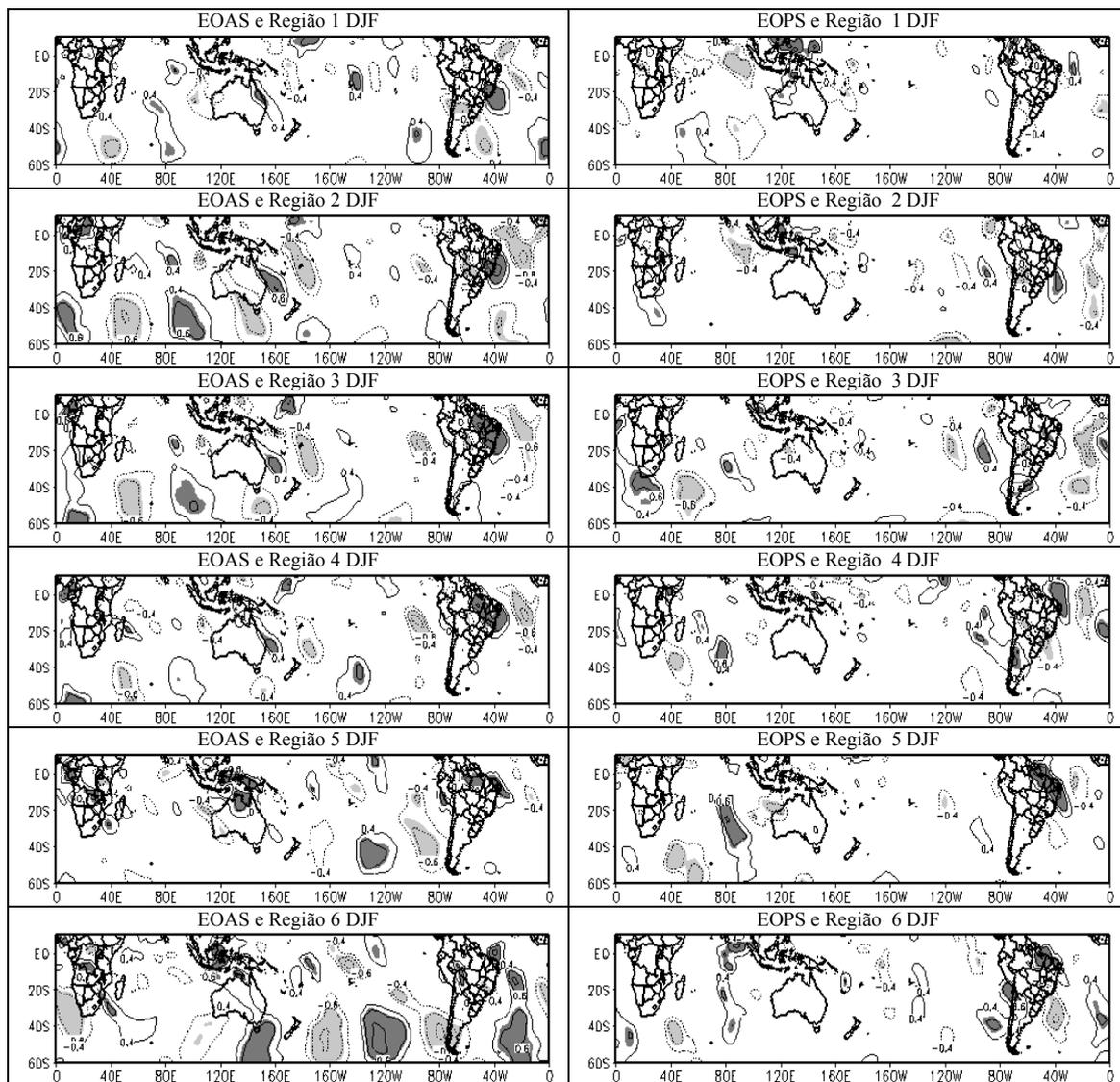


Figura 7.16: (a) Isolinhas de coeficientes de correlação entre a vento meridional em 200 hPa simulado no experimento do OA e a precipitação simulada média sobre cada região pluviométrica homogênea de DJF; (b) mesmo que (a), exceto para o experimento do OP. O sombreado destaca as regiões positivamente e negativamente correlacionadas, com nível de 0,05% (test t).

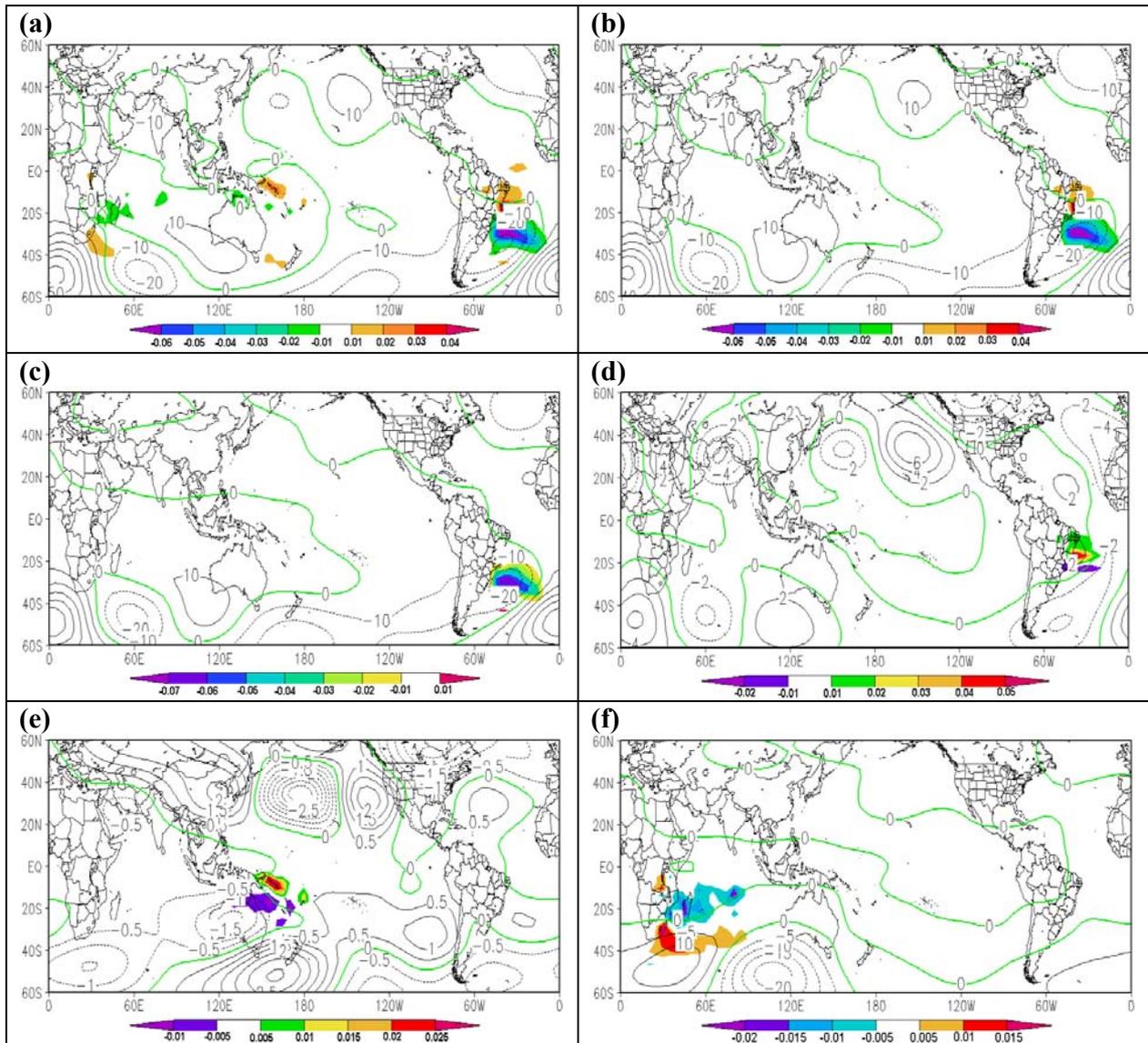


Figura 7.17: Altura geopotencial de 200 hPa (contornos) dada pela integração dos resultados de Função de Influência com a forçante derivada da divergência prognosticada para 3 dias de integração do modelo barotrópico com $h_e=250\text{m}$, para o estado básico de janeiro. Os sombreados indicam as regiões com valores significativos da forçante usada na integração. Neste caso o campo de anomalia de precipitação utilizado para escolher as forçantes foi a precipitação resultante da diferença de EOAS-CTR. Resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004) para as forçantes selecionadas, conforme: (a) área entre a faixa de 40°S a 20°N de todo o globo; (b) área do dipolo de precipitação sobre o oeste do OA sul; (c) núcleo ao sul do dipolo destacado em (b); (d) núcleo ao norte do dipolo destacado em (b); (e) área do dipolo de precipitação na parte norte da região da ZCPS ; (f) área do dipolo de precipitação na região da ZCIS.

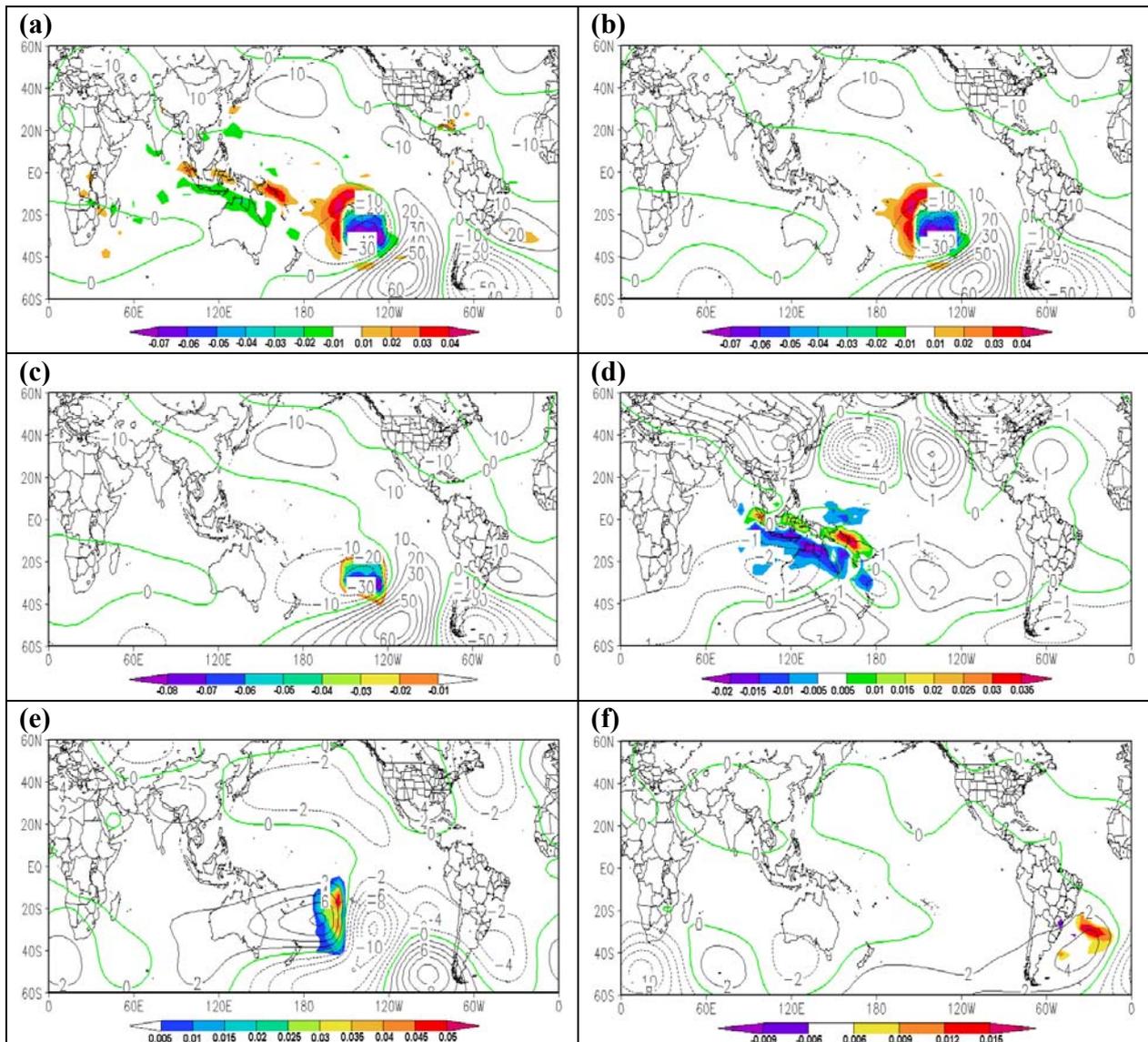


Figura 7.18: Altura geopotencial de 200 hPa (contornos) dado pela integração dos resultados de Função de Influência com a forçante derivada da divergência prognosticada para 3 dias de integração do modelo barotrópico com $h_e=250\text{m}$, para o estado básico de janeiro. Os sombreados indicam as regiões com valores significativos da forçante usada na integração. Neste caso o campo de anomalia de precipitação utilizado para escolher as forçantes foi a precipitação resultante da diferença de EOPS-CTR. Resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004) para as forçantes selecionadas, conforme: (a) área entre a faixa de 40°S a 20°N de todo o globo; (b) área do dipolo de precipitação sobre o centro do OP sul; (c) núcleo sul do dipolo destacado em (b); (d) núcleo norte do dipolo destacado em (b); (e) área do dipolo de precipitação no norte da Austrália e Indonésia ; (f) área do OA sul sudoeste.

Capítulo 8

CONCLUSÕES

8.1 – Sumário e Conclusões

É de importância social e econômica melhorar o nível de acerto das previsões climáticas nas Regiões S e SE do Brasil. Este trabalho teve como principal objetivo estudar, observacionalmente e numericamente, a influência da TSM no OA e OP sobre a precipitação, e vazão de alguns rios, no S e SE brasileiro. Foi dada uma ênfase para a conexão da TSM com a chuva, aprofundando-se nos aspectos dinâmicos que podem estar envolvidos nesta interação.

Inicialmente, foram utilizadas as análises de cluster e discriminantes para identificar as regiões pluviométricas, mensais e sazonais, com características homogêneas, reduzindo a dimensão do conjunto de dados de precipitação, com base nas variações presentes no conjunto original. Na determinação das regiões homogêneas foram levados em conta os limiares associados às cinco categorias de precipitação e à mediana. Com estas considerações é possível formar regiões mais homogêneas, do se encontraria caso fosse considerado apenas a normal climatológica. Assim, foram caracterizadas cinco regiões pluviométricas homogêneas para o trimestre de MAM; seis para os trimestres DJF, JJA e SON; e cinco para o caso em se considerou informações de todos os meses do ano (regiões mensais).

Há correlações significativas entre a TSM defasada e os eventos extremos de chuva sobre as regiões pluviométricas homogêneas mensais no S e SE brasileiro, o que sugere que a TSM de ambos os oceanos relaciona-se de forma distinta com os eventos muito secos e muito chuvosos. Para eventos muito chuvosos, destaca-se a faixa tropical do OP e para eventos muito secos, destacam-se áreas sobre a faixa subtropical de ambos os oceanos.

Para explorar esta conexão, visando o estabelecimento de condições prognósticas, foi reduzida a dimensão do conjunto de dados de TSM através da análise de componentes principais rotacionada. Foi possível identificar alguns padrões de TSM conhecidos pela literatura. Tais padrões são capturados pelo primeiro CPR do OA e do OP, por expressarem a maior porção da variância dos campos originais. Os primeiros modos encontrados representam, no caso do OA, o gradiente meridional de TSM no OA tropical e, no caso do OP, o ENOS. Também foram encontrados outros modos de variabilidade significativos, destacando áreas dos oceanos com específicas variações temporais. Flutuações nas escalas de tempo interanual e interdecadal foram evidenciadas nas séries temporais da maior parte dos padrões discutidos.

Assim, foram desenvolvidos modelos estocásticos, regressivos, para prever vazão e precipitação média mensal em sub-regiões do S e SE brasileiro, utilizando os *scores* dos CPR de TSM do OA e OP como preditores. Uma vantagem deste tipo de modelo reside na possibilidade de ajustá-lo para cada região pluviométrica (ou posto fluviométrico) e para cada defasagem considerada, podendo assim capturar relações específicas do preditando e fornecer previsões mais detalhadas. O método de validação considerado busca representar a destreza que o modelo teria caso estivesse executando previsões em tempo real. Além disso o modelo não é estático, pois após a ocorrência do evento, a série usada para diagnóstico é atualizada com o evento recentemente ocorrido.

Os resultados indicam que a TSM é um bom preditor de vazão e precipitação, com até quatro meses de antecedência, principalmente sobre o SE brasileiro. Há pouca diferença na destreza alcançada pelo modelo nas quatro defasagens testadas, tanto para as regiões pluviométricas homogêneas como para os rios avaliados.

Com relação a precipitação, as melhores destrezas do modelo estocástico foram alcançadas para as regiões pluviométricas homogêneas mensais que englobam os estados de MG, RJ e ES, nas quais observa-se a sub-estimativa dos extremos positivos de precipitação. No caso das demais regiões homogêneas, nota-se, além da sub-estimativa dos extremos positivos, super-estimativa de alguns extremos negativos de precipitação, que levam a redução do desempenho modelo. Na maior parte dos casos avaliados, o teste

F indica o número de preditores mais adequado, exceto para as regiões pluviométricas homogêneas mensais sobre o Sul do Brasil e SP.

Há uma considerável contribuição da TSM do OP tropical, completada pelas variações na TSM sobre a faixa subtropical do OA sul e OP sul, para a previsão de precipitação no Sul do Brasil e interior de SP. No litoral de SP, destaca-se principalmente a contribuição do OP sul subtropical (com padrão ZCPS), seguida pela contribuição da TSM no centro do OA sul subtropical. Para o norte de SP e sul de MG, nas defasagens 1 e 2 meses, há influência do OA tropical, através do gradiente meridional de TSM e do OP sudeste. No restante do SE (norte de MG, ES, norte do RJ) os melhores preditores indicam flutuação na TSM na faixa subtropical do OA sul e OP, em todas as defasagens, com destaque para o OA.

Os resultados obtidos pela destreza do modelo estocástico em relação a previsão de vazão mensal corroboram com os resultados obtidos para a previsão de precipitação mensal média em regiões homogêneas. Tal semelhança é observada nos tipos erros identificados e nas magnitudes dos parâmetros de avaliação do desempenho do modelo.

Modelos estocásticos são úteis para estudos diagnósticos, na identificação de preditores, como também para o estabelecimento de prognósticos. Além disso, tais modelos podem ser utilizados no monitoramento climático e comparações com os modelos dinâmicos.

Para avaliar os resultados obtidos pelo modelo estocástico e investigar os possíveis processos envolvidos nas relações identificadas entre a precipitação e a TSM, foi utilizado o MCGA CPTEC/COLA. Este modelo é capaz de reproduzir as principais características do primeiro e do segundo modo de variabilidade de precipitação. Há diferenças no desempenho do modelo para as estações do ano, sendo que os principais padrões variabilidade da precipitação de inverno e primavera são bem reproduzidos pelo modelo. Em contrapartida, no outono verificaram-se diferenças expressivas entre os modos da observação e da simulação. No verão é bem capturado o padrão espacial dos modos, mas não o temporal. As principais diferenças entre os modos da observação e da simulação são observadas em suas séries temporais, o que evidencia que modelo é mais eficaz na representação da variabilidade espacial da precipitação, do que da temporal.

Em praticamente todas as regiões pluviométricas homogêneas mensais, o desempenho do modelo estocástico supera a capacidade do modelo CPTEC/COLA em reproduzir a precipitação observada ao ser forçado pela TSM observada. No caso do S do Brasil e interior de SP a diferença entre os modelo é pequena. Entretanto, o modelo estocástico destaca-se por realizar previsões mais acuradas faixa norte do SE. No caso da litoral de SP, o desempenho do modelo do CPTEC/COLA é melhor do que o estocástico. Visto que, não há diferenças muito expressivas entre as simulações avaliadas, tais modelos podem ser comparados numa rotina operacional.

Os principais modos de acoplamento entre a TSM na primavera e precipitação de verão no S e SE brasileiro, são razoavelmente reproduzidos pelo MCGA CPTEC/COLA. Os padrões espaciais dos modos de acoplamento resultantes da precipitação modelada são semelhantes aos obtidos através da precipitação observada, apresentando apenas um pequeno deslocamento na posição observada. Porém, as principais regiões correlacionadas entre os campos de precipitação e TSM observados, são capturadas pelo modelo. Há diferenças mais marcantes, com respeito às séries temporais dos modos. Entretanto, os resultados indicam que modelo é sensível às anomalias no OA e OP subtropicais, pois as principais áreas dos oceanos que aparecem no acoplamento entre a TSM e a precipitação observada, são capturadas pelo modelo. Os modos de precipitação que apresentam variações de mais alta frequência, que dificilmente são capturadas pelo modelo, estão associados a TSM em áreas do OA e OP subtropical.

O desempenho do MCGA CPTEC/COLA depende muito de sua sensibilidade à forçante, que neste caso é a TSM. Assim, foram elaborados alguns experimentos, para previsão de DJF, com o objetivo de investigar a sensibilidade do modelo às forçantes de TSM nos subtrópicos. O modelo foi forçado nas áreas destacadas nos modos canônicos, com TSM defasada de SON. No caso do EOAS perturbou-se a TSM no OA subtropical, entre a costa do S e SE brasileiro e o OA central. Para o EOPS, a região forçante engloba o centro do OP sul entre 10° e 40°S, abrangendo parte da região da ZCPS.

No caso da forçante no OP (OA) subtropical a precipitação aumentou (diminuiu) sobre a região da ZCAS e diminuiu (aumentou) sobre o extremo Sul do Brasil. Entretanto é importante destacar que a amplitude da alteração é mais alta no caso do EOAS, devido

a forte resposta local do modelo a anomalias de TSM. Para o EOPS também se observa uma forte resposta local, mas como a região da forçante está sobre centro do OP, o impacto na precipitação continental é menor do que do EOAS.

No caso do EOAS a perturbação gerada na TSM no OA sudoeste afeta localmente a circulação atmosférica, intensificando a ASAS e mantendo-a numa configuração desfavorável para que os transientes atinjam o SE brasileiro. Observou-se também, devido a forçante imposta, o surgimento de padrões de trens de ondas no HS e interhemisférico. O padrão do trem de ondas zonal sobre de latitudes médias do HS pode contribuir para que transientes alcancem a AS e podem representar a ligação ZCAS-ZCIS-ZCPS. O padrão interhemisférico é similar ao conhecido padrão Eurásia, que de acordo com a literatura, pode ser excitado por anomalias na ZCAS.

Com o uso da ferramenta interativa desenvolvida por Aravéquia e Silva Dias (2004), foi possível confirmar os padrões de teleconexões capturados pelo EOAS e identificar quais regiões da área forçada são mais influentes na determinação da resposta remota. Foi evidenciado que a região da forçante considerada no EOAS, excita um trem de onda com padrão zonal em latitudes médias do HS cuja estrutura deve influenciar a convecção na ZCIS. O trem de onda interhemisférico está associado a precipitação anômala sobre o oeste do OA sul tropical e à convecção anômala em parte da região da ZCPS (faixa noroeste).

Devido à fraca resposta na precipitação sobre a AS encontrada através do EOPS, obtida nos experimentos com o MCGA CPTEC/COLA, não possível concluir se a TSM sobre o OP subtropical afeta diretamente a precipitação no S e SE brasileiro ou se faz parte do caminho seguido por padrões de trens de ondas, emanados dos trópicos, que alcançam o sul da AS. Porém, através do uso da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004), foi possível visualizar claramente um cavado de altos, sobre o extremo sul do OA sudoeste, excitado por um trem de ondas oriundo da região do OP sul subtropical, área da forçante de TSM considerada no EOPS. No entanto, a resposta na precipitação é mais pronunciada na faixa litorânea do SE e sobre o oceano adjacente, devido a posição do cavado. Foi observado também, através do EOPS, que o padrão de trem de ondas interhemisférico apresenta-se mais configurado do que no caso do EOAS. De acordo com

os resultados da ferramenta de Aravéquia e Silva Dias (2004), o trem de ondas interhemisférico é configurado devido às anomalias de convecção na parte norte da região da ZCPS, que são maiores no EOPS do que no EOAS.

Portanto, de maneira geral os resultados dos experimentos realizados mostram que o MCGA CPTEC/COLA é sensível às forçantes na região dos subtropicais e que este modelo é capaz de reproduzir os padrões de teleconexões conhecidos na literatura.

Os resultados dos experimentos numéricos também sugerem de que forma as anomalias de TSM nos oceanos OA e OP subtropicais podem influenciar a precipitação no S e SE brasileiro, do ponto de vista de grande escala e sem considerar o *feedback* existente na interação oceano-atmosfera. Para o caso do OA sudoeste foi sugerida a influência local da TSM que altera a circulação atmosférica, afetando o transporte de transientes sobre essas regiões. No caso do OP foi evidenciada a possível influência remota das anomalias de TSM na parte sul da região da ZCPS sobre o extremo sul do OA sudoeste, afetando a precipitação na faixa leste do SE brasileiro.

Em resumo, os estudos observacionais e de modelagem numérica, indicam que anomalias da TSM do OA e OP exercem influências significativas sobre o regime de precipitação e vazão no S e SE brasileiro, podendo ser estabelecidas relações prognósticas de precipitação e vazão, utilizando a TSM como preditor. Os resultados desse estudo poderão ser úteis ao aprimoramento de modelos de previsão e para as atividades de monitoramento do clima no S e SE do Brasil.

8.2 – Sugestões para trabalhos futuros

Sugere-se para trabalhos futuros a investigação de métodos eficientes para a determinação do número de preditores adequado para a previsão estocástica, ou para explorar o conjunto de previsão originado de diferentes números mínimos de preditores. Isto pode ajudar tanto na identificação de preditores como na produção de previsões mais acuradas.

Também é sugerido que um modelo estocástico, do tipo apresentado neste trabalho, seja desenvolvido para gerar previsões climáticas de precipitação sobre todo o Brasil. A contribuição de outros preditores também pode ser avaliada.

É importante também conhecer a sensibilidade do MCGA CPTEC/COLA às anomalias de TSM em outras áreas dos oceanos. Assim, sugere-se que outros experimentos sejam realizados, buscando encontrar outras áreas dos oceanos que produzem respostas significativas na precipitação. Para isso, poderão ser escolhidos alguns casos de eventos extremos de precipitação ocorrido na região de interesse.

Também é importante rever os resultados obtidos com o MCGA CPTEC/COLA com relação à sua capacidade de prever anomalias de precipitação no modo de previsão, propriamente dito. Neste caso a anomalia de TSM deve ser mantida constante durante o período de previsão ou então ser usada a TSM prevista por modelos dinâmicos oceânicos ou modelos estatísticos (ou modelos acoplados oceano/atmosfera). É preciso comparar a destreza do modelo estocástico aqui desenvolvido com a destreza do modelo CPTEC/COLA no modo de previsão, propriamente dito. A análise realizada neste trabalho explora a capacidade prognostica do modelo em condições ideais, isto é, com o modelo atmosférico forçado pela TSM observada.

Outro aspecto que merece atenção é a possível influência de processos baroclínicos na propagação da energia a longa distância da fonte. O estudo apresentado no Capítulo 7 indica que a resposta é basicamente barotrópica, pois o modelo de água rasa foi capaz de simular as características básicas de resposta do modelo baroclínico. Entretanto, existem algumas diferenças que não foram profundamente exploradas neste trabalho e que podem revelar aspectos importantes da resposta atmosférica a forçantes térmicas.

Referências Bibliográficas

AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. J. Stationary Rossby wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 123, p. 919-928, 1997.

ANDREOLI, R. V. **Variabilidade e previsibilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical**. Tese de Doutorado. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 224p, 2002.

ANDRADE, K.; CAVALCANTI, I. F. A. **Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul**. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

ARAVEQUIA, J. A.; SILVA DIAS, P. L. Ferramenta de análise e prognóstico de anomalias climáticas usando funções de Green de um Modelo Barotrópico divergente. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

BARNETT, T. P.; PREISENDOFER, R. Origins and levels of monthly and seasonal forecast skill for United States surface air temperatures determined by canonical correlation analysis. **Monthly Weather Review**, v.115, p. 1825-1850, 1987.

BARREIRO, M.; CHANG, P.; SARAVANAN, R. Variability of the South Atlantic Convergence Zone simulated by an atmospheric general circulation model. **J. Climate**, v. 15, n. 7, p. 745-763, 2002.

BARROS, V. R.; DOYLE, M. **Interannual variability of Precipitation in Southern South America**. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, 228-229. 1997.

BARROS, V. R.; GONZALEZ, M.; LIEBMANN, B.; CAMILLONI, I. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual

summer rainfall variability in southeastern South America. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 67, p. 123-133, 2000.

BARROS, V. R.; GRIMM, A. M.; DOYLE, M. E. Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, n. 1, p. 33 - 44, 2002.

BERRI, G. J.; FLAMENCO, E. A. Seasonal volume forecast of the Diamante River, Argentina, based on El Niño observations and predictions. **Water Resources Research**, v. 35, n. 12, p. 3803-3810, 1999.

BONATTI, J. P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. **Climanálise Especial, Edição Comemorativa de 10 anos**, 1996.

BRANSTATOR, G. Horizontal energy propagation in a barotropic atmosphere with meridional and zonal structure. **J. Atmos. Sci.**, v. 40, p. 1689-1708, 1983.

BUSUIOC, A.; CHEN, D. L.; HELLSTROM, C. Temporal and spatial variability of precipitation in Sweden and its link with the large-scale atmospheric circulation. **Tellus Series A - Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 53, n. 3, p. 348-367, 2001.

CAMARGO JUNIOR, H.; MARENGO, J. A.; PRESTE, A. C. A. **Skill da previsão sazonal de clima e avaliação da previsão de consenso do CPTEC**. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

CAMILLONI, I.; DOYLE, M.; BARROS, V. Interannual Variability of the South Atlantic High and Rainfall in Southeastern South America during Summer Months. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L. Avaliação da influência da temperatura da superfície do mar no clima de inverno na cidade de São Paulo. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, **Anais**.

CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade da TSM do Atlântico e Pacífico e temperatura na cidade de São Paulo no inverno. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 19, n. 3, p. 307-324, 2004.

CARDOSO, A. O.; SILVA DIAS, P. L. Identificação de trimestres extremos no regime Pluviométrico do Sul e Sudeste do Brasil e relação com anomalias de TSM. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 19, n. 1, p. 149-162, 2004.

CARTON, J. A.; HUANG, B. Warm Events in the Tropical Atlantic. **J. of Physical Oceanography**, v. 24, p. 888-903, 1993.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **J. Climate**, v.17, p. 88-108, 2004.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, E V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Rev. Bras. Meteo.**, 1, 83-90, 1986.

CASTRO, C. C.; CAVALCANTI, I. F. A. "Intraseasonal modes of variability affecting the SACZ". SEVENTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY. MAS. **Anales**: p. 24-28, 2003.

CAVALCANTI, I. F. A. et al. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. **J. Climate**, v. 15, n. 21, p. 2965-2988, 2002.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Climatology of south American cold fronts. SEVENTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY. Wellington, New Zealand. MAS. **Anales**: p. 121-122, 2003.

CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. C. Influências da Variabilidade Intrasazonal sobre a América do Sul em Resultados de uma Simulação Climática com o MCGA CPTEC/COLA. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

CHAVES, R. R.; CAVALCANTI, I. F. A. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 10, p. 2614-2626, 2001.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone, **Geophys. Res. Lett.**, v. 31, L03204, 2004.

COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; AMBRIZZI, T. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 71, p. 185-197, 2002.

D'ALMEIDA, C. **Oscilações Intrasazonais de precipitação na estação chuvosa em São Paulo e Condições Atmosféricas Associadas**. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico da USP, 102 p, 1997.

DEGAETANO, A. T.; SHULMAN, M. D. A climatic classification of plant hardiness in the States and Canada. **Agric. For. Meteorol.**, v. 51, p. 333-351, 1990.

DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and southern Brazil and sea surface temperature in the Pacific and Atlantic oceans. **J. Clim.**, v. 11, n. 2, p. 251-271, 1998.

DOMMENGET, D.; LATIF, M. Interannual to decadal variability in the Tropical Atlantic. **J. Climate**, v. 13, p. 777-792, 2000.

ENFIELD, D. B.; MAYER, D. A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño - Southern Oscillation. **J. of Geophysical Research**, v. 102, n. C1, p. 929-945, 1997.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 124 p, 2004.

- FERREIRA, J. C. **Avaliação de risco agrícola por índices de veranico, para culturas de sequeiro no estado de São Paulo**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 68 p, 1996.
- FOVELL, R. G.; FOVELL, M. Y. Climate zones of the conterminous Unites States defined using cluster analysis. **J. Clim.**, v. 6, p. 2103-2135, 1993.
- FREITAS, E. D. **Variabilidade Sazonal e Intrasazonal da Precipitação no Estado do Paraná**. Dissertação de Mestrado. Instituto Astronômico e Geofísico da USP, 125 p, 1998.
- GALLIANI, G.; FILIPPINI, F. Climatic clusters in a small area. **J. Climatol.**, v. 5, p. 487-501, 1985.
- GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface Cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 1293-1302, 1991.
- GRIMM, A. M. **Influência Remota de Fontes Tropicais Anômalas de Calor**. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 216p, 1992.
- 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, p. 3538-3555, 1995.
- GRIMM, A. M. **Dynamical aspects of the Southern Brazil rainfall – El Niño relationship**. Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, v. 1, p. 230-231, 1997.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. T.; GOMES, J. Precipitation Anomalies in Southern Brazil Associated with El Niño and La Niña Events. **J. of Climate**, v. 11, p. 2863-2880, 1998.
- GRIMM, A. M.; FERRAZ, S. E. T. Sudeste do Brasil: Uma Região de Transição no impacto de eventos extremos da Oscilação Sul. Parte I: El Niño. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998, **Anais**.

GRIMM, A. M. Teleconexões e o papel das circulações em vários níveis no impacto do El Niño sobre o Brasil na primavera. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, **Anais**.

GRIMM, A. M.; CAVALCANTI, I. F. A.; CASTRO, C. A. C. Importância relativa das anomalias de temperatura da superfície do mar na produção das anomalias de circulação e precipitação no Brasil num evento El Niño. In: XII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2002, **Anais**.

GRIMM, A. M. The El Nino impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. **J. Clim.**, v. 16, n. 2, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M.; LEITE, A. E.; SAHAI, A. K. Previsão de precipitação sazonal para a Bacia do Rio Paranaíba utilizando um modelo linear. In: XIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2004, **Anais**.

GUETTER, A. K. Previsão Climática de Precipitação: Previsão Probabilística Local. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, **Anais**.

GUTTMAN, N. B. The use of L-moments in the determination of regional precipitation climates. **J. Clim.**, v. 6, p. 2309-2325, 1985.

HARMAN, H. H. Modern Factor Analysis. The University of Chicago Press, Chicago, IL, 1976.

HASTENRATH, S. Diagnostics and Prediction of Anomalous River Discharge in Northern South America. **J. Climate**, v. 3, p. 1080 – 1096, 1990.

HASTENRATH, S. Dipoles, Temperature Gradients, and Tropical Climate Anomalies. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 83, p. 735-738, 2002.

HOSKINS, B.J.; AMBRIZZI, T. Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 50, p. 1661-1671, 1993.

HOUGHTON, R. W.; TOURRE, Y. M. Characteristics of Low-Frequency Sea Surface Temperature Flutuations in the Tropical Atlantic. **J. of Climate**, v. 5, p. 765-770, 1992.

HUANG, B.; SHUKLA, J. Characteristics of the interannual and decadal variability in a general circulation model of the tropical Atlantic Ocean. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 27, p. 1693-1712, 1997.

HUBERTY, C. J. **Applied Discriminant Analysis**. New York: John Wiley & Sons Inc., 1994. 466p.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bullet. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 77, p. 437-471, 1996.

KALKSTEIN, L. S.; TAN, G.; SKINDLOV, J. A. An evaluation of three clustering procedures for use in synoptic climatological classication. **J. Clim. Appl. Meteorol.**, v. 26, p. 717-730, 1987.

KAISER, H. F. Computer-program for varimax rotation in factor-analysis. **Educational and Psychological Measurement**, v.19 (3), p. 413-420, 1949.

KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor-analysis **Psychometrika**, v. 23 (3), p. 187-200, 1958.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Southern Hemisphere Blocking: A comparison Between to Indices. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 42, p. 165-170, 1989.

KHAN, V. M.; KIM, I. S.; SARAIVA, J. M. A relação entre as anomalias de TSM no Hemisfério Sul com as anomalias de precipitação no Sul do Brasil. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998, **Anais**.

KILADIS, G. N.; VON STORCH, H.; VAN LOON, H. Origin of the South Pacific Convergence Zone. **J. Climate**, v. 2, p.1185-1195, 1989.

KILADIS, G. N.; DIAZ, H. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. **J. Clim.**, v. 2, p. 1069-1090, 1989.

KIM, K. Y.; WU, Q. A Comparison Study of EOF Techniques: Analysis of Nonstationary Data with Periodic Statistics. **J. of Climate**, v. 12, p. 185-199, 1999.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.

KODAMA, Y. M. 1993: Large-scale common features of sub-tropical Convergence zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: conditions for generating the STCZs. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 70, p. 581-609, 1993.

KOUSKY, V. E.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888-1889, 1984.

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. 36 A, p. 490-504, 1984.

KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. H. Extremes in the Southern Oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the South America region. **Rev. Brasileira de Meteorologia**, v. 4, p. 351-363, 1989.

LANZANTE, J. R. Lag relationships involving tropical sea surface temperatures. **J. Climate**, v. 9, n. 2568-2578, 1996.

LENTERS, J.; COOK, H. Summertime precipitation variability over South America: Role of the large scale circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 127, p. 409-431, 1999.

LORENZ, E. N. Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Prediction. Sci Rep. 1. Statistical Forecasting Project, Department of Meteorology, MIT (NTIS AD 110268), 49p, 1956.

MARENGO, J. A. et al. Ensemble Simulation of Interannual Climate Variability using the CPTEC/COLA AGCM for the período 1982-1991. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2000, **Anais**.

MARENGO, J. A.; ALVES, L. M.; CASTRO, C. A. C.; MENDES, D. Início da estação chuvosa nas Regiões Sudeste, Centro-Oeste e sul do Nordeste do Brasil, afetadas pela crise de energia [online]. Setembro 2003 [citado 22 Abril 2004]. Avaliado da Internet: <http://www.cptec.inpe.br/energia/saiba/iniciochuv.html>.

MARTON, E. **Efeito da resolução espacial nas simulações numéricas de fontes de calor na América do Sul**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 76 p, 1994.

MARTON, E.; SILVA DIAS, P. L. Variabilidade Intrasazonal na Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CONGRESO LATINOAMERICANO E IBERICO DE METEOROLOGIA - VIII CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA. Buenos Aires, Argentina, 2001, **Anais**.

MECHOSO, C. R. The Southern American Monsoon System. SEVENTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY. MAS. 2003. **Anales**.

MESTAS-NUNES, A. M.; ENFIELD, D. B. Rotated global modes of non-ENSO sea surface temperature variability. **J. Climate**, v. 12, p. 2734-2746, 1999.

MILLER, R. G. Statistical Prediction by Discriminant Analysis. Meteorological Monographs: American Meteorological Society, 1962. v. 4, n. 25, 54 p.

MO, K. C.; GHIL, M. Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. **J. Geophys. Res.**, D93, p. 10927-10952, 1988.

MO, K.C. ; HIGGINS, W. The Pacific-South American modes and tropical convection during the Southern Hemisphere winter. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1581-1596, 1998.

MO, K. C.; HAKKINEN, S. Decadal Variations in the Tropical South Atlantic and Linkages to the tropics. **Geophys. Res. Lett.**, v. 28, p. 2065-2068, 2001.

MO, K. C.; PAEGLE, J. N. The Pacific-South American modes and their downstream effects. **Int. J. Climatology**, v.21, n.10, p. 1211-1229, 2001.

MOLTENI, F.; TIBALDI, S.; PALMER, T. N. Regimes in wintertime circulation over northern extratropics. I: Observational evidence. **Q. J. R. Meteorol. Soc.**, v.116, p. 31-67, 1990.

MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **J. Atmos. Sci.**, v. 38, p. 2653 – 2675, 1981.

MULAİK, S. A. The foundations of factor analysis, McGraw Hill, New York, NY, 1972.

NASCIMENTO, E. L.; AMBRIZZI, E. T. Aspectos dinâmico-sinóticos associados à ocorrência de bloqueios próximos da América do Sul no inverno de 1995. In: IX CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, v. 1, p. 405-409, 1996, **Anais**.

NATORI, A. A. **Relação entre precipitação no Sudeste da América do Sul e TSM nos Oceanos Pacíficos e Atlântico**. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP, São Paulo (SP), 243 p, 2003.

NECCO, G. V. Comportamiento de Vortices ciclonicos en el area Sudamericana durante el FGGE: Ciclogensis. **Meteorológica**, v. 13, p. 7-9, 1982.

NOBRE, P. **On the genesis of anomalous SST and rainfall patterns over the tropical Atlantic Basin**. (Ph.D. Thesis). University of Maryland at College Park, Maryland, 151p, 1993.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over tropical Atlantic and South America. **J. Climate**, v. 10, n. 4, p. 2464 – 2479, 1996.

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. J. Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, p. 699-706, 1982.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Mon. Wea. Rev.**, 125, 279-291, 1997.

PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Linkages between summer rainfall variability over south America and sea surface temperature anomalies **J. Climate**, v.15, n. 12. p. 1389-1407, 2002.

PALASTANGA, V.; VERA, C. S.; PIOLA, A. R. On the Leading Modes of Sea Surface Temperature Variability in the South Atlantic Ocean. **Exchanges Selected Research Papers**, n. 25, p. 1-4, 2002.

PEZZI, L. P.; UBARANA, V.; REPELLI, C. Desempenho e previsões de um modelo regional estatístico para a Região Sul do Brasil. **Rev. Bras. Geofísica**, v. 18, n. 2, p. 129-144, 2000.

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205-212, 2001.

PLAUT, G.; SIMONNET, E. Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. **Climate Research**, v. 17, p. 303-324, 2001.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. L.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M., OLIVEIRA, G. S. Climatologia de Precipitação e Temperatura no período de 1986 a 1996. **Climanálise Especial, Edição Comemorativa de 10 anos**, 1996.

RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillations. **Theor. Appl.Climatol.**, v. 42, p. 81-91, 1990.

REPELLI, C. A.; ALVES, J. M. B. Use of canonical correlation analysis to predict the spatial rainfall variability over the northeast Brazil region. . **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 11, n. 2, p. 67-75, 1996.

REYNOLDS, R. W. A real-time global sea surface temperature analysis. **J. Climate**, v. 1, p. 75-86, 1988.

REYNOLDS, R.W.; SMITH, T.M. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. **J. Climate**, v.7, p. 929-948, 1994.

RICHMAN, M. B. Rotation of Principal Components. **J. Climatol.**, v. 6, n. 3, p. 293-335, 1986.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and decadal cycles in river flows of southeastern South America. **J. Clim.**, v.11, n. 10, p. 2570-2581, 1998.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 2947-2957, 2000.

ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation, **Mon. Weather Rev.**, v. 115, p. 1606-1626, 1987.

RUMMEL R. J. Applied Factor Analysis, Northwestern University Press, Evanston, IL, 1970.

SARAIVA, J. M. B.; SILVA DIAS, P. L. **A case study of intense cyclogenesis off the southern coast of Brazil: impacts of SST, stratiform and deep convection.** Fifth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Pretoria, South Africa, p. 368-369, 1997.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, v. 27, n. 49, p.119-139, 1998.

SERVAIN, J.; SÉVA, M.; RUAL, P. Climatology Comparison and Long-Term Variations of Sea Surface Temperature Over the Tropical Atlantic Ocean. **J. Geophysical Research**, v. 95, p. 9421-9431, 1990.

SERVAIN, J. Simple Climatic Indices for the Tropical Atlantic Ocean and Some Applications. **J. Geophysical Research**, v. 96, n. C8, p. 15137 - 15146, 1991.

SERVAIN, J.; ARNAULT, S. On forecasting abnormal climatic events in the tropical Atlantic-ocean. **Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences**, v.13, n. 9, p. 995-1008, 1995.

SERVAIN, J.; BUSALACCHI, A. J.; MCPHADEN, M. J.; MOURA A. D.; REVERDIN G., VIANNA M.; ZEBIAK S. E. A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 79, n. 10, p. 2019-2031, 1998.

SERVAIN, J. ; WAINER, I.; MCCREARY JR, J. P.; DESSIER, A. Relationship between the equatorial and meridional modes of climate variability in the tropical Atlantic. **Geophys. Research Letters**, v. 26, n. 4, 485 – 488, 1999.

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W.; LIVEZEY, R. E.; STOKES, D. C. Reconstruction of Historical Sea Surface Temperature Using Empirical Orthogonal Functions. **J. Climate**, v. 9; p.1403-1420, 1996.

STERL, A.; HAZELEGER, W. Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. **Climate Dynamics**, v. 21, n. 7-8, p. 559-571, 2003.

TABONY, R. C. The Estimation of Missing Climatological Data. **J. Climatol.**, v.3, n. 3, p. 297-314, 1983.

TRACTON, M. S.; KALNAY, E. Operational ensemble prediction at the National Meteorological Center: Practical aspects. **Weather and Forecasting**, v. 8, p. 379-398, 1983.

TRENBERTH, K. E.; HOAR, T. J. The 1990-1995 El Niño – Southern Oscillation Event: Longest on record. **Geophys. Res. Ltrs.**, v. 23, p. 57-60, 1996.

TRENBERTH, K. E.; BRANSTATOR, G. W.; KAROLY, D.; KUMAR, A.; LAU, N.;

- UVO, C. B.; GRAHAM, N. E. Seasonal runoff forecast for northern South America: A statistical model. **Water Resources Research**, v.34, n. 12, p. 3515-3524, 1998.
- VAN LOON, H. Blocking action in the Southern Hemisphere, Part I. **Notos**, v. 5, n. 3, p. 171-175, 1956.
- VEIGA, J. A. P.; MARENGO, J. A.; RAO, V. B. A Influência das anomalias de TSM dos Oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. **Rev. Bras. Meteorol.**, v. 17, n. 2, p. 181-194, 2002.
- VENEGAS, S. A.; MYSAK, L. A.; STRAUB, D. N. Atmosphere - Ocean Coupled Variability in the South Atlantic. **J. Climate**, v. 10, p. 2904-2920, 1997.
- VON STORCH, H.; BÜRGER, R. S.; VON STORCH, J. S. Principal oscillation patterns: A review. **J. of Climate**, v. 8, p. 377-400, 1995.
- XAVIER, T. DE M^a. B. S.; XAVIER, A. F. S. “Classificação de Anos Secos e Chuvosos na Região Nordeste do Brasil e sua Distribuição Espacial”. In: III CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1984, **Anais**.
- XAVIER, T. DE M^a. B. S.; XAVIER, A. F. S. Classificação e Monitoramento de Períodos Secos ou Chuvosos e Cálculo de Índices Pluviométricos para a Região Nordeste do Brasil. **Rev. Bras. Engenha.**, v. 5, n. 2, 1987.
- XAVIER, T. DE M^a. B. S.; SILVA, J. F.; REBELLO, E. R. **A Técnica dos Quantis e suas aplicações em Meteorologia, Climatologia, Hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras**. Brasília: Ed. Thesaurus, 2002. 140p.
- WARD, M. N.; FOLLAND, C. K. Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. **Int. J. Climatol.**, v. 11, n. 711-743, 1991.
- WEARE, B. C.; NAVATO, A. R.; NEWELL, R. E. Empirical Orthogonal Analysis of Pacific Sea Surface Temperatures. **J. of Physical Oceanography**, v. 6, p. 671-678, 1976.

WEARE, B. C.; NASSTROM, J. S Examples of Extended Empirical Orthogonal Function Analyses. **Monthly Weather Review**, v. 110, p. 481-485, 1982.

WILKS, D.S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: an introduction**. San Diego: Academic Press, 1995. 467 p.

WILEY, J. & SONS **Regression Analysis by Example, 3rd Edition**. Willey Series in Probability and Statistics, 1999. 304 p.

WOLER, K. The southern oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. **J. Clim. Appl. Meteorol.**, 26,540-558, 1987.

Apêndice 1

A1.1 – Análise de Componente Principais

Para se obter os componentes principais deve-se partir dos dados originais, representados pela matriz $[X]$, de dimensão $(n \times k)$ onde n é o número de observações e k é o número de variáveis de um determinado campo. A partir de $[X]$, obtém-se uma matriz de correlação $[R]$ ou variância-covariância $[S]$ que são equivalentes quando os dados forem padronizados. Utilizando uma dessas matrizes, encontram-se os autovalores e autovetores, a partir dos quais são construídas as componentes principais.

A matriz de variância-covariância é dada por:

$$[S] = \frac{1}{n-1} [X']^T [X'] , \quad (\text{A1.1})$$

onde:

$[X']$ é a matriz $(n \times k)$ dos dados originais padronizados;

$[X']^T$ é a matriz transposta de $[X']$;

$[S]$ é uma matriz $(k \times k)$, cujos elementos diagonais são as variâncias das k variáveis e os outros elementos são as covariâncias entre as k variáveis.

A matriz de correlação $[R]$ pode ser calculada usando a matriz de variância-covariância:

$$[R] = [D]^{-1} [S] [D]^{-1} , \quad (\text{A1.2})$$

onde:

- $[D]$ é chamada matriz diagonal, sendo que os elementos de sua diagonal são os desvios padrões da amostra original $[X]$, ou seja, os elementos diagonais são

constituídos pela raiz quadrada dos correspondentes em [S], sendo nulos os outros elementos, fora da diagonal;

- $[D]^{-1}$ é a matriz inversa de [D].

Da matriz de correlação [R] obtêm-se os k autovalores λ_j . Estes autovalores são ordenados de forma que:

$$\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \dots \geq \lambda_k, \quad (\text{A1.3})$$

sendo que cada um dos k autovalores corresponde a um autovetor A_j

$$A_j = (a_{1j}, a_{2j}, \dots, a_{kj}), \quad j = 1, 2, \dots, k. \quad (\text{A1.4})$$

A projeção da variável vetor k sobre o autovetor A_j (ponto de grade ou estação) é expressa pelo termo a_{kj} . O número de elementos de cada autovetor corresponde ao número de ponto de grade (variáveis). A série espacial dos k -ésimo componente é construída pelos chamados “loadings”, ou seja, a partir de cada elemento individual dos autovetores A_k (Wilks, 1995).

Para calcular a série temporal do k -ésimo componente, conhecida como “scores” F_k , utiliza-se a seguinte expressão:

$$F_k = [X] [A_k]. \quad (\text{A1.5})$$

A proporção da variância total explicada pelo k -ésimo componente é proporcional ao seu correspondente autovalor:

$$VAR_k = \frac{\lambda_k}{\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_k} \quad (\text{A1.6})$$

A1.2 – Rotação Ortogonal Varimax

A transformação envolvida entre o processo de rotação pode ser expressa matematicamente através da equação abaixo:

$$B = AT + E, \quad (\text{A1.7})$$

onde: \mathbf{B} ($n \times r$) é a matriz procurada (componente principal rotacionada), \mathbf{A} ($n \times r$) é a matriz de “loadings” dos componentes principais não-rotacionados, \mathbf{T} ($r \times r$) é a matriz de transformação e \mathbf{E} ($n \times r$) é a matriz de resíduos.

A rotação Varimax atenta para simplificar as colunas da matriz \mathbf{B} como uma rotina cuja função é atingir uma estrutura simples (Richman, 1986). A simplicidade (V^*) dos componentes principais rotacionados é definida em termos da variância do quadrado dos “loadings” por:

$$V^* = \left[n \sum_i (b_{ij}^2)^2 - \left(\sum_{i=1}^n b_{ij}^2 \right)^2 \right] / n^2, \quad j = 1, \dots, r \quad (\text{A1.8})$$

sendo n é o número de variáveis, r o número de componentes principais e os b_s são os “loadings”. De acordo com Kaiser (1958; 1949), quando a variância é máxima, a componente principal tende a ter maior simplicidade (isto é, interpretação física) conforme os b_s tendem para 0 ou 1.

Apêndice 2

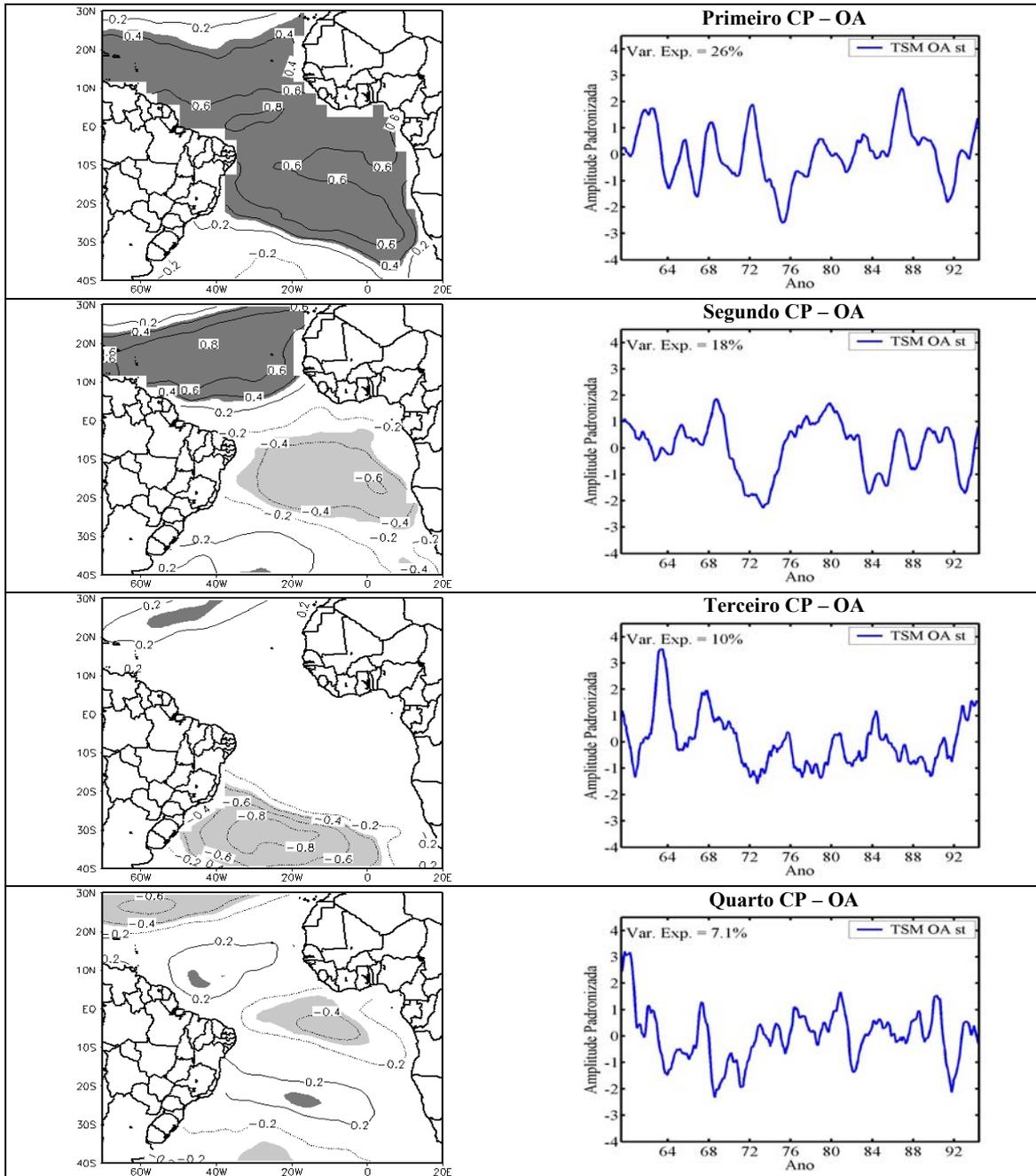


Figura A2.1: Quatro primeiros componentes principais (CPs) de TSM sobre o OA. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM. O sombreado destaca as áreas com *loadings* significativos pelo teste *t*' Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CP suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.

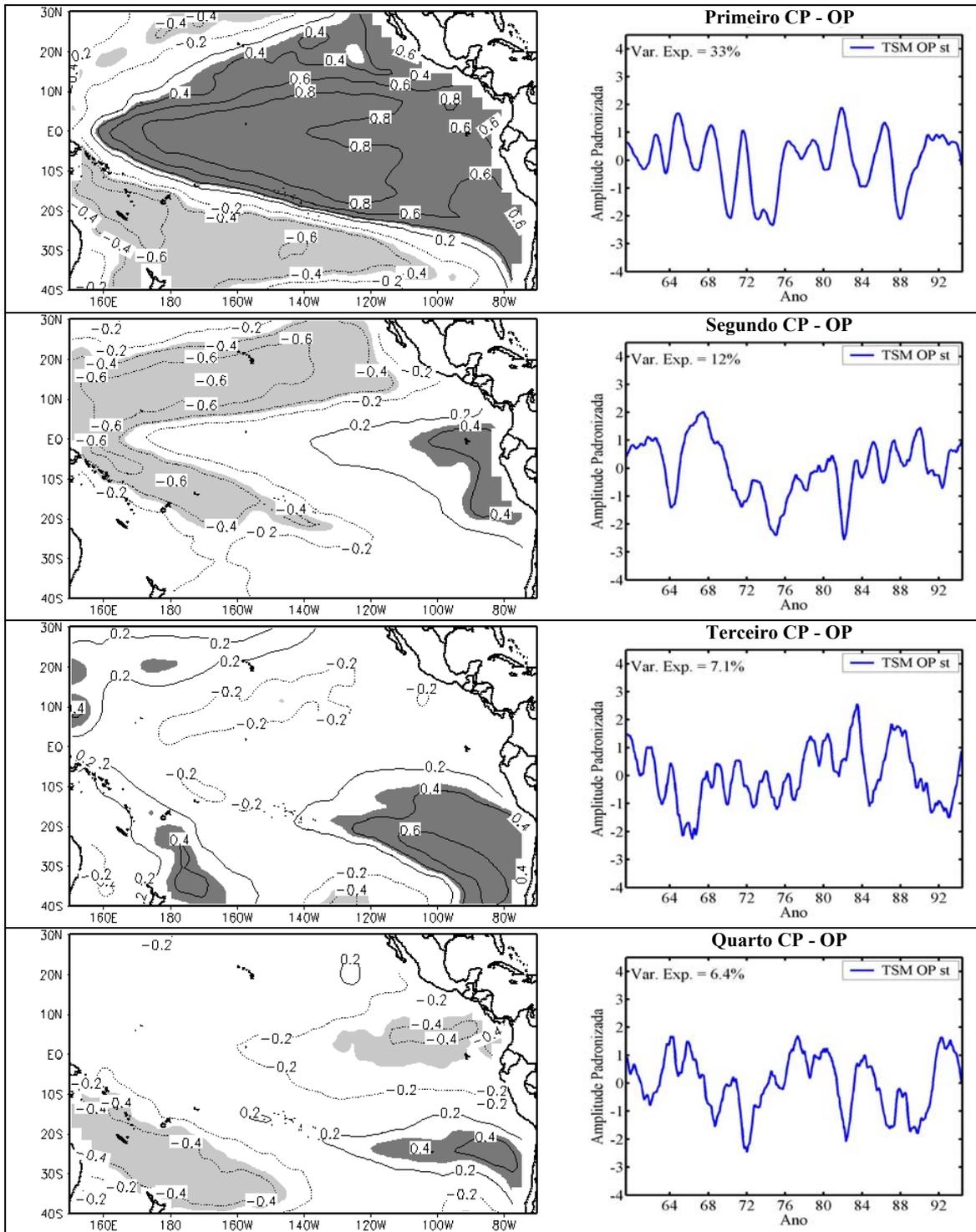


Figura A2.2: Quatro primeiros componentes principais (CPs) de TSM sobre o OP. No lado esquerdo está ilustrado o mapa com o padrão espacial (*loadings*) de cada modo de TSM. O sombreado destaca as áreas com *loadings* significativos pelo teste *t* Student ao nível de confiança de 5%. No lado direito está apresentada a série temporal (*scores*) de cada CP suavizada pela média móvel de 13 meses, e o valor da variância explicada por cada modo.

Apêndice 3

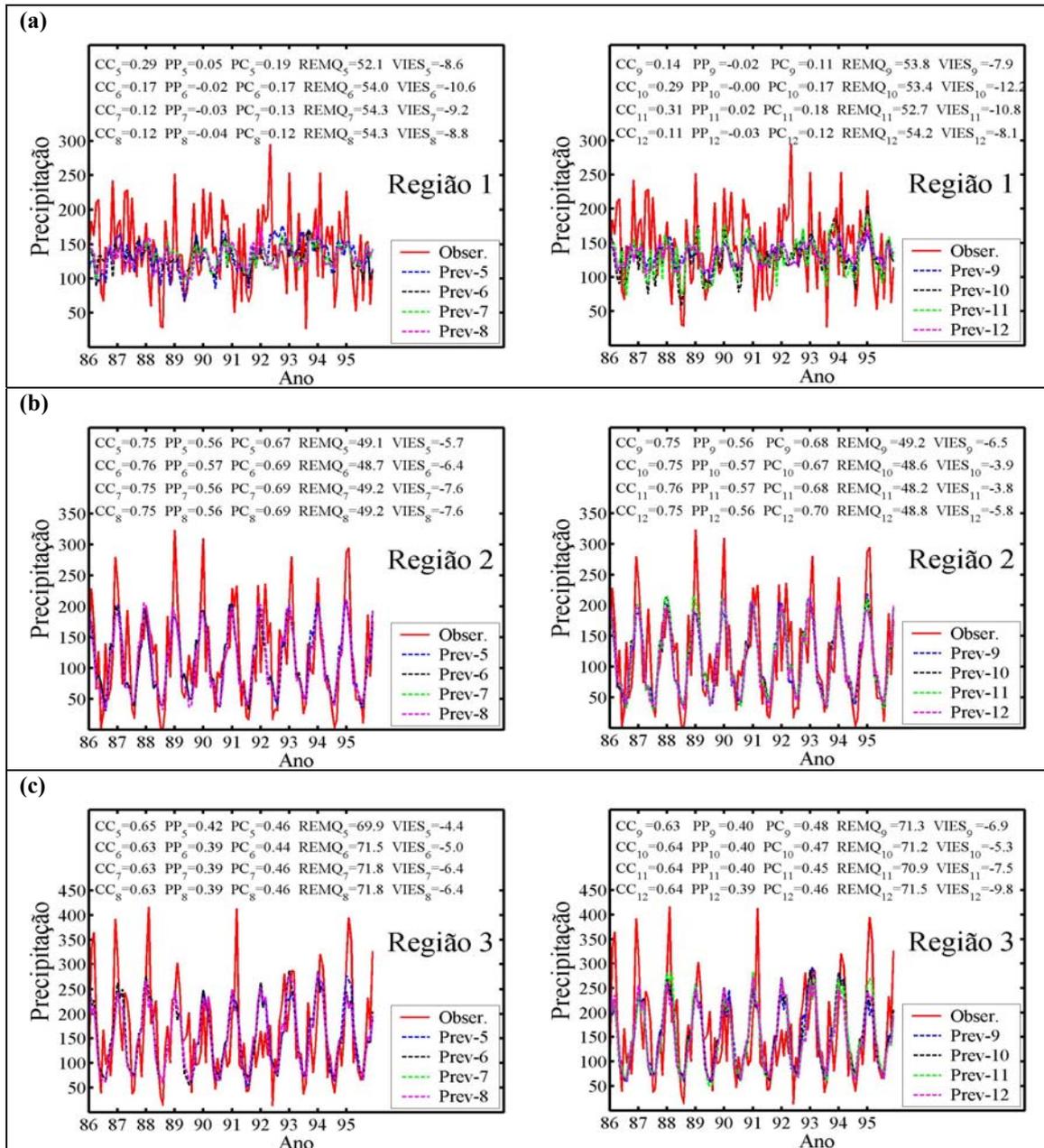


Figura A3.1: Comparação da precipitação mensal observada (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas mensais: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5. Estão destacadas as previsões realizadas com cinco a doze meses de defasagem (Prev-5 a Prev-12). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

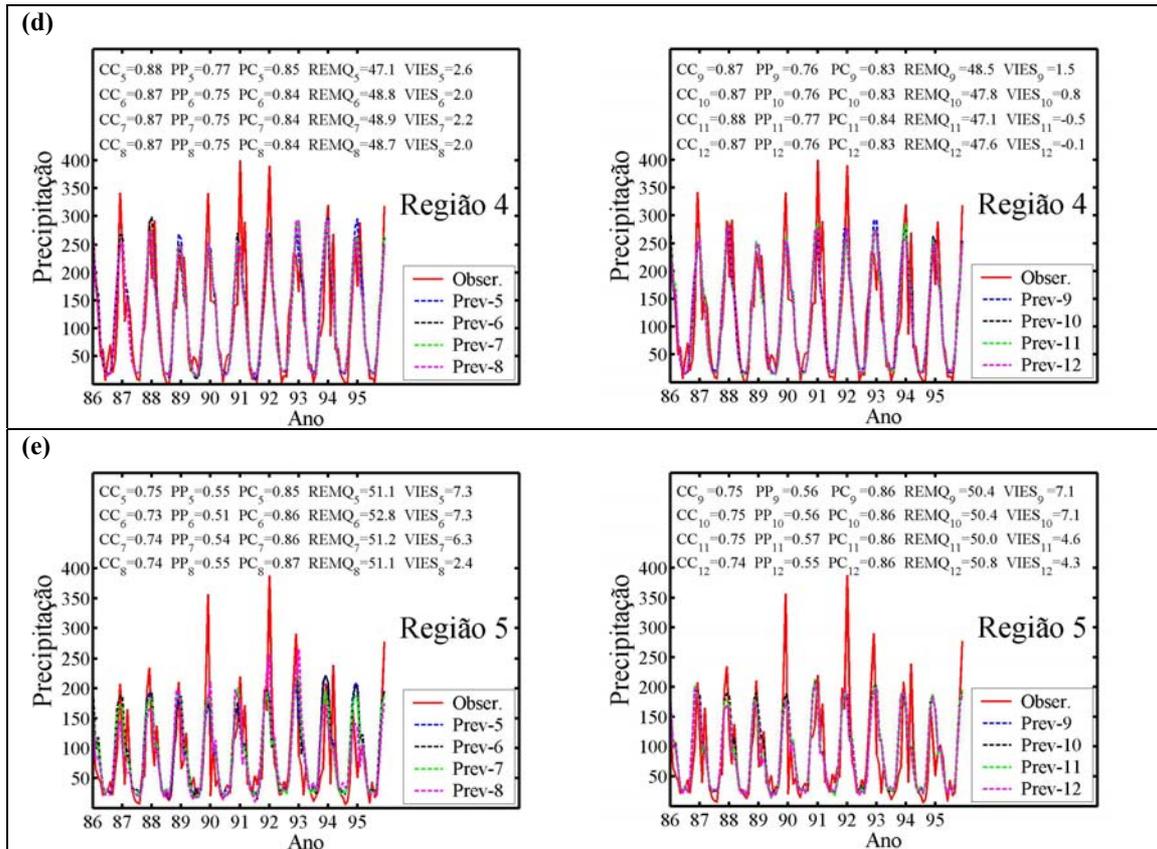


Figura A3.1: (d-e) Continuação.

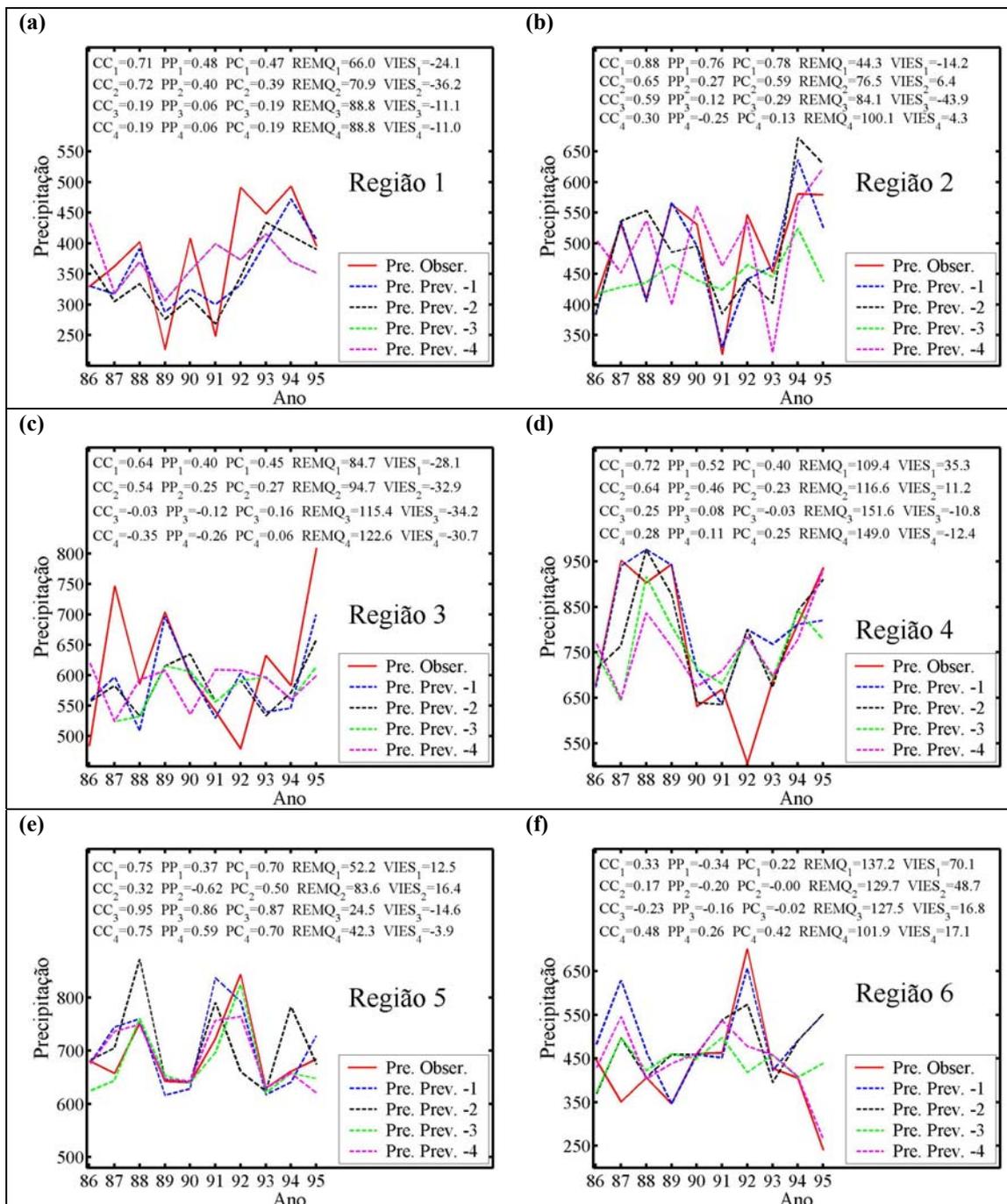


Figura A3.2: Comparação da precipitação observada em DJF (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev.-1 a Prev.-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

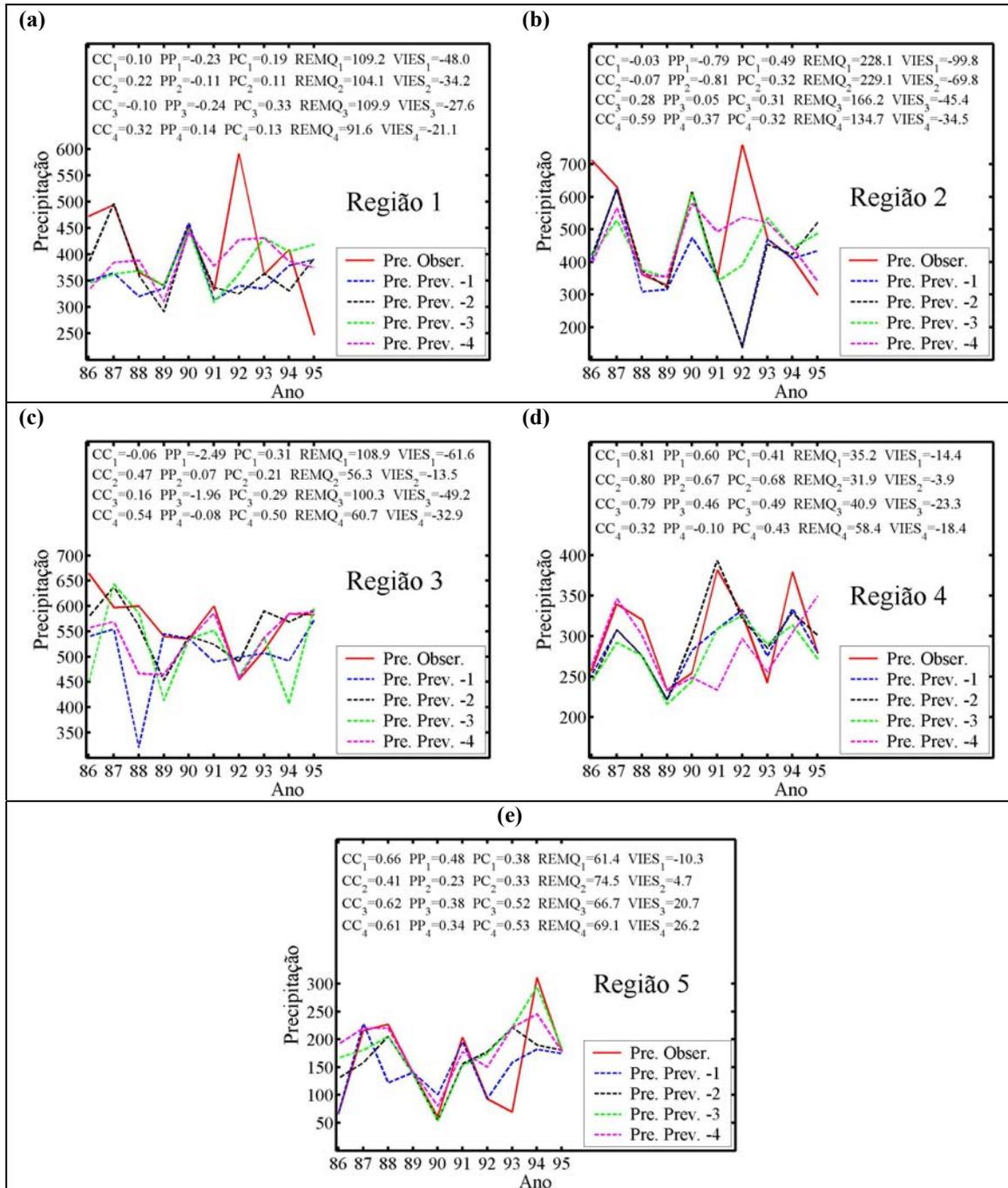


Figura A3.3: Comparação da precipitação observada em MAM (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

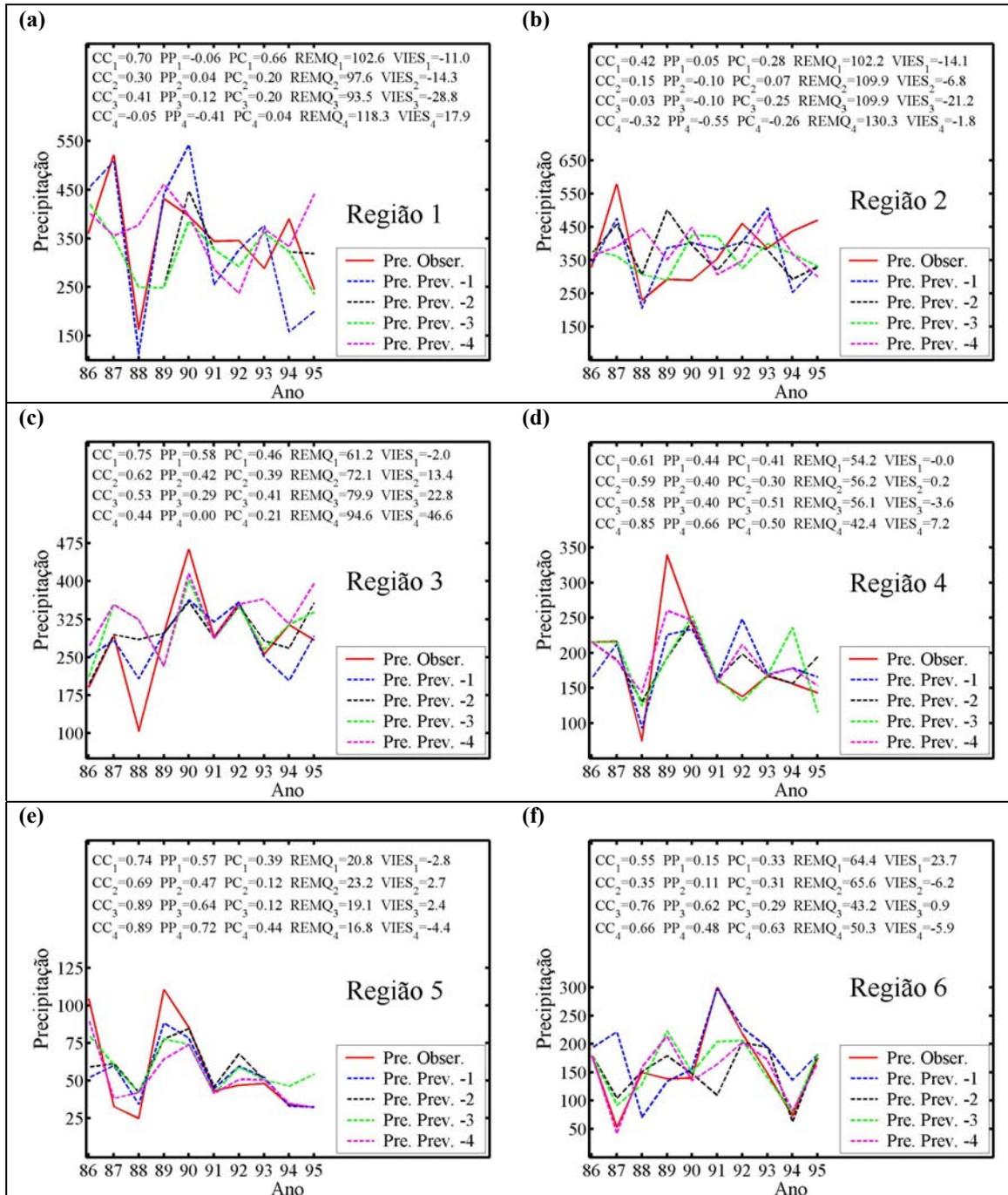


Figura A3.4: Comparação da precipitação observada em JJA (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

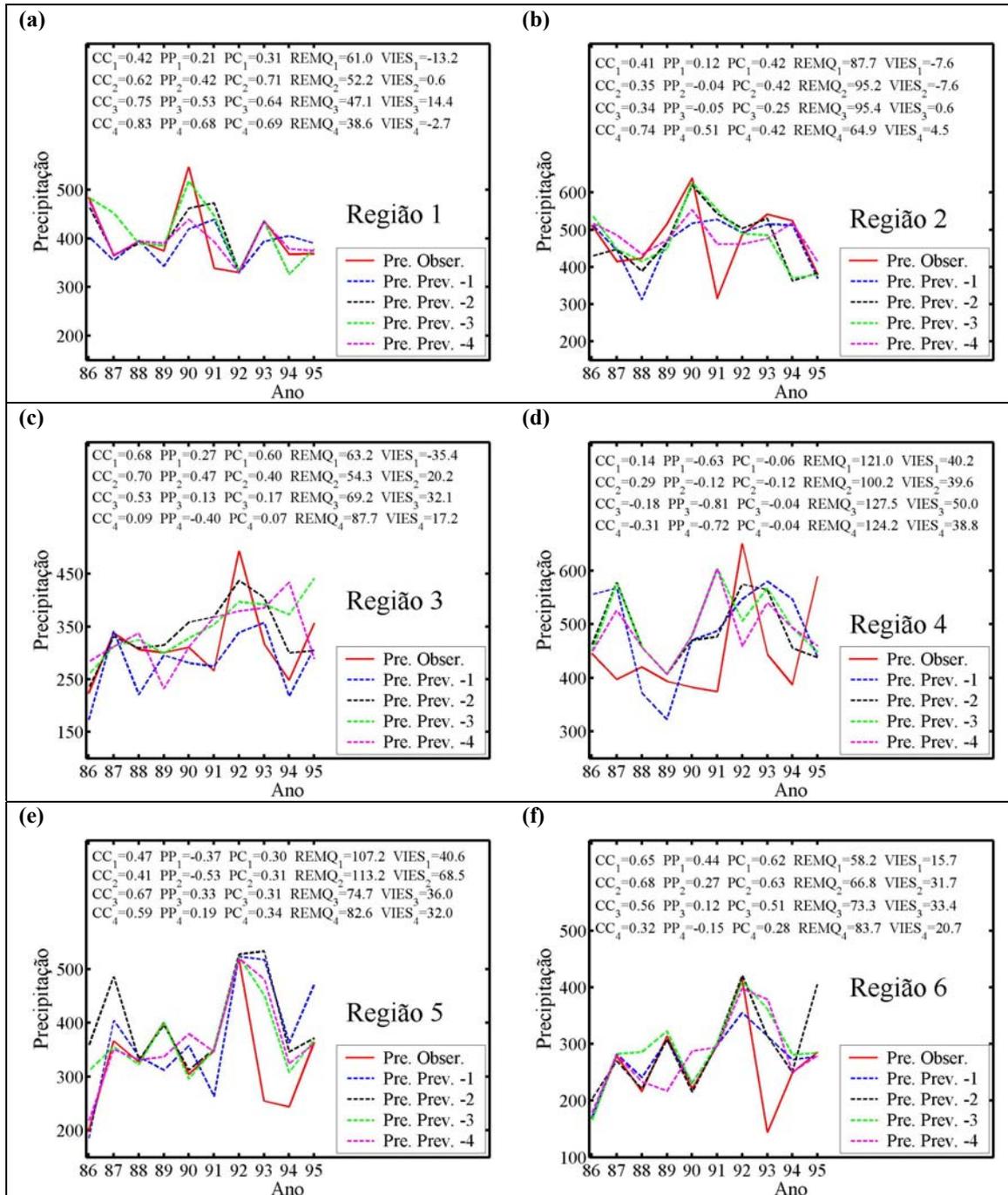


Figura A3.5: Comparação da precipitação observada em SON (linha contínua vermelha) com a prevista (linha pontilhada) pelo modelo estocástico, para as regiões pluviométricas homogêneas do trimestre de DJF: (a) Região 1; (b) Região 2; (c) Região 3; (d) Região 4; (e) Região 5; (f) Região 6. Estão destacadas as previsões realizadas com um a quatro trimestres de defasagem (Prev-1 a Prev-4). No topo de cada gráfico estão os valores dos parâmetros: CC; PP; PC; REMQ; VIES. Os índices subscritos indicam a defasagem mensal correspondente.

Apêndice 4

A4.1 – Análise de Correlação Canônica

Inicialmente têm-se dois conjuntos de dados armazenados nos vetores $\mathbf{Y}(\mathbf{p},\mathbf{n})$ e $\mathbf{Z}(\mathbf{q},\mathbf{n})$, sendo que \mathbf{Y} possui \mathbf{p} variáveis e \mathbf{Z} possui \mathbf{q} variáveis e ambos os conjuntos de dados possuem o mesmo número de observações \mathbf{n} . A única restrição para \mathbf{Y} e \mathbf{Z} é que o número de observações \mathbf{n} seja o mesmo. A técnica de ACC permite encontrar combinações lineares \mathbf{u} e \mathbf{v} , conhecidas como variáveis canônicas, a partir de \mathbf{Y} e \mathbf{Z} , de forma que a correlação entre estas variáveis seja maximizada. Antes de se aplicar a técnica canônica é necessário que os dados sejam padronizados, subtraindo-se da média e dividindo-se pelo desvio padrão.

O problema que a Análise de Correlação Canônica deve resolver é encontrar os vetores canônicos \mathbf{a} e \mathbf{b} , de modo que o par $\mathbf{u}(\mathbf{t})$ e $\mathbf{v}(\mathbf{t})$ possua correlação máxima entre si. Estes vetores são relacionados da forma abaixo:

$$\begin{cases} \mathbf{u}(\mathbf{t}) = \mathbf{Y}\mathbf{a} \\ \mathbf{v}(\mathbf{t}) = \mathbf{Z}\mathbf{b} \end{cases} \quad (\text{A.4.1})$$

No método clássico os vetores \mathbf{a} e \mathbf{b} são obtidos da seguinte forma:

- (a) primeiramente os dados padronizados dos dois vetores $\mathbf{Y}(\mathbf{p},\mathbf{n})$ e $\mathbf{Z}(\mathbf{q},\mathbf{n})$ são unidos num único vetor $\mathbf{c}(\mathbf{p}+\mathbf{q},\mathbf{n}) = [\mathbf{Y}(\mathbf{p},\mathbf{n}),\mathbf{Z}(\mathbf{q},\mathbf{n})]$, sendo que a matriz transposta de \mathbf{c} é $\mathbf{C}(\mathbf{n},\mathbf{p}+\mathbf{q})=\mathbf{c}^T(\mathbf{p}+\mathbf{q},\mathbf{n})$. Este vetor contém $\mathbf{p}+\mathbf{q}$ elementos; os primeiros (\mathbf{p}) são os elementos de \mathbf{Y} e os últimos (\mathbf{q}) são os elementos de \mathbf{Z} ;
- (b) calcula-se a matriz de covariância \mathbf{S}_c de \mathbf{C} , utilizando a equação seguinte:

$$[S_c] = \frac{1}{n-1} [C']^T [C] = \begin{bmatrix} S_{yy} & S_{yz} \\ S_{zy} & S_{zz} \end{bmatrix}. \quad (\text{A4.2})$$

Sendo que C' é matriz inversa de C ; o sobrescrito T refere-se à matriz transposta; S_{YY} é a matriz de variância-covariância das variáveis em Y ; S_{ZZ} é a matriz de variância-covariância das variáveis em Z ; S_{YZ} e S_{ZY} contêm as covariâncias entre cada elemento de Y e cada elemento de Z , e eles são relacionados de acordo com $[S_{YZ}] = [S_{ZY}]^T$.

(c) separam-se S_{YY} , S_{ZY} , S_{YZ} , S_{ZZ} e encontram-se as matrizes $[M_Y]$ e $[M_Z]$, que possuem as dimensões $(p \times p)$ e $(q \times q)$, respectivamente:

$$[M_Y] = [S_{YY}]^{-1} [S_{YZ}] [S_{ZZ}]^{-1} [S_{ZY}], \quad (\text{A4.3})$$

$$[M_Z] = [S_{ZZ}]^{-1} [S_{ZY}] [S_{YY}]^{-1} [S_{YZ}]; \quad (\text{A4.4})$$

(d) as correlações r_c são obtidas pela raiz quadrada dos autovalores das matrizes $[M_Y]$ e $[M_Z]$;

(e) os primeiros autovalores $M = \min(p, q)$ destas duas matrizes são idênticos, e se p for diferente de q , os autovalores restantes da maior matriz serão todos nulos (Wilks, 1995). Portanto os vetores canônicos \mathbf{a}_m e \mathbf{b}_m são os respectivos autovalores dessas matrizes, satisfazendo:

$$[M_Y] \mathbf{a}_m = (r_{c_m})^2 \mathbf{a}_m, \quad m=1, \dots, M, \quad (\text{A4.5})$$

$$[M_Z] \mathbf{b}_m = (r_{c_m})^2 \mathbf{b}_m, \quad m=1, \dots, M, \quad (\text{A4.6})$$

sendo que r_{c_m} é a m -ésimo correlação canônica.

Existem algumas vantagens de se usar o método moderno:

- ⇒ Em muitas aplicações ocorre que p e q são maiores que n . Neste caso o procedimento clássico falha por aparecerem matrizes não inversíveis.
- ⇒ Na técnica moderna realiza-se uma projeção dos dados originais sobre as EOF, as dimensões p e q transformam-se no número de EOF, o qual reduz a dimensão do problema.

⇒ O uso de EOF permite que a análise seja centrada nos modos dominantes de variabilidade de cada campo; isto é, filtra-se o ruído de pequena escala.

⇒ O estudo de EOF é uma boa forma de familiarização com as características dos campos, facilitando a interpretação da estrutura canônica.

A desvantagem de utilizar EOF na ACC é que a formulação é mais complicada.

O primeiro passo é decompor os dados originais em componentes principais. Esta decomposição é dada da a partir da seguinte relação:

$$Y(x, t) = \sum_{j=1}^p k_j^{1/2} \alpha_j(t) e_j(x), \quad (\text{A4.7})$$

$$Z(x', t) = \sum_{j=1}^q \lambda_j^{1/2} \beta_j(t) f_j(x'), \quad (\text{A4.8})$$

com $x = 1, 2, \dots, p$; $t = 1, 2, \dots, n$; $x' = 1, 2, \dots, p$, sendo que:

- $\alpha_j(t)$ e $\beta_j(t)$ são os componentes principais temporais normalizados;

- $e_j(x)$ e $f_j(x')$ são os autovetores (EOF);

- k_j e λ_j são os autovalores.

O método ACC busca o par de vetores $\mathbf{u}(t)$ e $\mathbf{v}(t)$ que são combinações lineares de $\alpha_j(t)$ e $\beta_j(t)$, e são maximamente correlacionados. Assim, seleciona-se p_1 e q_1 modos EOF (modos dominantes de casa campo), de forma que $p_1 \leq p$ e $q_1 \leq q$.

O critério utilizado para escolher p_1 e q_1 é que estes modos de EOF expliquem juntos uma boa porcentagem da variância de cada campo. Neste trabalho foram selecionados os modos que somavam 85% da variância explicada, mas dependendo do objetivo pode-se usar outra porcentagem (p. ex. 70% ou 80%).

A representação de \mathbf{Y} e \mathbf{Z} obtida pelo primeiro conjunto formado de todas as combinações lineares de $\alpha_j(t)$ e $\beta_j(t)$ no espaço vetorial euclidiano E_n é:

$$\mathbf{u} = \sum_{j=1}^{p_1} \alpha_j r_j \quad \text{e} \quad \mathbf{v} = \sum_{k=1}^{q_1} \beta_k s_k, \quad (\text{A4.9})$$

onde r e s são construções arbitrárias de vetor unitário em E_p e E_q , respectivamente. Para cada r e s obtido, define-se a correlação:

$$\langle u(t)v(t) \rangle_t = r^T C s. \quad (\text{A4.10})$$

O sobrescrito T denota a matriz transposta, o símbolo $\langle \rangle_t$ denota uma média sobre o tempo e C é a matriz p por q , definida como:

$$C_{jk} = \langle \alpha_j(t) \beta_k(t) \rangle_t. \quad (\text{A4.11})$$

A correlação de u e v em A4.10 é maximizada se r e s forem, respectivamente, autovetores do sistema abaixo:

$$\begin{cases} [CC^T] r_j = \mu_j^2 r_j & j = 1, 2, \dots, p \\ [CC^T] s_k = \mu_k^2 s_k & k = 1, 2, \dots, q, \end{cases} \quad (\text{A4.12})$$

onde $r_j = [r_{1j}, r_{2j}, \dots, r_{pj}]^T$ e similarmente para s_k . Os vetores r_j e s_j formam os conjuntos de vetores ortogonais. De acordo com a teoria, os autovalores não nulos de μ^2 são iguais para ambos os sistemas. Portanto, resulta que os vetores buscados são:

$$\mathbf{u}_j = \sum_{i=1}^p \alpha_i r_{ij} \quad \text{e} \quad \mathbf{v}_k = \sum_{i=1}^q \beta_i s_{ik}. \quad (\text{A4.13})$$

A partir de 4.14 e da ortogonalidade desses vetores, tem-se que:

$$\langle \alpha_i(t) u_j(t) \rangle_t = r_{ij} \quad \text{e} \quad \langle \beta_j(t) v_k(t) \rangle_t = s_{jk}, \quad (\text{A4.14})$$

interessam os valores de j e k que fornecem $\mu^2 > 0$.

Os vetores \mathbf{u}_j e \mathbf{v}_k possuem várias propriedades:

- (1) os vetores \mathbf{u}_j são ortogonais entre si. O mesmo para \mathbf{v}_k ;
- (2) a correlação entre \mathbf{u}_j e \mathbf{v}_k é tal que

$$\text{corr}(u_j, v_k) = \begin{cases} 0 & \text{se } j \neq k \\ \mu_j & \text{se } j = k \end{cases}$$

ou seja,

$$\left\{ \begin{array}{l} \text{cor}(u_1, v_1) = \mu_1 \\ \text{cor}(u_2, v_2) = \mu_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \text{cor}(u_s, v_s) = \mu_s \end{array} \right. \rightarrow \text{a máxima correlação buscada, com } \mu_1 > \mu_2 > \dots > \mu_s > 0,$$

Os u_j e v_k são chamados “vetores canônicos” e os $\mu_{j=k}$ são “coeficientes de correlação canônica”;

(3) definem-se r_{ij} e s_{ij} através de:

$$\text{cor}(\alpha_i(t), u_j(t)) = r_{ij} \quad \text{e} \quad \text{cor}(\beta_i(t), v_j(t)) = s_{ij}.$$

A partir dos resultados obtidos das expressões anteriores pode-se representar os conjuntos de dados \mathbf{Y} e \mathbf{Z} como combinações lineares de seus vetores canônicos, de acordo com as seguintes relações:

$$\left\{ \begin{array}{l} Y(x, t) = \sum_{j=1}^p u_j(t) g_j(x), \\ Z(x', t) = \sum_{k=1}^q v_k(t) h_k(x'), \end{array} \right. \quad (\text{A4.15})$$

onde definem-se :

$$\left\{ \begin{array}{l} g_j(x) = \langle Y(x, t) u_j(t) \rangle_t, \\ h_k(x') = \langle Z(x', t) v_k(t) \rangle_t. \end{array} \right. \quad (\text{A4.16})$$

Os g_j e h_k são vetores cujas componentes mostram a correlação entre \mathbf{Y} e \mathbf{Z} para uma localização específica (x ou x'), a estes dá-se o nome de “mapas canônicos”, e são importantes (juntamente com \mathbf{u} e \mathbf{v}) para fins diagnósticos.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)