

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



MARCELO ALEJANDRO LUNA SACCO

**“TELECONEXÕES ATMOSFÉRICAS E A PREVISÃO
NUMÉRICA DO CLIMA NA AMÉRICA DO SUL”**

SÃO PAULO
2010

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

MARCELO ALEJANDRO LUNA SACCO

**TELECONEXÕES ATMOSFÉRICAS E A PREVISÃO
NUMÉRICA DO CLIMA NA AMÉRICA DO SUL**

**Dissertação apresentada ao instituto de
Astronomia, Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de Mestre
em Ciências.**

**Área de concentração: Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi**

SÃO PAULO

2010

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Tercio Ambrizzi, pela orientação, amizade, ensinamento e permanente interesse na realização desta dissertação. Seus conhecimentos e suas dicas foram de suma importância no desenvolvimento desse mestrado.

À professora Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha, pela importante co-orientação e amizade, acreditou em mim e me entregou todo seu apoio tanto moral e acadêmico, que foi muito importante nessa difícil tarefa, muito obrigado.

Ao professor Dr. Ricardo de Camargo, por sua amizade desde o começo do mestrado e suas boas vindas e ajuda pra começar a trabalhar neste projeto.

A minha esposa, Patrícia Carvajal Vergara, por seu amor, incentivo e compreensão dispensada durante o desenvolvimento desse trabalho.

Aos meus pais (Jorge Luna e Edda Sacco) e ao meu irmão (Sebastián Luna), que sempre me apoiaram e estiveram ao meu lado ao longo dos meus estudos, sem seus incentivos nada disto poderia ter sido. Também aos meus sogros (Ruth Vergara e Sergio Carvajal) pelo seu apoio e preocupação ao longo destes anos fora de casa.

A todos os amigos que de alguma forma ajudaram direta ou indiretamente no desenvolvimento desta dissertação.

RESUMO

SACCO, M. L. Teleconexões atmosféricas e a previsão numérica do clima na América do Sul. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 120p 2010.

Este estudo analisa o desempenho das previsões por conjunto do modelo do European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF), utilizando métodos estatísticos e a teoria linear das ondas, a fim de verificar seu desempenho e seus erros específicos. As variáveis utilizadas na validação do modelo foram o vento zonal e meridional no nível de 200 hPa., e a precipitação total, utilizando composições sazonais para o período de dezembro de 1981 até novembro de 2002, que foi comparado com dados de reanálises do ECMWF (ERA40) e dados de precipitação do CMAP. Os resultados indicam uma boa concordância entre a simulação do modelo e dados da reanálise na representação dos jatos subtropical (JST) e polar (JP). No entanto, em 30° S e 50° S o modelo superestima o máximo do vento zonal e o desloca para o leste seu fluxo médio. A partir da análise do número de onda total (K_s) foi observado que a principal atividade de ondas ocorre na região do jato subtropical e polar, que atuam como guias de onda, havendo uma boa concordância entre a simulação (previsão) e o reanálise, apesar da grande variabilidade entre os membros, mas os máximos do jato primário (JST) e secundário (JP) são bem representados. Foi observado também que as composições de verão (DJF) são melhores representadas pelo modelo. O perfil meridional de K_s mostrou os seguintes resultados: ondas longas (número de onda zonal 1-2) estão confinadas entre o pólo e 60°S (50°S), ondas de 3 e 4 são distribuídos em torno de 50°S (40°S), e comprimentos de onda mais curtos (entre 5 e 8) estão confinados até 25° S. As ondas consideradas muito curtas (número de onda acima de 8) estão espalhadas ao redor do equador tanto para os dados do ERA40 como para o modelo. Para uma melhor avaliação do fluxo médio zonal do modelo, a técnica de traçado de raios ("ray tracing") foi usada. Os resultados indicam que o número de onda 2, durante o inverno (JJA) não concorda com a latitude de retorno (40° S) representado pelo cálculo da reanálise. No entanto, para as outras estações do ano, a simulação parece muito melhor. Para o número de onda 3 no verão, os 11 membros do ECMWF conseguem seguir o traçado de raio descrito pelo ERA40, porém em outras estações a variabilidade é grande, o que também é observado para o número de onda 4. As diferenças obtidas no "ray tracing" demonstram que o modelo não é capaz de reproduzir o correto estado básico médio da atmosfera na previsão sazonal. Dependendo da época do ano ou do comprimento de onda o impacto da propagação remota pode ser muito diferente, uma vez que a fase e a energia das ondas estão deslocadas em relação à realidade (dados observacionais) e, portanto, a possibilidade de, por exemplo, a chuva ou não chuva em uma região específica (previsão) pode ser comprometida. Através da análise da precipitação notou-se que o modelo subestima as principais regiões de precipitação sobre a parte central da América do Sul e na Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT), no entanto, representa bem seu ciclo anual. Pela comparação das anomalias da previsão e o observado (CMAP), notou-se uma boa concordância entre elas, onde o modelo consegue reproduzir a influência de forçantes remotas como o ENOS (El Niño – Oscilação Sul) com o aumento ou diminuição da precipitação em regiões da América do Sul.

Palavras chaves: Teleconexões, Traçado de raios, Número de onda Estacionário, MCGA, Precipitação.

ABSTRACT

SACCO, M. L. Atmospheric teleconnection and climate numerical prediction on South America. Dissertation of master presented in the Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 120p 2010.

This study analyzes the performance of ensemble forecasts of the European Center for Medium-Range Weather Forecasting model (ECMWF) using statistical methods and the linear wave theory in order to check its performance and specific errors. The variables used in the model validation were the zonal and meridional wind at 200 hPa. level, and the total precipitation, using seasonal composites for the period of December 1981 until November 2002, which was compared with data from the ECMWF reanalysis (ERA40) and CMAP Precipitation data set. The results indicate a good agreement between the model simulation and reanalysis data in the representation of the subtropical (JST) and the polar (JP) jet streams. However at 30°S and 50°S the model overestimates the maximum zonal wind, displacing towards east the zonal wind mean flow. From the analysis of the total wavenumber (Ks) it was observed that the main wave activity takes place in the region of the subtropical and polar jet streams, which act as wave guides. There is also a good agreement between simulation (forecasting) and reanalysis, though there are large variability among the members, but the primary (JST) and secondary (JP) jets maxima are well represented. It was also observed that the summer (DJF) composites are better simulated by the model. The results of the meridional profiles of Ks showed: long waves (zonal wave number 1-2) are confined between the pole and 60°S (50°S), waves 3 and 4 can be spread around 50°S (40°S), and the shorter wavelengths (between 5 and 8) are confined up to 25°S. Very short waves (wave number above 8) spread around the equator for both ERA40 and model data. To better evaluate the model mean zonal flow, the ray tracing technique was used. The results indicate that the wave number 2 during winter (JJA) does not agree with the returning latitude (40°S) depicted by the reanalysis calculation. However for the other seasons the simulation appears much better. For the wave number 3 in summer, the 11 members of the ECMWF follow the ray tracing described by ERA40, however in other seasons the variability is large, which is also observed for the wave number 4. The differences obtained in the ray tracing demonstrate that the model is not able to correct reproduce the atmosphere mean basic state in the seasonal forecast. Depending on the season or the wavelength propagation the remote impact may be very different, once the phase and energy of the wave will be misplaced when compared to the observational data and therefore the possibility of, for instance, rain or no rain in one specific region (forecasting) can be compromised. With relation to the precipitation analysis it was found that the ECMWF model underestimates the principal regions of the precipitation over central South America and the Inter Tropical Convergence Zone (ZCIT). However, it shows a good representation of the precipitation annual cycle. The comparison between the forecast anomalies and the observed precipitation (CMAP) indicates a good agreement between them. It was also observed that the model reproduces the remote forcing influence such as ENSO, with increase or decrease of the precipitation in regions of South America.

Keywords: Teleconnections, Ray tracing, Total Wave number, AGCM, Precipitation.

SUMÁRIO

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1	OBJETIVOS DO TRABALHO	2
1.2	OBJETIVOS ESPECÍFICOS	2
1.3	ESTRUTURA DO TRABALHO	3

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1	CONSIDERAÇÕES INICIAIS	5
2.2	ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL (IOS).....	8
2.3	CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL	9
2.4	TELECONEXÕES ATMOSFERICAS	11
2.5	ONDAS DE ROSSBY	15
2.6	ANÁLISE DE TRAÇADO DE RAIOS (RAY TRACING)	17

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

3.1	DESCRIÇÃO DO MODELO SYSTEM 3 (ECMWF)	19
3.2	CARACTERÍSTICAS DOS DADOS (ECMWF)	20
3.3	OBTENÇÃO DO TERCEIRO MÊS DA PREVISÃO	21
3.4	OBTENÇÃO DA PREVISÃO SAZONAL DO MODELO	22
3.5	DADOS PADRÕES E VARIÁVEIS USADAS	22
3.6	COMPOSIÇÕES SAZONAIS DOS CONJUNTOS DE DADOS	23
3.7	REGIÕES ESCOLHIDAS PARA VALIDAÇÃO DO MODELO	24
3.8	PROGRAMAS USADOS	25
3.9	EVENTOS EXREMOS DO ENOS	26
3.10	ESTATISTICA BÁSICA	27

CAPÍTULO IV

COMPARAÇÃO DO VENTO SAZONAL NAS REGIÕES ESCOLHIDAS

4.1	COMPORTAMENTO DO VENTO SAZONAL	29
4.2	VARIABILIDADE DOS ERROS ENTRE OS MEMBROS	32

CAPÍTULO V

CAMPOS DE VENTO ZONAL

5.1	CARACTERÍSTICAS DO JATO NO HEMISFÉRIO SUL	36
5.2	CORTE LONGITUDINAL DO VENTO ZONAL	40
5.3	DIFERENÇA ESPACIAL ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS	43

5.4	MÉDIA ZONAL DO VENTO.....	47
-----	---------------------------	----

CAPÍTULO VI

ANÁLISE DE CAMPOS DE K_s

6.1	ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE VERÃO	49
6.1.1	PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE VERÃO	51
6.2	ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE OUTONO	53
6.2.1	PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE OUTONO	54
6.3	ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE INVERNO	56
6.3.1	PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE INVERNO	57
6.4	ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE PRIMAVERA	59
6.4.1	PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE PRIMAVERA	60

CAPÍTULO VII

ANÁLISE DO TRAÇADO DE RAIOS (RAY TRACING)

7.1	COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 2	62
7.2	COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 3	64
7.3	COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 4	66

CAPÍTULO VIII

ANÁLISE DE CORRELAÇÕES ESPACIAIS

8.1	PRECIPITAÇÃO VERSUS VENTO MERIDIONAL	68
8.2	PRECIPITAÇÃO VERSUS VENTO ZONAL	71

CAPÍTULO IX

ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO DO MODELO

9.1	ANÁLISE DAS MÉDIAS SAZONAIS DA PRECIPITAÇÃO.....	74
9.1.1	MÉDIA ZONAL DA PRECIPITAÇÃO.....	80
9.2	PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO NAS REGIÕES ESCOLHIDAS	82
9.2.1	REGIÃO NORDESTE DO BRASIL (ND)	82
9.2.2	REGIÃO CENTRO-OESTE DO BRASIL (CO)	86
9.2.3	REGIÃO SUDESTE DO BRASIL (SD)	89
9.2.4	REGIÃO SUL DO BRASIL (RS)	92

CAPÍTULO X

CONCLUSÕES.....	96
TRABALHOS FUTUROS.....	98
REFERÊNCIAS.....	99

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO II

Figura 2.1 - Ilustração esquemática do sistema monçônico da América do Sul (esquerda) escala sombreada são as áreas de precipitação, linhas pontilhadas pretas indicam zonas de convergência, setas pequenas mostram vento em 900 hPa, setas laranjas o jato de baixo nível (JBN), H indica a alta subtropical em superfície e A o anticiclone monçônico. No desenho à direita, seção vertical na direção SW-NE, indicando regiões de convecção profunda e JBN (Mechoso et al., 2005).....11

Figura 2.2 - Esquema dos cinco padrões de teleconexões encontrados para o Hemisfério Norte por Wallace e Gutzler (1981), definidos como: Eastern Atlantic (EA), Pacific/North American (PNA), Western Atlantic (WA), Western Pacific (WP), Eurasian (EU).....13

Figura 2.3 - Sumário esquemático dos guias de onda mostrados pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial, indicada pelas setas cheias, deduzidos de uma série de experimentos com modelo barotrópico. Adaptada de Hoskins e Ambrizzi (1993).....13

Figura 2.4 - Sumário esquemático dos guias de onda mostrados pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial, indicada pelas setas cheias, deduzidos de uma série de experimentos com modelo barotrópico. Adaptada de Ambrizzi e Hoskins, 1995.....14

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - Localidades escolhidas para realizar as análises e a validação do modelo.....24

Figura 3.2 - Índice oceânico El Niño 3.4, episódios baseados em um limite de $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$, as anomalias são definidas para um valor trimestral móvel, em cores vermelhas eventos quentes El Niño e azuis eventos frios La Niña, fonte NOAA Climate Predictions Center (CPC).....26

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 - Série sazonal do vento zonal (esquerda) e meridional (direita) nas regiões: (A, E) ND; (B, F) CO; (C, G) SD, (D, H) RS, 200 hPa 20 anos de dados. Na cor azul o ERA40 e na cor vermelha o 3MES.....31

Figura 4.2 - Erro do vento zonal e meridional, estação de verão para as regiões ND, CO, SD, RS, em cores cada um dos 11 membros.....33

Figura 4.3 - Erro do vento zonal e meridional, estação de inverno para as regiões ND, CO, SD, RS, em cores cada um dos 11 membros.....35

CAPÍTULO V

Figura 5.1 - Composição de 20 verões (DJF) para o vento zonal no nível de 200 hPa. e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.....36

Figura 5.2 - Composição de 20 outonos (MAM) para o vento zonal, nível de 200 hPa., e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.....37

Figura 5.3 - Composição de 20 invernos (JJA) para o vento zonal, nível de 200 hPa., e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.....38

Figura 5.4 - Composição de 20 primavera (SON) para o vento zonal, nível de 200 hPa., velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.....39

Figura 5.5 - Corte longitudinal nos 30°S (vento zonal (m/s)) entre as composições sazonais dos conjuntos de dados. Em cor preta o valor do ERA40 e nas outras cores os 11 membros. Figuras da esquerda (A, B, C, D) é a PREV3 e da direita (E, F, G, H) o 3MES.....41

Figura 5.6 - Corte longitudinal nos 50°S (vento zonal (m/s)) entre as composições sazonais dos conjuntos de dados. Em cor preta o valor do ERA40 e nas outras cores os 11 membros. Figuras da esquerda (A, B, C, D) é a PREV3 e da direita (E, F, G, H) o 3MES.....42

Figura 5.7 - Erro do vento zonal para a estação de verão, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.....44

Figura 5.8 - Erro do vento zonal para a estação de outono, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.....45

Figura 5.9 - Erro do vento zonal para a estação de inverno, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.....46

Figura 5.10 - Erro do vento zonal para a estação de primavera, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.....47

Figura 5.11 - Média Zonal do Vento em 200 hPa. ($m s^{-1}$). A) DJF; B) MAM; C) JJA; D) SON.....48

CAPÍTULO VI

Figura 6.1 - Campos de K_s , para a média sazonal de verão para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.....50

Figura 6.2 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de verão.....52

Figura 6.3 - Campos de K_s , para a média sazonal de outono para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.....53

Figura 6.4 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de outono.....55

Figura 6.5 - Campos de K_s para a média sazonal de inverno para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.....56

Figura 6.6 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de inverno.....58

Figura 6.7 - Campos de K_s para a média sazonal de primavera para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.....59

Figura 6.8 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de primavera.....61

CAPÍTULO VII

Figura 7.1 - Traçado de raios para o número de onda 2, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.....63

Figura 7.2 - Traçado de raios para o número de onda 3, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.....65

Figura 7.3 - Traçado de raios para o número de onda 4, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.....67

CAPÍTULO VIII

Figura 8.1 - Correlação espacial sazonal da precipitação em RS com a grade espacial do vento meridional em 200 hPa. Figuras A, B, C, D (CMAP x ERA40), figuras E, F, G, H

(CMAP x 3MES), linhas vermelhas correspondem à correlação negativa, as linhas pretas a correlação positiva e os contornos azul e amarelo a significância estatística acima do 90%...70

Figura 8.2 - Correlação espacial sazonal da precipitação em RS com a grade espacial do vento zonal em 200 hPa. Figuras A, B, C, D (CMAP x ERA40), figuras E, F, G, H (CMAP x 3MES), linhas vermelhas correspondem à correlação negativa, as linhas pretas a correlação positiva e os contornos azul e amarelo a significância estatística acima do 90%.....73

CAPÍTULO IX

Figura 9.1 - Composições de precipitação (mm/dia), período de verão, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.....75

Figura 9.2 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de verão.....76

Figura 9.3 - Composições de precipitação (mm/dia), período de outono, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.....76

Figura 9.4 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de outono.....77

Figura 9.5 - Composições de precipitação (mm/dia), período de inverno, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.....78

Figura 9.6 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de inverno.....78

Figura 9.7 - Composições de precipitação (mm/dia), período de primavera, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.....79

Figura 9.8 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de primavera.....80

Figura 9.9 - Média Zonal da Precipitação (mm dia^{-1}), A) DJF; B) MAM; C) JJA; D) SON..81

Figura 9.10 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região ND com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrada a correlação entre as séries.....82

Figura 9.11 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região ND nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.....83

Figura 9.12 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região ND nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.....85

Figura 9.13 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região CO com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrada a correlação entre as séries.....86

Figura 9.14 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região CO nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.....87

Figura 9.15 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região CO nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.....88

Figura 9.16 - Série sazonal da precipitação (mm dia⁻¹) na região SD com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrada a correlação entre as séries.....89

Figura 9.17 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região SD nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.....90

Figura 9.18 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região SD nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.....91

Figura 9.19 - Série sazonal da precipitação (mm dia⁻¹) na região RS com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrada a correlação entre as séries.....92

Figura 9.20 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região RS nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.....93

Figura 9.21 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região RS nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.....94

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Variáveis dentro da previsão do modelo.....21

Tabela 2: Obtenção do terceiro mês de previsão do modelo.....22

Tabela 3: Regiões escolhidas para séries sazonais e erros da previsão do modelo.....26

LISTA DE SIGLAS

3MES	Previsão sazonal do modelo
AS	América do Sul
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul
CMAP	Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation
CO	Centro-Oeste do Brasil
CPC	Climate Predictions Center
DJF	Dezembro, Janeiro, Fevereiro; Verão
EA	Eastern Atlantic
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasting
ENOS	El Niño Southern Oscillation
EU	Eurasian
EUROBRISA	EURO-BRazilian Initiative for Improving South American Seasonal Forecasts
FORTRAN	IBM Mathematical FORMula TRANslation System
GrADS	Grid Analysis and Display System
HOPE	Hamburg Ocean Primitive Equation model
HS	Hemisfério Sul
IFS	Integrated Forecast System
IOS	Índice de Oscilação Sul
JBN	Jato de baixo nível
JJA	Junho, Julho, Agosto; Inverno
Ks	Número de onda estacionário
MAM	Março, Abril, Maio; Outono
MATLAB	MATrix LABoratory
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers of Environmental Prediction
ND	Nordeste do Brasil
OMJ	Oscilação Maddem-Julian
OS	Oscilação Sul
PCP	Precipitação total
PNA	Pacific/North American
PSA	Pacific/South American
PREV3	Terceiro mês de previsão do modelo
R	Coeficiente de correlação espacial
Ray Tracing	Traçado de raios
RS	Região Sul do Brasil
SD	Sudeste do Brasil
SON	Setembro, Outubro, Novembro; Primavera
TSM	Temperatura Superficial do Mar
U	Vento zonal
V	Vento meridional
VIÉS	Erro Médio
WA	Western Atlantic
WP	Western Pacific
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZCSI	Zona de Convergência do Sul da Índia

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O continente Sul Americano está localizado em uma região particularmente benéfica em termos de teleconexões atmosféricas. Talvez um exemplo geral e mais conhecido esteja relacionado ao ENOS (El Niño Oscilação Sul). Vários estudos já mencionaram que, por causa das teleconexões associadas ao ENOS, a habilidade dos modelos numéricos para a previsão sazonal é grande em algumas regiões da América do Sul, nas quais as teleconexões da fase quente do ENOS indicam déficit de precipitação ou mesmo secas na parte norte e nordeste do Brasil (Kousky et al., 1984; Uvo et al., 1998; Ropelweski e Halpert, 1986, 1987; Pezzi e Cavalcanti, 2001) e chuvas acima do normal no sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Chile (Aceituno, 1988; Rao e Hada, 1990; Grimm et al., 1998). Por outro lado, a fase fria do ENOS tem, em geral, mostrado chuvas com sinais opostos sobre as mesmas regiões (Grimm et al., 2000; Ropelweski e Halpert, 1989). No entanto, Magaña e Ambrizzi (2005) sugerem que cada evento ENOS tem característica própria, dependendo muito do posicionamento e intensidade das anomalias de TSM sobre o Pacífico Equatorial.

Dos resultados obtidos em vários estudos focados na interação trópicos-extratrópicos, fica claro que anomalias de Temperatura Superficial do Mar (TSM), como aquelas que ocorrem durante eventos quentes de ENOS, forçam anomalias de convecção e conseqüentemente subsidência de grande escala ligada ao ramo descendente da circulação de Walker e Hadley, sendo que esse último também perturba as ondas estacionárias planetárias climatológicas e correntes de jatos associados (Ambrizzi et al., 2004). Estas perturbações têm certamente um impacto nos padrões globais de teleconexões. Um maior conhecimento desses padrões pode ser importante e contribuir na melhora do desempenho dos modelos numéricos de previsão de tempo e principalmente clima.

Neste trabalho pretende-se avaliar o desempenho de previsões por conjunto (ensembles) do modelo do “European Centre for Medium-Range Weather Forecasting (ECMWF)”, sendo esta proposta de pesquisa inserida no projeto intitulado EUROBRISA (EURO-BRazilian Initiative for Improving South American Seasonal Forecasts), o qual tem o objetivo de produzir uma previsão sazonal de qualidade para a América do Sul, pois, conhecer onde e como os modelos falham na representação dos principais padrões de circulação que

afetam o continente Sul Americano, poderá auxiliar em seu desenvolvimento e, desta forma, na melhora das previsões sazonais.

1.1 OBJETIVOS DO TRABALHO

O objetivo deste estudo é analisar em detalhes as simulações do modelo de previsão sazonal do ECMWF, através de suas integrações multiconjuntos para vários anos, usando métodos estatísticos além da teoria linear de ondas para verificar seu desempenho e falhas específicas.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Análise estatística nas regiões escolhidas para quantificar os erros sazonais entre os membros e os dados da reanálise do ECMWF.
- Representação do estado básico dos conjuntos de dados e sua comparação com dados da reanálise do ECMWF.
- Cálculo espacial do erro médio do modelo
- Obtenção da representação dos campos de K_s (Número de onda Estacionário) sobre o Hemisfério Sul.
- Análise de traçado de raios (“ray tracing”) entre as composições sazonais dos membros e os dados do ERA40.
- Análise de correlações espaciais do vento zonal e meridional em 200 hPa, para avaliar o comportamento do modelo ECMWF em sua representação dos padrões obtidos com os dados do ERA40.
- Análise da previsão sazonal da precipitação do modelo.

1.3 ESTRUTURA DO TRABALHO

A estrutura do trabalho consta de basicamente 11 capítulos dos quais o primeiro deles é a introdução e objetivos propostos para o levantamento desta dissertação, no capítulo II, é realizada uma revisão da literatura, sendo explicada de forma geral a utilização de modelos atmosféricos de circulação geral (MCGA), e como eles têm evoluído no tempo tentando reproduzir fenômenos atmosféricos de grande escala como o ENOS. Outro item deste capítulo é os fatores locais que modulam a circulação da América do Sul (AS) e os padrões de teleconexão que se encontram presentes no Hemisfério Sul (HS). Para obter uma completa avaliação dos campos espaciais obtidos do modelo, realizou-se um levantamento bibliográfico da teoria linear de ondas de Rossby proposto por Hoskins e Ambrizzi (1993).

O capítulo III corresponde à Metodologia, onde é apresentada uma descrição do modelo sazonal do ECMWF, e como foram obtidos os dados usados dentro da previsão do modelo, além dos dados usados para avaliar a habilidade do modelo, através de composições sazonais dos mesmos. São fornecidas ferramentas estatísticas e períodos com extremos do fenômeno ENOS que serão usados para avaliar o desempenho do modelo. Neste contexto, foram escolhidas quatro regiões sobre América do Sul: ND (Nordeste do Brasil), CO (Centro-Oeste do Brasil), SD (Sudeste do Brasil) e RS (Região Sul do Brasil).

A partir do capítulo IV, começam as discussões dos resultados obtidos para a avaliação do modelo, sendo realizada uma comparação entre os dados de vento do modelo e os dados de vento do ERA40, no nível de 200 hPa, nas quatro regiões mencionadas anteriormente.

No capítulo V é feita uma comparação dos campos do vento zonal, no nível de 200 hPa, e realizados cortes longitudinais nos 30°S e 50°S, além de, calcular o viés do modelo e a representação da média zonal do vento no HS.

A teoria linear de ondas de Rossby é aplicada no capítulo VI, onde é obtido o número de onda estacionário (Ks) para o HS, de acordo com o estado básico entre o valor médio dos membros e os dados do ERA40, onde para uma melhor visualização da simulação dos membros foram realizados perfis meridionais entre cada um dos 11 membros e o ERA40.

No capítulo VII, foi usada a técnica de traçado de raios (“Ray tracing”), proposto por Hoskins e Ambrizzi (1993), para os número de onda 2, 3 e 4.

Correlações espaciais da precipitação em RS (dados do CMAP) com respeito aos ventos meridionais do ERA40 e do modelo nos 200 hPa são calculados no capítulo VIII, , a fim de avaliar a capacidade do modelo em representar as ondas planetárias e padrões de teleconexão associados ao vento meridional. Além desta análise foi avaliada também a dependência da precipitação do modelo com respeito à variabilidade do vento zonal, onde para isto fizeram se correlações da precipitação sazonal do CMAP e do modelo (na região RS), em relação ao vento zonal do ERA40.

No capítulo IX é realizada uma comparação dos campos de precipitação do modelo com respeito aos dados do CMAP e foi obtida a média zonal de precipitação (Cavalcanti et al., 2002). A fim de obter uma melhor avaliação da simulação das precipitações, verificou-se o ciclo anual sobre as regiões escolhidas e, realizaram-se composições por estação do ano.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS

O clima global tem diversos padrões preferenciais de variabilidade que constituem o clima da superfície da terra. Alguns padrões refletem-se na circulação atmosférica, outros na oceânica, e muitos evoluem em função do acoplamento entre atmosfera e oceano. Todas essas preferências da variabilidade do clima são chamadas de padrões de teleconexão, pois se tratam de fenômenos ondulatórios, que transportam energia para regiões distantes da fonte de perturbação, tornando a relação causa-efeito bastante complexa, tanto espacial quanto temporalmente.

Apesar da natureza caótica da atmosfera, as previsões ao longo prazo são possíveis até certo ponto, pelo fato de ter uma série de sistemas que apresentam variações em escalas temporais longas (estações e anos) e de certa forma, são previsíveis. O mais importante desses componentes é o ENOS, sendo características deste ciclo a influência que têm nas variáveis meteorológicas e suas flutuações de grande escala. Este sistema meteorológico/oceânico fica centrado no Pacífico tropical, mas, a magnitude das flutuações é bastante ampla afetando a temperatura da superfície do mar (TSM) ao longo do Oceano Pacífico equatorial centro-leste e até outras bacias oceânicas, além de alterar o estado básico da atmosfera gerando padrões de teleconexão, e afetando os regimes de chuva tropical e de regiões extra-tropicais, particularmente na América do Sul (AS). Os episódios quentes do Pacífico são conhecidos como “El Niño” e os episódios frios conhecidos por “La Niña”, estes dois ciclos representam os extremos do ENOS a qual é a maior fonte conhecida de variabilidade climática que ocorre com certa periodicidade.

Variações externas como as temperaturas da superfície do mar, não são as únicas causas das mudanças nas previsões dos padrões climáticos. Existem outras fontes que modulam as características da variabilidade climática sazonal, como, por exemplo, as condições locais. A cobertura de neve e a umidade do solo podem afetar de forma

diferenciada em determinadas épocas do ano, por exemplo, em períodos mais quentes podem causar um esfriamento da atmosfera. Mesmo havendo uma melhora nas previsões sazonais do clima, isto não significa que os erros sistemáticos dentro dos modelos tenham sido sanados, uma vez que ainda são necessárias melhorias nos processos computacionais, o que é refletido na resolução ainda limitada dos modelos e o tempo de computação necessário para gerar as previsões. Outro exemplo desta deficiência é a representação da termoclima dos oceanos, a qual é mais difusa, além de ficar mais próxima à superfície e a corrente do golfo que não se separa no setor correto. De forma geral, todos estes erros podem afetar as previsões sazonais caso não sejam levados em consideração (Shukla et al., 2000; Nobre et al., 2001).

Diversos estudos têm sido desenvolvidos utilizando modelos atmosféricos de circulação geral (MCGA) com o intuito de analisar variabilidades e mudanças climáticas, como também para testar a habilidade do modelo em simular as características atmosféricas. Alguns destes estudos apontaram à TSM como um dos principais indicadores das variações de precipitação e temperatura na AS, sendo observado que estas variações na TSM é um importante preditor para outras variáveis também. Barnston e Smith (1996) usaram a TSM para a previsão global da temperatura e precipitação através da Análise de Correlação Canônica (ACC) em áreas afetadas pelo ENOS, como o norte e o leste da Austrália, partes da África, América do Norte e Sul, onde observaram uma satisfatória previsão do modelo para ambas as variáveis.

A previsão sazonal da precipitação na AS Subtropical foi avaliada por Montecinos et al. (2000) que empregaram a TSM do Pacífico Tropical como a forçante de teleconectividade. Os resultados apontam que a previsibilidade sazonal de precipitação na AS baseada na TSM do Pacífico Tropical, tem um nível significativo de previsibilidade na maioria dos casos. Isto é indicativo que a persistência de anomalias de TSM no Pacífico Tropical, é a fonte principal de previsibilidade de chuva sazonal quando a TSM for usada como preditor destas perturbações.

Pezzi et al. (2000) desenvolveram um modelo regional climático chamado SIMOC (Sistema de Modelagem dos Oceanos) adaptado para prever anomalias sazonais de precipitação. O modelo baseia-se em na Análise de Correlações Canônicas (ACC) cujos preditores do modelo são os campos de TSM em áreas sobre o Pacífico e o Atlântico Tropical, com o qual se avalio a previsão da precipitação sobre a Região Sul do Brasil. Foi observado que o uso dos dois oceanos simultaneamente como preditores melhora significativamente a precisão das previsões, quando comparados com os casos dos oceanos individuais.

Batista et al. (1996) integraram o MCGA do CPTEC/COLA T042L28 por 15 meses, com quatro condições iniciais diferentes, para obter o modo de simulação “ensemble”.

Consideraram o “ensemble” médio como a climatologia e compararam os resultados do modelo com a reanálise National Center for Atmospheric Research-National Centers for Environmental Prediction (NCEP-NCAR) (Kalnay et al., 1996). Eles observaram que o MCGA em geral reproduz as zonas de convergências no hemisfério Sul, porém com algumas discrepâncias, como por exemplo, nas posições e intensidades dos máximos e mínimos dos campos de precipitação, radiação de ondas longas (ROL) e temperatura, mostrando maiores dificuldades para a precipitação. Trosnikov e Cavalcanti (1998) integraram o modelo de circulação geral atmosférico do CPTEC/COLA T042L28 por onze anos, usando dois conjuntos de TSM, a observada e a climatológica. Compararam os resultados do modelo com dados da reanálise do NCEP-NCAR e verificaram que as maiores diferenças entre os experimentos e a reanálise foram encontradas em latitudes médias, em altos níveis de ambos Hemisférios e na região tropical norte em níveis médios; Cavalcanti (1998) integrou o MCGA T042L18 por 11 anos e comparou com valores observados. Verificou que a climatologia da precipitação modelada mostrou-se similar aos dados observados e que as Zonas de Convergência Intertropical (ZCIT) e do Atlântico Sul (ZCAS) foram bem representadas pelo modelo.

Outras análises climatológicas global e regional, com o MCGA CPTEC/COLA de maior resolução, também obtiveram êxito em simular as condições climáticas globais e principalmente sobre a AS. Cavalcanti et al. (2002), usaram o MCGA CPTEC-COLA T062L28, o qual foi integrado em modo ensemble com nove condições iniciais, sendo o período considerado para a análise de janeiro 1982 até dezembro 1991, as variáveis usadas foram campos espaciais de precipitação, pressão em superfície, vento em 200 e 850 hPa e altura geopotencial em 200 hPa, sendo usado o ensemble médio sazonal para comparar com os resultados de variáveis observadas. Para avaliar o comportamento da precipitação simulada pelo modelo usou-se dados do CMAP (Xie e Arkin, 1997), e para as outras variáveis a reanálise do NCEP-NCAR. Verificou-se que o modelo consegue simular as principais características do clima global e as zonas de convergência no HS e o ciclo sazonal, entretanto erros sistemáticos são observados nas mesmas regiões em diferentes estações, onde eles propõem a necessidade de melhorias na radiação e a parametrização do regime de nuvens.

Marengo et al. (2003), usando novamente a versão CPTEC-COLA T062L28, fizeram um estudo avaliando a variabilidade anual e interanual das precipitações, onde foram usados nove membros para um período de 10 anos (1982-1991). Eles encontraram que o modelo consegue reproduzir realisticamente a variabilidade interanual da precipitação durante a temporada de máxima precipitação nas regiões do Nordeste do Brasil, Amazônia, Chile

Central, Sul da Argentina e Uruguai, entre outras. Além disso, encontraram uma boa consistência entre os dados em algumas regiões sobre AS, que apresentam anomalias de precipitação associadas a eventos extremos do El Niño, sendo estas o Nordeste de Peru e Equador e o Sul do Brasil. No entanto, em períodos La Niña ou fase neutra, as anomalias de precipitações observadas ou simuladas nem sempre estão presentes. Outro fator importante encontrado foi a baixa habilidade do modelo em representar a variabilidade interanual das regiões monçônicas do mundo, talvez devido a forçamentos internos como o efeito da superfície do solo (cobertura de neve e a umidade do solo), além de não ter uma boa representação de processos de sub-grade no modelo, no entanto, o modelo conseguiu reproduzir o sinal do El Niño 1982-83 e 1986-87, o que indica a sensibilidade do mesmo a forçantes externas nestas regiões. Observou-se ainda que para anos neutros ou em condições de La Niña os resultados simulados e observados possuem certa discrepância.

2.2 ÍNDICE DE OSCILAÇÃO SUL (IOS)

El Niño Oscilação Sul (ENOS) é um fenômeno de interação oceano-atmosfera, associado às alterações dos padrões normais da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e dos ventos alísios na região do Pacífico Equatorial entre a Costa Peruana e a Austrália. Além da temperatura da superfície do mar, o fenômeno ENOS pode ser medido pelo Índice de Oscilação Sul (IOS) (Walker e Bliss, 1932, 1937), que mostra a diferença normalizada entre as pressões médias mensais ao nível do mar entre os setores do centro-leste (Taiti/Oceania) e oeste (Darwin/Austrália) do Pacífico Tropical. Valores negativos e positivos da IOS são indicadores da ocorrência do El Niño e La Niña, respectivamente. Estes eventos extremos do IOS provocam o aumento ou a diminuição do regime normal da precipitação sobre algumas regiões da América do Sul (Ropelewski e Halpert, 1986, 1987). Grimm et al. (2000) encontraram lugares preferenciais de variabilidade atmosférica, embora somente alguns deles sejam claramente identificados como sendo associados à TSM.

As teleconexões da fase quente do ENOS indicam déficit de precipitação ou mesmo secas na parte norte e nordeste do Brasil (p, ex., Kousky et al., 1984; Uvo et al., 1998; Ropelewski e Halpert, 1986, 1987; Pezzi e Cavalcanti, 2001) e chuvas acima do normal no sul do Brasil, norte da Argentina, Uruguai e Chile (Aceituno, 1988; Rao e Hada, 1990; Grimm et al., 1998, entre outros). Por outro lado, a fase fria do ENOS tem em geral mostrada chuvas

com sinais opostos sobre as mesmas regiões (Grimm et al., 2000; Ropelweski e Halpert, 1989). No entanto, deve ser lembrado que a variabilidade inter-eventos ENOS pode gerar impactos diferenciados sobre as Américas conforme discutido em Magaña e Ambrizzi (2005).

Coelho et al. (2002) usando métodos estatísticos de Decomposição de Valores Singulares e Correlação Linear Simples, analisaram a relação simultânea entre a TSM do Pacífico tropical e a precipitação observada sazonalmente em várias estações de superfície espalhadas na América do Sul durante eventos ENOS. Seus resultados indicaram que o Pacífico tropical leste, em torno de 140°W, tem a maior influência na precipitação em várias regiões do continente sul-americano durante eventos El Niño. No entanto, durante La Niña, a região próxima da área central do Pacífico mostra uma influência mais significativa.

Os modelos de previsão do clima tentam reproduzir estes padrões de teleconexão, podendo ser avaliados em seus erros específicos, pois saber onde e como os modelos estão falhando na representação dos principais padrões de circulação que afetam o continente Sul Americano poderá auxiliar em seu desenvolvimento e desta forma na melhoria das previsões sazonais.

2.3 CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA NA AMÉRICA DO SUL

Na América do Sul (AS) a orografia singular do continente apresenta uma das montanhas mais altas do mundo, a Cordilheira dos Andes, que tem uma altura média de 4000 metros e exerce uma forte influência sobre os sistemas meteorológicos nas várias escalas espaciais e temporais. Uma das conseqüências mais notáveis da presença dos Andes é o bloqueio imposto aos ventos de oeste e a canalização do fluxo meridional da baixa troposfera sobre o continente (Gan e Rao, 1994; Garreaud e Wallace, 1998). Este efeito faz com que a atividade baroclínica nos flancos da Cordilheira dos Andes apresente diferenças significativas.

O oeste dos Andes a subsidência associada ao Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) seca o ar e o escoamento dos baixos níveis transporta pouca umidade para a costa subtropical da América do Sul. Este anticiclone também sustenta a corrente oceânica de Humboldt, que transporta águas frias do sul ao longo da costa e mantém as águas costeiras relativamente frias nestas latitudes, inibindo o deslocamento para o sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (Nieuwolt, 1977). É por isto (e também por estar sob a

porção subsidente do ASPS) que o Norte do Chile possui uma das regiões mais áridas do planeta.

No entanto, no lado leste da América do Sul a situação é oposta: os ventos quentes e úmidos gerados pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), o efeito frontogenético e ciclogênético a sotavento dos Andes e a canalização do fluxo meridional permite a propagação meridional de sistemas migratórios (Gan e Rao, 1994) e, como consequência, a intensa troca de massas de ar entre os trópicos e as latitudes médias.

A intrusão das massas de ar de origem tropical até latitudes médias está associada à Baixa do Chaco (Ratisbona, 1976) e ao Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul. Entre esses dois sistemas se estabelece um corredor de ventos de norte que transporta ar de origem tropical para latitudes médias (Seluchi e Marengo, 2000). Esta configuração, em certas condições de intensidade e persistência, pode ocasionar ondas de calor sobre o sul do Brasil, norte e centro da Argentina e do Uruguai.

No verão austral existe um escoamento de leste quase-estacionário vindo do Oceano Atlântico Equatorial que, ao alcançar as proximidades dos Andes, curva-se para o sul até a região subtropical. Durante primavera a atividade convectiva da bacia amazônica move-se rapidamente do noroeste para o sudeste da América do Sul, avançando mais tarde para leste (Kousky, 1988; Marengo et al., 2001). Este avanço acompanha a formação de uma circulação anticiclônica nos altos níveis (Marengo, 1992; Rao et al., 1996), a qual se desloca para o sul até estacionar sobre o platô Boliviano na fase madura da monção (Zhou e Lau, 1998), este sistema atmosférico é definido como uma banda convectiva alongada (fig. 2.3.1), originada tipicamente na Amazônia, e se estende em direção ao SE Brasileiro e avança sobre o oceano Atlântico subtropical (Ambrizzi et al., 2006).

O escoamento nos baixos níveis dos trópicos para a região subtropical, às vezes sob a forma de um Jato de baixos níveis e a Alta da Bolívia são características que revelam as conexões entre o sistema de monção da América do Sul e a circulação subtropical.

Estas características da circulação da América do Sul influenciam os sistemas frontais que conseguem avançar até latitudes subtropicais no verão, já que frequentemente são acompanhados por intensas precipitações devido à grande quantidade de umidade disponível e as condições de instabilidade predominantes. Em geral, estes sistemas se tornam mais lentos e tendem a estacionar em torno de 20-25°S, interagindo com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). (Satyamurty et al., 1980; Figueroa et al., 1995; Nogués-Peagle e Mo, 1997; Garreaud e Wallace, 1998). Grimm (2003) observou que durante eventos de El Niño a precipitação e circulação das monções de verão da AS são alteradas tanto por perturbações de

grande escala associados ao ENOS como pelo aquecimento anômalo da superfície sobre o sudeste do Brasil durante a primavera. Os eventos El Niño também parecem modular a frequência de eventos extremos de precipitação sobre regiões costeiras do sudeste do Brasil durante o verão, em associação com a intensificação do jato subtropical sobre o Atlântico subtropical oeste (Carvalho et al., 2002a).

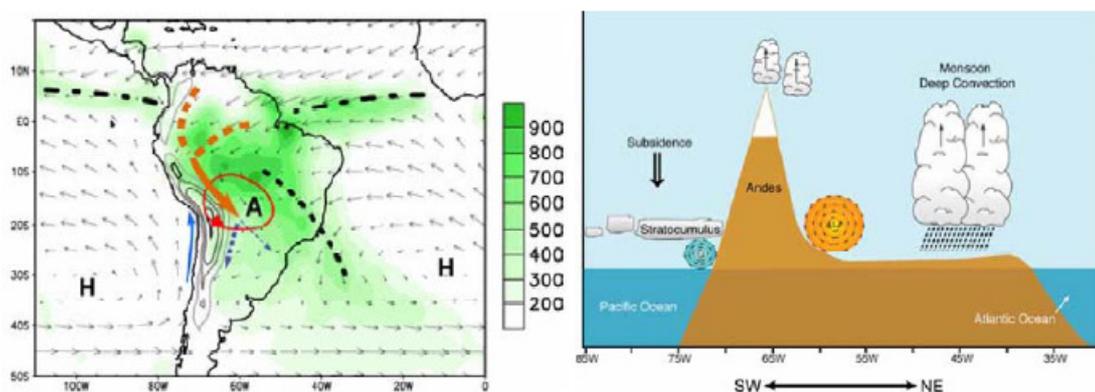


Figura 2.1 - Ilustração esquemática do sistema monçônico da América do Sul (esquerda) escala sombreada são as áreas de precipitação, linhas pontilhadas pretas indicam zonas de convergência, setas pequenas mostram vento em 900 hPa, setas laranjas o jato de baixo nível (JBN), H indica a alta subtropical em superfície e A o anticiclone monçônico. No desenho à direita, seção vertical na direção SW-NE, indicando regiões de convecção profunda e JBN (Mechoso et al., 2005).

2.4 TELECONEXÕES ATMOSFERICAS

Os primeiros estudos de teleconexões foram relacionados com a Oscilação Sul (OS) por Walker e Bliss (1932) que, além de identificar esta conexão à distância, encontraram oscilações entre a região polar e as regiões do Norte do Oceano Pacífico e ao Norte da Antártica. Assim, este trabalho contribuiu como referência para outros estudos relacionados com a transmissão de informação entre regiões distantes, onde a palavra teleconexão foi usada aparentemente pela primeira vez em 1935 pelo Meteorologista Sueco Anders Angstrom, em um artigo sobre investigação do clima na região do Atlântico Norte. Análises de teleconexões compreendem uma visão geral da circulação atmosférica, onde forçantes locais agem para influenciar regiões remotas.

A partir da década 40 foram desenvolvidos trabalhos de pesquisa tentando compreender os movimentos atmosféricos e suas causas. Muitos autores trabalharam com

modelos de equações primitivas, a fim de estudar os padrões de teleconexão sobre o Hemisfério Norte e o Hemisfério Sul. Artigos relacionados com a teoria linear deram os primeiros passos na modelagem da esfericidade da Terra, usando a aproximação do plano β (Charney, 1969), permitindo, assim, a manutenção das ondas de Rossby. A teoria de propagação de ondas de Rossby devido a um forçante local pode explicar as configurações de trens de onda obtidos em estudos observacionais e em resultados de modelos, como pode ser visto em Hoskins e Karoly (1981), onde estudo fornece explicações detalhadas da resposta linear e uniforme da atmosfera às forçantes térmicas e orográficas. Este tipo de análise tem sido usado principalmente para estudar as flutuações de grande escala e de baixa frequência na atmosfera, sendo um bom exemplo da relação entre observações, teoria e modelos (Hoskins 1983).

Análises estatísticas como mapas de correlação, têm fornecido evidências empíricas da existência de relações de baixa frequência na troposfera (Hsu e Lin, 1992). Analisando mapas de teleconectividade, que documenta a distribuição geográfica de padrões de correlação de um ponto com a grade espacial das variáveis altura geopotencial em 500 hPa e pressão à superfície, Wallace e Gutzler (1981) obtiveram de maneira simples padrões da variabilidade de baixa frequência na troposfera. O mapa de teleconectividade é obtido da seguinte forma:

$$T_i = \left| (R_{ij} \text{mínimo. para todos os } j) \right| \quad (1)$$

Onde R_{ij} é a matriz de correlação entre o ponto i (ponto base) e cada ponto j . Usando este método Wallace e Gutzler (1981) encontraram cinco padrões de teleconexão no Hemisfério Norte (fig. 2.4.1), são eles: Eastern Atlantic (EA), Pacific/North American (PNA), Western Atlantic (WA), Western Pacific (WP) e Eurasian (EU).

O trabalho do Horel e Wallace (1981) documentou a relação entre as anomalias de TSM equatoriais e o padrão do Pacífico/América do Norte (PNA) o qual também foi obtido por Simmons et al. (1983). Trenberth et al. (1998) fizeram uma revisão completa dos diversos mecanismos que determinam a resposta extratropical das forçantes tropicais associadas com as mudanças de TSM.

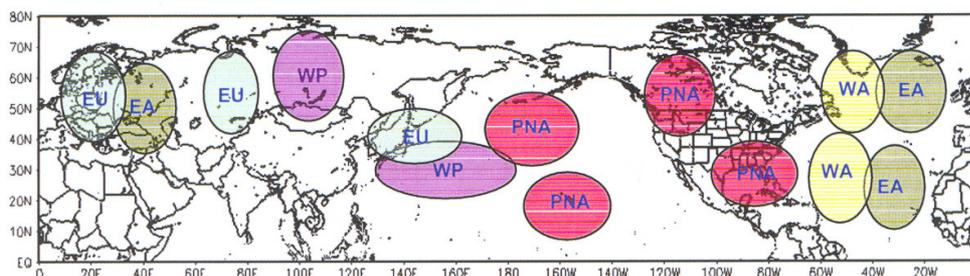


Figura 2.2 - Esquema dos cinco padrões de teleconexões encontrados para o Hemisfério Norte por Wallace e Gutzler (1981), definidos como: Eastern Atlantic (EA), Pacific/North American (PNA), Western Atlantic (WA), Western Pacific (WP), Eurasian (EU).

Hoskins e Ambrizzi (1993), utilizaram um modelo barotrópico, linearizado para um escoamento médio climatológico em 300 hPa no verão Austral, para estudar a propagação de ondas de Rossby em um escoamento realístico variando longitudinalmente. O propósito deste estudo era determinar se alguns padrões de teleconexões observados poderiam ser simulados por um modelo barotrópico. Os resultados sugerem que as correntes do jato são locais preferenciais para as rotas de propagação das ondas planetárias, atuando como guias de onda e desta forma favorecendo a teleconectividade entre regiões remotas, sendo os guias de onda encontrados o jato Norte Africano-Asiático, o jato da região do Atlântico Norte-Norte Europeu e o jato do Hemisfério Sul, na figura 2.4.2 são mostrados os guias de onda pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial é indicada pelas setas cheias.

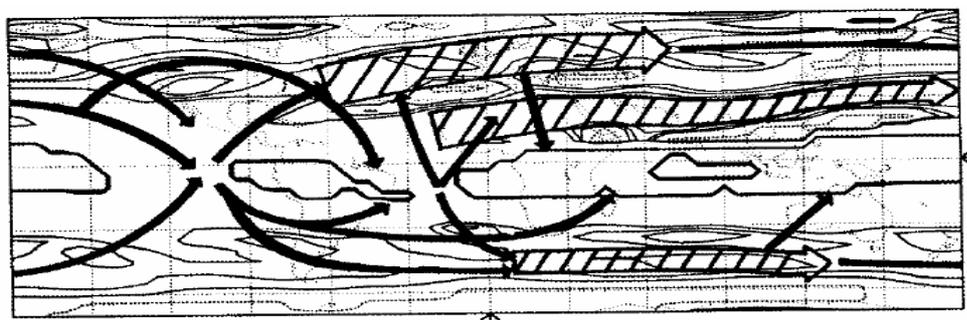


Figura 2.3 - Sumário esquemático dos guias de onda mostrados pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial, indicada pelas setas cheias, deduzidos de uma série de experimentos com modelo barotrópico. Adaptada de Hoskins e Ambrizzi (1993).

Em geral os resultados obtidos pelo modelo barotrópico conseguiram representar bem as observações, e em particular as de Hsu e Lin (1992) e Berbery et al. (1992). Logo Ambrizzi

et al. (1995) fizeram um resumo das preferências de trajetórias das ondas de Rossby sobre o globo durante o inverno Austral, usando um modelo barotrópico linearizado com forçantes nas entradas dos jatos subtropical e polar, mostraram que os resultados das simulações concordam com o observado, sendo encontradas quatro guias de onda: o jato norte Africano-Asiático, o jato da região Atlântico norte-norte Europeu, o jato subtropical do Hemisfério Sul (Australiano), e o jato polar, na figura 2.4.3 são mostrados pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial é indicada pelas setas cheias. Estudos de casos têm mostrado que a propagação de energia de uma região a outra afetam as condições climáticas das regiões por onde passa o trem de onda, um exemplo é estudado por Müller e Ambrizzi (2007) onde mostraram como um padrão de circulação anômalo pode afetar a pampa úmida da Argentina com geadas generalizadas, através da propagação remota de ondas de Rossby excitadas. Outra técnica bastante útil para conhecer os caminhos preferenciais das ondas de Rossby que atingem o continente Sul Americano e o traçado de raios (Ray Tracing), como usado por Müller e Ambrizzi (2010), para avaliar a ocorrência de eventos sinóticos como geadas numa região específica.

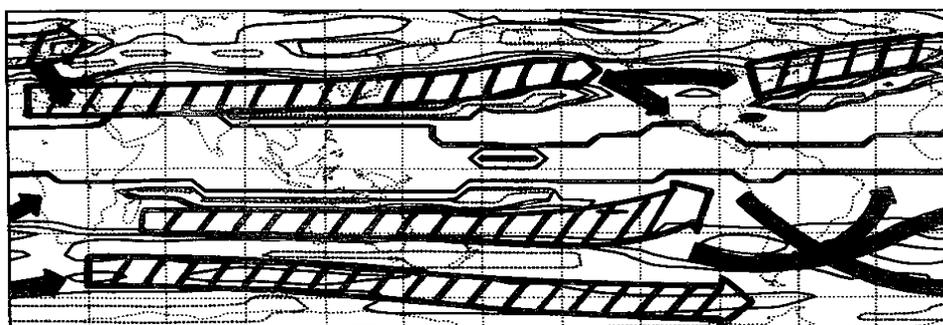


Figura 2.4 - Sumário esquemático dos guias de onda mostrados pelas setas com linhas diagonais e a propagação preferencial, indicada pelas setas cheias, deduzidos de uma série de experimentos com modelo barotrópico. Adaptada de Ambrizzi e Hoskins, 1995.

Mediante as correlações propostas por Wallace e Gutzler (1981) pretende-se obter padrões de teleconexão no Hemisfério Sul, e como elas afetam ao continente Sul Americano, isto tendo em conta as rotas preferenciais de teleconectividade encontradas por Ambrizzi e Hoskins (1995).

2.4 ONDAS DE ROSSBY

As ondas de Rossby, denominadas assim pelo Carl-Gustaf Rossby, são oscilações geradas nos fluidos geofísicos (oceano e atmosfera) e que têm a sua origem no princípio da conservação da vorticidade potencial. A propagação da fase das ondas de Rossby é sempre para oeste, embora a energia (velocidade de grupo) seja sempre para o leste. As ondas de Rossby são também referenciadas como ondas planetárias. Em um fluido barotrópico não viscoso com uma espessura constante (ou seja, no qual a divergência da velocidade horizontal deve anular-se), uma onda de Rossby conserva a vorticidade e deve sua existência à variação da força de Coriolis com a latitude (efeito beta).

Ondas barotrópicas livres de Rossby são derivadas da solução tipo onda da equação de vorticidade barotrópica linearizada.

$$\frac{Dh(\zeta_g + f)}{Dt} = 0 \quad (1)$$

Com aproximação do plano β a eq. fica:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} \right) * \zeta + \beta v = 0 \quad (2)$$

Assumindo um estado básico do vento zonal, com pequenas perturbações

$$u = \bar{u} + u'; v = v'; \zeta = \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y} = \zeta' \quad (3)$$

Definindo a função de corrente $u' = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}$ e $v' = \frac{\partial \psi'}{\partial x}$ (4)

Então a perturbação é dada por:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \nabla^2 \psi' + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (5)$$

Assumindo uma solução da forma:

$$\psi' = \text{Re}[\psi \exp(i(kx + ly - vt))] \quad (6)$$

Onde k e l são o número de onda na direção zonal e meridional respectivamente, e v é a frequência, substituindo para ψ' em (5) é obtido:

$$(-v + k\bar{u})(-k^2 - l^2) + k\beta = 0 \quad (7)$$

A relação de dispersão para ondas barotrópicas de Rossby embebidas em um escoamento que apresenta vento médio zonal \bar{U} é dada por

$$v = \bar{U}k - \frac{\beta_* k}{(K^2)} \quad (8)$$

onde v é a frequência da relação de dispersão do número de onda zonal, e β_* o gradiente meridional da vorticidade absoluta

$$\beta_* = \frac{df}{dy} - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2} \quad (9)$$

$$K^2 \text{ é o número de onda total } K = (k^2 + l^2)^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

sendo (k) e (l) os números de onda zonal e meridional respectivamente.

Lembrando que a velocidade de fase relativa da onda é

$$c = \frac{v}{k} \quad (11)$$

substituindo fica

$$c - \bar{u} = -\frac{\beta}{K^2} \quad (12)$$

O vetor velocidade de grupo é dado por:

$$c_g = (u_g, v_g) = \left(\frac{\partial v}{\partial k}, \frac{\partial v}{\partial l} \right) = \left(c + \frac{2\beta k^2}{K^4}, \frac{2\beta kl}{K^4} \right) \quad (13)$$

Ondas estacionárias de Rossby apresentam $v = 0$ e, portanto, $c = 0$. Logo, o número de onda total para ondas estacionárias (K_s) pode ser escrito da seguinte forma:

$$K = K_s = \left(\frac{\beta^*}{U} \right)^{1/2} \quad (14)$$

Dessa forma, tais ondas somente são possíveis perante escoamentos de oeste (positivo) e em regiões que apresentam β^* positivo.

Esta perturbação de vorticidade induz uma velocidade meridional que propaga a cadeia de parcelas de fluido para o Sudoeste do máximo de vorticidade (+) e para o Nordeste do mínimo de vorticidade (-). Em consequência, as parcelas oscilarão ao redor da sua latitude de equilíbrio, e esta distribuição de vorticidade máxima e mínima se propagará para o Oeste (Holton, 1973).

2.6 ANÁLISE DE TRAÇADO DE RAIOS (RAY TRACING)

A teoria de propagação de Ondas de Rossby barotrópicas foi aplicada por Hoskins e Ambrizzi (1993) para um escoamento básico de verão que variava longitudinalmente no nível de 300 hPa. Os resultados indicaram que algumas regiões ao longo das correntes de jato comportavam-se como guias de onda para as ondas estacionárias. Eles também sugeriram que as oscilações de 10 a 30 dias descritas em detalhes por Hsu e Lin (1992) e Kiladis e Weickmann (1992) poderiam ser interpretadas como ondas de Rossby estacionárias confinadas na região das correntes de jato. Mais tarde, Yang e Hoskins (1996) estenderam a análise do Ray-tracing para situações em que ondas de Rossby propagam-se na direção zonal com pequena velocidade de fase (ondas quase-estacionárias).

Da teoria linear de ondas tem-se que, para uma onda de Rossby estacionária, o número de onda zonal k é constante, tendo assim.

$$K_s^2 = k^2 + l^2 \quad \text{ou} \quad l^2 = \frac{\beta}{U} - k^2 \quad (15)$$

$$\text{Com} \quad \beta = \frac{df}{dy} - \frac{\partial^2 \bar{U}}{\partial y^2} \quad (16)$$

Sendo l o número de onda meridional, k número de onda zonal e K_s número de onda total para ondas estacionárias; β gradiente meridional de vorticidade absoluta; \bar{U} é o fluxo de oeste; f o parâmetro de coriolis. A velocidade de grupo é dada por

$$c_g = 2\bar{U} \cos \alpha \hat{k} \quad (17)$$

A direção \hat{k} é o vetor unitário normal às cristas e cavados, e α é o ângulo que este vetor faz com a direção oeste-leste, e desta maneira $\tan \alpha = 1/k$. Fazendo uma analogia com a Lei de Snell da ótica, derivando k e l em relação ao tempo obtém-se o raio r (Hoskins e Ambrizzi, 1993):

$$r^{-1} = -k \frac{dK_s^{-1}}{dy} \quad \text{ou} \quad r = \frac{K_s^2}{k \frac{dK_s}{dy}} \quad (18)$$

Para avaliar o efeito da equação 15, considera-se a propagação de um pacote de onda com número de onda zonal k a partir de uma fonte nas latitudes médias. De acordo com essa equação, duas trajetórias são possíveis se $K_s > k$: a que corresponde à raiz negativa é dirigida para o sul enquanto a raiz positiva conduz a uma trajetória para o norte. Em geral, K_s aumenta quando o pacote de ondas se aproxima dos sub-trópicos devido à diminuição da intensidade do vento zonal. Mas em alguma latitude crítica onde \bar{U} muda de sinal, K_s torna-se imaginário. Quando K_s cresce, l deve crescer também e assim a propagação para o equador adquire uma direção mais meridional. Ao mesmo tempo, a velocidade de grupo torna-se menor, como se conclui da análise da equação 17. Para um raio que se propaga para o pólo, o pacote de ondas estará se deslocando para um ambiente onde K_s é menor. Quando K_s torna-se menor, o pacote de ondas irá se ajustar ao adquirir um l menor, isto é, tornando-se mais alongado na direção meridional assumindo uma direção mais zonal. Eventualmente, onde $K_s = k$ a propagação será completamente zonal. O número de onda meridional continua a diminuir até tornar-se negativo (latitude de retorno), então se assume que o raio é refletido a partir da latitude onde $K_s = k$ e retorna para as baixas latitudes onde eventualmente pode alcançar a latitude crítica.

CAPÍTULO III

METODOLOGIA

3.1 DESCRIÇÃO DO MODELO ECMWF SYSTEM 3 (Sys3)

O modelo usado pelo ECMWF é um modelo acoplado oceano-atmosfera global de circulação geral, sendo o modelo da atmosfera usado pelo ECMWF o IFS (Integrated Forecast System) versão atualizada ao modelo cycle 31r1, o qual tem uma melhor resolução horizontal em relação ao modelo atmosférico sazonal (TL)159, o qual tem uma grade gaussiana N80 com aproximadamente 125 km de resolução, tendo 62 níveis verticais e chega até 5 hPa.(Anderson et al., 2007), usando um esquema semi-lagrangiano. O IFS tem um tratamento integral dos processos físicos da atmosfera com especial cuidado na radiação de onda curta e onda longa em relação a sua interação com as nuvens, tendo uma parametrização da camada limite e resistência a ondas de gravidade.

O modelo Oceânico HOPE (Hamburg Ocean Primitive Equation model) versão dois (Latif et al.,1994; Wolff et al.,1997) tem uma resolução horizontal zonal de 1.4 graus e resolução meridional com variação de 0.3 graus na região equatorial (dentro dos 10 graus do equador) a 1.4 graus nos pólos, tendo 29 níveis verticais, e com condições iniciais de assimilação de dados no oceano baseadas no sistema multi-variado com ajustes de erro nas entradas e saídas do modelo. No entanto, as condições iniciais para a atmosfera e a superfície da terra do modelo atmosférico são uma mistura do ERA40 e as operações do ECMWF.

Uma vantagem no aumento na resolução do modelo é esperar que ele possa reproduzir melhor a maioria dos processos físicos e dinâmicos presentes nos oceanos e na atmosfera, sendo esta uma das características importantes dentro das previsões sazonais.

Dentro dos conjuntos de dados obtidos através do modelo do ECMWF, encontram-se as previsões em tempo real, para fazer as previsões diárias, as quais utilizam a totalidade da capacidade do modelo, e as previsões climáticas que usam uma resolução menor nos pontos de grade para a análise, porém não é usada toda a capacidade do modelo. E é feito um re-processamento dos dados, isto para calibrar as saídas mensais dos conjuntos de membros. Os

conjuntos de previsões em tempo real possuem 41 membros e as previsões climáticas que serão usadas neste trabalho tem 11 membros, para um período de tempo de 25 anos começando em 1981 até dezembro do ano 2005. Na versão System 2 anterior, havia 40 previsões em tempo real e 5 membros obtidos do re-processamento para a previsão climática, para o período de tempo de 15 anos (1987-2001), com a nova versão do modelo espera-se ter uma melhor calibração das previsões e uma melhor avaliação da habilidade do modelo. A maneira como foram obtidos os membros da previsão, foi mediante perturbações aleatórias na TSM tropical a qual abrange uma área que flutua entre 0.15 a 0.30 graus, não sendo levado em consideração a hora, o dia ou o mês na qual foi realizada (Vialard et al., 2005).

3.2 CARACTERISTICAS DOS DADOS (ECMWF)

Os arquivos de dados da previsão sazonal do modelo do ECMWF são compostos basicamente de 11 saídas multiconjuntos (ensemble) contendo 6 meses de previsão para cada mês, para um período de 01/01/1981 até 01/12/2005, a área que abrange a previsão do modelo é global e tem uma grade espacial de $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, sendo que as variáveis disponíveis das previsões do modelo são listadas na tabela 1.

Tabela 1: Variáveis dentro da previsão do modelo

Nome	Unidade	Nível
Temperatura Superficial do Mar	K	-
Altura Geopotential	m^2 / s^2	500, 700
U velocidade zonal	m / s	200, 850
V velocidade meridional	m / s	200, 850
Umidade específica	kg / kg	700
Temperatura do solo nível 1	K	-
Pressão ao nível médio do mar	Pa	-
Temperatura de 2 metros	K	-
Precipitação total	m / s	-

Na tabela 1, em cor vermelha as variáveis do modelo que serão utilizadas: vento zonal (U), meridional (V) e precipitação total (PCP). Um maior detalhe das variáveis será mostrado mais para frente.

Os dados originais encontravam-se em um formato codificado, sendo necessário sua decodificação, onde o esquema para realizar esta tarefa é encontrado em: <http://www.ecmwf.int/products/data/software/download/gribex.html>.

3.3 OBTENÇÃO DO TERCEIRO MÊS DA PREVISÃO

Inicialmente utilizou-se apenas o terceiro mês de cada previsão feita pelo modelo (tabela 2) para as 11 saídas multiconjunto, obtendo-se, assim, novos arquivos de dados mensais que contêm o registro desde dezembro de 1981 até novembro de 2001. As 11 saídas multiconjunto já ordenadas serão nomeadas de membros (M01, M02, até M11) e o valor médio dos membros será o “PREV3”.

Tabela 2: Obtenção do terceiro mês de previsão do modelo

Mês	Integração de 6 meses da previsão				Membros do terceiro mês
Janeiro	1				
Fevereiro	2	1			
Março	3	2	1		Março
Abril	4	3	2	1	Abril
Maió	5	4	3	2	Maió
Junho	6	5	4	3	Junho
Julho	7	6	5	4	X
Agosto	8	7	6	5	X
Setembro	9	8	7	6	X
Outubro	10	9	8	7	X
Novembro	11	10	9	8	X
Dezembro	12	11	10	9	X
Janeiro	13	12	11	10	X
Fevereiro	14	13	12	11	X

A coluna 1 corresponde aos meses, a coluna 2 corresponde a como são encontradas as matrizes das previsões dentro dos conjuntos de membros e a coluna 3 é a geração dos novos conjuntos de membros. Em cor vermelha encontram-se os meses utilizados para criar os novos registros de dados. Sendo assim, para qualquer um dos 11 membros no mês de janeiro (em cor amarelo) que corresponde à previsão até o mês de junho, foi pego o terceiro mês que corresponde a março, o qual fica nos novos registros de dados que serão usados (coluna 3). Este procedimento foi realizado para cada uns dos 11 membros, obtendo assim a previsão para o terceiro mês.

3.4 OBTENÇÃO DA PREVISÃO SAZONAL DO MODELO

A fim de poder dar uma consistência às características das previsões do modelo foi obtida a previsão sazonal do modelo. Isto foi realizado considerando o valor médio dos três primeiros meses (de cada seis meses de integração para cada mês) que correspondem à previsão sazonal do modelo, considerando que os meses pegos para os novos registros de dados comecem nos meses requeridos. Os novos registros de dados serão trabalhados no período de tempo de dezembro de 1981 até novembro de 2001, sendo também chamadas de membros as 11 integrações multiconjunto do modelo, e as médias sazonais entre os membros serão chamados de “3MES”, como uma maneira de diferenciar as características dos dados usados na análise.

3.5 DADOS PADRÕES E VARIÁVEIS USADAS

Dados mensais do ERA40 (Uppala et al., 2005) serão utilizados neste estudo. Estes dados são uma re-análise de observações meteorológicas produzidas pelo ECMWF em colaboração com outras entidades, sendo obtidos através de instrumentos de satélites, observações de aviões, plataformas na superfície dos oceanos e bóias, além de estações meteorológicas e radio sondagem ao redor do mundo, entre outros. Todos estes dados são processados a fim de obter a cobertura global do planeta, tendo uma resolução de 60 níveis verticais com o modelo atmosférico T159 para representar a dinâmica básica da atmosfera e com uma grade gaussiana reduzida a 125 km (<http://dss.ucar.edu/pub/era40/>). Estes dados foram considerados como padrões no mesmo período de tempo que as previsões do ECMWF IFS, ou seja, de dezembro de 1981 até novembro de 2001, contendo 20 anos de dados, e uma grade espacial dos dados do ERA40 é de 2.5° x 2.5°. As comparações entre os resultados obtidos pela previsão do modelo e a reanálise foi realizada para as variáveis de vento zonal e meridional em 200 hPa.

Outro dado usado na comparação da qualidade das previsões do ECMWF é a precipitação do CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) que foram construídos por Xie e Arkin (1997) e tem uma cobertura espacial de 2.5° x 2.5°, área que abrange de 88.75°N- 88.75°S, 1.25°E- 358.75°E. Estes dados contêm a distribuição de

precipitação da cobertura global mediante a fusão de vários tipos de fontes de informação com características diferentes, incluindo observações medidas e estimativas inferidas a partir de uma variedade de observações de satélite, dados oceânicos, instrumentos a bordo de navios e bóias fixas e à deriva, além dados terrestres. Dados de precipitação do NCEP-NCAR reanalysis (Kalnay et al., 1996), onde as unidades de medida dos valores de precipitação estão em (mm dia^{-1}) também serão usados. O site onde se encontram disponíveis estes dados de precipitação é o seguinte: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>.

Assim, as variáveis usadas do modelo foram o vento zonal e meridional (m/s) no nível de 200 hPa., além da precipitação (m/s). Os dados assumidos como padrões foram os ventos do ERA40 (m/s) e a precipitação do CMAP (mm dia^{-1}), onde a precipitação foi trabalhada em (mm dia^{-1}). A grade espacial dos conjuntos de dados é $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, e o tempo escolhido para a análise é dezembro de 1981 a novembro de 2001.

3.6 COMPOSIÇÕES SAZONAIS DOS CONJUNTOS DE DADOS

A verificação da qualidade das previsões do modelo foi feita a partir da separação de cada um dos 20 anos em estações, tanto para os dados do terceiro mês de previsão como para a previsão sazonal do modelo, tendo assim para cada um dos 11 membros composições de verões, outonos, invernos e primaveras; sendo feito também com os dados obtidos do ERA40 e do CMAP. A separação foi realizada da seguinte maneira:

Verão = Dezembro, Janeiro, Fevereiro= DJF.

Outono = Março, Abril, Maio= MAM.

Inverno = Junho, Julho, Agosto= JJA.

Primavera = Setembro, Outubro, Novembro= SON.

Com as composições sazonais foram feitas correlações espaciais entre a precipitação com o vento zonal e meridional, a fim de obter onde o modelo erra na variabilidade espacial. Outra análise feita foi realizar a média das composições sazonais para cada um dos conjuntos de dados, obtendo desta maneira o estado básico das variáveis em estudo, sendo utilizadas na comparação do vento zonal em 200 hPa., e a realização de perfis meridionais nas latitudes de 30°S e 50°S para os 11 membros e o ERA40, embora, para obter os erros na representação do

estado básico do modelo foi realizada a diferença entre as variáveis do modelo com os dados considerados como padrões. Outra análise realizada foi o cálculo do número de onda total (K_s) e perfis latitudinais em 120°E, 180°, 120°W, 65°W para os 11 membros e o ERA40, para avaliar a sensibilidade do modelo, além das análises de Ray Tracing sobre o hemisfério Sul.

3.7 REGIÕES ESCOLHIDAS PARA VALIDAÇÃO DO MODELO

Para avaliar a previsão do modelo através da comparação com os dados do ERA40, foram escolhidas quatro regiões onde foi realizada a média sobre a área, usando as variáveis do vento zonal e meridional no nível de 200 hPa., obtendo assim séries de dados para fazer comparações e realizar diferentes testes, como correlações e cálculo dos erros do modelo e, desta forma, obter a dispersão dos membros e seu comportamento sazonal em relação aos dados padrões. Além disso, foi escolhida a região Sul do Brasil (RS) (tabela 3) para realizar as correlações espaciais, obtendo desta maneira padrões de teleconexão no Hemisfério Sul. Outras análises realizadas referem-se à previsão das precipitações do modelo e sua comparação com os obtidos do CMAP.

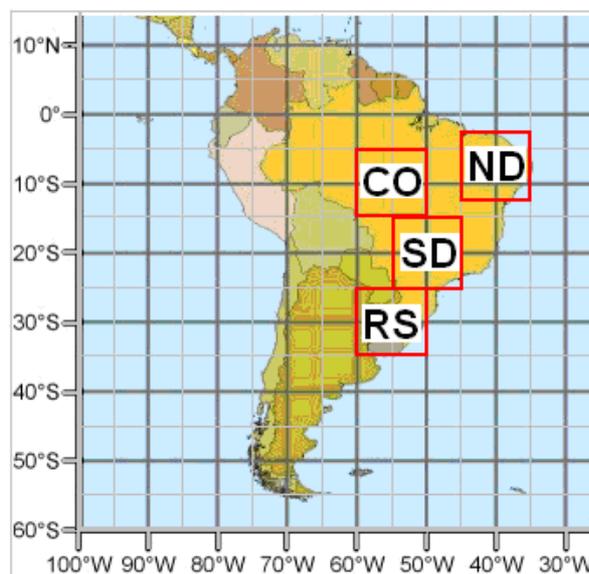


Figura 3.1 - Localidades escolhidas para realizar as análises e a validação do modelo.

Uma vez obtidas às caixas espera-se encontrar os setores onde o modelo consegue representar da melhor maneira a variabilidade sazonal do vento e, desta forma, as previsões mais realísticas.

Tabela 3: Regiões escolhidas para séries sazonais e erros da previsão do modelo

Sigla	Regiões	Latitude	Longitude
RS	Região Sul	25°-35°S	60°-50°W
SD	Sudeste	15°-25°S	55°-65°W
CO	Centro Oeste	5°-15°S	60°-50°W
ND	Nordeste	2.5°-12.5°S	45°-35°W

3.8 PROGRAMAS USADOS

Os programas usados para realizar este trabalho foram basicamente, o Software GrADS (Grid Analysis and Display System), que é uma ferramenta interativa que é usado para a manipulação e visualização de dados da ciência da terra. No presente caso usou-se para trabalhar os dados obtidos da previsão do ECMWF IFS, o dados do ERA40, e os dados do CMAP, onde foram criadas as composições sazonais dos conjuntos de dados, e calculadas as médias para as caixas sobre o continente Sul Americano obtendo, assim as séries de dados. Este Software foi utilizado para gerar todas as figuras dos campos espaciais e perfis mostrados no trabalho.

Outro Software utilizado é o Force 2.0.8p o qual é uma versão de Fortran 77, o nome é um acrônimo recursivo da expressão "IBM Mathematical FORMula TRANslation System", é uma linguagem de programação de alto nível, que foi usado como suporte para gerar programas que interagem com GrADS como, por exemplo, para o calculo de correlações espaciais e calculo de equações dinâmicas, entre outros.

O Software MATLAB (MATrix LABoratory) é um software interativo de alta performance voltado para o calculo numérico, ele integra análise numérica com cálculo de matrizes. No presente caso foi usado para criar programas que ordenaram e fizeram a estatística básica (dos onze membros e os dados padrões) das séries mensais e sazonais obtidas dentro das regiões escolhidas.

3.9 EVENTOS EXREMOS DO ENOS

Eventos de ENOS foram selecionados do Climate Predictions Center (CPC) (fig. 3.2). O critério de definição de cada fase é feita com os dados das anomalias de TSM definidas para um valor trimestral móvel da região 3.4 (5°S- 5°N, 120°-170°W). Foram selecionados quatro eventos El Niño (1982–1983, 1986–1987, 1991–1992, 1997–1998) e cinco La Niña (1984–1985, 1988–1989, 1995–1996, 1998–1999, 1999–2000).

Os eventos de ENOS são importantes neste estudo pelo fato de poder obter sinais do comportamento do modelo nas anomalias de previsões sazonais de precipitação e anomalias de vento, verificando se os membros conseguem representar a variabilidade interanual nas regiões escolhidas.

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1981	-0.3	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.1	-0.1
1982	0.0	0.1	0.1	0.3	0.6	0.7	0.7	1.0	1.5	1.9	2.2	2.3
1983	2.3	2.0	1.5	1.2	1.0	0.6	0.2	-0.2	-0.6	-0.8	-0.9	-0.7
1984	-0.4	-0.2	-0.2	-0.3	-0.5	-0.4	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-0.9	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.3	-0.4
1986	-0.5	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.2	1.4	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.7	0.5	0.1	-0.2	-0.7	-1.2	-1.3	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-1.9
1989	-1.7	-1.5	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4
1991	0.4	0.3	0.3	0.4	0.6	0.8	1.0	0.9	0.9	1.0	1.4	1.6
1992	1.8	1.6	1.5	1.4	1.2	0.8	0.5	0.2	0.0	-0.1	0.0	0.2
1993	0.3	0.4	0.6	0.7	0.8	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2
1994	0.2	0.2	0.3	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.9	1.2	1.3
1995	1.2	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2	0.0	-0.2	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7
1996	-0.7	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4
1997	-0.4	-0.3	0.0	0.4	0.8	1.3	1.7	2.0	2.2	2.4	2.5	2.5
1998	2.3	1.9	1.5	1.0	0.5	0.0	-0.5	-0.8	-1.0	-1.1	-1.3	-1.4
1999	-1.4	-1.2	-0.9	-0.8	-0.8	-0.8	-0.9	-0.9	-1.0	-1.1	-1.3	-1.6
2000	-1.6	-1.4	-1.0	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7
2001	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.0	-0.1	-0.1

Figura 3.2 - Índice oceânico El Niño 3.4, episódios baseados em um limite de +/-0.5°C, as anomalias são definidas para um valor trimestral móvel, em cores vermelhas eventos quentes El Niño e azuis eventos frios La Niña, fonte NOAA Climate Predictions Center (CPC)

3.10 ESTATÍSTICA BÁSICA

Para verificar a destreza (“Skill”) da previsão do modelo sazonal do ECMWF em termos quantitativos, foi calculado o erro médio (viés), o desvio padrão dos membros e o coeficiente de correlação espacial (r), conforme definidos a seguir: Considere uma variável X com sub-índices M e P indicando o valor simulado (X_M) e o valor padrão (X_P), respectivamente. Desta forma, o erro médio para a variável X , em dada área é definido por:

$$VIÉS = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - X_{Pi}) \quad (1)$$

Onde, i indica o índice do ponto de grade e N o número total de pontos de grade na área considerada.

O desvio padrão é uma medida de dispersão estatística e é definido como a raiz quadrada da variância, ele mede a amplitude dos erros, e será calculada como:

$$Desvio_padr\tilde{a}o = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - \bar{X}_M)^2 \right)^{1/2} \quad (2)$$

Calculou-se o coeficiente de correlação espacial, que mede a fase entre as variáveis simuladas e observadas (ou analisadas) através da relação:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{Mi} - \bar{X}_M)(X_{Pi} - \bar{X}_P)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{Mi} - \bar{X}_M)^2 \sum_{i=1}^N (X_{Pi} - \bar{X}_P)^2}} \quad (3)$$

Onde a barra superior indica a média na área, ou seja,

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4)$$

A análise de correlação indica a relação entre duas variáveis lineares e os valores sempre serão entre +1 e -1. O sinal indica a direção se a correlação é positiva ou negativa, o tamanho da variável indica a força da correlação.

Teste de Student: A distribuição t é uma distribuição de probabilidade teórica. É simétrica, semelhante à curva normal padrão, uma simulação da t de Student pode gerar valores mais extremos que uma simulação da normal. O único parâmetro ν que a define e caracteriza a sua forma é o número de graus de liberdade. Quanto maior for esse parâmetro, mais próxima da normal ela será. Para avaliar as correlações geradas considerou-se que seu valor de graus de liberdade estivesse acima de 90% e, para avaliar seu desempenho, caso necessário, se aplicará teste da hipótese, a função t de Student é definida por:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{[\widehat{\text{var}}(\bar{x})]^{1/2}} \quad (5)$$

Sendo μ_0 o valor médio; $\widehat{\text{var}}(\bar{x})$ é a variância $= s^2 / n$; e \bar{x} o dado, e o teste da hipótese é:

$$r = \frac{\pm t}{\sqrt{N - 2 + t^2}} \quad (6)$$

Sendo N o tamanho da série; t o valor de t no nível de significância desejado, (tem-se uma tabela) o valor que de “r” será o valor mínimo de correlação significativa.

CAPÍTULO IV

COMPARAÇÃO DO VENTO SAZONAL NAS REGIÕES ESCOLHIDAS

Neste capítulo pretende-se obter o comportamento específico do modelo em relação ao ERA40. Foram analisadas as séries de tempo sazonais das regiões mencionadas anteriormente e calculado o erro das previsões do modelo. As variáveis usadas foram o vento zonal e meridional no nível de 200 hPa.

4.1 COMPORTAMENTO DO VENTO SAZONAL

Nas figuras 4.1 encontram-se as séries sazonais para 20 anos de dados em cor azul o ERA40 e em vermelho o valor médio dos membros do 3MES com seu respectivo desvio padrão, onde as figuras à esquerda correspondem ao vento zonal e à direita o vento meridional. Cabe salientar que só será apresentada a previsão sazonal do modelo (3MES), uma vez que o PREV3 comporta-se de maneira semelhante ao 3MES na sua previsão local apresentando mínimas diferenças.

Na região ND (fig. 4.1 A, E) o vento zonal é menor em relação às outras localidades, além de ter a menor amplitude no ciclo anual: a velocidade do vento zonal oscila entre -2.5 até 10 m/s e o vento meridional entre -5 e 8 m/s. A comparação com a previsão do modelo mostra que ele consegue acompanhar o ciclo anual da série do ERA40, mas não a variabilidade interanual, já que o vento zonal é superestimado e o vento meridional é subestimado, e as correlações obtidas para o vento zonal foram de 0.75 e para o vento meridional de 0.71. Na região CO (fig. 4.1 B, F) o ciclo anual é bem representado pelo modelo e a amplitude das oscilações variam de vento oeste no inverno a vento leste no verão, sendo superestimado o vento zonal durante todo o período. O vento meridional é semelhante ao observado na região ND com diferenças mínimas, amplitude máxima em verão e mínima no inverno. As correlações encontradas foram de 0.92 para o vento zonal e de 0.83 para o vento meridional. A região SD (fig. 4.1 C, G) é a que apresenta a maior amplitude entre os

máximos e mínimos dos ventos zonais, sendo no verão o mínimo valor (perto de zero) e no inverno o máximo (28 m/s), onde os mesmos em geral são superestimados pelo modelo, embora o desvio padrão esteja acima do ERA40 no inverno, mas no verão ele melhora sua previsão. As séries de vento zonal e meridional do modelo estão em fase com o ERA40, tendo correlações de 0.95 e 0.74 respectivamente, representando bem o ciclo anual e a variabilidade do vento nesta região. Cabe salientar que a variabilidade do vento meridional influencia diretamente na direção dos pacotes de onda de Rossby na atmosfera.

A região RS é a que apresenta os ventos zonais máximos das localidades escolhidas e tem relação direta com transientes de baixa frequência que propagam em latitudes médias. A representação destes sistemas pelo modelo e o ERA40 são importantes, pois esta é a região de entrada do jato subtropical, e a variabilidade do vento meridional fornece um sinal claro da capacidade do modelo em reproduzir, ou não, os caminhos preferenciais dos pacotes de onda em latitudes médias. Ao fazer as comparações entre o ERA40 e as previsões, observa-se que o modelo consegue reproduzir bem a variabilidade zonal na região RS nas estações de outono e primavera, mas no inverno e verão ele superestima a previsão, sendo encontrado que o desvio padrão da média dos membros entre os anos 1995-2001 acompanha o valor do ERA40, tendo uma correlação de 0.90. Ao fazer a comparação do vento meridional, percebe-se uma alta variabilidade do modelo em tentar reproduzir a série padrão, isto se deve a transientes de alta frequência que atingem a Região Sul, sendo os períodos de verão e outono melhor representados pelo modelo, onde a correlação encontrada entre os conjuntos de dados foi de 0.37, sendo muito fraca em relação às outras localidades escolhidas.

Ao fazer uma análise mais geral da previsão do modelo, é encontrado que no setor Nordeste do Brasil o comportamento do mesmo consegue ter uma alta previsibilidade, apesar de ter correlações mais fracas no vento zonal, em função do modelo não apresentar diferenças grandes em amplitude dos máximos e mínimos representados no ciclo anual. No setor Centro Oeste e Sudeste do Brasil o modelo consegue reproduzir a variabilidade intra-sazonal, mas não a intensidade dos ventos zonais, o que ocasiona erros na previsão que podem refletir na inibição ou deslocamentos dos sistemas convectivos gerados nestas regiões. No entanto na região extratropical do Brasil a previsão do modelo é incerta, isto pelo fato de ter uma boa representação do vento zonal, mas não assim o vento meridional.

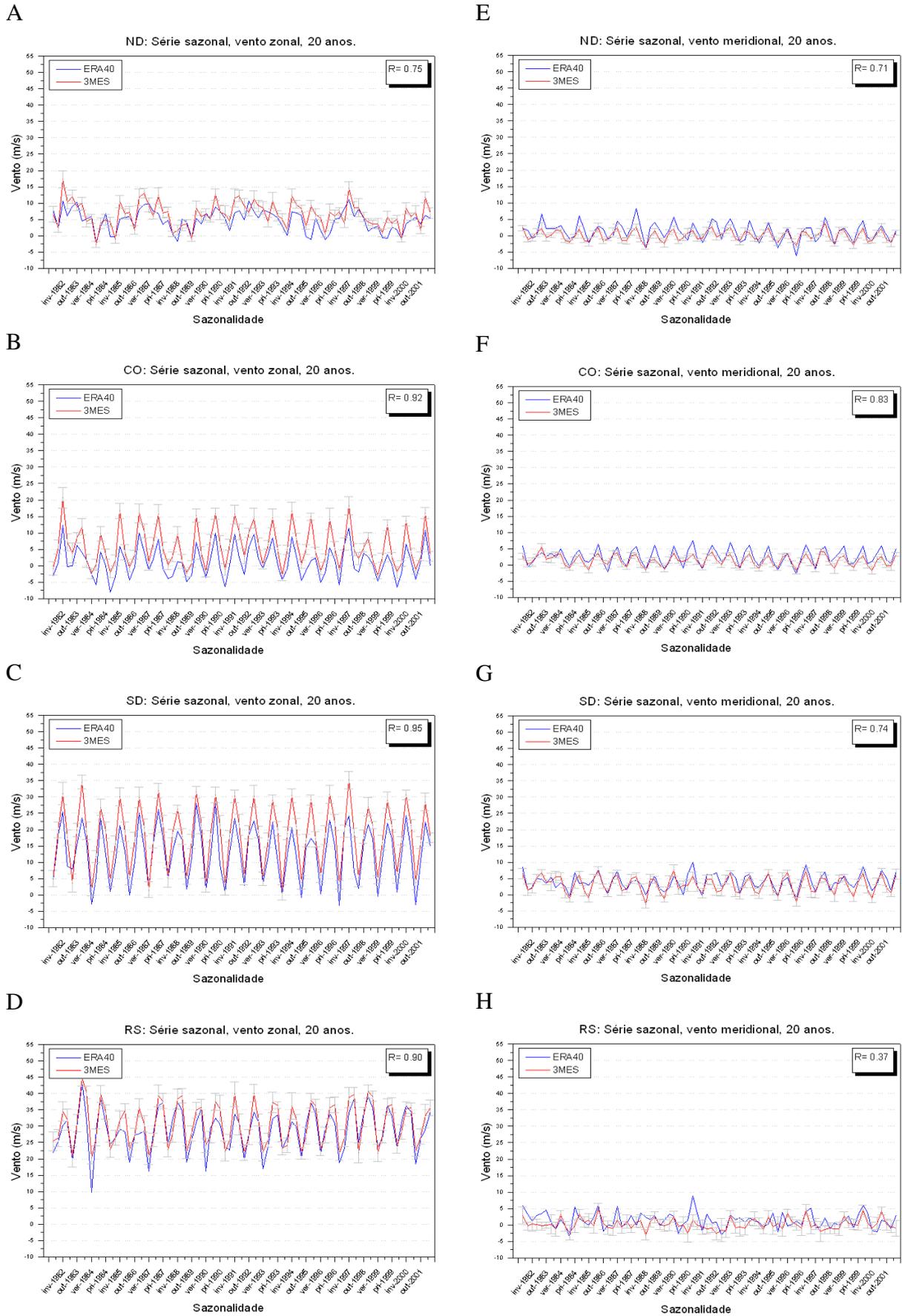


Figura 4.1 - Série sazonal do vento zonal (esquerda) e meridional (direita) nas regiões: (A, E) ND; (B, F) CO; (C, G) SD, (D, H) RS, 200 hPa 20 anos de dados. Na cor azul o ERA40 e na cor vermelha o 3MES.

4.2 VARIABILIDADE DOS ERROS ENTRE OS MEMBROS

A fim de obter uma melhor compreensão do que acontece com a previsão sazonal do modelo, foram calculados os erros de cada um dos membros obtidos sobre as regiões no Brasil, sendo obtido através da diferença entre cada um dos membros e o valor do ERA40 para as estações de verão e inverno, que são as mais representativas.

Na figura 4.2, os erros para o vento zonal no verão é superestimado nas quatro regiões na maior parte do período, sendo encontrada uma grande dispersão entre os membros. O comportamento das regiões ND e CO é semelhante, com erros que flutuam entre -2.5 e 6 m/s, exceto para alguns dos membros que tem uma dispersão maior, A variabilidade inter-membros na região SD é grande, no entanto, na região RS apresenta uma periodicidade de picos máximos e mínimos com baixa dispersão entre os membros.

Os erros para os ventos meridionais das regiões de estudo, mostram uma baixa variabilidade inter-membros, sendo subestimados nas regiões ND e CO. Entretanto, na região SD são encontrados erros que oscilam entre -2.5 e 2.5, mostrando um padrão entre os erros. Na região RS são encontrados os erros mais significativos, mas a dispersão entre os membros é menor indicando uma fase negativa dos erros para anos de El Niño (1983, 1987, 1991, 1998) e fase positiva em anos La Niña (1985, 1989, 1995-1996, 1999).

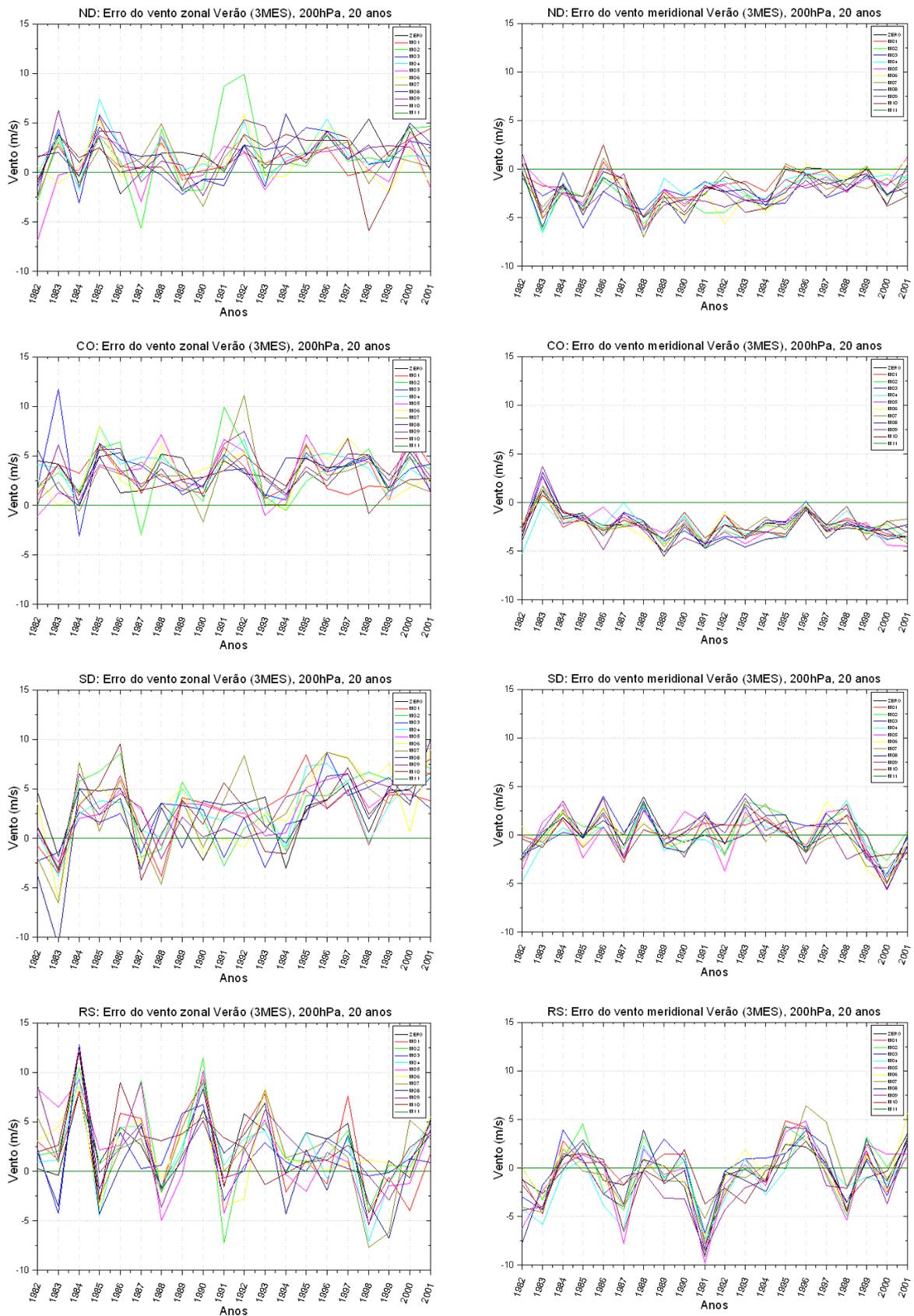


Figura 4.2 - Erro do vento zonal e meridional, estação de verão para as regiões ND, CO, SD, RS, em cores cada um dos 11 membros.

No inverno os membros superestimam os ventos zonais nas quatro regiões escolhidas, havendo uma forte dispersão inter-membros, e uma indefinição de padrão ao longo dos anos, sugerindo uma alta variabilidade do vento zonal na previsão do modelo sobre AS.

Ao analisar o comportamento dos erros do modelo na previsão meridional foi encontrado no ND uma baixa variabilidade entre os membros, o que reflete certa previsibilidade que coincide com alguns dos anos do ENOS (El Niños de 1983, 1987 - diminuição do vento e La Niñas em 1985, 1995/96, 2000 - aumento do vento). Na região CO os erros dos membros têm uma baixa variabilidade inter-membros, no entanto, os picos máximos e mínimos obtidos não são coincidentes com períodos extremos do ENOS, situação semelhante acontece com a região SD que tem uma baixa dispersão dos membros e uma influência não muito clara de forçantes externas. Na região RS a diferença no verão tem uma maior dispersão entre os membros e nenhuma relação com forçantes externas fica evidente.

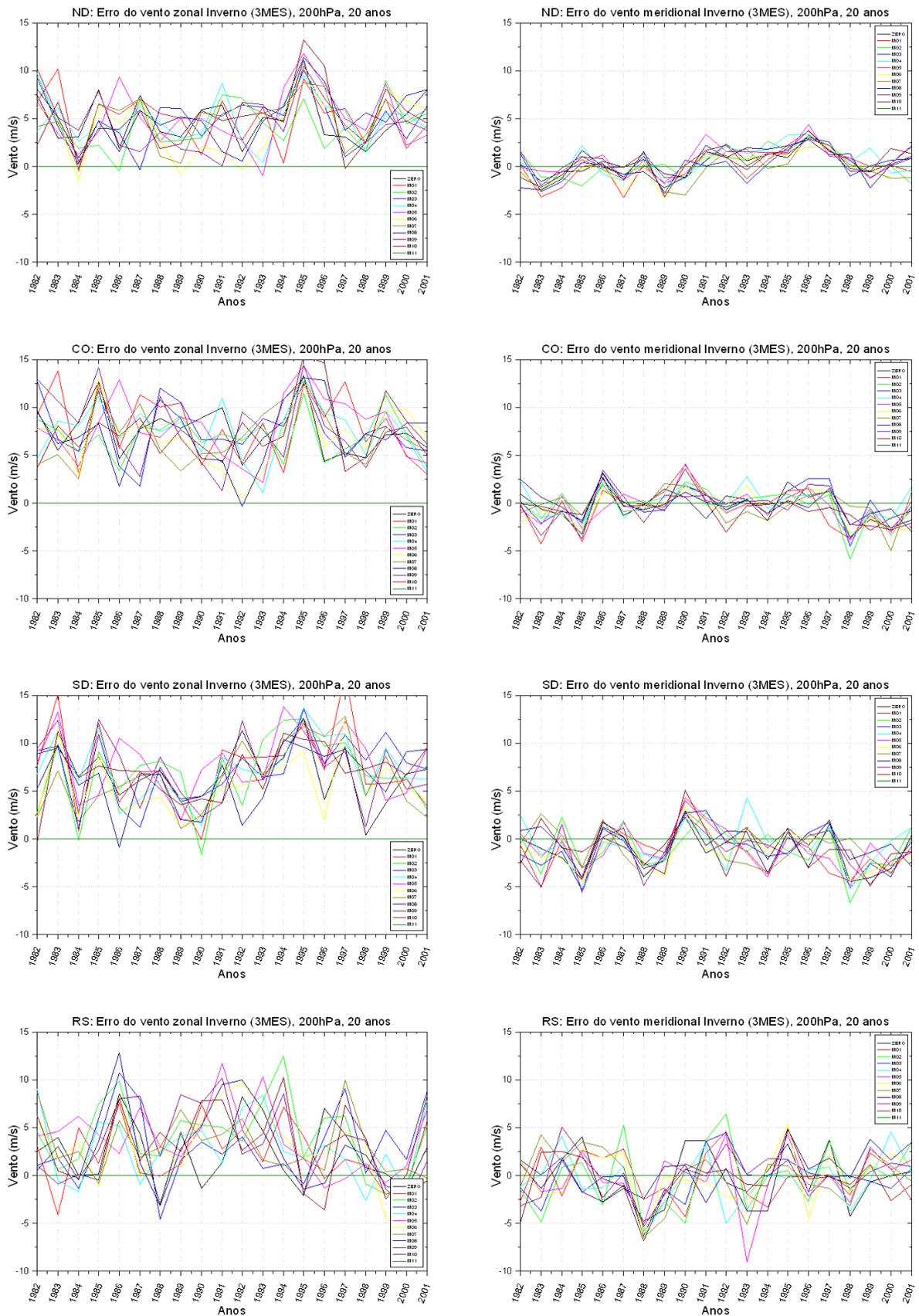


Figura 4.3 - Erro do vento zonal e meridional, estação de inverno para as regiões ND, CO, SD, RS, em cores cada um dos 11 membros.

CAPÍTULO V

CAMPOS DE VENTO ZONAL

5.1 CARACTERÍSTICAS DO JATO NO HEMISFÉRIO SUL

A geração de ventos em altura está intimamente relacionada com o gradiente horizontal de temperatura (Holton, 1973), sendo produzido pelo aquecimento diferenciado entre o Equador e os pólos, e gerando movimentos em níveis planetários, onde o posicionamento do mesmo nas diferentes estações vai depender deste contraste. O Hemisfério Sul, dependendo da estação do ano, pode apresentar dois jatos distintos, o jato subtropical e o jato polar, conforme será discutido a seguir.

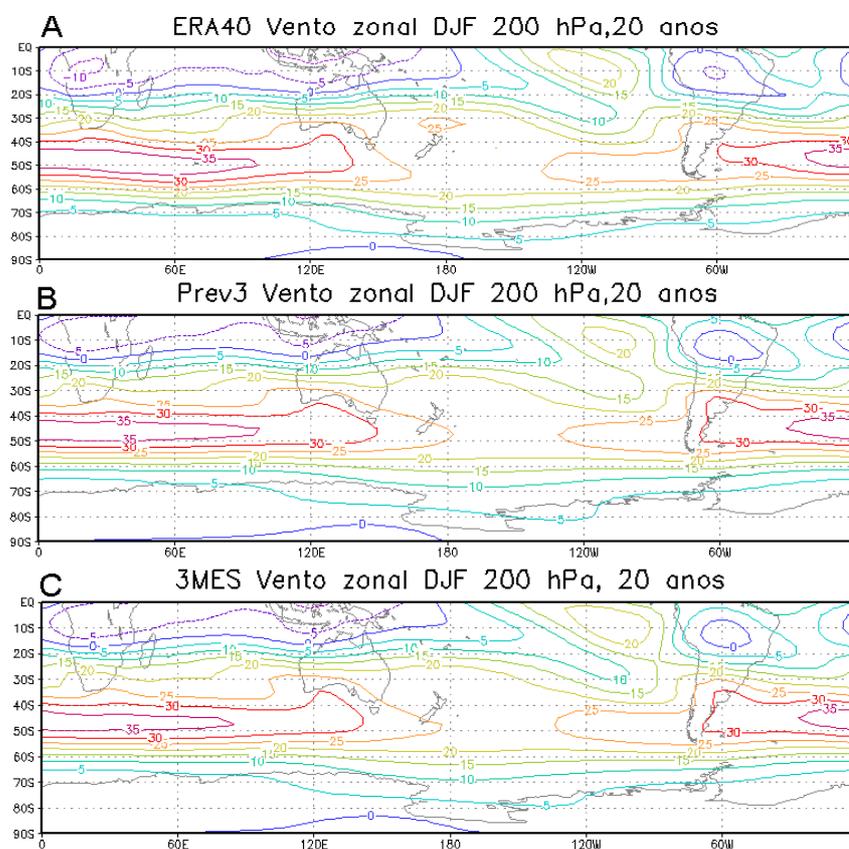


Figura 5.1 - Composição de 20 verões (DJF) para o vento zonal no nível de 200 hPa. e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.

O jato subtropical no verão (fig. 5.1 A) encontra-se em sua posição extrema sul entre 40 e 60°S e tem um núcleo de 35 m/s ao sul do oceano Índico similar ao encontrado por Chang (1998), e no nível de 300 hPa. Possui uma abrangência que vai desde 60°W até 140°E e é zonalmente simétrico. O PREV3 (fig. 5.1 B) consegue reproduzir os principais campos espaciais observados no ERA40 tendo velocidades do vento semelhantes nas mesmas posições. No entanto, o modelo intensifica a área que abrange o vento zonal ao sudeste da Argentina com intensidades de 30 m/s, o que também é mostrado pelo 3MES (fig.5.1 B) onde, em geral, a previsão sazonal é semelhante ao do PREV3.

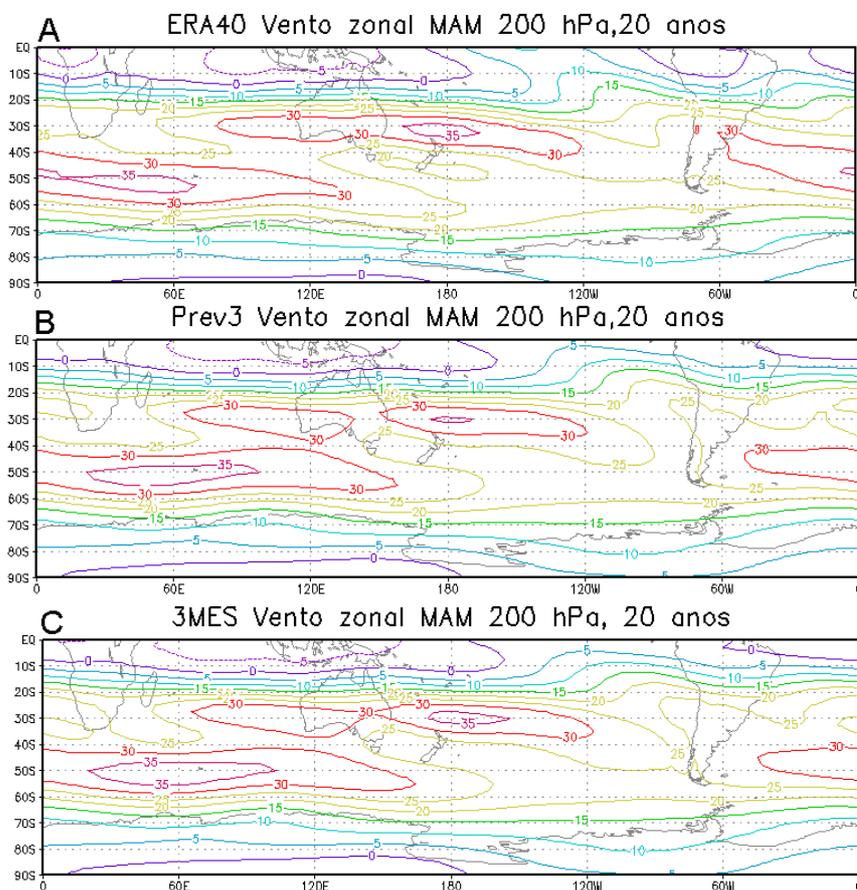


Figura 5.2 - Composição de 20 outonos (MAM) para o vento zonal, nível de 200 hPa., e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.

No outono (fig. 5.2 A) o jato divide-se em dois no Oceano Índico, com um ramo sobre a Austrália, tendo ventos de 30 m/s, e o outro em torno de 50°S com ventos máximos de 35 m/s entre 10°E e 70°E. O PREV3 (fig. 5.2 B) consegue reproduzir estes padrões, no entanto sobre a Austrália ele tem dois núcleos de 30 m/s, e o núcleo máximo ao sul de África

encontra se deslocado mais para leste. O 3MES (fig. 5.2 C) é semelhante ao padrão descrito pela ERA40 tendo uma boa concordância entre eles, acompanhando os máximos de vento. Sobre América do Sul o modelo falha em posicionar a entrada do jato polar sobre o continente, deslocando-a para o oceano Atlântico Sul.

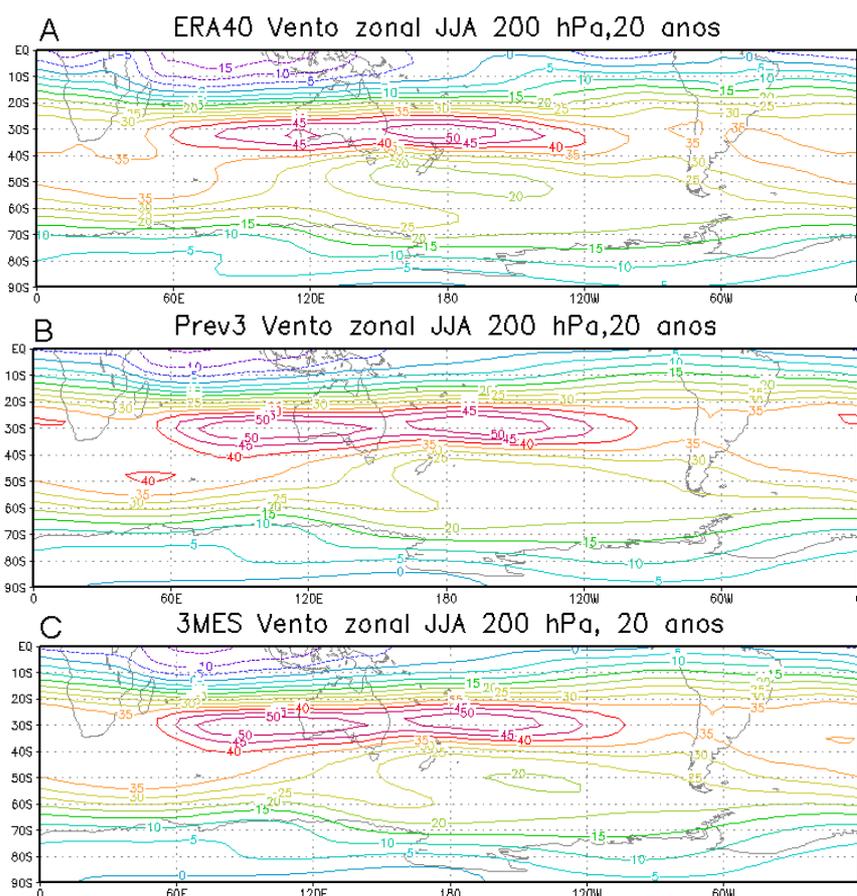


Figura 5.3 - Composição de 20 invernos (JJA) para o vento zonal, nível de 200 hPa., e velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.

No inverno (fig. 5.3 A) o jato subtropical encontra-se em sua posição extrema norte em torno de 30°S e alcança sua máxima intensidade, com uma velocidade do vento acima de 50 m/s ao leste da Austrália, o que também foi observado por Bals-Elsholz et al. (2001). A PREV3 consegue reproduzir a posição e orientação deste máximo de vento, mas mostra outro núcleo no setor Oeste da Austrália, o que também é reproduzido pela previsão sazonal do modelo (fig. 5.3 C). Já sobre América do Sul pode-se observar que um vento zonal de 35 m/s atinge a zona leste de Uruguai na figura 5.3 A e se observa um núcleo na zona central do

Chile. No entanto, o modelo estende a área de 35 m/s entre 20° e 40° de latitude Sul, com uma simetria mais zonal do que aquela obtida no ERA40.

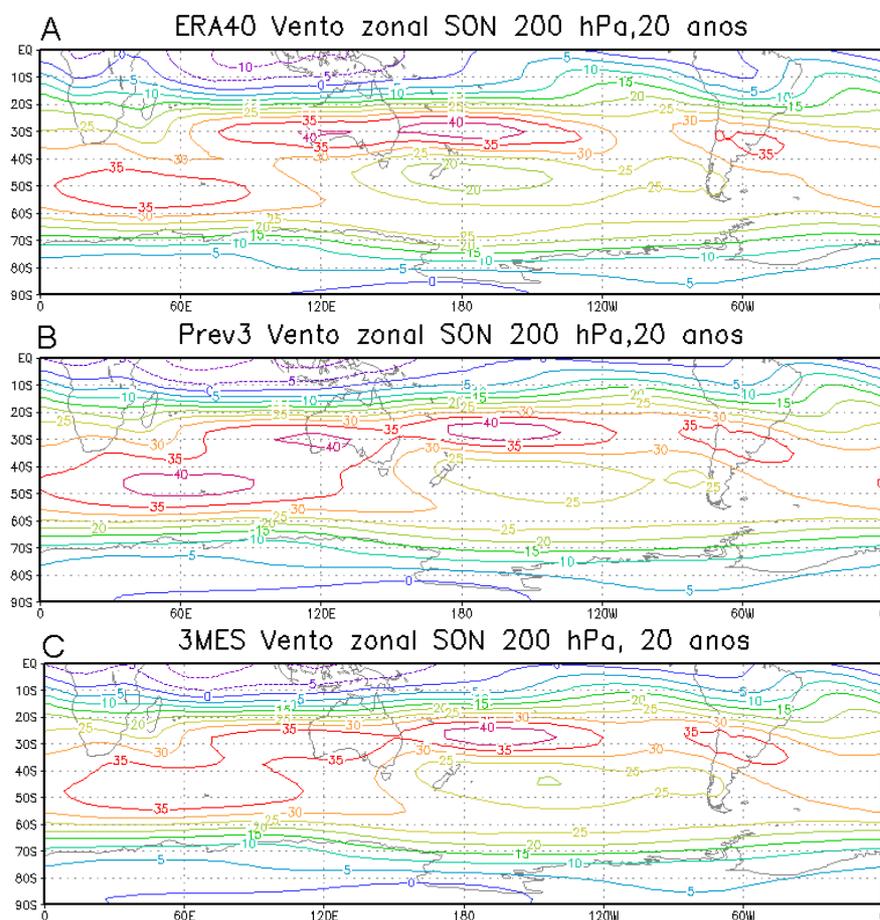


Figura 5.4 - Composição de 20 primavera (SON) para o vento zonal, nível de 200 hPa., velocidade em m/s, A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES.

Na primavera (fig. 5.4 A) ocorre uma situação semelhante ao outono (fig. 5.2 A) onde o jato na troposfera superior é dividido em dois no Oceano Índico, um sobre Austrália desde 70°E até 110°W com ventos de 35 m/s e núcleo de 40 m/s no setor leste da mesma, e ao sul deste máximo um núcleo de vento menor com intensidades de 20 m/s. Na outro ramo sobre o Oceano Índico sul nota-se um núcleo de 35 m/s, e sobre o continente Sul Americano um núcleo de 35 m/s. O comportamento do PREV3 (fig. 5.4 B) é semelhante ao do ERA40, mas não consegue reproduzir a variabilidade do vento zonal, e a previsão sazonal do modelo consegue reproduzir algumas das variações observadas de maneira similar ao PREV3.

5.2 CORTE LONGITUDINAL DO VENTO ZONAL

Com as 11 saídas do modelo do ECMWF, pretende-se validar a reprodução dos padrões do fluxo de vento zonal em secções transversais, e comparar estes resultados com os dados obtidos pelo ERA40. Das composições sazonais das três séries de dados foi escolhida a latitude 30°S para realizar o corte longitudinal, em função do jato subtropical estar presente na maior parte do ano (outono, inverno e primavera).

As figuras 5.5 (A, B, C, D) correspondem a “PREV3”, e as figuras 5.5 (E, F, G, H) é a previsão sazonal “3MES” onde o valor climatológico obtido do ERA40 encontra-se em preto e as outras cores representam os 11 membros para cada estação do ano.

Como mencionado na análise do vento zonal para o verão (fig. 5.4 A, E), o jato subtropical tem uma velocidade menor em comparação as outras estações do ano, o que é mostrado nos 3 conjuntos de dados, havendo uma concordância entre eles, embora os membros obtidos pela PREV3 desloquem para leste os picos de máximos e mínimos observados no ERA40. A previsão sazonal 3MES é a que consegue reproduzir melhor a variação do fluxo do vento zonal em 30°S, conforme pode ser notado em 120°W, onde os membros do 3MES conseguem acompanhar o ERA40 ao atingir o continente Sul Americano.

No outono (fig. 5.4 B, F) os membros conseguem reproduzir as principais variações do vento zonal em 30°S, mas novamente eles superestimam os picos máximos e mínimos e estão deslocados para leste no PREV3 e 3MES embora, novamente, este ultimo represente melhor o padrão sobre América do Sul.

No inverno quando o jato subtropical tem o máximo valor sobre Austrália, pode se notar a grande diferença na posição do núcleo a oeste da mesma onde a PREV3 atinge o máximo em torno de 100°E e o 3MES em 90°E, com valores médios dos membros em torno de 54 m/s, e o valor obtido pelo ERA40 foi de 50 m/s para a mesma região. Depois dos 180° o modelo superestima os ventos deslocando para leste os picos de máximos e mínimos.

Na primavera, no setor leste da Austrália, a PREV3 e o 3MES subestimam o valor do vento zonal em 7 m/s, onde o ERA40 atinge o valor máximo em torno de 180°, onde este máximo ocorre em 160°W na PREV3 e no 3MES, sendo superestimados os valores de vento zonal no oceano Pacífico e sobre o continente. O 3MES é ligeiramente melhor em comparação ao PREV3, com valores mais próximos ao obtido pelo ERA40.

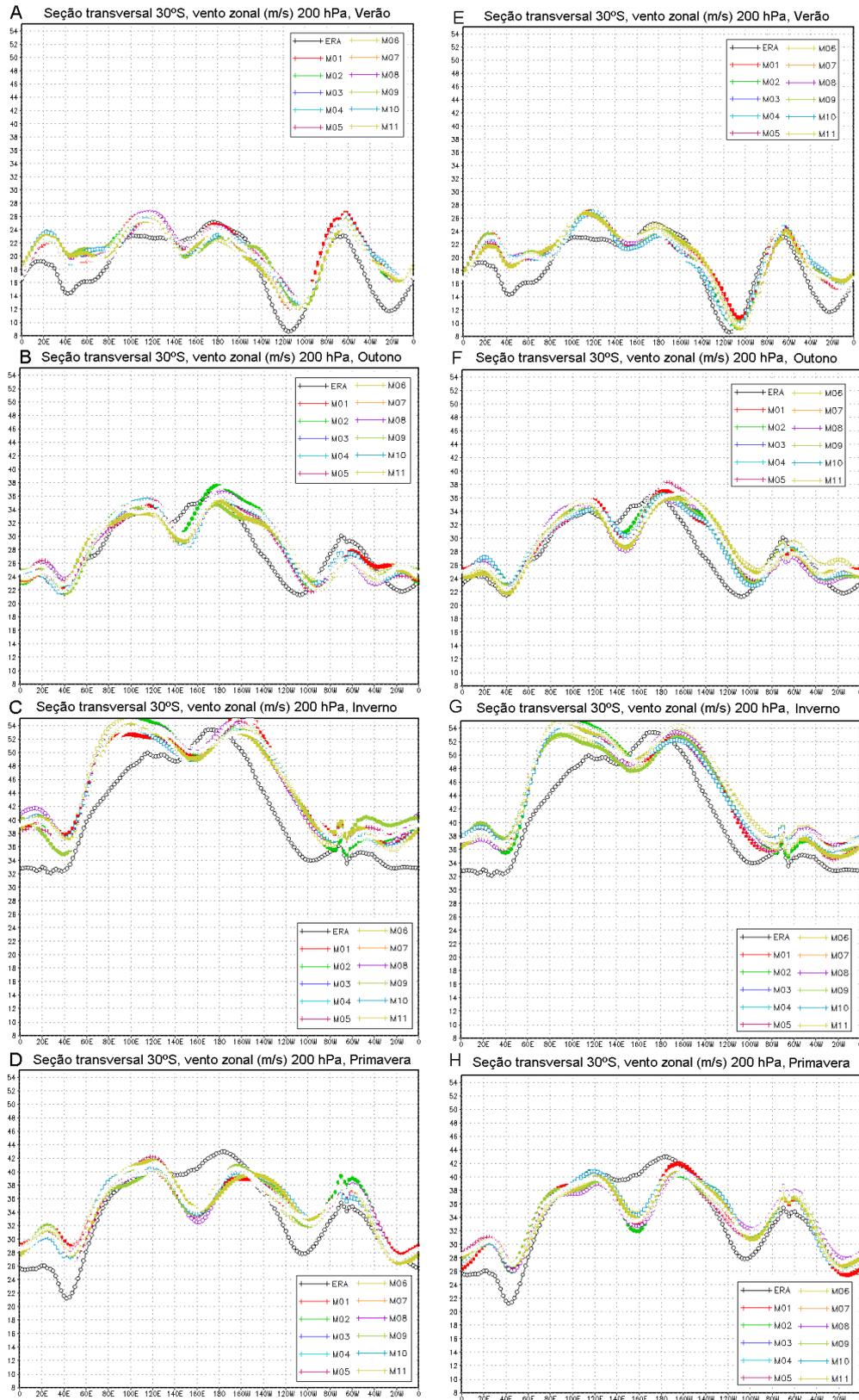


Figura 5.5 - Corte longitudinal nos 30°S (vento zonal (m/s)) entre as composições sazonais dos conjuntos de dados. Em cor preta o valor do ERA40 e nas outras cores os 11 membros. Figuras da esquerda (A, B, C, D) é a PREV3 e da direita (E, F, G, H) o 3MES.

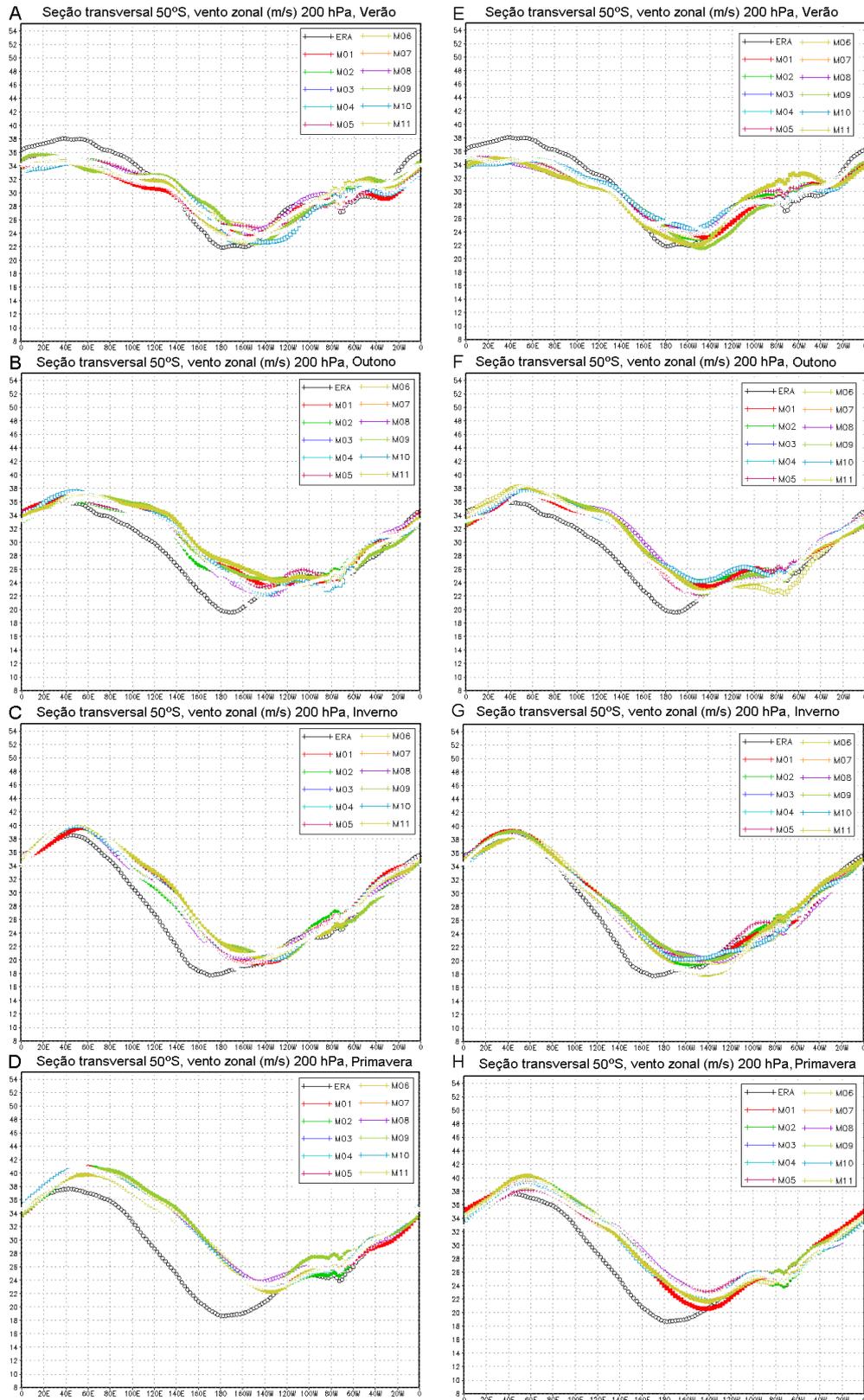


Figura 5.6 - Corte longitudinal nos 50°S (vento zonal (m/s)) entre as composições sazonais dos conjuntos de dados. Em cor preta o valor do ERA40 e nas outras cores os 11 membros. Figuras da esquerda (A, B, C, D) é a PREV3 e da direita (E, F, G, H) o 3MES.

No verão, o comportamento do vento zonal observado no ERA40 (fig. 5.5 A) diminui à medida que se aproxima da Austrália, e aumenta no Oceano Pacífico com um máximo em 40°E de 38 m/s e um mínimo de 22 m/s em 180°. Os membros da PREV3 e o 3MES se comportam de maneira semelhante, embora subestimando a magnitude do vento zonal ao Sul do oceano Índico em 4 m/s, e em 140°E conseguem acompanhar a variação do vento zonal no sobre o Oceano Pacífico e América do Sul.

No outono (fig. 5.5 B, F) o máximo alcançado pelo ERA40 foi de 36 m/s em 40°E e o mínimo valor do vento zonal foi de 20 m/s em 170°W. Os membros da PREV3 e 3MES deslocam para leste a variabilidade do vento zonal entre 40°E e 140°W superestimando estes valores, tendo uma diferença de 4 m/s.

Em relação ao inverno (fig. 5.5 C, G) o 3MES consegue acompanhar a variabilidade obtida no ERA40 tendo pequenas diferenças entre os membros, no entanto, desloca a posição do pico mínimo superestimando-o entre as longitudes de 100°E e 160°W, onde este pico mínimo no ERA40 ocorreu em 170°E e atingiu o valor de 18 m/s. Os membros da PREV3 mostram mais variabilidade neste setor, mas em 140°W acompanham as características do vento zonal observadas no ERA40.

Na primavera (fig. 5.5 D, H) acontece uma situação semelhante ao outono onde o vento zonal é superestimado pelos membros da PREV3 e 3MES no setor de 40°E e 140°W, sendo encontradas diferenças menores no 3MES, conseguindo reproduzir bem as características da variabilidade atmosférica do vento zonal sobre o continente Sul Americano.

5.3 DIFERENÇA ESPACIAL ENTRE OS CONJUNTOS DE DADOS

A fim de identificar onde o modelo superestima ou subestima os campos espaciais de vento zonal no HS, são determinadas as diferenças entre os dados do PREV3 e do 3MES com respeito aos campos espaciais do ERA40, obtendo assim o erro do modelo (viés). O nível usado é de 200 hPa.

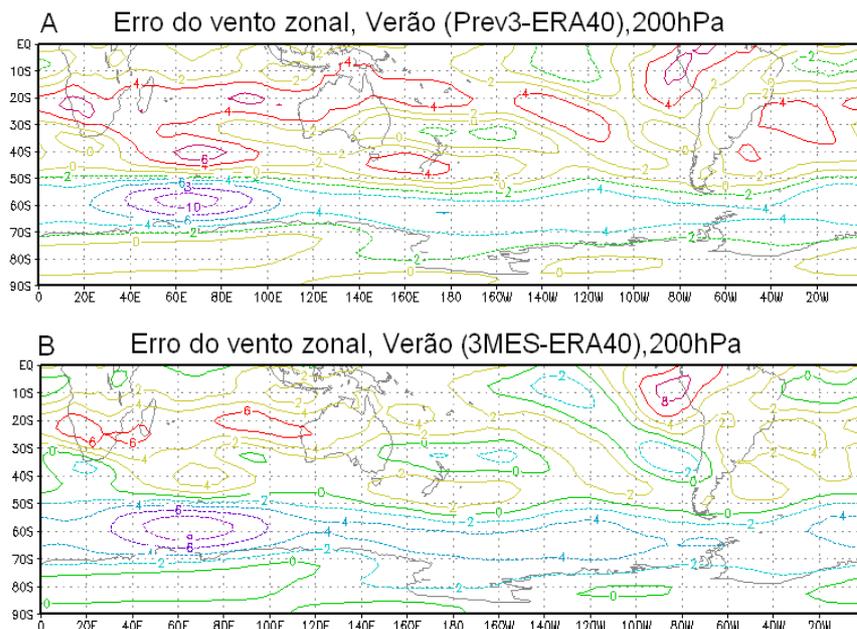


Figura 5.7 - Erro do vento zonal para a estação de verão, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.

Na figura 5.7 A, que corresponde à diferença entre a PREV3 e o ERA40, é encontrado que a PREV3 superestima o vento zonal na estação de verão no setor 20°S com valores de 4 m/s. Outra diferença, ocorre no setor onde o jato se encontra na sua posição sul mais extrema, isto é, em torno de 60°S o modelo subestima o vento zonal alcançando um núcleo de -10 m/s (60°S, 60°E). Existem também outras diferenças significativas de superestimação dos campos no Pacífico central com valores de 4 m/s e na região leste da costa Brasileira.

Para o comportamento do 3MES (fig. 5.7 B) são encontrados setores onde as diferenças são menores em relação a PREV3, por exemplo, no setor do Pacífico central, com um dipolo de erro que adquire valores de 2 e -2, e em torno de 60°S onde a previsão é subestimada, tendo um núcleo de -8 m/s em 60°E. O 3MES também superestima os ventos na faixa de 20°S com valores de 4 m/s, o qual também é observado no campo do terceiro mês de integração do modelo.

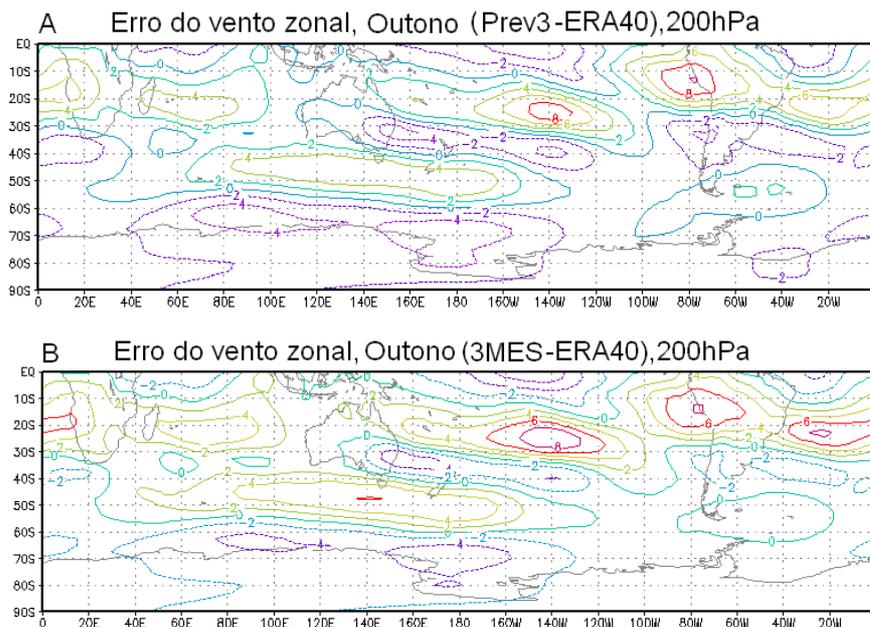


Figura 5.8 - Erro do vento zonal para a estação de outono, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.

Na figura 5.8 B que corresponde á diferença da PREV3 com ERA40 na estação de outono, se observa que o modelo superestima os valores encontrados em 25°S e 140°W tendo um núcleo bem definido de 8 m/s. Na faixa de 50°S ao sul da Austrália encontra-se outra região que apresenta uma anomalia positiva, e ao sul dela existe uma anomalia negativa semelhante ao obtido no verão para as latitudes de 60° e 70°S. No setor tropical da América do Sul é observado que tanto a PREV3 como o 3MES superestimam o vento zonal com valores que vão de 4 m/s até 8 m/s, o qual afeta a qualidade da previsão do modelo. Em geral o comportamento da PREV3 e do 3MES é semelhante em termos de erros.

O comportamento do modelo na representação dos padrões atmosféricos estação de verão, que mostra erros significativos no lado norte do jato subtropical, é similar ao da estação de inverno como se observa nas figuras 5.9 A e B. A PREV3 e o 3MES tem em torno de 20°S dois núcleos de erro, um em 80°E com valores de 10 m/s e o outro em 140°W com valores de 12 m/s, onde em geral superestima os ventos zonais ao norte de 30°S, e subestima ao sul de 60°S.

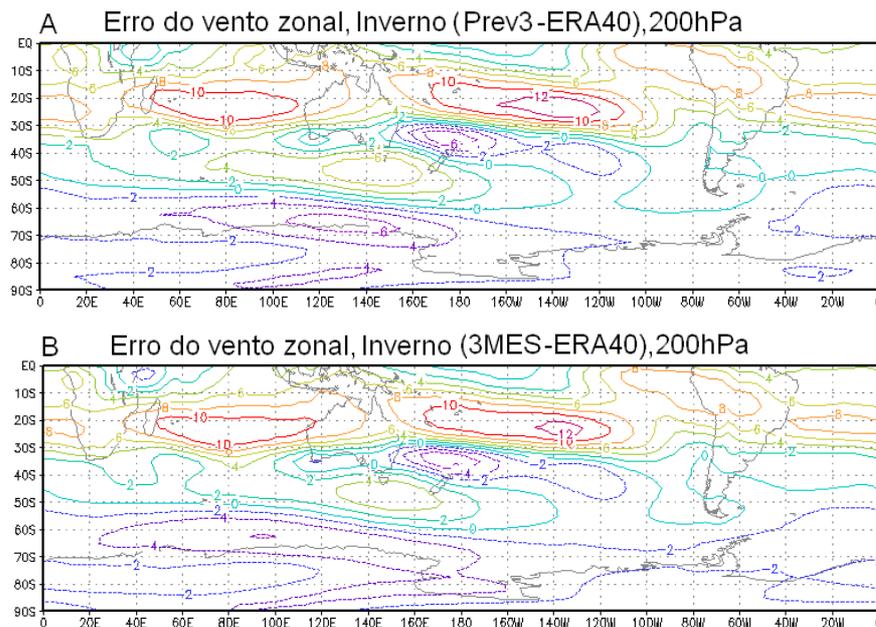


Figura 5.9 - Erro do vento zonal para a estação de inverno, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.

Na estação de primavera (fig. 5.10 A, B) são encontradas quatro áreas representativas onde o modelo erra na sua previsão tanto para os dados da PREV3 como para o 3MES. O modelo superestima o vento zonal na faixa de 20°S entre 160°W e 40°W tendo um núcleo de 10 m/s em 140°W, e ao sul de 30°S são encontradas diferenças negativas com um núcleo de -6 m/s em 180°, e novamente uma superestimativa do vento zonal na faixa de 45°S. Ao sul da posição do jato polar é encontrado uma faixa onde o modelo subestima os ventos oscilando entre -2 e -6 m/s.

Em geral ao fazer as diferenças entre as previsões do modelo e o ERA40 são encontrados viés significativos na posição onde ocorre os gradientes meridionais mais intensos das composições do vento zonal. Este resultado demonstra a grande variabilidade meridional do modelo na representação do fluxo médio do vento zonal, o que também é observado sobre o continente Sul Americano onde a posição de entrada e saída do jato não é bem representada nas composições sazonais.

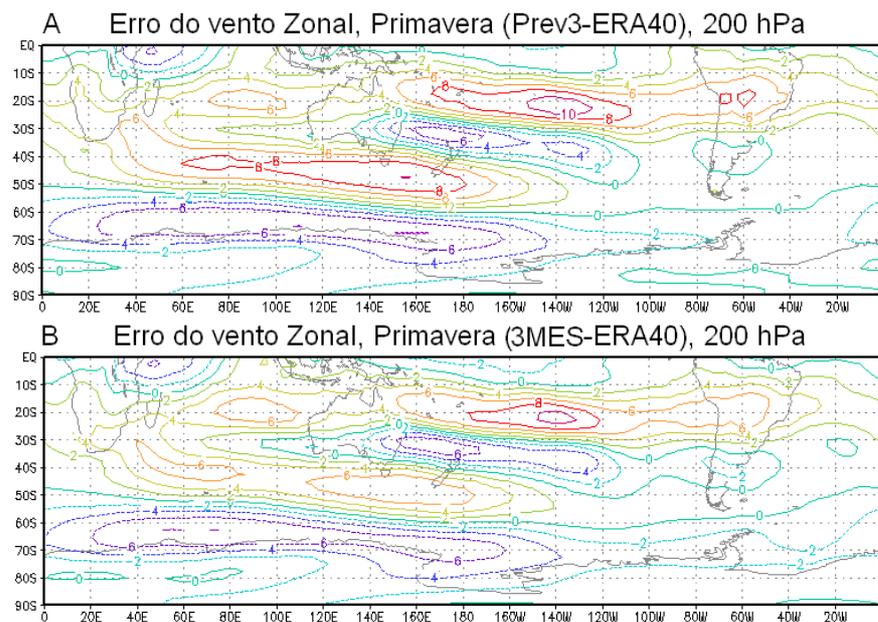


Figura 5.10 - Erro do vento zonal para a estação de primavera, A) viés PREV3-ERA40; B) viés 3MES-ERA40, no nível 200 hPa.

5.4 MÉDIA ZONAL DO VENTO EM 200 HPA

Os ventos atmosféricos variam consideravelmente em sua localização no globo e com as estações do ano (Peixoto e Oort, 1992). Dos ventos observados na atmosfera livre em 200 hPa., verifica-se que a corrente de jato intensifica-se no período de inverno, como se pode notar na figura 5.11 C, sendo observados dois máximos: o primeiro deles próximo a 30°S e o outro em 55°S com valores de 40 e 26 m/s, respectivamente, onde o modelo superestima o máximo em 30°S em 4 m/s. Nos meses de verão (fig. 5.11 A), um máximo em aproximadamente 50°S com o valor de 30 m/s é simulado pelo modelo, mas desloca o fluxo médio zonal para o equador. Nos meses de outono são observados dois máximos próximos a 30°S e 52.5°S sendo bem simulado pelo modelo. Na primavera acontece uma situação semelhante ao outono com máximos em 30°S e 55°S com valores próximos de 34 e 28 m/s respectivamente, sendo que o modelo simula um padrão semelhante, mas desloca para o equador o máximo primário e secundário, onde situação semelhante ocorre nas outras estações como é observado na figura 5.5 (A, B, C, D). De forma geral, as figuras sugerem que o modelo é capaz de reproduzir os máximos e mínimos do vento zonal em 200 hPa.

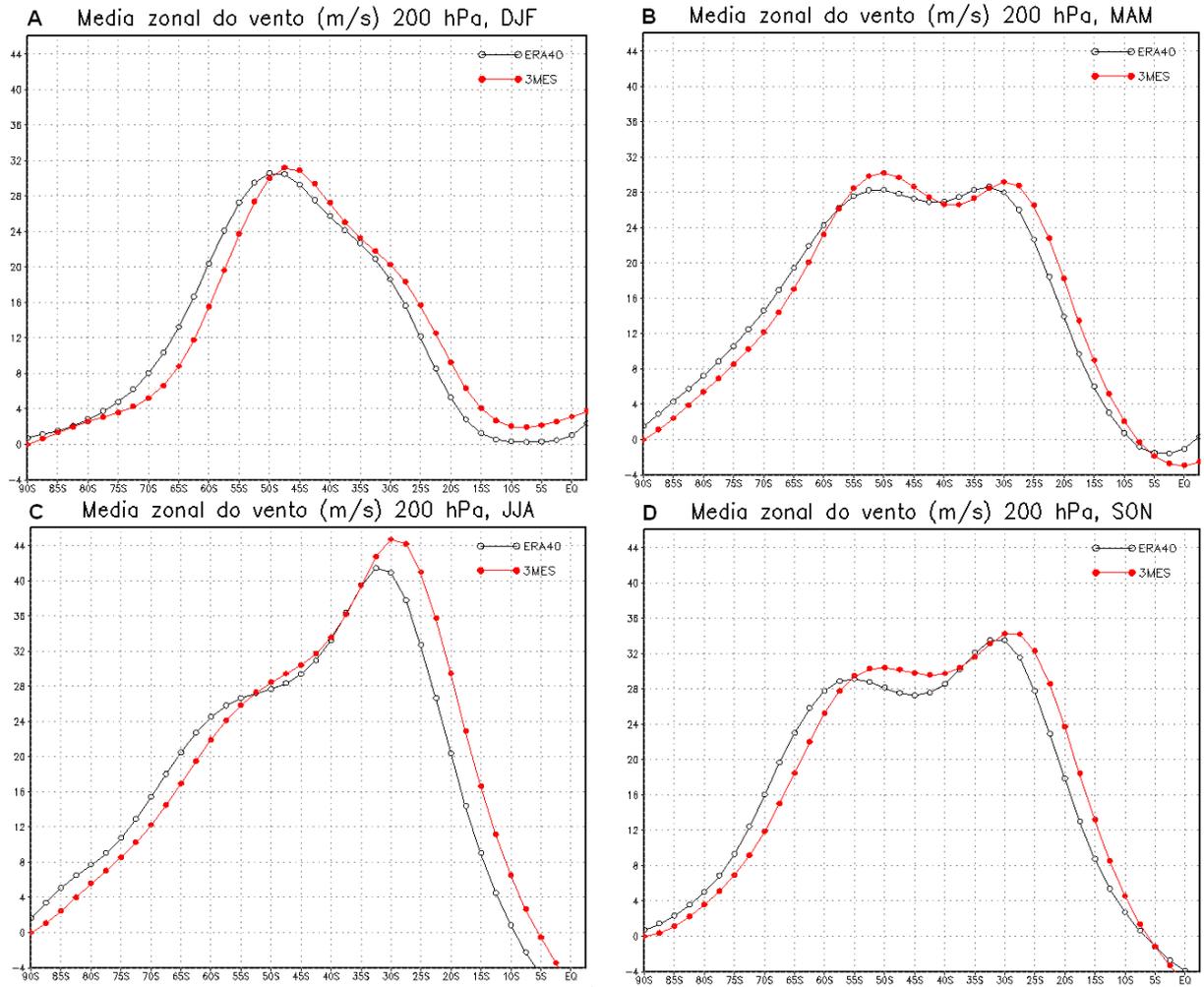


Figura 5.11 - Média Zonal do Vento em 200 hPa. ($m s^{-1}$). A) DJF; B) MAM; C) JJA; D) SON.

CAPÍTULO VI

ANÁLISE DE CAMPOS DE K_s

O cinturão equatorial é governado por uma região onde a propagação é inibida devido à presença dos ventos de leste, sendo geralmente referida como latitude crítica (Hoskins e Ambrizzi, 1993). Outra das características encontradas é o máximo local que aparece nos diferentes períodos analisados onde o vento zonal tem o valor máximo em torno de 30°S, ou seja, ao longo do jato subtropical contendo número de onda total de 6, 7 e até 8, e ao longo do jato polar em torno de 50°S número de onda 3 é predominante. Estes resultados serão discutidos mais adiante, quando uma comparação entre os valores encontrados no ERA40 e os conjuntos de dados do modelo será feita.

As figuras deste capítulo correspondem aos análises de K_s para a média sazonal dos dados do ERA40, PREV3 e do 3MES onde os contornos de vento zero ($\bar{U} \leq 0$), aparecem nas figuras em traço grosso e os correspondentes de β^* e K_s zero (mas \bar{U} positivo) em linha pontilhada, e as outras cores indicam o número de onda total K_s .

Para obter uma comparação mais detalhada do comportamento dos membros obtidos da PREV3 e do 3MES em relação aos dados do ERA40, foram realizados perfis meridionais sendo escolhidas as longitudes de (120°E, 180°), (120°W, 65°W), as quais foram escolhidas de forma a poder comparar com resultados obtidos em outros trabalhos como Müller e Ambrizzi (2004) e Severo (2008).

6.1 ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE VERÃO

A figura 6.1 A, corresponde aos campos espaciais de K_s obtidos com o ERA40 para o verão, onde a latitude crítica situa-se do equador até 20°S e se estende até a longitude de 180°, tendo ainda um núcleo desta latitude crítica no setor tropical da América do Sul, devido a presença de uma circulação Anticiclônica em altura que favorece ventos de leste nesta região.

Em torno de 30°S são encontrados máximos locais de K_s com valores de 6 e 7. Esta região contém valores relativamente uniformes de K_s , tendo ao sul valores pequenos e ao norte valores mais altos, embora este último esteja relacionado a presença da latitude crítica e não necessariamente um menor gradiente.

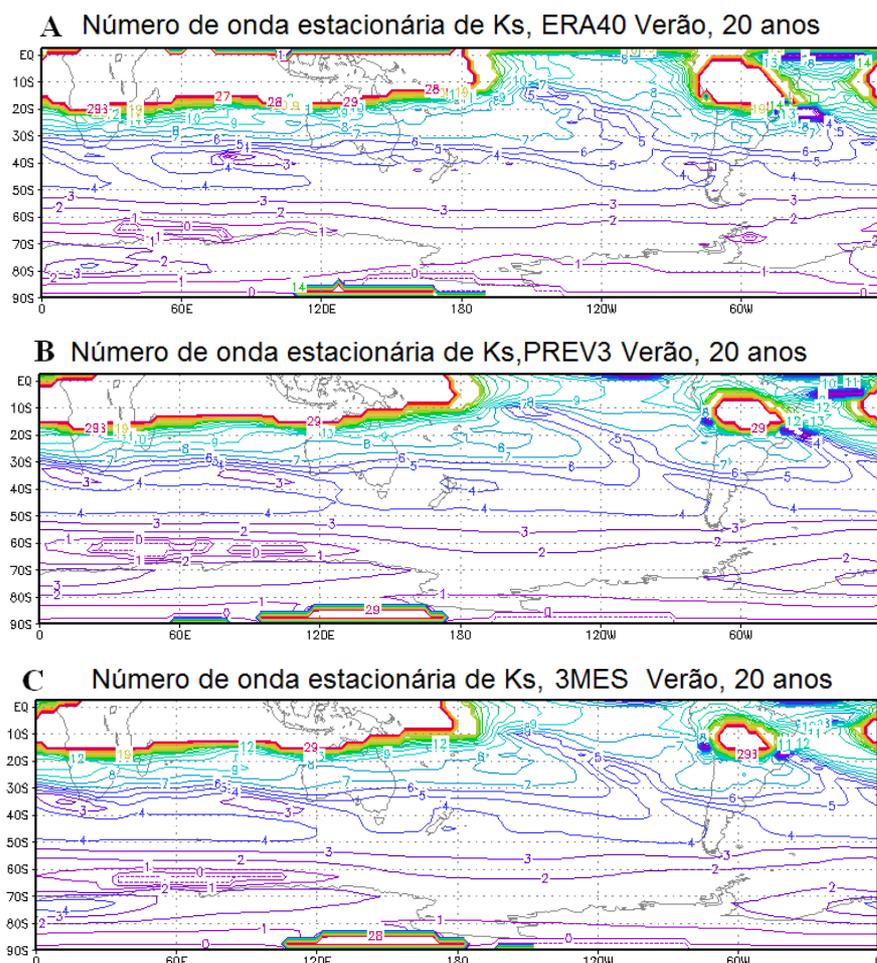


Figura 6.1 - Campos de K_s , para a média sazonal de verão para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.

Entre 50 e 60°S é encontrado um setor uniforme de K_s os quais têm o número de onda 2 e 3, e ao sul do oceano Índico em 65°S , onde β^* e K_s são zero, ocorre a inibição da propagação das ondas de Rossby. A comparação com a PREV3 (fig. 6 B) mostra um campo espacial de K_s semelhante à reanálise, tendo os mesmos números de onda em torno de 30°S e em latitudes mais altas, embora a área que abrange a latitude crítica sobre Sul América seja menor que a obtida pelo ERA40. O comportamento do 3MES é semelhante ao ERA40 e

PREV3, no entanto, os campos espaciais do número de onda zonal encontram-se mais suavizados tendo pequenas variações espaciais com relação ao ERA40, o qual ficará mais claro nos perfis meridional de K_s .

6.1.1 PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE VERÃO

A figura 6.2 mostra aos perfis meridionais para a estação de verão, onde a cor preta representa o valor para o ERA40, e nas outras cores para os respectivos membros; as figuras da esquerda são perfis para a PREV3 e as figuras da direita correspondem ao 3MES.

Os membros do PREV3 e do 3MES são semelhantes nos perfis meridionais em 120°E e 180°E, concordando com o ERA40. No entanto, existem diferenças próximas à latitude crítica ao redor de 20°S e apresenta um pequeno deslocamento dos máximos de números de onda. Pode-se observar no ERA40 um máximo primário em 30°S o qual permite a existência de números de onda 6 e 7, e um máximo secundário ao redor de 50°S, favorável aos números de onda 3 e 4, embora, em 180° o modelo desloca para o norte estes máximos, mas consegue reproduzir os números de onda observados. Para o ERA40 em 120°W são encontrados dois máximos, um deles em 10°S o qual permite números de onda 8 e 9, e outro núcleo em 30°S que permite número de onda 6, sendo bem representada pela PREV3 e o 3MES. No entanto é o PREV3 quem melhor reproduz a variabilidade no setor tropical.

Em 65°W para o ERA40 pode-se observar novamente dois máximos, um ao redor de 30°S com número de onda 6 e outro secundário em 50°S com número de onda 3. Os membros da PREV3 reproduzem estes números de onda, mas não a variabilidade espacial dos perfis meridionais e no setor dos trópicos, onde é atingida a latitude crítica, desloca-se para o equador. Uma situação semelhante ocorre com a previsão sazonal de verão dos membros do 3MES, porém eles possuem uma variabilidade maior em relação a PREV3.

Em resumo, para o verão as ondas longas (número de onda zonal 1-2) ficam confinadas entre o pólo e 60°S (50°S); e as ondas 3 e 4 podem-se propagar até 50°S (40°S), enquanto que as ondas mais curtas (entre 5 e 8) podem se propagar até 25°S. Ondas muito curtas (número de onda acima de 8) podem se propagar através do equador, tanto para os dados do ERA40 como para cada membro. Em geral as previsões do modelo conseguem simular muito bem os guias de onda no Hemisfério Sul.

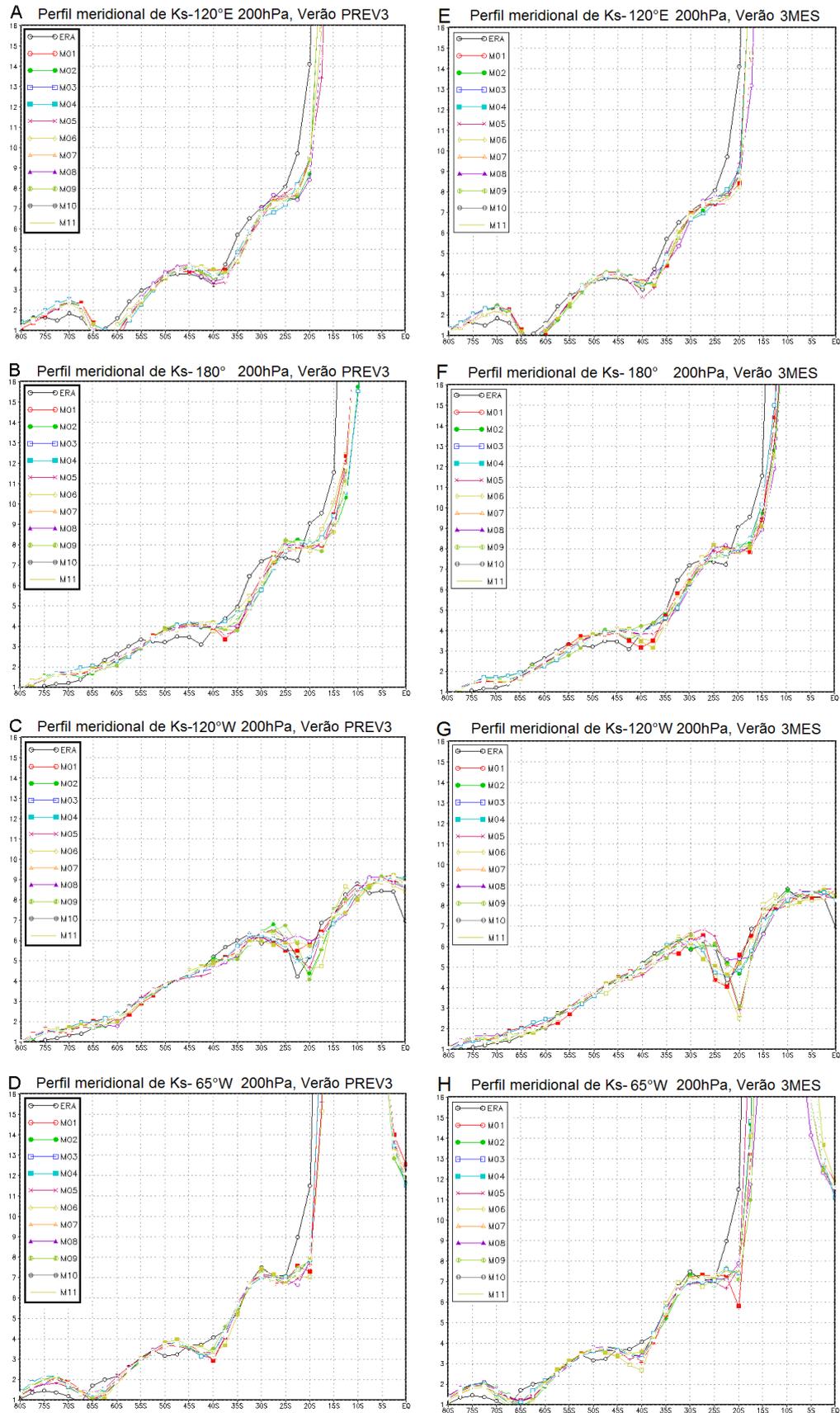
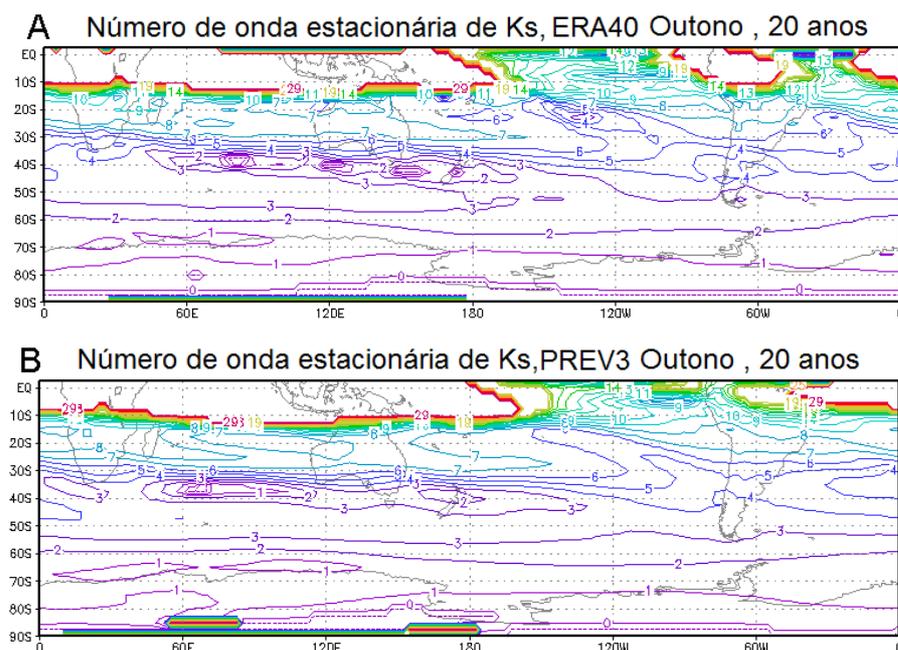


Figura 6.2 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de Verão.

6.2 ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE OUTONO

A figura 6.3 corresponde aos campos espaciais de K_s obtidos do ERA40 para o outono e a latitude crítica esta localizada em torno de 10°S , não estando presente no setor tropical do Oceano Pacífico, onde existe também um núcleo desta latitude crítica no setor tropical da América do Sul. Ao norte da posição do jato subtropical em 30°S são encontrados máximos locais de K_s com valores de 6 e 7 relativamente uniformes e limitado ao sul por valores mais baixos e ao norte mais altos. Sobre a América do Sul, em latitudes médias, os valores de K_s estão entre 4 e 6, e no setor tropical ondas muito curtas com valores acima de 7 são observados.

O comportamento dos campos de K_s gerados com o PREV3 e 3MES são semelhantes ao obtido pelo ERA40 tendo um bom acordo entre eles ao redor de 30°S . No entanto, uma das grandes diferenças entre estes conjuntos de dados é a representação da latitude crítica obtida pelo modelo sobre o continente Sul Americano, o qual abrange uma área de menor extensão, embora isto seja refletido no movimento dos pacotes de energia na atmosfera. Os conjuntos de dados tanto para o PREV3 como também para o 3MES comportam-se de forma semelhante, tendo uma forte variabilidade na representação dos campos espaciais de K_s , suavizando os principais padrões descritos.



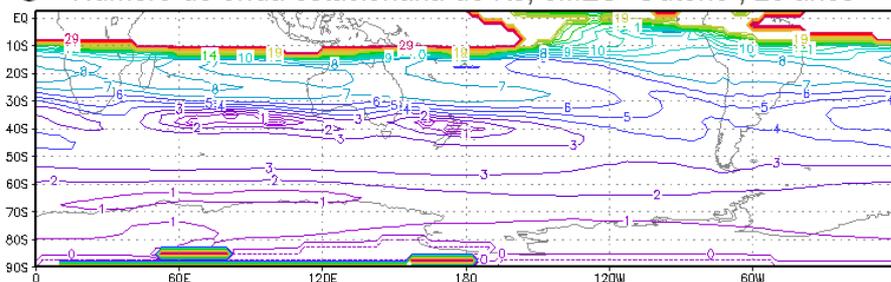
C Número de onda estacionária de K_s , 3MES Outono, 20 anos

Figura 6.3 - Campos de K_s , para a média sazonal de outono para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.

6.2.1 PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE OUTONO

Os perfis meridionais dos membros do PREV3 e do 3MES são semelhantes nos diferentes cortes concordando com os números de onda obtidos no ERA40 em 120°E e 180° , tendo um máximo primário com número de onda 6 a 7 entre 25°S e 35°S e um secundário com número de onda 2 a 3 em 50°S e 55°S , e pequenas diferenças como uma tendência a deslocar para o norte estes máximos, conforme observado nas figuras 6.4 B e F, embora consigam reproduzir a latitude crítica no setor tropical. Para o corte meridional em 120°W é encontrada uma maior variabilidade entre os conjuntos de dados, onde o ERA40 apresenta dois picos favoráveis para o movimento dos pacotes de onda, os quais situam-se em 12.5°S (máximo primário) e 35°S (máximo secundário), sendo deslocadas para o norte tanto para os dados obtido da PREV3 como para o 3MES, atingindo estes máximos em 7.5°S e 30°S , respectivamente. O deslocamento observado nos membros das previsões afeta os números de onda nestes máximos, sendo que no setor tropical os membros erram mais na previsão. Em 65°S correspondente à figura 6.4 (D,H) é observada uma diferença significativa na latitude crítica mostrado pelo ERA40, isto é, em 15°S , tanto os membros do PREV3 como do 3MES deslocam esta latitude crítica para o norte, o que faz os pacotes de energia na atmosfera avançarem até latitudes mais baixas sobre o continente Sul Americano.

Em resumo, os membros do PREV3 e do 3MES comportam-se discretamente em 120°E e 180° , mas na secção meridional em 120°W eles não reproduzem a variabilidade atmosférica observada nos dados do ERA40 no período de outono, mostrando maiores números de onda e deslocando os máximos para o norte, em 65°W a latitude crítica obtida não é bem representada pelos membros.

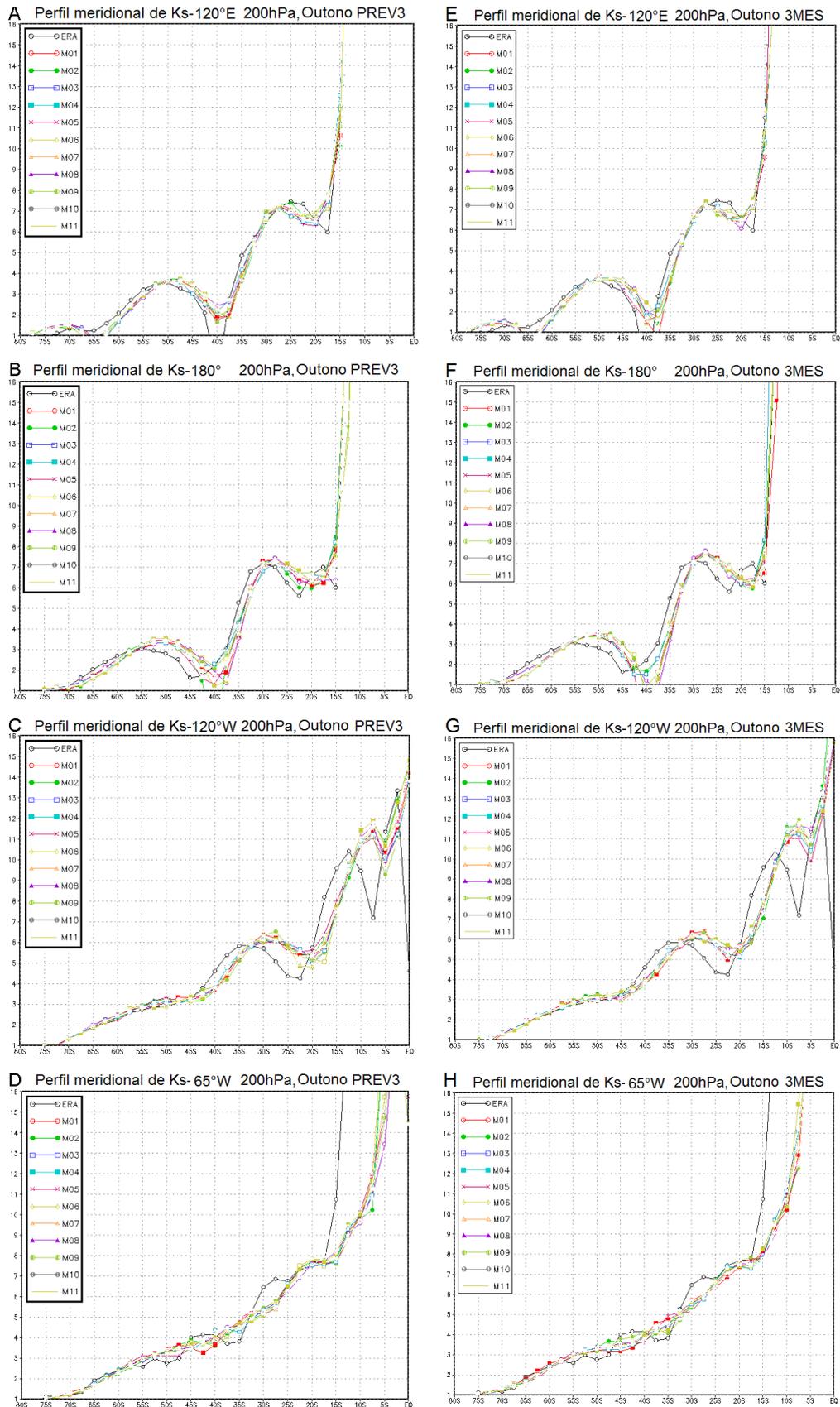


Figura 6.4 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de Outono.

6.3 ANÁLISE CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE INVERNO

No período de inverno os campos espaciais obtidos pelo ERA40 na figura 6.5A, mostram uma latitude crítica que se aproxima a 20°S no setor tropical da Indonésia e diminui no Oceano Pacífico em torno dos 10°S. Foram encontrados números de onda 5 e 6 ao redor de 30°S e uma região onde a propagação é inibida ao sul da Austrália (linha pontilhada) que abrange uma extensão de 130°E até 140°W. Em 60°S é encontrada uma propagação com número de onda 2, e no continente Sul Americano existem de norte a sul números de onda que vão de 9 até 3.

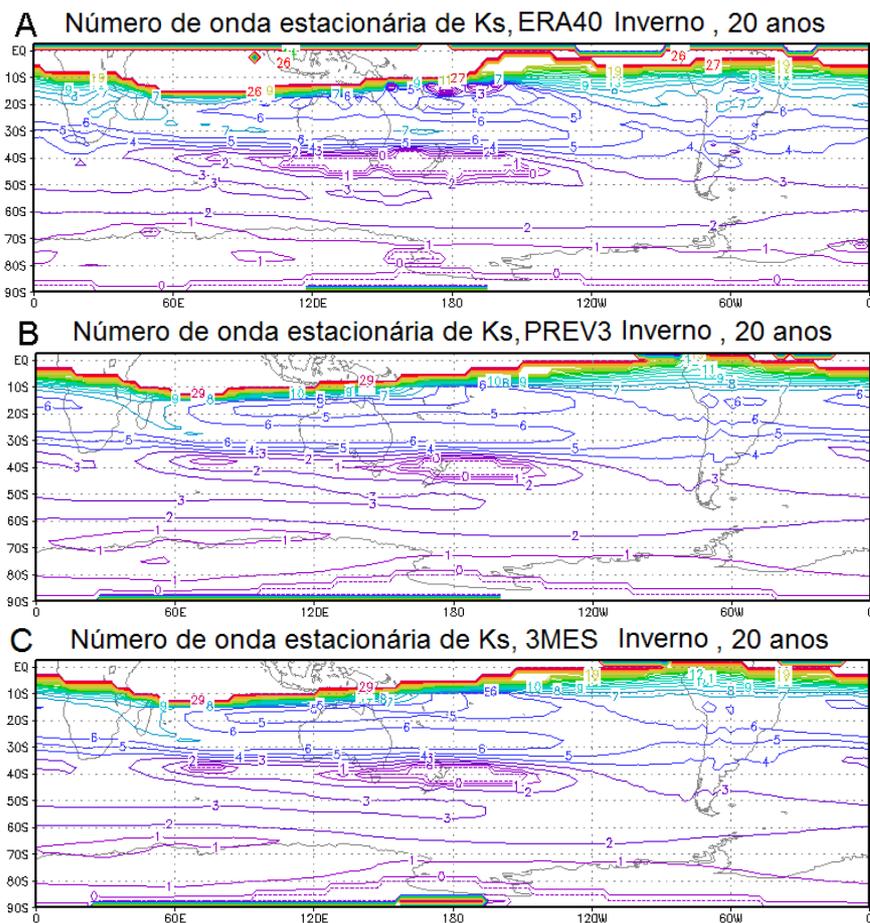


Figura 6.5 - Campos de K_s para a média sazonal de inverno para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.

O comportamento médio dos membros para os conjuntos de dados da PREV3 e do 3MES é muito semelhante. A latitude crítica obtida pelo ERA40 consegue ser bem representada pela previsão do modelo, o mesmo acontece ao norte de 30°S onde são observados números de onda em torno de 5 e 6, e em 60°S, onde o número de onda 2 é o predominante. Uma das diferenças mais significativas entre a comparação do modelo com os dados do ERA40 acontece no setor onde a propagação é inibida o qual ocorre quando o gradiente meridional de vorticidade absoluta é zero, ou seja, ao sul da Austrália, sendo a extensão obtida pelos dados da Presv3 e do 3MES menor, abrangendo de 170°E até 150°W, o que deve afetar o padrão de propagação de ondas nesta região.

6.3.1 PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE INVERNO

Nas análises do número de onda obtidos para os dados do ERA40 nas figuras 6.6, foram encontrados em 120°E números de onda 6 e 7 no máximo primário em torno de 30°S, onde ocorre a máxima intensidade do jato subtropical no inverno. Em 40°S nota-se uma região crítica onde a propagação é inibida. Em torno de 55°S é encontrado um máximo secundário o qual mostra número de onda 3, uma característica que tem sido associada com casos de bloqueio no HS (Trenberth e Mo, 1985) e considerado como um dos principais regimes de circulação para o HS (Hansen e Sutera, 1991). O comportamento dos membros da PREV3 e 3MES é novamente semelhante entre eles, tendo diferenças nas latitudes onde atingem os máximos dos números de onda, onde os perfis meridionais são deslocados para o norte. Em 180° acontece uma situação similar ao 120°E, ou seja, os membros deslocam para o norte os máximos de números de onda, os valores de 6 e 7 em 30°S (máximo primário) e 3 nos 50°S (máximo secundário). A diferença maior entre o modelo e o ERA40 é no setor tropical em torno de 15°S onde foi observado uma gradiente meridional da vorticidade absoluta zero, e os membros não reproduziram este resultado.

O comportamento que têm os perfis meridionais da PREV3 e 3MES em relação ao ERA40 é semelhante, onde diferenças mais significativas encontradas referem se ao deslocamento para norte e na representação da latitude crítica

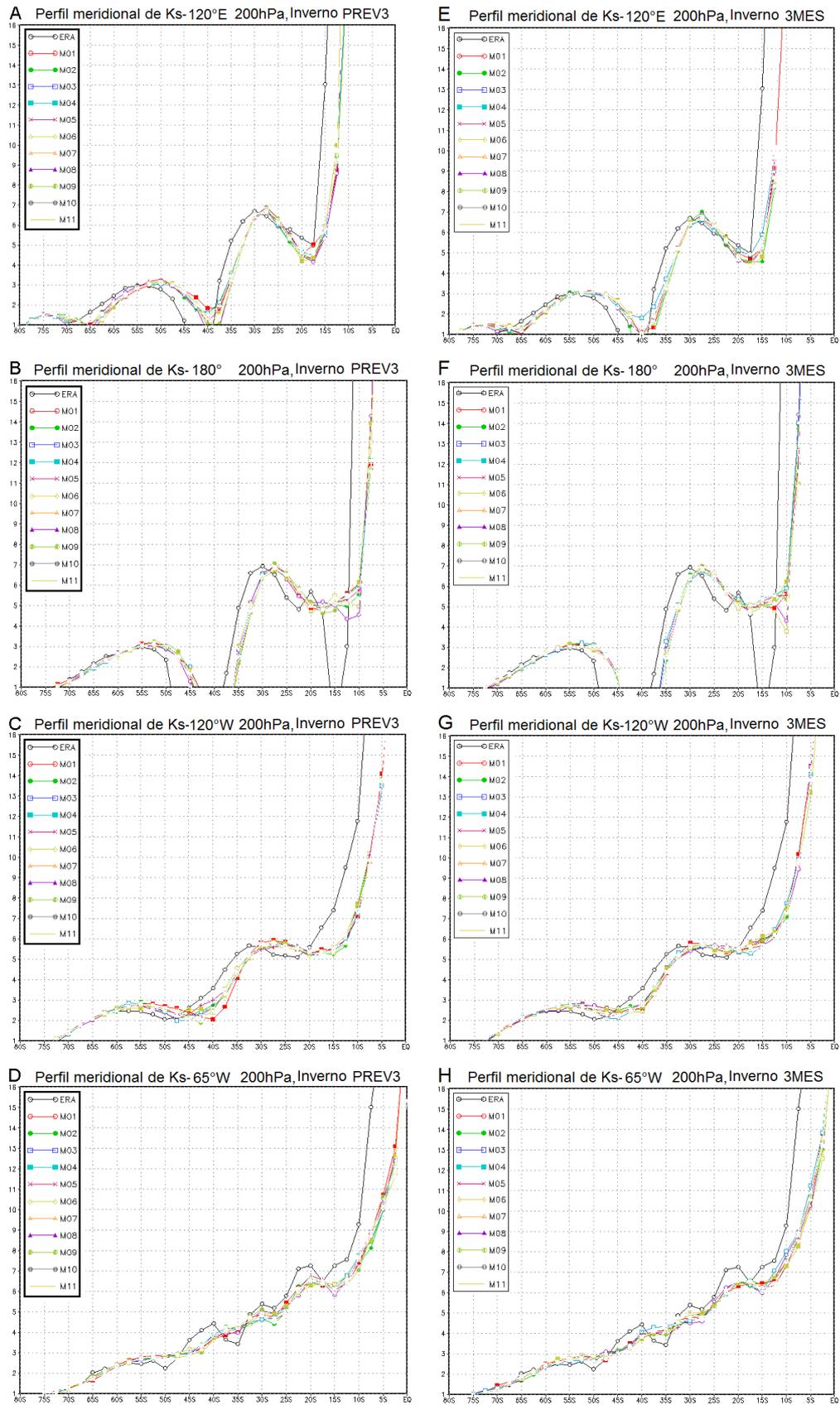


Figura 6.6 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180°; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de Inverno.

6.4 ANÁLISE DOS CAMPOS DE K_s PARA A ESTAÇÃO DE PRIMAVERA

Nas análises das composições de primavera para o número de onda estacionário foram obtidos campos espaciais semelhantes entre os conjuntos de dados, sendo que para o ERA40 a latitude crítica ocorre em 15°S, sendo bem representada pelo PREV3 e 3MES. Ao norte da Austrália os números de onda 6 e 7 também foram obtido nas outras estações do ano, embora, as variações mais importantes ocorrem no setor tropical e sobre o continente Sul Americano, onde o ERA40 mostra uma grande variabilidade nos dados e os padrões do modelo suavizam as mesmas.

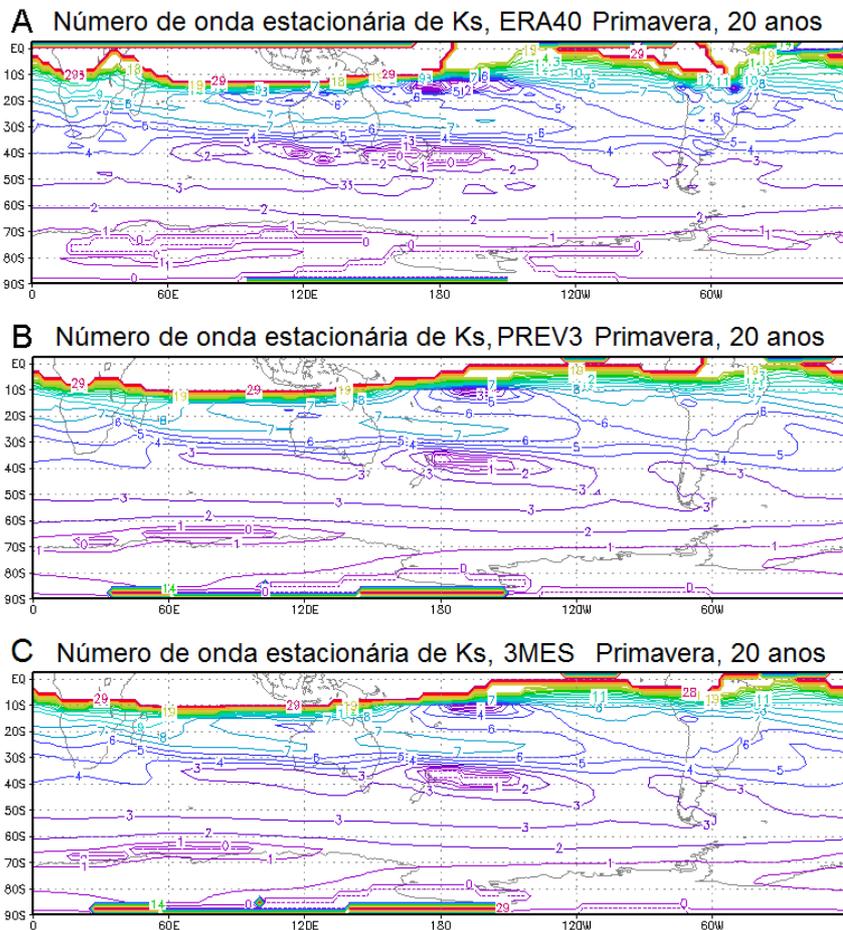


Figura 6.7 - Campos de K_s para a média sazonal de primavera para 20 anos. A) ERA40; B) PREV3; C) 3MES. ($U \leq 0$) linha grossa, β^* e K_s zero (mas U positivo) em linha pontilhada.

6.4.1 PERFIS MERIDIONAIS ENTRE OS DADOS: ESTAÇÃO DE PRIMAVERA

Em 120°E (fig. 6.8 A) o perfil do número de onda total apresenta um máximo primário em 30°S na posição do jato subtropical para os dados do ERA40 o qual é bem representado pelos membros tendo valores de 6 e 7. Outro máximo secundário ocorre em 50°S na região do jato polar, onde o ERA40 atinge valores 2 e 3, e os membros deslocam-se para o norte com máximo número de onda em torno de 4; assim como a latitude crítica. No corte em 180° (fig. 16 B) o máximo primário mostrado pelo ERA40 está em 30°S e tem K_s de 6 e 7; o máximo secundário ocorre em 50°S mostrando valores de 2 e 3. Este resultado não é bem reproduzido pelos membros que desloca para o equador estes dois máximos.

Em resumo, para a primavera as ondas longas (número de onda zonal 1-2) ficam confinadas entre o pólo e 60°S (50°S) e as ondas 3 e 4 podem se propagar até 50°S (40°S), as ondas mais curtas (entre 5 e 8) propagam até cerca de 25°S. Ondas muito curtas (número de onda acima de 8) podem propagar através do equador tanto nos dados do ERA40 como dos membros.

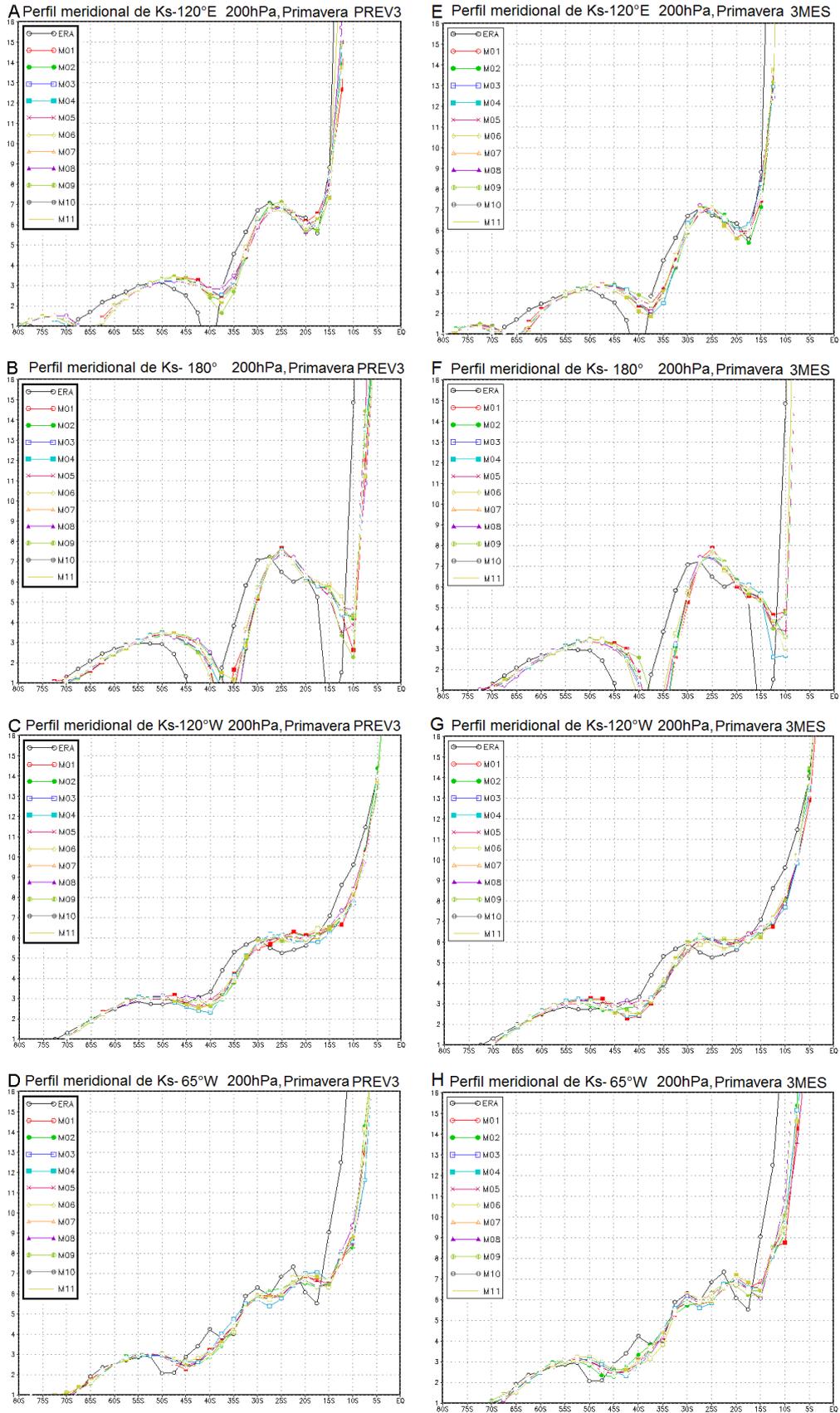


Figura 6.8 - Perfil meridional de K_s em: (A, E) 120°E; (B, F) 180°; (C, G) 120°W; (D, H) 65°W. Figuras da esquerda mostram a PREV3 e na direita o 3MES. A cor preta representa o ERA40 e as outras cores mostram o comportamento dos membros para a média sazonal de Primavera.

CAPÍTULO VII

ANÁLISE DO TRAÇADO DE RAIOS (RAY TRACING)

7.1 COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 2

A figura 7.1 mostra a trajetória da onda 2 para uma fonte localizada na latitude subtropical de 25°S e 170°W. Na cor preta é representado o raio de curvatura para o ERA40, e nas outras cores para cada um dos 11 membros do conjunto do PREV3 e do 3MES. Para os casos de verão (fig. 7.1 A e E) a energia da onda mostrada pelo ERA40 propaga-se em arco da região fonte para o pólo até cerca dos 60°S onde é refletida (latitude de retorno) de volta para o equador cruzando o oceano Pacífico até ser absorvida na região tropical em torno de 90°W. Tanto os conjuntos de dados do PREV3 como do 3MES, conseguem acompanhar a propagação até a latitude de retorno, mas quando é refletida tem um deslocamento para oeste, sendo que os membros do PREV3 estão mais próximos da trajetória do ERA40.

No outono (fig. 7.1 B) a latitude de retorno encontra-se em 60°S sendo similar ao verão, no entanto, o raio de curvatura é deslocado para leste, mostrando novamente que o PREV3 tem uma melhor representação em relação aos observados.

A latitude crítica obtida pelos dados do ERA40 no inverno (fig. 7.1 C) fica em torno de 40°S e através da análise do número de onda total (K_s), é encontrada uma região onde a propagação da onda é inibida, ou seja, K_s tende a zero ao redor de 180°W em 30°S, fazendo com que qualquer número de onda nesta região seja refletido. Este padrão não é reproduzido pelo modelo tanto no PREV3 como no 3MES, onde a trajetória é para o pólo e atinge a latitude de retorno em 60°S, com um raio de curvatura mais zonal, sendo refletida de volta para o equador passando pelo continente Sul Americano.

Para o número de onda 2 na primavera, se observa que o traçado de raios gerado pelo ERA40 consegue chegar à latitude de retorno em 60°S e os conjuntos de dados acompanham o raio de curvatura do ERA40, até atingir o continente Sul Americano onde é absorvido no setor tropical, mostrando um bom acordo entre a previsão do modelo e o ERA40, embora o PREV3 é o que melhor representa esta característica.

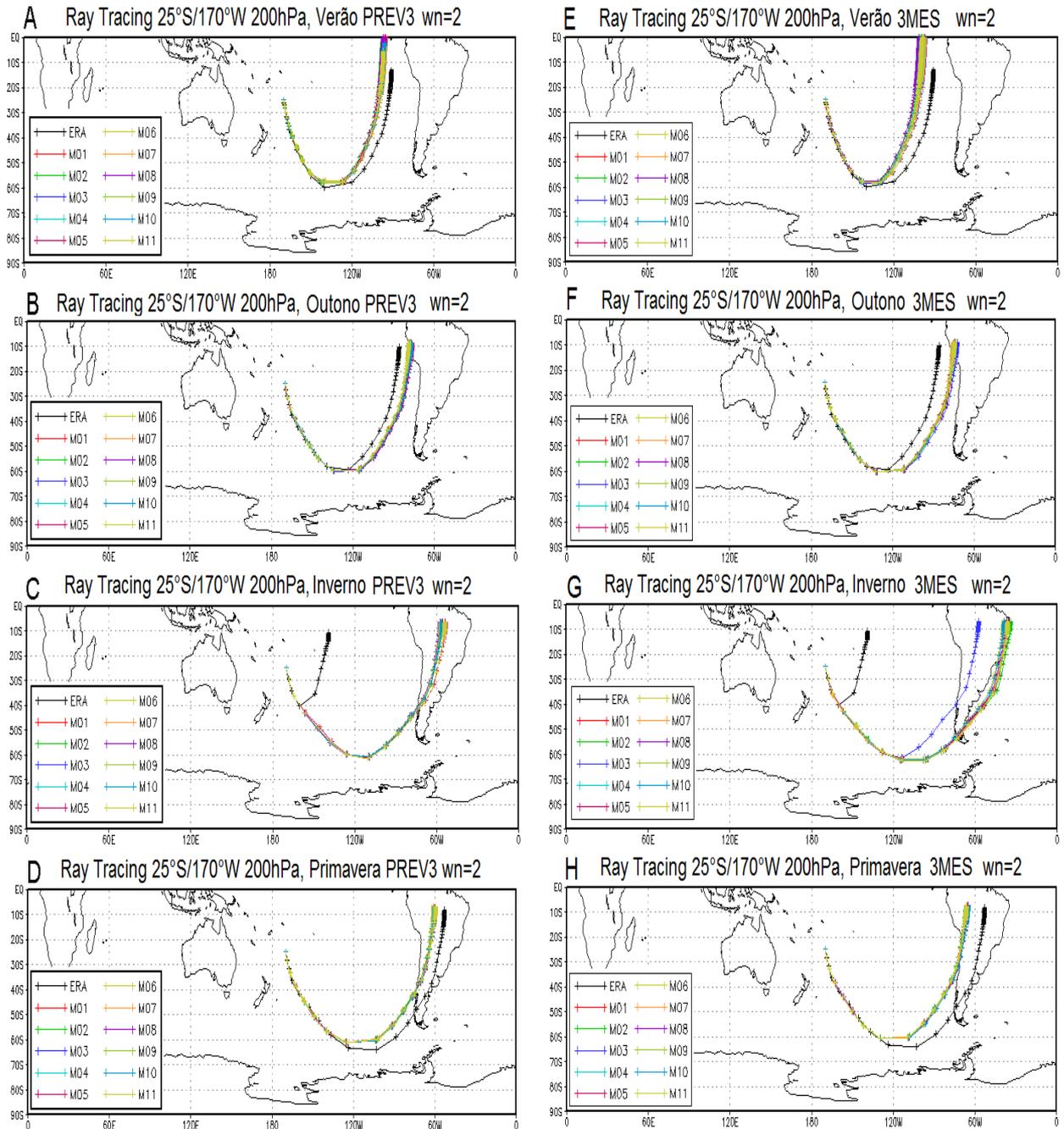


Figura 7.1 - Traçado de raios para o número de onda 2, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.

7.2 COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 3

Para o número de onda 3 foi usada a mesma fonte mencionada em 7.1 para descrever o comportamento do pacote de energia. No caso do verão o raio gerado pelos dados do ERA40 propaga se em forma de arco da região fonte para o pólo e atinge a latitude de retorno em 50°S, para logo ser refletida sobre o Oceano Pacífico e chegar à latitude crítica em 12°S. Os membros do PREV3 (fig.7.2 A) conseguem reproduzir o raio de curvatura, mas o membro 7 (cor laranja) adquire um raio de curvatura mais meridional. O conjunto de dados da previsão sazonal do modelo (3MES) consegue representar este raio de curvatura e acompanha a trajetória descrita pelo ERA40, no entanto, os membros do PREV3 e do 3MES semelhantemente ao observado anteriormente, continuam suas propagações no setor tropical.

No outono a característica do pacote de energia é ter um raio de curvatura mais zonal, onde o raio do ERA40 chega a uma latitude de retorno (55°S) e volta para o equador através do setor sul de Chile, atingindo a costa do Brasil, para então seguir para o setor tropical. Os membros do PREV3 conseguem em sua maioria representar os raios de curvatura, mas quando se aproximam da latitude crítica, alguns deles passam por sobre a América do Sul e outros a leste da trajetória descrita pelo ERA40. Os membros do 3MES têm uma variabilidade maior que os do PREV3, onde em particular o membro 9 (cor verde) tem um número de onda zonal igual ao número de onda total ($K_s = k$) e a onda fica aprisionada nessa região (entre 40 e 50°S), no entanto os membros 6 e 7 atingem a latitude de retorno em 40°S e são refletidos para o equador. Já os outros membros que conseguem acompanhar o ERA40, mostram uma grande variabilidade entre si.

No inverno acontece uma situação particular onde para o $K_s = 3$ a trajetória do pacote de energia do ERA40 tem uma propagação quase meridional tendo uma latitude de retorno no setor onde a propagação é inibida, ou seja, em torno de 40°S, 160°W. Outra característica interessante é que à medida que a onda vai se movendo em direção ao equador, ela se propaga mais lentamente. Os dados do PREV3 e do 3MES são semelhantes na sua representação das trajetórias tendo uma latitude de retorno em 30°S voltando rapidamente para o equador.

Na primavera, a trajetória descrita pelo ERA40 é semelhante ao inverno embora a latitude de retorno que ela atingiu neste caso é em torno de 35°S e ao ser refletida para o equador adquire uma direção mais meridional. O PREV3 não consegue representar corretamente este raio de curvatura tendo uma alta variabilidade espacial entre os membros.

Notam-se que alguns dos membros ficam confinados no setor tropical e outros alcançam regiões diferentes e, portanto estando em desacordo com o resultado do ERA40. Uma situação semelhante é a que acontece com o 3MES onde apesar de apresentar uma menor variabilidade entre os membros, alguns deles ficam confinados em torno de 40°S e posteriormente propagam para o norte da África.

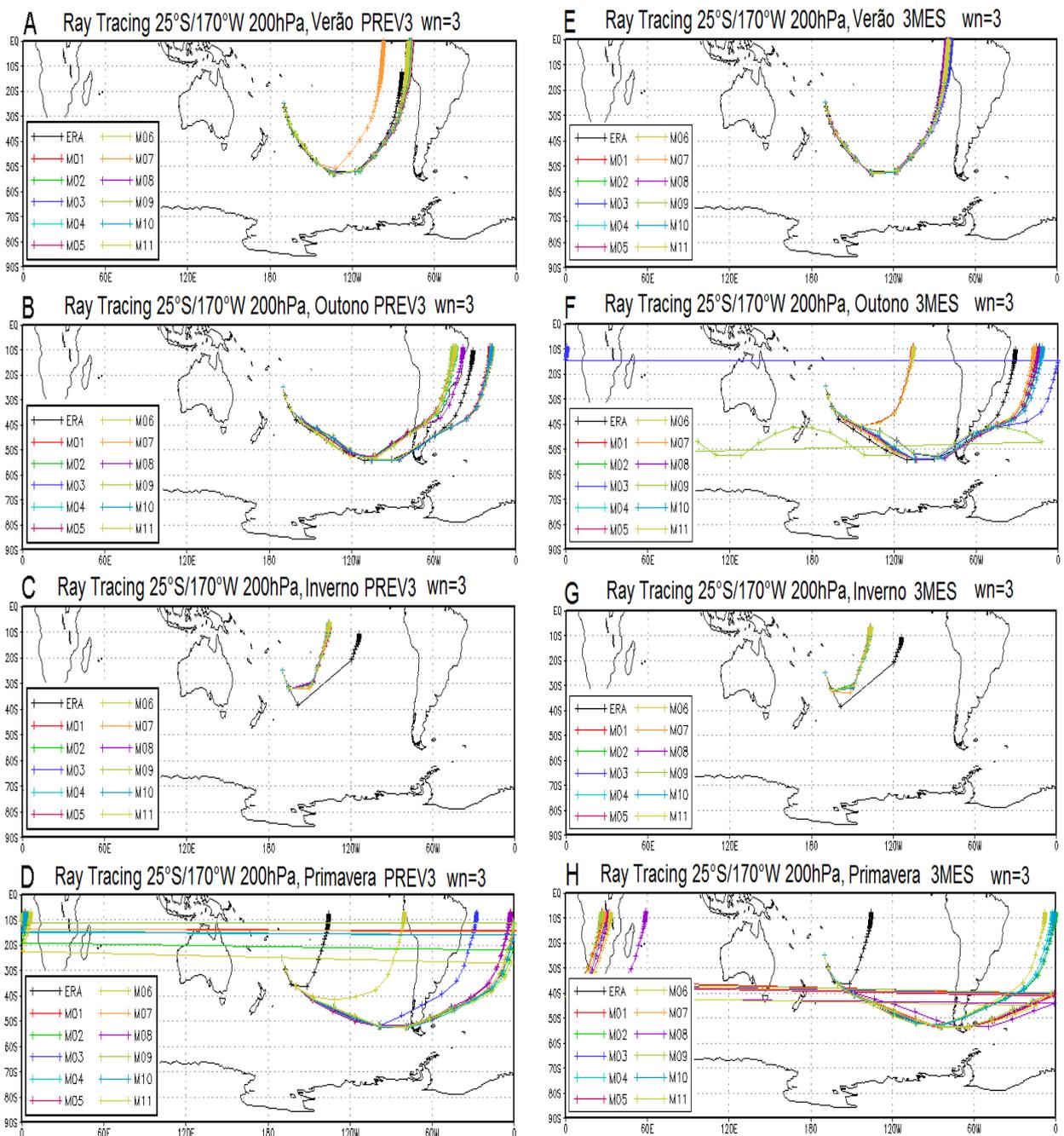


Figura 7.2 - Traçado de raios para o número de onda 3, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.

7.3 COMPARAÇÃO SAZONAL DO NÚMERO DE ONDA 4

A análise do número de onda 4 (fig. 7.3 A) para o período de verão descrito pelo ERA40 mostra que a energia da onda propaga em forma de arco da região fonte chegando à latitude de retorno em torno de 40°S e a seguir é refletida em direção ao Equador, atingindo a latitude crítica em 180°W, 10°S. A variabilidade espacial encontrada para o número de onda 4 é forte dentro do modelo, estando provavelmente relacionado as diferenças encontradas na análise do vento zonal onde o modelo tende a superestimar os ventos, e desta forma, impactando no gradiente meridional de vorticidade absoluta a qual influencia diretamente no cálculo do “Ray tracing”. O comportamento dos membros para o PREV3 é muito dispersivo onde apenas alguns deles efetivamente conseguem chegar a latitude de retorno e serem refletidos, embora o raio de curvatura que adquirem seja mais longo. Alguns dos membros tem um movimento mais zonal e conseguem inclusive avançar sobre a América do Sul, não acompanhando a trajetória da onda descrito pelo ERA40. O 3MES mostra uma situação semelhante ao do PREV3, onde só o membro 8 consegue acompanhar o raio de curvatura e a latitude de retorno do ERA40, e os outros membros são inconsistentes. É possível que pelo fato da latitude crítica ser mal representada pelo modelo, a onda no estado básico produzido pelo mesmo não encontra barreiras e, portanto fique livre para propagar para fora da região equatorial.

No outono o ERA40 tem uma propagação com um raio de curvatura de pequena extensão chegando à latitude crítica em torno de 35°S, para ser refletida quase de forma meridional em direção ao equador, atingindo a latitude crítica em torno de 10°S. Tanto o PREV3 como o 3MES conseguem representar e acompanhar o raio de curvatura do pacote de energia além da latitude crítica que ela atinge.

No inverno a trajetória da onda descrita pelo ERA40 tem um comportamento particular. A onda se mostra claramente confinada em torno da latitude de 28°S, provavelmente relacionado a intensificação do jato subtropical nesta região, confirmando sua atuação com um guia de ondas conforme descrito pela teoria (Ambrizzi et al, 1995). O comportamento dos membros do PREV3 e do 3MES é semelhante não conseguindo reproduzir o guia de ondas observado. Este é um resultado interessante e que eventualmente deverá ser explorado para se melhor entender as particularidades do fluxo observado que não foram capturados pelo modelo do ECMWF.

Uma das características que se observa nas trajetórias descritas aqui, é que à medida que aumenta o número de onda zonal a mesma vai mostrando um raio de curvatura menor, sendo um produto do aumento no valor dos campos de K_s em direção ao Equador, ou seja, a medida que K_s cresce, l deve crescer também e assim a propagação para o equador adquire uma direção mais meridional e ao mesmo tempo, a velocidade de grupo torna-se menor.

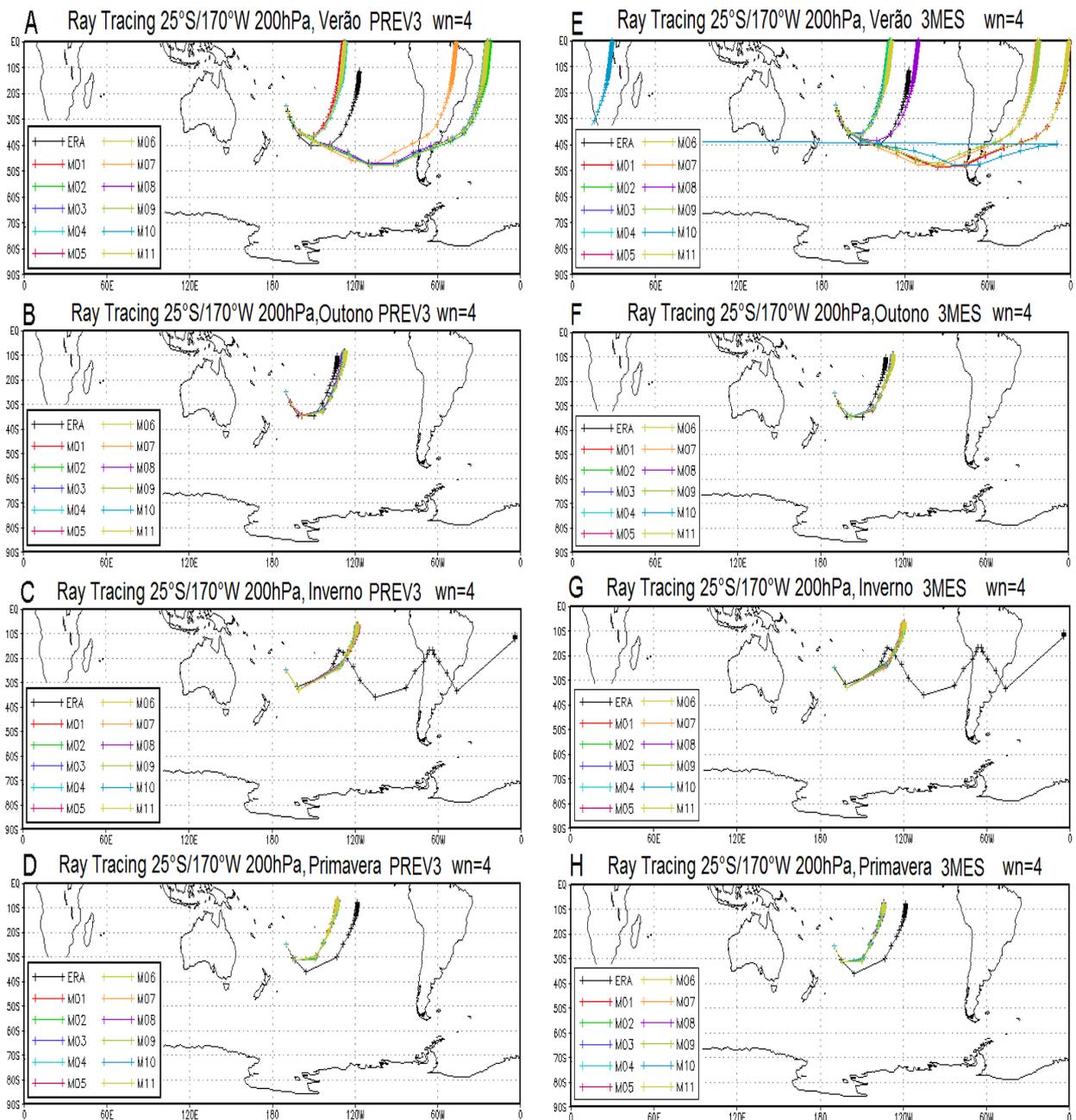


Figura 7.3 - Traçado de raios para o número de onda 4, fonte em 25°S – 170°W, em preto a trajetória descrita pelo ERA40 e nas outras cores os 11 membros; 200 hPa, figuras da esquerda correspondem a PREV3 e figuras da direita ao 3MES, (A, E) verão; (B, F) outono; (C, G) inverno; (D, H) primavera.

CAPÍTULO VIII

ANÁLISE DE CORRELAÇÕES ESPACIAIS

8.1 PRECIPITAÇÃO VERSUS VENTO MERIDIONAL

As próximas figuras correspondem às correlações obtidas para as precipitações na caixa RS com a grade espacial das composições sazonais do vento meridional. Na Fig.8.1 dão lado esquerdo mostra a correlação padrão (CMAP X ERA40), e no lado direito a correlação da precipitação (CMAP) com o vento meridional do modelo (3MES). Os campos são para o nível de 200 hPa., e as linhas vermelhas correspondem à correlação negativa, as linhas pretas a correlação positiva, e o intervalo entre elas é 0.3. Somente são mostrados contornos com significância estatística acima de 90%, obtido mediante um teste de student.

A figura 8.1 A, correspondente à correlação de verão, mostra em altas latitudes uma onda que oscila em torno de 50°S com número de onda 3, semelhante ao encontrado por Van Loon et al. (1973) que observou números de onda 1-3 em 50°S que explicam 99% da variância. A onda começa no leste da África e se movimenta até atingir à região RS. Esta conexão entre a Zona de Convergência do Sul da Índia (ZCSI) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) foi documentada por Cook et al. (2004) onde mostraram uma estreita relação nos regimes de precipitação entre estas regiões no período de verão. Em 30°S tem-se outro trem de onda com número de onda 7, semelhante ao encontrado por Kalnay et al. (1986) mas só para janeiro. Isto demonstra um aspecto importante, indicando uma ligação entre os eventos convectivos na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a região da ZCAS (p. ex., Kalnay et al., 1986, Coelho et al., 2002), sugerindo propagação de trens de ondas de latitudes médias que afetam o regime de chuvas ao longo do sudeste da AS, que por sua vez modulam a atividade da ZCAS sobre o oceano Atlântico subtropical (Liebmann et al., 1999; Carvalho et al., 2004). É bem conhecido atualmente que a ZCAS está relacionada com a propagação de trens de onda em médias latitudes (Liebmann et al., 2004), permitindo a propagação de sistemas sinóticos, que movem-se através do oceano Pacífico atravessando o continente Sul Americano e chegam ao oceano Atlântico (Cavalcanti e Kayano, 1999). O comportamento das correlações obtidas para a figura 8.1 E, é semelhante à correlação padrão,

no entanto, a onda em altas latitudes tem uma fase diferente, com uma inclinação mais zonal, embora na posição da ZCPS encontra-se uma correlação bem representada pelo modelo. Este sinal sugere uma teleconexão entre o Pacífico e Sul América (PSA), onde eventos de convecção profunda no Pacífico equatorial central são gerados (Mo e Ghil, 1987). A onda descrita pelo modelo em 30°S tem número de onda 6 e encontrando-se fora de fase, pois a amplitude de deslocamento difere daquela encontrada na figura padrão (fig. 8.1 A).

Na estação de outono (figura 8.1 B) é possível observar uma onda bem definida e que oscila em torno de 40°S, onde o número de onda predominante é 4, com amplitude máxima ao redor de 30°. Esta onda começa no leste da África e atinge a ZCAS no sul do Brasil, com correlações negativas acima de 0.6 e significância estatística de 99%. Sobre a América do Sul começa a aparecer um dipolo de correlações, sendo negativas na região sul e positivas na região leste do Brasil, formando um padrão de gangorra o que aumenta a possibilidade de extremos de precipitação entre estas duas regiões (Mo, 1998). Quanto a previsão do modelo (fig. 8.1 F) nota-se que ele consegue reproduzir os trens de onda que atingem a ZCAS estando em fase com a onda padrão, possivelmente influenciando a intensificação do jato de baixos níveis a leste dos Andes e as chuvas sobre as ZCAS ao sul do Brasil (Liebmann et al., 2004) como pode ser observado na primavera (fig. 8.1 D), onde a onda de Rossby adquire uma maior influencia sobre os sistemas que modulam os regimes de chuva sobre a AS.

No inverno (fig. 8.1 C) a onda obtida é semelhante àquela do outono, oscilando em 40°S com número de onda 4, embora, esta tenha uma fase mais longa. Outra onda encontrada é aquela forçada pela ZCPS que mostra uma teleconexão direta da PSA. Novamente observa-se um padrão de gangorra sobre AS entre a região central do Brasil e a região sul do Brasil, Uruguai e Argentina, sendo mais significativa que no outono. O trem de onda que passa ao sul da América do Sul com sinais opostos mostra a mesma estrutura horizontal da trajetória seguida por sistemas sinóticos que atravessam do Pacífico para o Atlântico. Observações através de imagens de satélite confirmam essa trajetória, podendo estar relacionado com a existência de uma circulação de baixa frequência que trabalharia como um guia de ondas para os distúrbios transientes. A oposição de sinais ao leste e oeste da América do Sul é uma característica deste padrão observado anteriormente com dados de pressão (Kousky e Ferreira, 1981) e de Radiação de Onda Longa (Kousky e Cavalcanti, 1988). Ao fazer a comparação com o modelo se observa que a onda fica fora de fase e não consegue atingir o continente Sul Americano tendo uma significância maior próximo à zona de convergência do Pacífico central (15°S – 170°W).

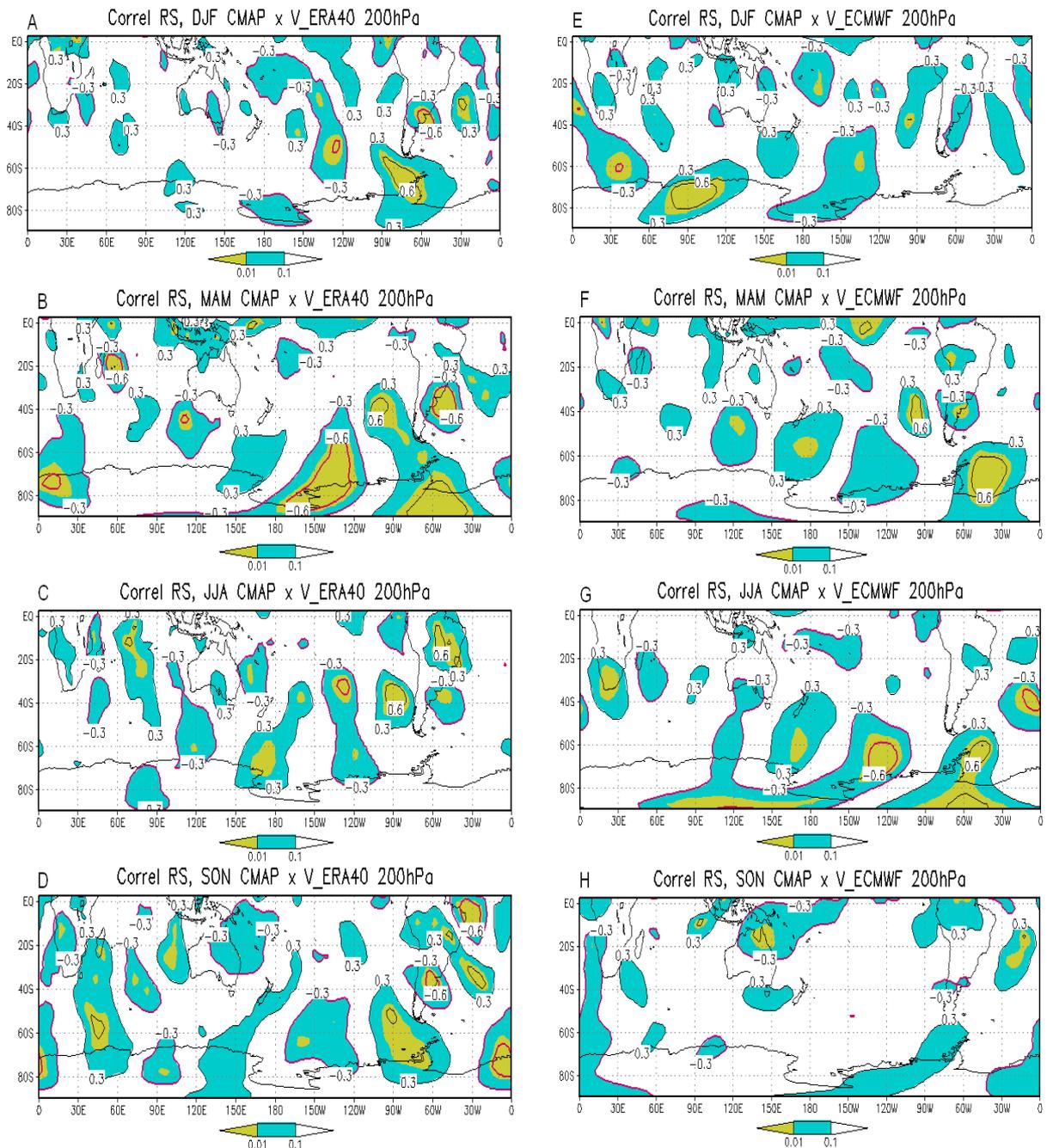


Figura 8.1 - Correlação espacial sazonal da precipitação em RS com a grade espacial do vento meridional em 200 hPa. Figuras A, B, C, D (CMAP x ERA40), figuras E, F, G, H (CMAP x 3MES), linhas vermelhas correspondem à correlação negativa, as linhas pretas a correlação positiva e os contornos azul e amarelo a significância estatística acima do 90%.

Na primavera é possível observar duas ondas (fig. 8.1 D) uma em latitudes médias (30°S) e a outra em latitudes altas (60°S). A primeira delas coincide com a posição do jato sobre a Austrália como foi mostrado por Ambrizzi e Hoskins (1995), obtendo-se número de onda 5 e a onda confinada em altas latitudes número de onda 3. Neste período há um forte jato

subtropical favorecendo uma forte baroclinicidade nos subtrópicos da América do Sul, portanto, a propagação de ondas de Rossby em direção ao sul da AS fica favorecida. De fato, nota-se um trem de ondas de Rossby originada na ZCPS dirigindo-se para o sudeste e então curvando se para nordeste com número de onda 3, em direção ao Oceano Atlântico. O trem de ondas no Pacífico sul tem papel crucial na geração das anomalias de precipitação no Sul do Brasil, fortalecendo a região de entrada do jato sobre AS. A instabilidade gerada favorece o predomínio da advecção de vorticidade ciclônica sobre a região sul, o que vai trazer maiores excessos de precipitação nesta época do ano, já que a circulação atmosférica em altos níveis responde à modificação das fontes de calor associadas à convecção anômala em grande escala causada por anomalias de TSM durante episódios ENOS (Karoly, 1989).

As correlações do modelo não representam realisticamente o vento meridional na primavera, porém, de forma geral, não houve correlações significativas no Hemisfério Sul como um todo.

8.2 PRECIPITAÇÃO VERSUS VENTO ZONAL

A Figura 8.2 mostra a comparação entre campos de correlações sazonais obtidos da precipitação do CMAP e do modelo (ECMWF) com respeito às composições de vento zonal do ERA40 no nível de 200 hPa. Em linha preta são indicados as correlações positivas e em linha vermelha as correlações negativas, com intervalo de 0.3. Os contornos correspondem às áreas que têm um nível de significância estatística acima de 90% , obtido mediante o teste de student.

A figura 8.2 A correspondente ao verão, onde observa-se uma correlação negativa no Pacífico central-leste que é a região padrão de ocorrência do fenômeno ENOS. Magaña e Ambrizzi (2005) mostraram como a variabilidade inter-El Niño é dependente da posição e intensidade da anomalia de TSM no Pacífico central-leste, onde estas anomalias na TSM se refletem em outras variáveis meteorológicas como o vento zonal e variações na intensidade e direção do vento afetando regiões distantes, que neste caso refere-se às precipitações em RS. O modelo consegue reproduzir a posição e a área abrangente da correlação.

No período de outono (fig. 8.2 B) acontece uma situação particular, onde o vento zonal em altura influencia diretamente nas precipitações na região sul de Brasil, que é a região de entrada do jato, sendo observada uma correlação de 0.6. Correlação positiva no vento zonal

abrange uma área entre os 20° e 40°S, a qual propaga na direção de noroeste para sudeste até atingir o setor sul da África, não sendo bem representada a dependência que tem a precipitação do modelo com o vento zonal do ERA40, já que aparece acima do Pacífico sudeste. Outra correlação significativa é encontrada no Pacífico central, onde acontece uma situação semelhante ao verão, onde as mudanças na intensidade ou direção do vento zonal afetam às anomalias de precipitação na região RS, sendo bem representadas pela figura 8.2 F.

Outra correlação importante é observada ao sul da América do Sul, a qual é uma correlação negativa com valor de 0.6 (fig. 8.2 B e F), influenciando de forma inversa as precipitações, o modelo com o vento zonal consegue representar esta área de correlações negativas, mas não a amplitude.

No inverno existe uma diminuição da dependência das precipitações com o vento zonal, sendo notáveis as correlações ao Sul do oceano Índico entre os 40°-60°S e 0°-120°W. Este sinal é consistente ao encontrado por Hoskins e Ambrizzi (1993), que sugerem a existência de um importante guia de onda no HS no setor onde foi observado o jato polar no inverno. Sobre a América do Sul nota-se um núcleo de correlação positiva na região RS e outro negativo ao sul dela conforme mostra a figura 8.2 C, onde a dependência do vento zonal com a precipitação do modelo é fraca (fig. 8.2 G). No inverno não foram encontradas correlações com o Pacífico central equatorial, sendo só obtidas correlações com o vento zonal acima da região RS, porém deve-se salientar que os transientes são responsáveis da variabilidade interna das precipitações na região RS, além de depender de condições locais de precipitação.

As correlações observadas sobre América do sul na primavera são semelhantes ao padrão obtido no outono, havendo novamente uma forte correlação da região RS com o vento zonal, e correlações negativas no nordeste e sudoeste da mesma. A correlação da precipitação do modelo diminui nestas áreas, deslocando para oeste a posição da correlação do vento no RS (fig. 8.2 H). Outras diferenças no padrão de correlação são observadas no Pacífico central, que é uma região teleconectiva importante.

Em resumo a área de correlação negativa do vento zonal no Pacífico central incide nas precipitações na região RS nos meses de verão e outono, conforme as variações do ENOS. No entanto na primavera esta área de correlação das precipitações do modelo não é bem representada, porém espera-se que a previsão das precipitações neste período seja só da variabilidade interna do modelo e de condições locais, como a presença da entrada do jato sobre o continente Sul Americano, que é bem representada pela correlação do modelo.

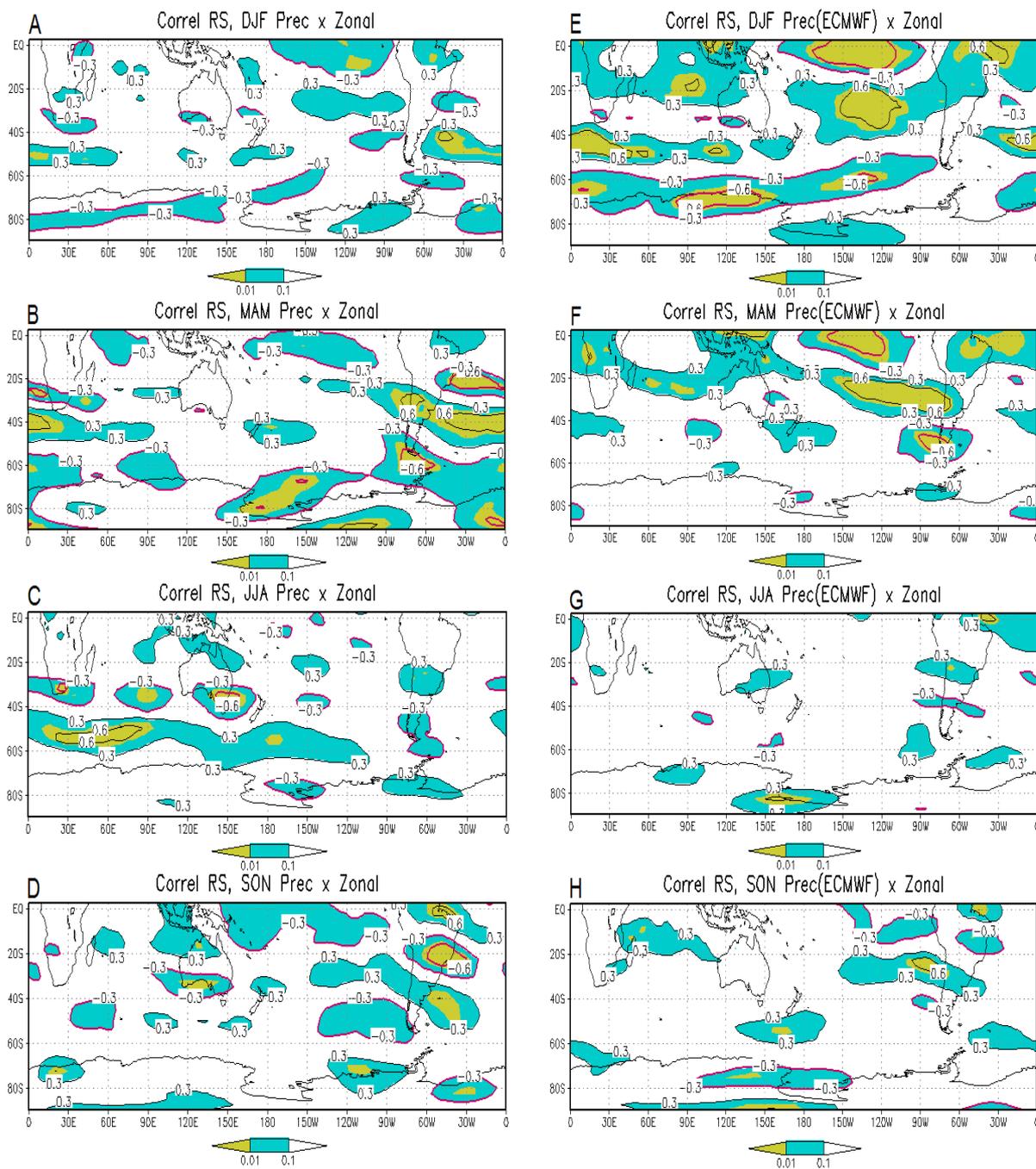


Figura 8.2 - Correlação espacial sazonal da precipitação em RS com a grade espacial do vento zonal em 200 hPa. Figuras A, B, C, D (CMAP x ERA40), figuras E, F, G, H (CMAP x 3MES), linhas vermelhas correspondem à correlação negativa, as linhas pretas a correlação positiva e os contornos azul e amarelo a significância estatística acima do 90%.

CAPÍTULO IX

ANÁLISE DA PRECIPITAÇÃO DO MODELO

9.1 ANÁLISE DAS MÉDIAS SAZONAIS DA PRECIPITAÇÃO

A figura 9.1A, mostra a precipitação obtida das composições de verões a partir dos dados do CMAP. São encontradas regiões onde a precipitação é bem intensa sendo uma dessas regiões a zona de convergência do pacífico sul (ZCPS), que é característica por sua convecção profunda durante o ano todo, onde a zona convectiva do Pacífico ocidental (região Indonésia-Austrália) a que apresenta a maior precipitação na época seca e a área que abrange as precipitações têm uma direção sul-leste desde Papua Nova Guinéa (0.5°S, 145°E) até 30°S-135°W.

Sobre o continente Sul Americano o produto da máxima expansão da ZCIT que nesta época do ano encontra-se na sua posição mais extrema sul, com a ascendência de ar associada à convecção na Amazônia (Satyamurty et al., 1998), as massas de ar acumuladas deslocam-se na direção de latitudes maiores, onde junto com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) forma uma configuração de monção nesta época do ano. É possível observar aumento significativo das precipitações nas regiões citadas e o núcleo destas precipitações ocorre na zona central da América do Sul e atinge valores acima de 10 mm dia⁻¹ o que é consistente com Carvalho et al. (2004), que observou um máximo de precipitação na Amazônia ocidental, sendo provável que seja forçada pela topografia (Figuerola e Nobre, 1990) embora, nas regiões dos anticiclones semi-permanentes é encontrada um mínimo de precipitação, afetando a região norte do Chile e nordeste do Brasil.

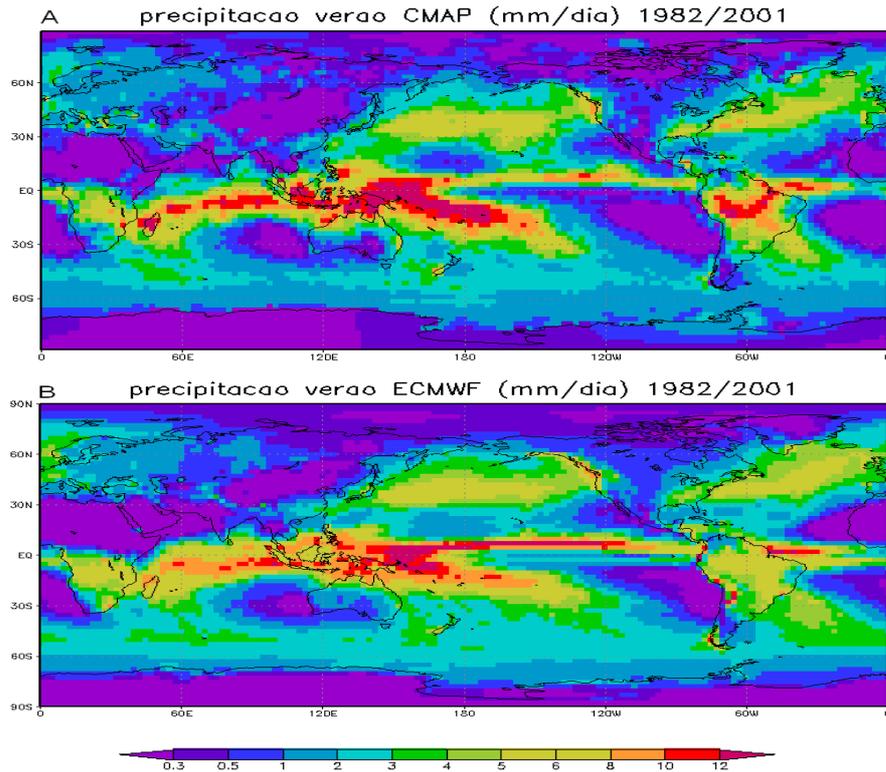


Figura 9.1 - Composições de precipitação (mm/dia), período de verão, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.

Os dados de precipitação do modelo (fig. 9.1 B) nas composições de verão conseguem reproduzir os principais padrões de precipitação, mostrando pequenas diferenças em algumas áreas como o Pacífico central sul. O erro mais significativo que é apresentado pela previsão do modelo é na quantidade de precipitação (fig. 9.2), embora o modelo tem uma tendência a subestimar a precipitação sobre a Amazônia. Isto pode ser em parte devido á suavização dos Andes na simulação dos modelos (Rauscher et al., 2007) obtendo-se um déficit de precipitação ao redor de 90-120 (mm/mês), além desta região são observadas outras na bacia do Pacífico onde as precipitações são subestimadas (Indonésia, Pacífico central sul), e regiões onde o modelo superestima a precipitação como no Pacífico central equatorial.

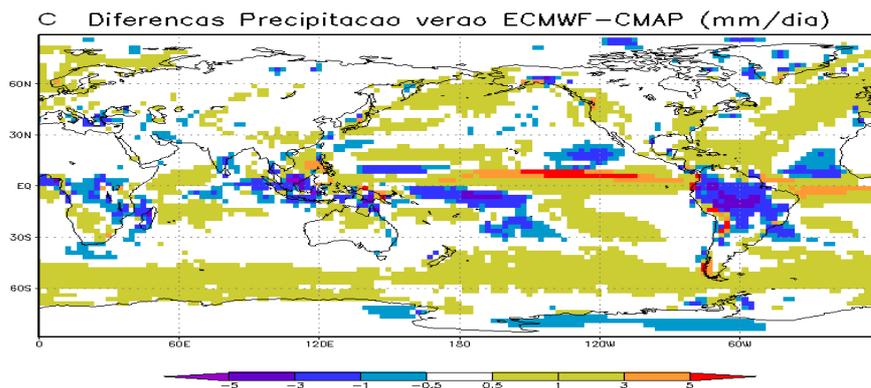


Figura 9.2 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de verão.

No outono (fig. 9.3 A) as precipitações obtidas na Indonésia e no oceano da Índia diminuem, mas a extensão que abrange a propagação para o Pacífico sul oriental é maior, ao oeste da Austrália se tem um pequeno aumento nas precipitações em 1 (mm/dia). Na América do Sul o máximo de precipitações é encontrado na ZCIT e também é grande na área média da ZCAS desde o Noroeste da Amazônia até o Atlântico sul subtropical (~6 mm/dia).

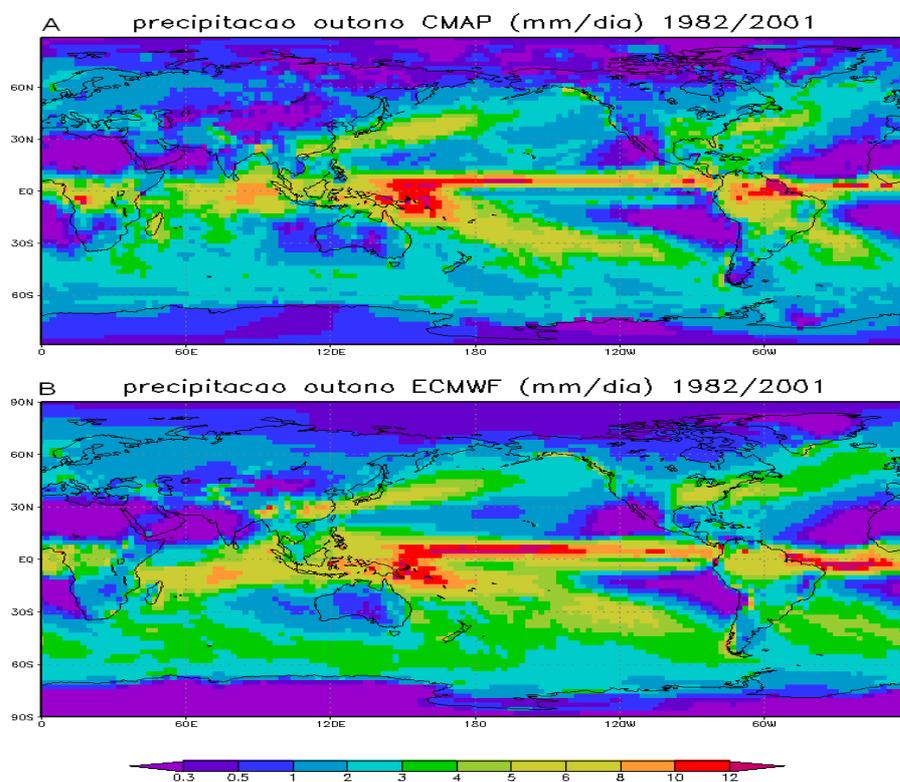


Figura 9.3 - Composições de precipitação (mm/dia), período de outono, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.

Na figura 9.3 B, o modelo superestima a área de precipitação no Pacífico central sul e no oceano Atlântico sul, o que também ocorre na faixa entre 30° e 60°S, uma vez que ele superestima a maioria das áreas de precipitação, como no mar próximo a Índia, Taiti e AS/ZCAS. Nas mesmas regiões o modelo subestima as precipitações e superestima as precipitações no oceano Pacífico central e na faixa dos 60°S, entretanto, ao redor dos 30°S o modelo consegue acompanhar as precipitações do CMAP.

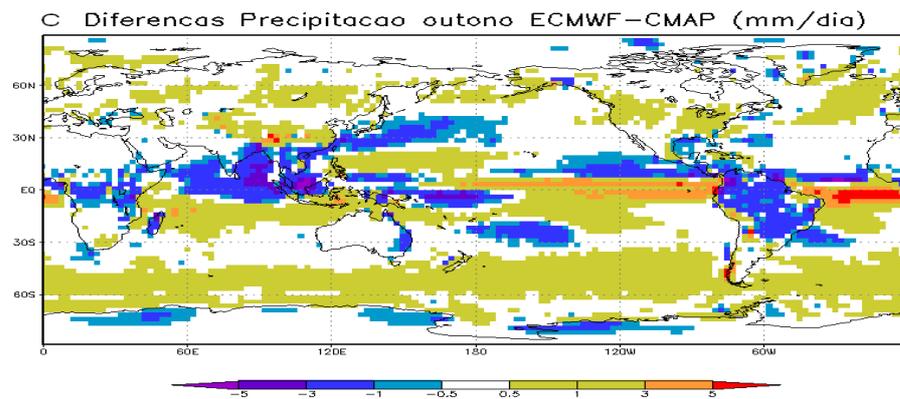


Figura 9.4 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de outono.

No inverno (fig. 9.5 A) é encontrada uma alta precipitação na ZCIT com valores acima de 12 mm/dia sendo máximas na zona norte de Indonésia e ao leste da Índia. Sobre a Austrália diminuem as precipitações chegando até 0.3 mm/dia; no continente Sul Americano, na zona leste e centro do Brasil existe uma diminuição das precipitações, o que também ocorre na zona norte do Chile e lado oriental da cordilheira dos Andes, em latitudes médias as precipitações encontram-se na faixa dos 30°S no oceano Pacífico e Atlântico. O modelo (fig. 9.5 B) tem boa concordância na representação dos principais padrões encontrados na figura padrão, embora, na área que abrange o anticiclone do Pacífico sul é subestimado pelo modelo. No entanto, a área que abrange as menores precipitações no Brasil é maior do que aquela obtida na figura 9.5 A. No setor ao Sul do oceano Indico é encontrada uma faixa de precipitação que atinge valores entre 4 e 5 mm/dia, o que não acontece na previsão do modelo.

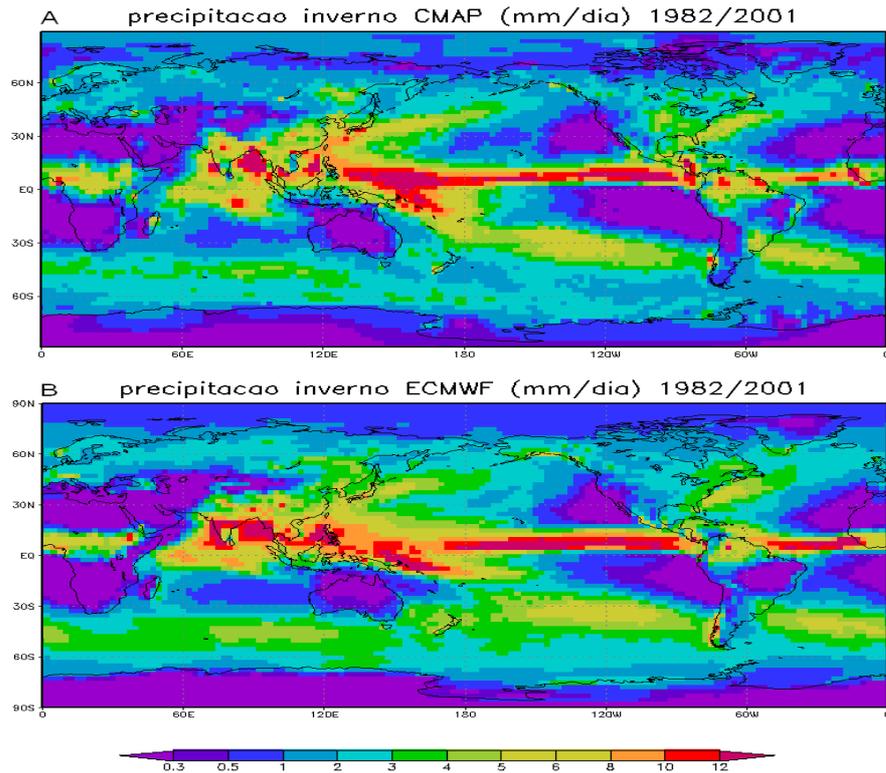


Figura 9.5 - Composições de precipitação (mm/dia), período de inverno, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.

Nas diferenças das composições de inverno, é encontrada uma alta variabilidade nas precipitações nas regiões do Pacífico central sul e sobre a Polinésia mas, ao sul da África, Austrália, Argentina e na zona central de América do Sul o modelo apresenta uma boa concordância com a precipitação do CMAP, no entanto novamente a precipitação na região Sul de Brasil é subestimada.

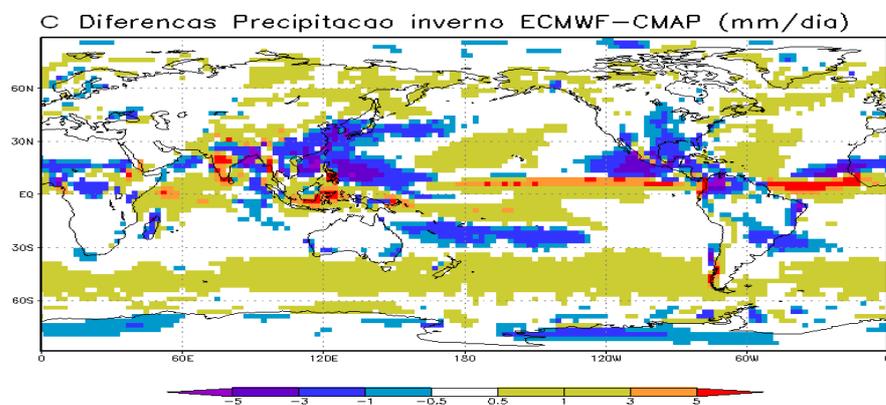


Figura 9.6 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de inverno.

Na primavera é observado na figura 9.7 A uma alta precipitação na ZCIT sendo máximas no Pacífico central e no Atlântico central com valores acima de 12 mm/dia. Além disso, são encontrados núcleos de máxima precipitação no oceano da Índia e no setor nordeste da Austrália. No Pacífico central sul a área que abrangente das precipitações diminui em relação às outras estações, o que também acontece na faixa de 30° a 60°S com valores que variam entre 1 e 3 mm/dia, e na Austrália observa-se uma variabilidade na chuva que atingem valores de 0.3 até 1 mm/dia. Já na AS há uma formação de uma banda de convecção na direção noroeste-sudeste conhecida como Zona de Convergência do Atlântico Sul (Kodama, 1992, 1993; Carvalho et al., 2004) como mencionado anteriormente, e na região sul do Brasil, norte da Argentina e Uruguai tem-se um núcleo de precipitações de 8 mm/dia, sendo que no nordeste de Brasil são encontradas precipitações mínimas.

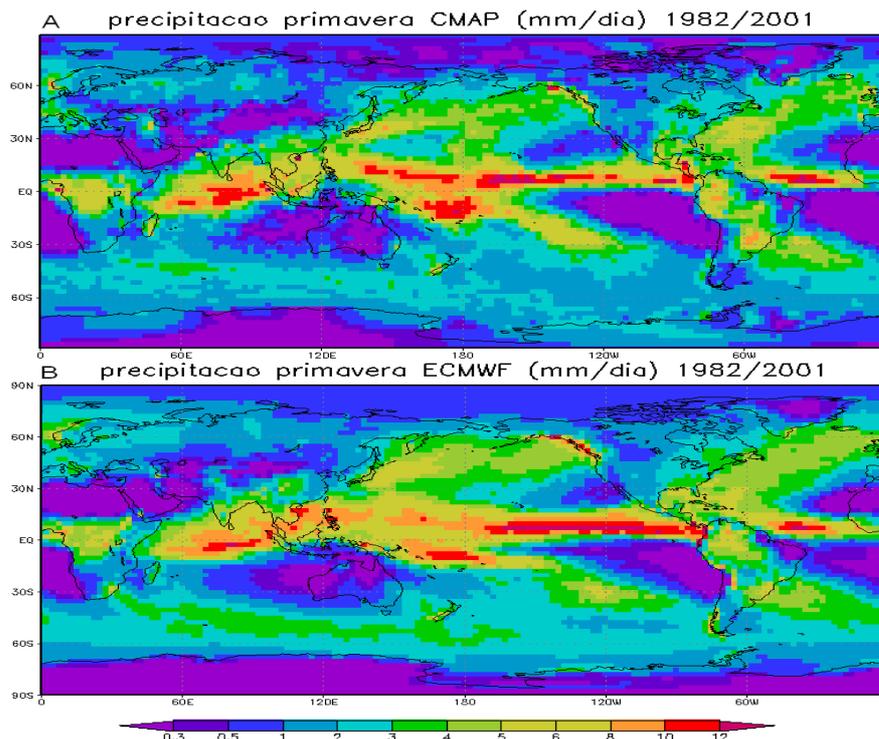


Figura 9.7 - Composições de precipitação (mm/dia), período de primavera, A) precipitação CMAP, B) precipitação ECMWF.

O modelo consegue reproduzir as áreas e a intensidade das precipitações, no entanto mostra algumas diferenças no oceano Pacífico sul ocidental, sendo similar aos campos de precipitações observados que nas outras estações, ocorrendo também na faixa de 30° a 60°S onde o modelo superestima as precipitações com valores de aproximadamente 3 mm/dia Na

região de AS central as precipitações são subestimadas (1-3 mm/dia) também. O cinturão de alta pressão formado pelos três grandes centros anticiclônicos semipermanentes, em torno de 30°S, é bem simulado pelo modelo, como também sua variação sazonal.

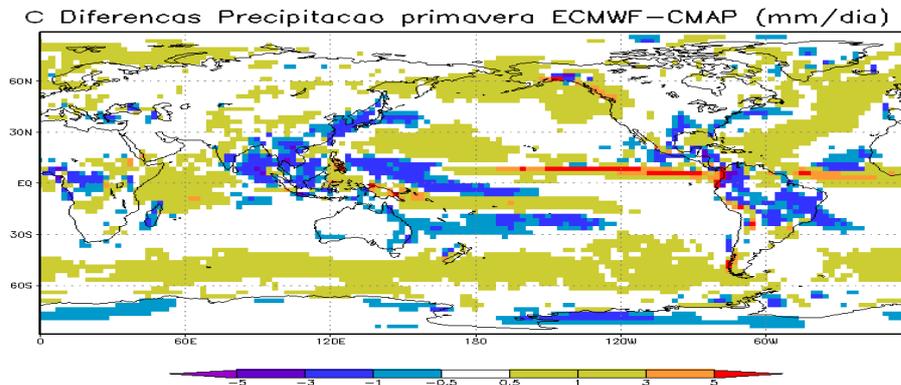


Figura 9.8 - Viés do modelo (ECMWF-CMAP), período de primavera.

9.1.1 MÉDIA ZONAL DA PRECIPITAÇÃO

Com a média zonal da precipitação pretende-se obter as regiões do globo onde o modelo consegue reproduzir de maneira realística as precipitações. A figura 9.9 mostra a média sazonal de precipitação do CMAP (cor preta), e em cor vermelha, a média sazonal do modelo.

No verão Austral (fig. 9.9 A) o modelo superestima as precipitações em 50°S e consegue simular a precipitação em latitudes médias, sendo subestimadas na ZCIT, embora, no inverno Boreal o modelo a superestima. A precipitação é melhor representada em latitudes médias e altas, sendo a média zonal de precipitação melhor simulada pelo ECMWF do que o MCGA CPTEC-COLA descrito em Cavalcanti (2002). No entanto, os dois máximos encontrados na região tropical são bem representados por ambos os modelos. No período de MAM no HS a precipitação é superestimada em todas as latitudes, e no HN verifica-se que para latitudes baixas a precipitação média zonal é mais bem representada pelo modelo conforme mostrado na figura 9.9 B, no entanto, o modelo tem uma tendência à superestimação em latitudes altas como mostra as figuras 9.9 (A, B, C, D), sendo melhor simuladas as precipitações em baixas latitudes no período de JJA e SON, quando comparadas com os resultados do CMAP, onde em geral, os mínimos estão associados com as altas

subtropicais e máximos em latitudes médias estão relacionados a passagem de sistemas frontais, que são bem simulados pelo modelo em ambos Hemisférios.

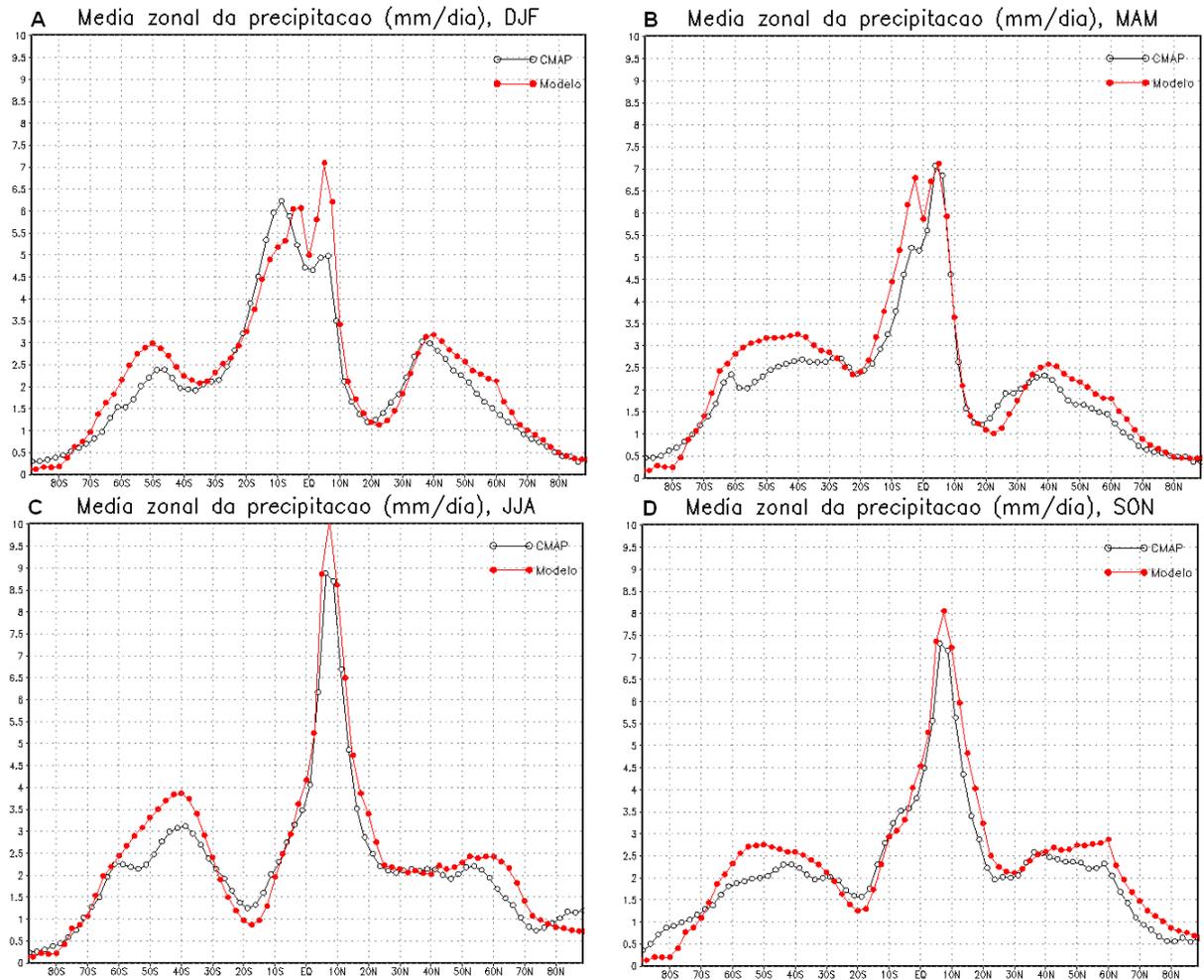


Figura 9.9 - Média Zonal da Precipitação (mm dia⁻¹), A) DJF; B) MAM; C) JJA; D) SON.

9.2 PADRÕES DA PRECIPITAÇÃO NAS REGIÕES ESCOLHIDAS

Nesta seção pretende-se avaliar a habilidade do modelo em representar a variabilidade interanual da precipitação e são calculadas correlações entre as precipitações do CMAP e do modelo para diversas áreas do Brasil, sendo algumas dessas regiões conhecidas por serem influenciadas pelo aquecimento ou esfriamento do Pacífico tropical relacionados ao ENOS.

É assumido que as anomalias dos membros é um indicador da habilidade do modelo em representar a influência de forçantes externas. Se a habilidade do modelo é elevada na representação das anomalias (os membros conseguem reproduzir as anomalias nas composições sazonais de precipitação), e a dispersão entre os membros é baixa, sugere-se que a componente forçada pela TSM para a simulação sazonal da precipitação é realista. No entanto, de baixa qualificação (os membros não conseguem reproduzir as anomalias nas composições sazonais de precipitação) e alta dispersão entre os membros, ainda pode ser uma resposta realista de chuvas sazonais por forçantes de TSM, isto se a confiabilidade é razoável (quando se tem períodos extremos do ENOS). Por outro lado, é também verdade que a baixa relação entre o sinal padrão da anomalia e a dispersão dos membros, significa baixa precisão da previsão, porém de baixa previsibilidade nessa região (Marengo et al., 2003).

9.2.1 REGIÃO NORDESTE DO BRASIL (ND)

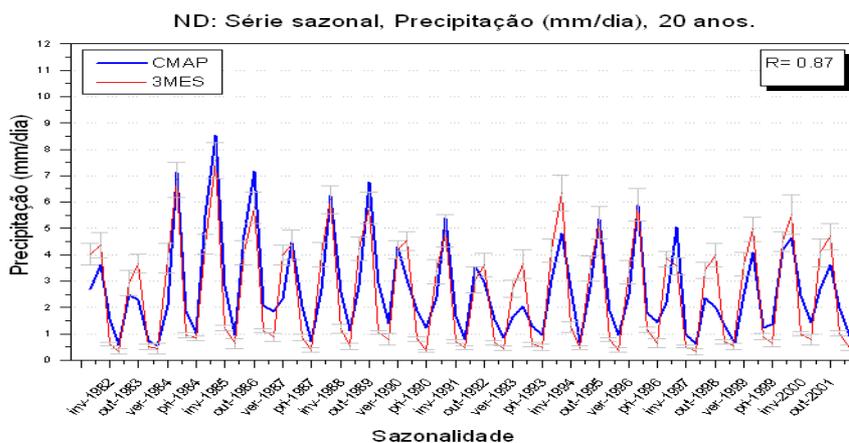


Figura 9.10 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região ND com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrado a correlação entre as séries.

A figura 9.10 mostra o comportamento da série na região ND, estando os dados do CMAP com a previsão do modelo em fase, o modelo consegue representar os picos máximos e mínimos de precipitação e o desvio padrão do modelo mostra uma baixa dispersão entre os membros, onde a correlação entre as séries de dados é 0.87, o que mostra uma boa representação do ciclo anual do modelo.

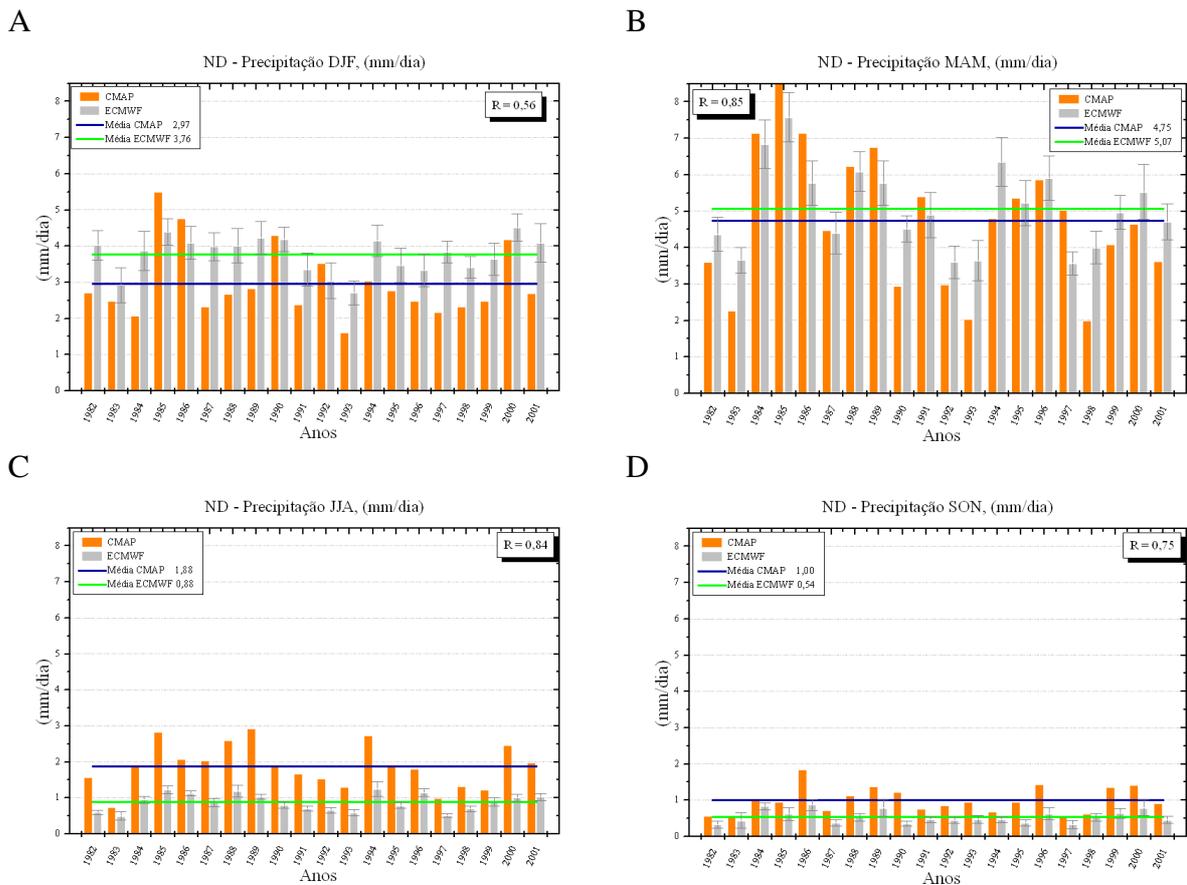


Figura 9.11 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região ND nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.

Na figura 9.11, é mostrada a precipitação separada por sazonalidade para 20 anos de dados, onde em cor laranja encontra-se a média sazonal obtida pelo CMAP e em cinza a previsão sazonal do modelo. O valor médio obtido pelos conjuntos de dados é representado pelas cores azul (CMAP) e verde (ECMWF).

Observa-se que a máxima precipitação para a região ND é encontrada nos meses de MAM com o valor médio de 5,07 mm/dia e a previsão para estes meses foi de 4.75 mm/dia,

sendo que o modelo consegue representar bem os picos máximos e mínimos obtidos da precipitação do CMAP e a correlação encontrada nas composições é de 0.85.

Nos meses de SON são encontradas as precipitações mínimas e o modelo consegue representar esta condição, no entanto, estas precipitações são subestimadas e a correlação obtida foi de 0.75. Nos meses de DJF as precipitações obtidas pelo modelo são superestimadas sendo encontrada a correlação mais fraca com o valor de 0.56. Nos meses de JJA o modelo novamente subestima os picos máximos, sendo o valor médio do CMAP de 1.88 mm/dia e do modelo de 0.88 mm/dia, o desvio padrão obtido é muito próximo refletindo na baixa dispersão entre os membros, e as correlações entre as séries é de 0.84.

Na figura 9.12 é observado em cor preto às anomalias do CMAP e nas outras cores a previsão sazonal dos membros. Nos meses de DJF é observado que a previsão do modelo consegue acompanhar realisticamente a variabilidade da precipitação e é encontrada uma baixa dispersão entre os membros, refletindo numa alta previsibilidade das anomalias de precipitação.

Nos meses de MAM a previsão das anomalias é ainda melhor, sendo a dispersão dos membros mínima, representando realisticamente a variabilidade das precipitações, conseguindo representar bem a amplitude dos picos máximos e mínimos. Nos meses de JJA e SON a dispersão dos membros é mínima, no entanto, as amplitudes das anomalias encontradas no inverno pelo modelo não são bem representadas, sendo a primavera a estação onde é encontrada a melhor previsão de anomalias do modelo.

A análise propõe que a região ND tem uma alta previsibilidade das anomalias de precipitação embora alguns estudos têm fornecido evidências de que anomalias na TSM do oceano atlântico equatorial afeta a posição meridional da zona de convergência intertropical e esta a sua vez, a variabilidade interanual de precipitação no nordeste do Brasil (Wagner 1996; Nobre e Shukla, 1996; Folland et al., 2001). Outro fator que influencia a grande variabilidade interanual está relacionado com forçantes no oceano Pacífico (como o fenômeno ENOS), que altera a circulação de Walker para leste, resultando em subsidência reforçada na Amazônia e nordeste do Brasil (Ropelewski e Halpert, 1987; Nogués-Paegle e Mo, 1997). Estas forçantes afetam o regime sazonal de precipitação, provocando seu aumento ou diminuição. Esta influência pode ser observada com clareza nas previsões de anomalias da figura 9.12 B correspondente a outono, sendo anos com períodos do fenômeno El Niño (anomalias negativas) 1983, 1987, 1993 e 1998, e anos relacionados com período La Niña (anomalias positivas) 1985, 1989 e 2000.

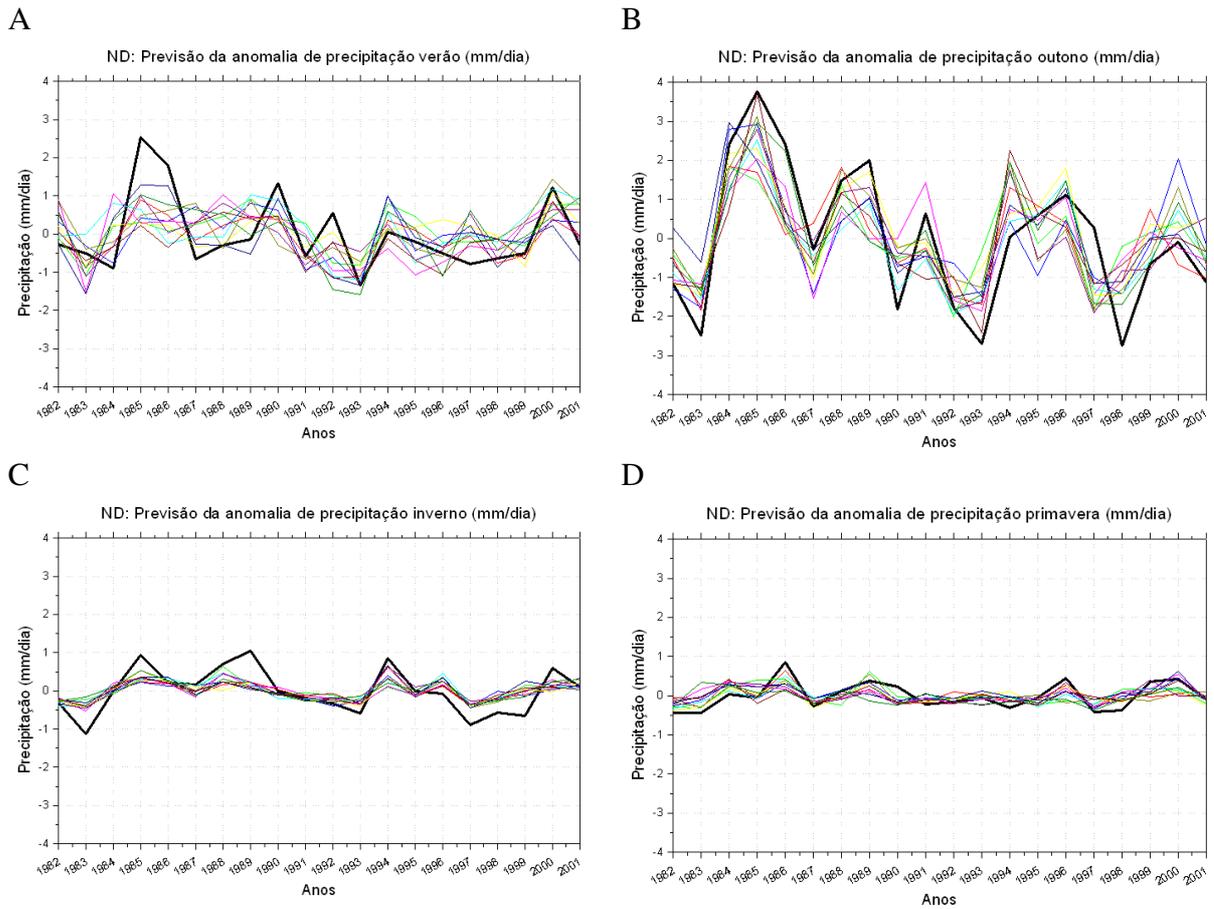


Figura 9.12 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região ND nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.

9.2.2 REGIÃO CENTRO-OESTE DO BRASIL (CO)

A série sazonal para esta região mostra como o modelo diminui o máximo de precipitação que é obtido pelos dados padrões no período de verão (fig. 9.13), no entanto ele tem uma boa representação do ciclo anual, refletido na alta correlação encontrada nesta região (0.96).

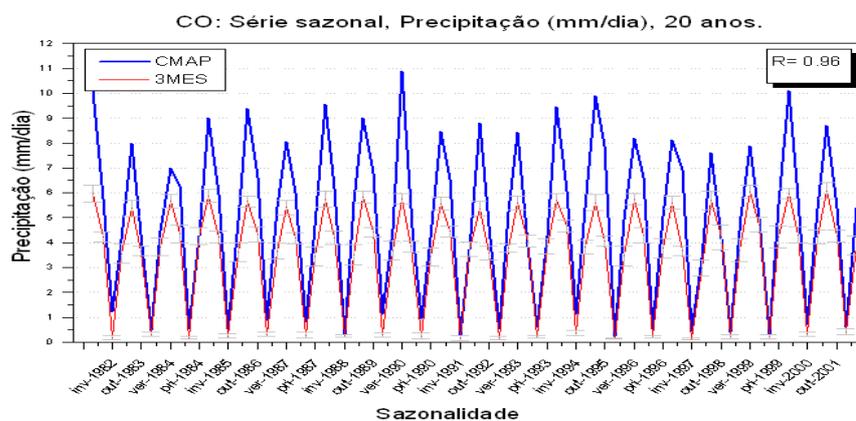


Figura 9.13 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região CO com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direita é mostrado a correlação entre as séries.

Ao analisar a variação sazonal dos conjuntos de dados observa-se que a precipitação é diminuída pelo modelo ao longo de todos os anos (fig. 9.14), sendo os meses com maior precipitação DJF, com máximos por acima de 10 (mm/dia) e o valor médio 8.83 (mm/dia), entretando a média do modelo foi de 5.71 (mm/dia). Essa subestimação da precipitação na bacia amazônica também tem sido observado em outros estudos utilizando o CPTEC/COLA AGCM (Rocha et al., 2001), sugerindo que o viés de redução de 25% da precipitação na bacia é devido a problemas na parametrização de convecção profunda.

As correlações encontradas nos meses de DJF e MAM, não são significativas sendo de 0.29 e 0.26 respectivamente, mostrando que a variabilidade destes meses não tem influencia de forçantes externas.

No período de inverno (JJA) (fig. 9.14) é obtida a precipitação mínima desta região com o valor médio do CMAP de 0.63 (mm/dia), no entanto o valor médio do modelo é de 0.25 (mm/dia). É observado que o desvio padrão do modelo é muito pequeno o que é refletido

na baixa variabilidade na dispersão dos membros, a correlação entre os dados é maior em comparação aos outros meses tendo o valor de 0.40.

Nos meses de SON é encontrada novamente uma grande diferença entre os valores médios, sendo de 4.77 (mm/dia) para o CMAP e 3.72 (mm/dia) para o modelo, com correlações entre as séries de 0.43.

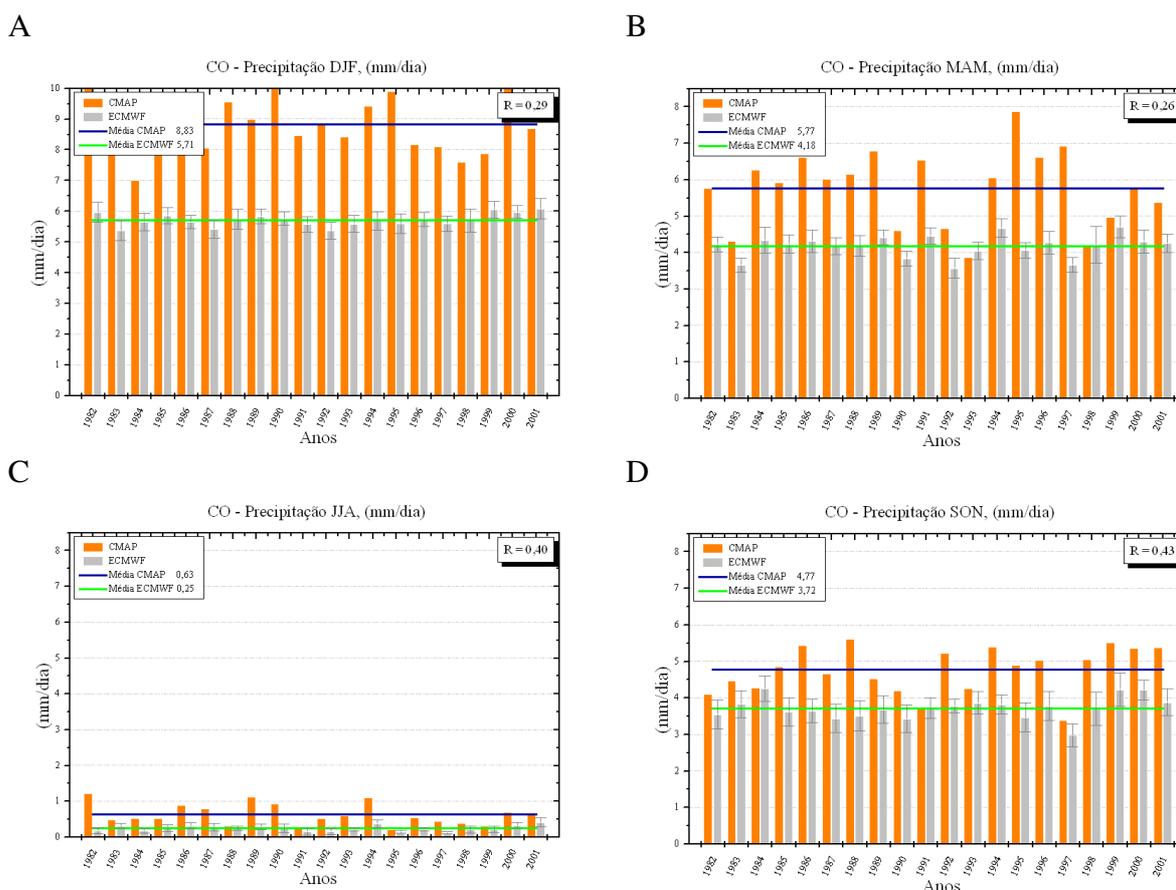


Figura 9.14 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região CO nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.

Ao observar as anomalias obtidas pelos dados do CMAP e comparar com a previsão do modelo pode-se apreciar que este não consegue acompanhar a amplitude das anomalias como é observado na figura 9.15, além de ser encontrada nos membros uma alta dispersão. Nos verões as anomalias de precipitação dos membros ficam oscilando entorno de zero, no outono alguns dos membros conseguem representar a variabilidade das anomalias, mas não a amplitude delas. Situação semelhante é observada na primavera onde a dispersão entre os membros não permite que seja previsível a variabilidade das anomalias. No inverno a pouca

precipitação confina aos membros em torno de zero. Entretanto esta região tem pouca previsibilidade, mas ela consegue reproduzir alguns períodos de Niño, especialmente nos meses de MAM (1983, 1993, 1998).

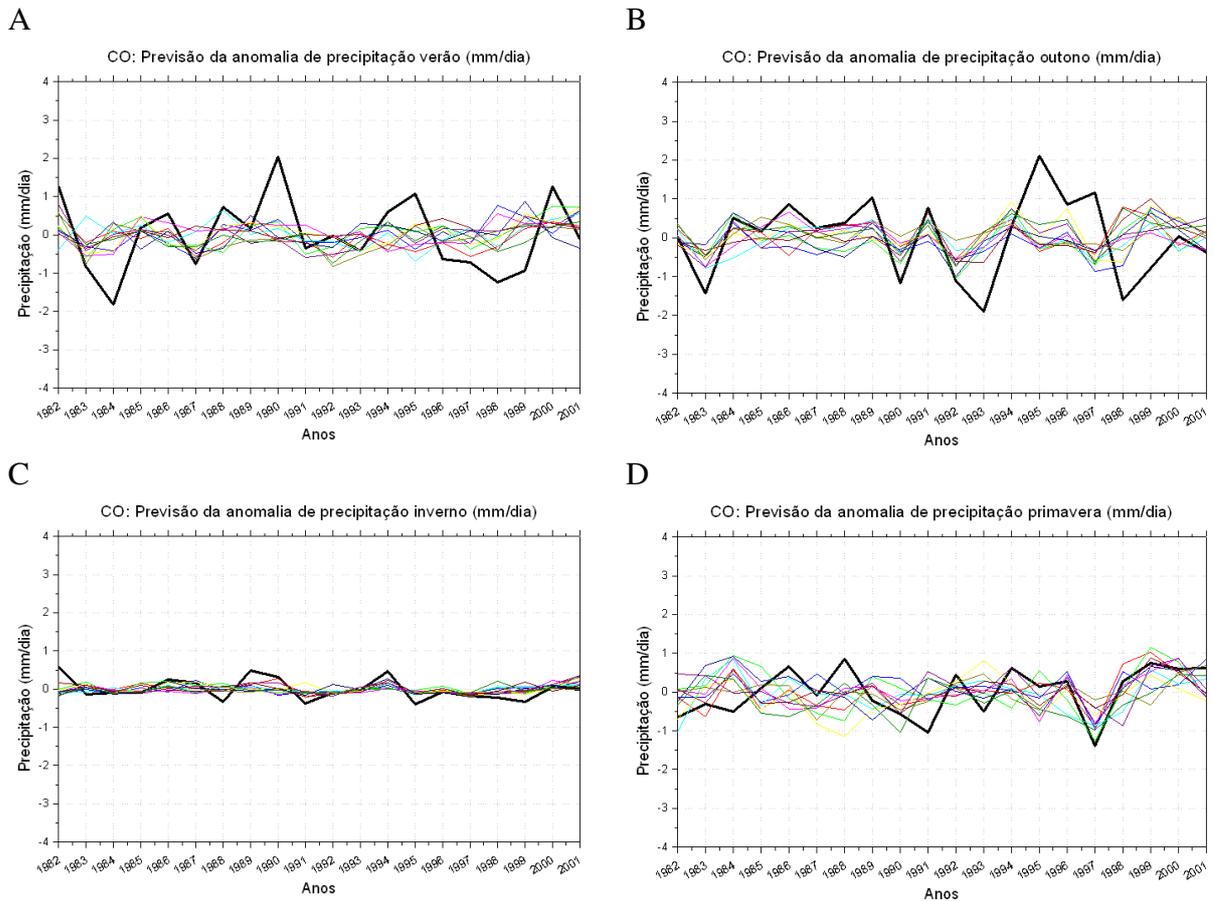


Figura 9.15 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região CO nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.

9.2.3 REGIÃO SUDESTE DO BRASIL (SD)

Na série sazonal para a região SD (fig. 9.16), são observados picos máximos nos meses de verão e inverno apresentando valores que oscilam entre 6 e 1 (mm/dia) respectivamente. O modelo consegue reproduzir a fase da oscilação inter-anual, acompanhando a amplitude dos máximos. A correlação encontrada entre as séries é de 0.93.

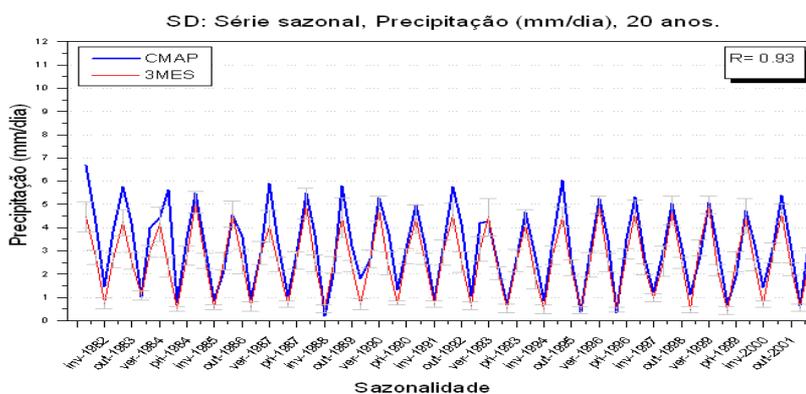


Figura 9.16 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região SD com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direita é mostrado a correlação entre as séries.

Nas figuras 9.17 das composições de precipitação sazonal é observado que o máximo de precipitação dos dados padrões (cor laranja) ocorre nos meses de DJF e os mínimos nos meses de JJA, e o valor médio é de 5.30 e 0.93 mm/dia respectivamente. As precipitações obtidas nos meses de outono e primavera são semelhantes aos meses anteriores, com valores médios de 3.43 e 3.06 mm/dia, respectivamente. O modelo subestimou durante o ano todo as precipitações médias (cor verde) O desvio padrão do modelo nos meses de DJF e SON tem uma alta amplitude o que mostra uma alta dispersão entre os membros e as correlações obtidas não mostram uma relação linear forte entre a previsão do modelo e os dados padrões, sendo encontrada uma correlação de 0.02 nos meses de DJF, e nas outras estações correlações de 0.46 em MAM e 0.56 em JJA e SON.

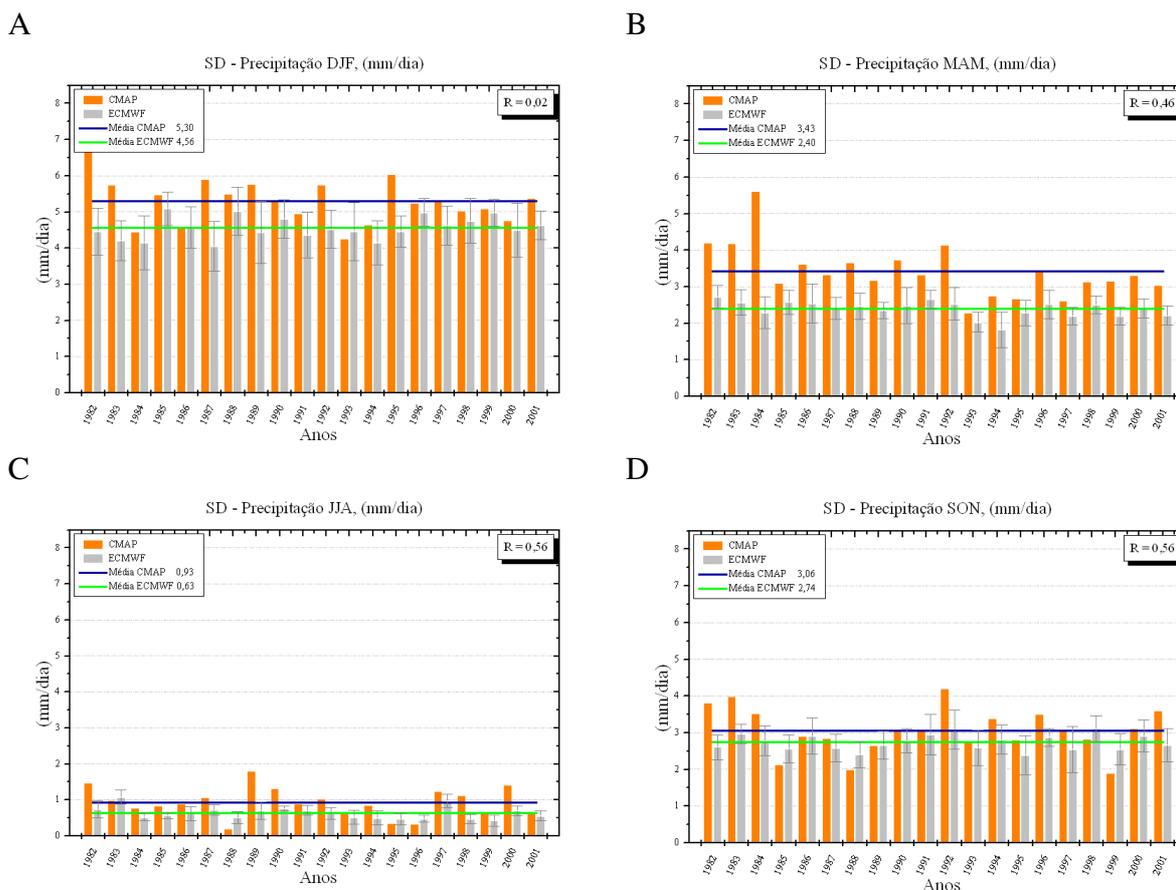


Figura 9.17 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região SD nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.

A análise das anomalias de precipitação para os conjuntos de dados mostra uma ampla dispersão dos membros no verão, provavelmente porque esta região representa o núcleo do sistema de monção na escala continental, exibindo uma sazonalidade característica com um período de seca (inverno) e de chuvas como é observado na figura 9.18, onde são encontradas no verão precipitações convectivas e o resto do ano uma mistura de precipitação convectiva e sistemas frontais que atingem a região, não havendo uma melhor previsibilidade durante eventos ENOS (Seth et al., 2006), como é observado no outono, inverno e primavera, onde se sabe que quanto maior a variabilidade entre os membros menor é sua previsibilidade, porém, ao observar o comportamento dos membros em relação às anomalias padrão, eles não representam bem a variabilidade interanual da precipitação, portanto os processos físicos locais podem ter mais influência que padrões de teleconexão de grande escala (Grimm et al., 2002).

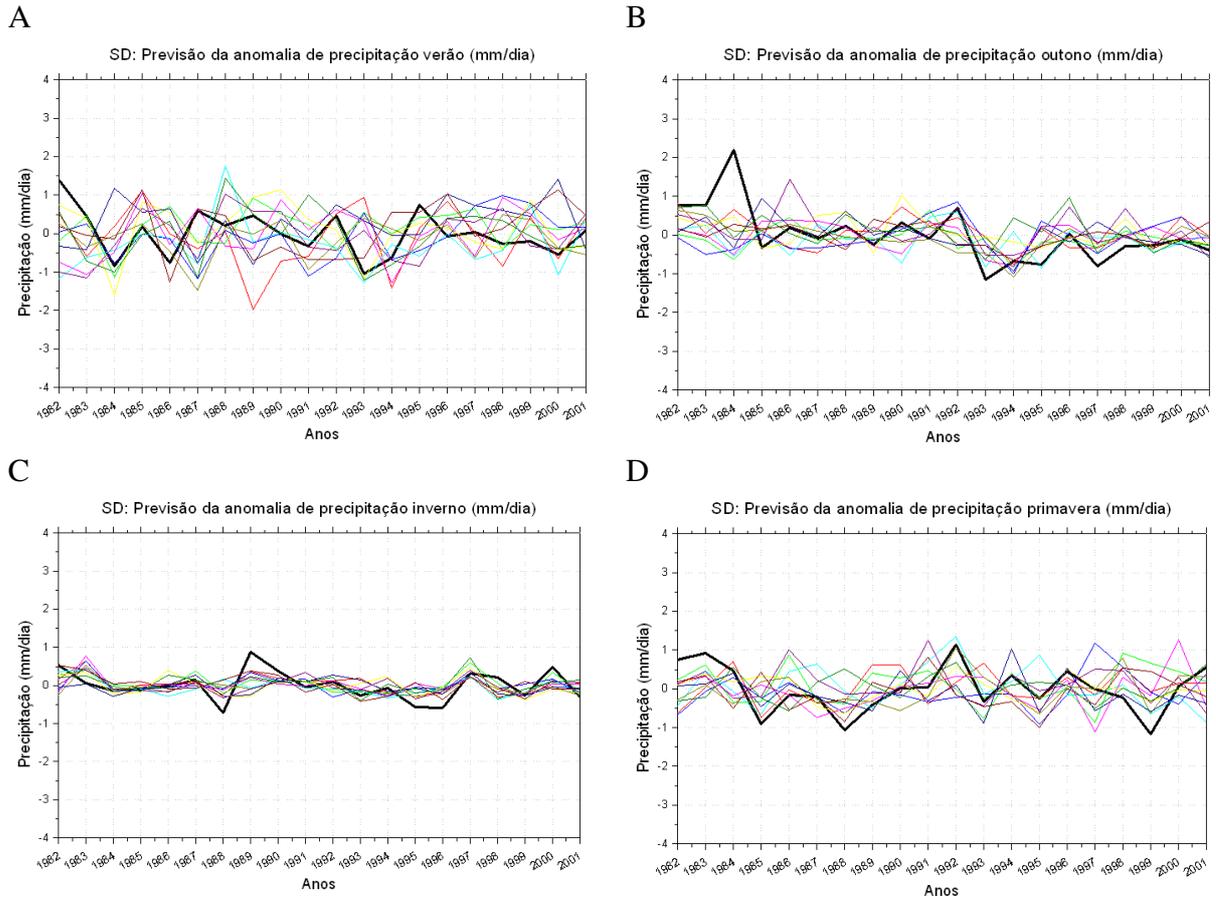


Figura 9.18 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região SD nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.

9.2.4 REGIÃO SUL DO BRASIL (RS)

Das quatro regiões escolhidas neste estudo, a Região Sul apresenta a maior variabilidade interanual, não tendo um ciclo anual bem definido (fig. 9.19) como encontrado nas outras regiões, sendo onde a correlação entre as séries foi de 0.54. Uma característica importante é que esta região tem uma forte relação com o ENOS (p.ex., Aceituno, 1988; Rao e Hada, 1990, Grimm et al., 1998), e tem influencia de padrões de teleconexão de regiões remotas como mencionados anteriormente, sendo os transientes de baixa frequência predominantes no inverno.

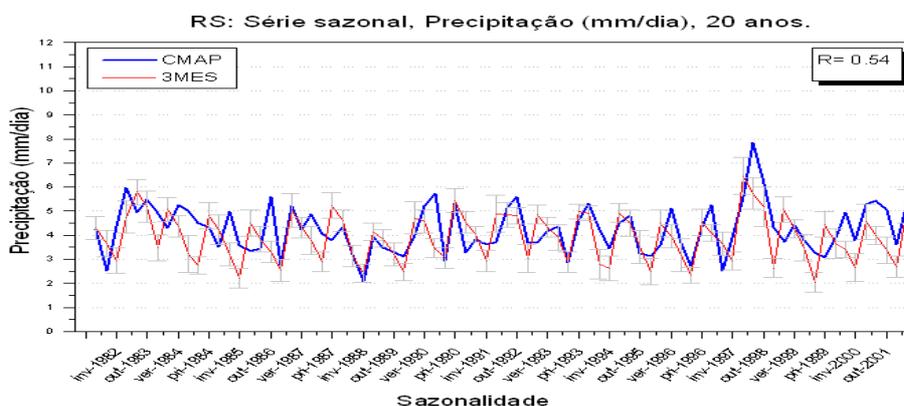


Figura 9.19 - Série sazonal da precipitação (mm dia^{-1}) na região RS com os 20 anos de dados. Em cor azul está a precipitação do CMAP, em vermelho a previsão sazonal do modelo. Na margem superior direito é mostrado a correlação entre as séries.

Na análise sazonal é encontrada uma similitude entre os valores médios obtidos e o modelo consegue acompanhar a variabilidade sazonal da precipitação, onde no verão a média da precipitação do CMAP é 4.66 (mm/dia) e o modelo mostrou 4.43 (mm/dia). Nas outras estações a situação é semelhante, sendo grande o desvio padrão do modelo e mostrando uma alta dispersão dos membros. No entanto o modelo consegue acompanhar os picos máximos e mínimos e as correlações obtidas oscilam entre 0.43 nos meses de MAM até 0.60 nos meses DJF (fig. 9.20)

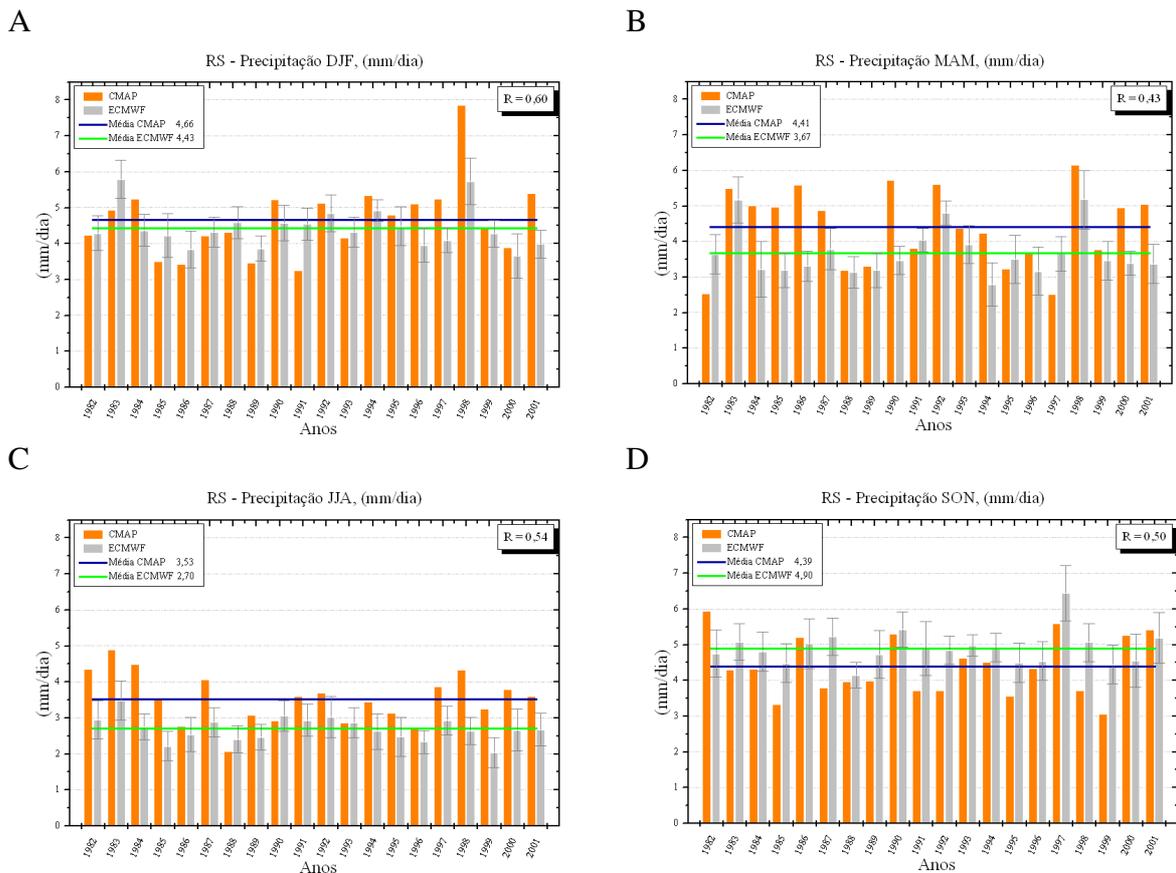


Figura 9.20 - Comparação da precipitação (mm/dia) para a região RS nas estações de: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera. Em cor laranja está a precipitação do CMAP e em cinza do ECMWF, sendo que a cor azul e verde representam o valor médio sazonal.

Ao fazer a análise das anomalias de precipitação para os conjuntos de dados é observada uma grande dispersão dos membros, os picos mais significativos de eventos ENOS são representados. Esta região é fortemente influenciada pela teleconectividade atmosférica associada a transientes de baixa frequência relacionados às variações intrasazonais que atingem a mesma durante o ano todo, conforme foi observado nas correlações do vento meridional e zonal. No verão, o modelo consegue representar os eventos El Niño de 1983, 1992 e 1998 (anomalias positivas), e eventos La Niña 1985, 1989, 1999, 2000 (anomalias negativas).

No outono a variabilidade entre os membros é alta tendo uma forte dispersão em anos neutros do ENOS, no entanto, os membros conseguem representar alguns dos picos máximos correspondentes anos El Niño 1983, 1992, 1998 e anos La Niña 1989, 1995/96, 1999.

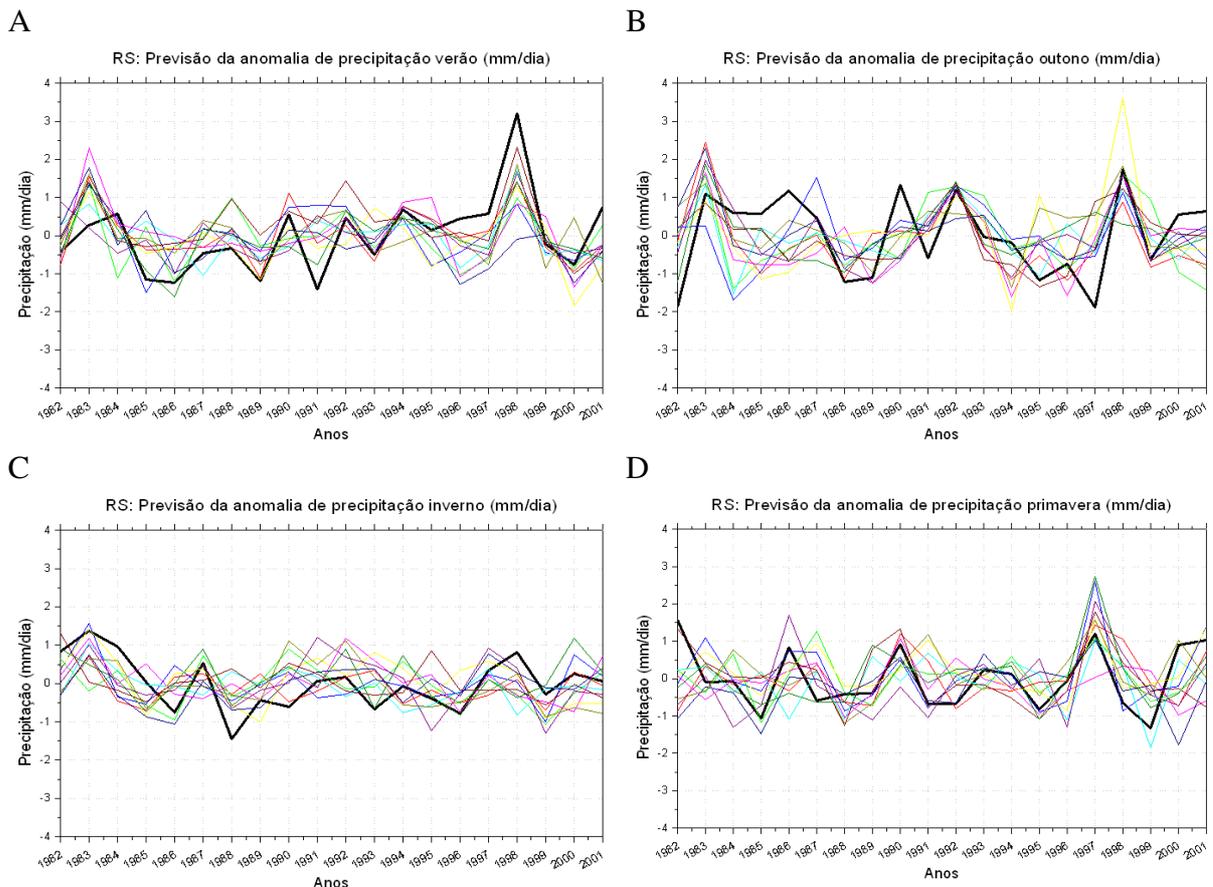


Figura 9.21 - Previsão da anomalia de precipitação (mm/dia) para a região RS nas estações: A) verão, B) outono, C) inverno, D) primavera, para 20 anos de dados. Em preto é mostrado o observado (CMAP) e nas outras cores cada um dos 11 membros do modelo.

No inverno a dispersão dos membros é alta, e a previsão de anomalia do CMAP não consegue ter uma sinal forte no aumento ou diminuição da precipitação como foi obtido no verão e outono, o que é refletido num baixo sinal entre os membros na representação do ENOS, sendo encontradas semelhanças nas previsões do modelo e do CMAP nos anos 1983 e 1987 (El Niño) e 1999 (La Niña). Cabe ressaltar que o inverno é a estação do ano que se tem a maior quantidade de transientes de alta frequência que atingem a região RS (Grimm et al., 1998, 2000), mas na correlação da precipitação com o vento meridional do modelo não foi obtido o padrão de onda que atinge esta região, e nas correlações de precipitação com o vento zonal não foi encontrada uma relação com a região do Pacífico central, sendo esta uma diferença com relação as outras estações. Este resultado pode explicar a pouca previsibilidade das precipitações nesta época do ano, porém o tratamento dos processos locais talvez seja o fator mais importante da variabilidade interna neste período. Uma situação semelhante ocorre na Primavera onde a previsão dos membros é errática, sendo só representada a anomalia

obtida no ano 1997, e apenas alguns dos membros conseguem reproduzir os picos da anomalia padrão. Não foi encontrado um sinal claro do fenômeno ENOS.

CAPÍTULO X

CONCLUSÕES

Neste estudo foi avaliado o desempenho do modelo ECMWF (Sys-3) para simular o estado básico da atmosfera no Hemisfério Sul (HS) e a previsibilidade sazonal de precipitação sobre algumas regiões da América do Sul (AS), através de testes estatísticos e dinâmicos. A fim de determinar a habilidade do modelo e suas falhas na previsão, analisou se diferentes estações do ano e a reprodução dos padrões de teleconexão atmosférica que influenciam a previsibilidade de chuva em algumas regiões selecionadas da AS.

A comparação entre a previsão sazonal do modelo do ECMWF em relação ao observado indicou que o modelo tem uma boa habilidade em representar o estado básico da atmosfera, conseguindo reproduzir o ciclo anual do vento zonal e meridional nas regiões escolhidas. A região equatorial é a que apresentou o sinal mais claro de resposta às forçantes externas da TSM, tendo uma baixa dispersão dos membros. No entanto, a região monçônica da América do Sul tem diferenças significativas no vento zonal, sendo este superestimado quando comparados com o vento do ERA40. Porém, esta região não representa a variabilidade interanual, sugerindo que o tratamento dos processos físicos pelo modelo pode ser um fator importante na variabilidade interna dessas regiões (Shukla et al., 2000). Entretanto, a região extratropical RS (localizada na parte sul do Brasil) possui uma alta variabilidade inter-membros, o que pode ser explicado por transientes de alta frequência que afetam esta região, embora nos meses de DJF e MAM, os membros do modelo conseguem reproduzir a resposta a forçantes remotas como o ENOS, sendo refletido nos aumentos ou diminuição do vento meridional.

Ao analisar a previsão sazonal do vento zonal no Hemisfério Sul, observou-se que o modelo consegue representar realisticamente os principais campos espaciais, no entanto, algumas diferenças foram encontradas na variabilidade do fluxo médio zonal, havendo um deslocamento dos picos de máximos e mínimos para leste, além de não posicionar a entrada do jato polar sobre o continente Sul Americano, o que pode afetar a previsibilidade das chuvas na região Sul no período de outono e inverno. O viés sazonal encontrado entre os conjuntos de dados mostrou que a principal diferença observada ocorre nos flancos norte e sul da posição do jato subtropical e polar, além de superestimar os ventos sobre o Peru e a

Amazônia, influenciando também a habilidade do modelo em reproduzir o estado básico da atmosfera.

Os campos do número de onda estacionário (K_S) do modelo mostram-se mais suavizados em relação ao observado e falham na representação da latitude crítica sobre o continente Sul Americano, abrangendo uma área de menor extensão e deslocando-a para o norte. Essas pequenas diferenças afetam a propagação de ondas de Rossby em termos de sua trajetória na atmosfera, em particular, no inverno, o modelo não representou a propagação das ondas próximas ao sudeste da Austrália de forma realista. No entanto, através da análise do perfil meridional dos campos espaciais, foi encontrado que o modelo reproduz os números de onda na atmosfera e a posição dos máximos primários e secundários. (Berbery et al., 1992; Hoskins e Ambrizzi, 1993), permitindo, desta maneira, a propagação de ondas de Rossby. Entretanto, sobre AS há pequenas variações entre os membros do modelo e o valor padrão, o que pode afetar significativamente a posição destas ondas.

Dentre a análise dos traçados de raios (“Ray tracing”) os resultados indicam que o número de onda 2, durante o inverno (JJA) não concorda com a latitude de retorno (40° S) representado pelo cálculo feito com a reanálise, embora para as outras estações a simulação parece muito melhor. Para o número de onda 3 no verão, os 11 membros do ECMWF conseguem seguir o traçado de raio descrito pelo ERA40, porém em outras estações a variabilidade é grande, o que também é observado para o número de onda 4. As diferenças obtidas no ray tracing demonstram que o modelo não é capaz de reproduzir o correto estado médio básico da atmosfera na previsão sazonal. Dependendo da época ou do comprimento de onda o impacto da propagação remota pode ser muito diferente, uma vez que a fase e a energia das ondas estão deslocadas em relação à realidade (dados observacionais) e, portanto, a possibilidade de a chuva ou não chuva em uma região específica (previsão) pode ser comprometida.

As correlações espaciais da precipitação em RS com o vento meridional mostrou uma boa representação do modelo nas estações de verão e outono com número de onda 7 e 3 em 30° e 50° S, similar ao encontrado nas análises do número de onda estacionário para o Hemisfério Sul. No entanto, as ondas obtidas no inverno são deslocadas mais para leste, não conseguindo atingir o continente Sul Americano. Durante a primavera o modelo não simulou corretamente o padrão de onda obtido pelos dados observados, no entanto, cabe salientar que a ZCPS, que possui uma relação direta nos padrões de teleconexão com o continente Sul Americano, foi bem representada pelo modelo. Nas correlações da precipitação com o vento

zonal, se observou que a região RS possui um sinal forte nos meses de DJF, MAM e SON com a região do Pacífico central, onde em geral ocorre eventos ENOS.

Assim, o modelo consegue reproduzir realisticamente o ciclo anual das precipitações e as estações secas, mas subestima as precipitações nas regiões onde é encontrada convecção profunda no HS (Indonésia, leste da Índia, Pacífico central, ZCIT, ZCPS e Monção da AS). Vários estudos têm sugerido que essa subestimação deve estar relacionada a problemas na parametrização de convecção profunda dos modelos (p.ex., Rocha et al., 2001).

Na região ND (região tropical) e região RS (região extratropical) foram observadas a maior previsibilidade de precipitação do modelo sobre AS nas estações de verão e outono, sendo que o sinal é mais forte durante eventos ENOS. Embora o padrão de variabilidade interanual seja consistente com o encontrado por outros autores (Grimm et al., 2000; Coelho et al., 2002; Magaña e Ambrizzi, 2005), em anos neutros a previsibilidade das precipitações do modelo são mais fracas mostrando uma alta dispersão inter-membros.

Em resumo, a habilidade do modelo em reproduzir o estado básico da atmosfera é confiável, mas pequenas variações no fluxo médio zonal alteram a influência de perturbações locais em regiões remotas. Algumas das regiões sobre AS dependem da variabilidade interna das condições locais, porém a dispersão inter-membros é alta podendo ser produto da resolução limitada do modelo. Notou-se também que anomalias de precipitação que apresentam o sinal claro em algumas das regiões da AS, estão relacionadas a forçantes de TSM como os eventos ENOS, no entanto, existe uma grande dependência da latitude e da estação do ano analisada, sendo que as regiões com maior previsibilidade relacionadas a este fenômeno são as regiões Nordeste e Região Sul do Brasil nos meses de verão e outono, e com menor previsão as regiões Centro-Oeste e Sudeste nos meses de inverno e primavera concordando com resultados anteriores (p.ex., Cavalcanti et al., 2002, Marengo et al., 2003, Seth et al., 2007).

TRABALHOS FUTUROS

As sugestões para trabalhos futuros são:

- Repetir a análise para o modelo climático do CPTEC.
- Analisar em detalhe quanto os modelos melhoram durante eventos ENOS.

REFERÊNCIAS

- Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern oscillation in the South American sector, Part I: Surface Climate. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 116, pp. 505-524.
- Ambrizzi, T., B. J. Hoskins, H. H. Hsu, 1995: Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmos. Sci.*, vol. 52, pp. 3661-3672.
- Ambrizzi, T., E. B. Souza, R. S. Pulwarty, 2004: The Hadley and Walker regional circulations and Associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. Capítulo do livro "The Hadley Circulation: Present, Past and Future" Edited by Henry.
- Ambrizzi T, J. Rutland, M. Kayano, PL. Silva Dias, 2006: South America present climate. In: Environmental changes in South America in the last 10k years: Atlantic and Pacific controls and biogeophysical effects. IAI SGP-078 Final Scientific Report. 192p
- Anderson, D.L.T., T. Stockdale, M. Balmaseda, L. Ferranti, F. Vitart, F. Molteni, F. Doblas-Reyes, K. Mogenson and A. Viadar, 2007: Development of the ECMWF seasonal forecast System 3. Technical Memorandum 503.
- Bals-Elsholz T. M., E. H. Atallah, L. F. Bosart, T. A. Wasula, M. J. Cempa, and A. R. Lupo, 2001: The wintertime Southern Hemisphere split jet: Structure, variability, and evolution. *Journal of Climate*, vol. 14, pp. 4191-4215.
- Barnston, A.G.; T. M. Smith, 1996: Specification and prediction of global surface temperature and precipitation from global SST using CCA. *Journal of Climate*, vol. 9, n. 11, pp. 2660-2697.
- Berbery E. H., J. Nogués-Paegle and J. D. Horel, 1992: Wavelike Southern Hemisphere Extratropical Teleconnections. *J. Atmos. Sci.*, vol. 49, pp. 155-177.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, M. A. F. Silva Dias, 2002: Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in the tropical South America during the TRMM-LBA campaign. *J. Geophys. Res.*, vol. 107, pp. 101-109.
- Carvalho L. M. V, C. Jones, B. Liebmann, 2004: The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, vol. 17, pp. 88-108.
- Casarin, D. P. and V. E. Kousky, 1986: Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 1, pp. 83-90.
- Cavalcanti I. F. A., J. A. Marengo, P. Satyamurty, I. Trosnikov, J. P. Bonatti, C. A. Nobre, C. D'Almeida, G. Sampaio, C. A. C. Cunningham, H. Camargo, M. B. Sanches, 2002: Global Climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. *Journal of Climate*, vol. 15, pp. 2965-2988.

- Cavalcanti IFA, J. A. Marengo, H. Camargo, C. C. Castro, M. B. Sanches, G. O. Sampaio, 2000: Climate prediction of precipitation for the Nordeste rainy season of MAM 2000. *Experimental Long-Lead Forecast Bulletin* 9(1): pp. 49–52.
- Cavalcanti, I. F. A. and M. T. Kayano, 1999: High-frequency patterns of the atmospheric circulation over the Southern Hemisphere and South America. *Meteor. Atmos. Phys*, vol. 69, pp. 179–193.
- Charney, J. G., 1969: A further note on large-scale motions in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, vol. 20, pp. 607-609.
- Coelho C. A. S., C. B. Uvo and T. Ambrizzi, 2002: Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 71, pp. 185-197.
- Cook K. H., J. S. Hsieh, S. M. Hagos. 2004: The Africa–South America Intercontinental Teleconnection. *Amer. Meteor. Soc.*, pp. 2851-2865.
- Figueroa, S.N., C.A. Nobre, 1990: Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise* 5 (6), 36–45.
- Figueroa, S. N., P. Satyamurty, and P. L. Silva Dias, 1995: Simulations of the summer circulation over South American region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci*, vol. 52, pp. 1573–1584.
- Folland C, A. Colman, D. Rowell, M. Davey, 2001: Predictability of Northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987–98. *Journal of Climate*, vol. 14, pp 1937–1958.
- Gan M. A., V. B. Rao, 1994: The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 122, pp. 1141–1157.
- Garreaud, R., J. M. Wallace, 1998: Summertime incursions of midlatitude air into tropical and subtropical South America. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 126, pp. 2713–2733.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, M. E. Doyle, 2000: Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, vol. 13, pp. 35-58.
- Grimm, A. M., S. E. T. Ferraz, J. Gomes, 1998: Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. *Journal of Climate*, vol. 11, pp. 2863-2880.
- Grimm A. M.:2003: El Nino impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, vol. 16, pp. 263–280.
- Hansen, A., A. Sutera, 1991: Planetary-scale flow regimes in midlatitudes of the Southern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, vol. 48, pp. 952-964.
- Hendon, H. H., and M. L. Salby, 1994: The life cycle of the Madden-Julian oscillation. *J. Atmos. Sci.*, vol. 51, pp. 2207-2219.

- Hsu, H., S. H. Lin, 1992: Global teleconnections in the 250mb streamfunction field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 120, pp. 1169-1190.
- Holton, J. R., 1973: An Introduction to Dynamic Meteorology. *American Journal of Physics*, May 1973, Vol. 41, Issue 5, pp. 752-754.
- Horel, J. D., J. M. Wallace, 1981: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 813-829.
- Hoskins, B.J., D. J. Karoly, 1981: The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. *J. Atmos. Sci.*, vol. 38, pp. 1179-1196.
- Hoskins, B. J., 1983: Modelling of transient eddies and their feedback on the mean flow. *Large-Scale Dynamical Processes in the atmosphere*, B. J. Hoskins and R. P. Pearce, Eds., Academic Press, pp. 169-197.
- Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, vol. 50, pp. 1661-1671.
- Kalnay E., K. Mo, J. Paegle, 1986: Large-Amplitude, Short-Scale Stationary Rossby Waves in the Southern Hemisphere: Observations and Mechanistic Experiments to Determine their Origin. *J. Atmos. Sci.*, vol. 43, pp. 252-275.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenneand, 1996: The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American meteorological society*, vol. 77, pp. 437-471.
- Karoly D. J., 1983: Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dyn. Atmos. Oceans*, vol. 7, pp. 111-125.
- Karoly, D.J. 1989: Southern Hemisphere circulation features associated with El Niño-Southern Oscillation Events. *Journal of Climate*, vol. 2, pp. 1239-1252.
- Kiladis, G. N., Weickmann, K. M. 1992: Circulation Anomalies Associated with Tropical Convection during Northern Winter. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 120, pp. 1900-1923.
- Kousky V. E. and N. J. Ferreira., 1981: Interdiurnal surface pressure variations in Brazil: Their spatial distribution, origins and effects. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 1999-2308.
- Kousky V. E., M. T. Kagano, and I.F.A. Cavalcanti, 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus*, 36A, pp. 490-504.
- Kousky, V. E. and I. F. A. Cavalcanti, 1988: Precipitation and atmospheric circulation anomaly patterns in the South American sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 13, pp. 199-206.

Kousky, V. E., 1988: Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South America sector, *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 3, pp. 217-231.

Kodama, Y., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SCAZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 70, pp. 813-836.

Kodama, Y., 1993: Large-scale common features of subtropical precipitation zones, (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and SCAZ). Part II: Conditions of the circulation for generating the STCZs. *J. Meteor. Soc. Japan*, vol. 71, pp. 581-610.

Latif, M., and T. P. Barnett, 1994: Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, vol. 266, pp. 634-637.

Latif, M., A. Sterl, E. Maire-Reimer and M. M. Junge, 1993a: Climate variability in a coupled GCM. Part I: the tropical Pacific. *J. Climate* 6, 5-21.

Latif, M., A. Sterl, E. Maire-Reimer and M. M. Junge, 1993b: Structure and predictability of the El Niño/ Southern Oscillation phenomenon in a coupled ocean-atmosphere general circulation model. *Journal of Climate*, vol. 6, pp. 700-708.

Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, A. C. Saulo, and L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal variations of rainfall in the vicinity of the South American low-level jet stream and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone, *Journal of Climate*, vol. 17, pp. 3829-3842.

Liebmann, B., G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, vol. 12, pp. 1877-1891.

Magaña, V., T. Ambrizzi, 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera*, vol. 18 (4), pp. 211-233.

Marengo, J. 1992: Interannual Variability of Surface Climate in the Amazon Basin. *International Journal of Climatology*, vol. 12, pp. 853-863.

Marengo, J.A., I.F.A. Cavalcanti, P. Satyamurty, C. A. Nobre; I. Trosnikov, J.P. Bonatti, A. O. Manzi, C. D'Almeida, G. Sampaio, C. C. Castro, M. Sanches, H. Camargo, L. P. Pezzi, 2001: Ensemble simulation of interannual climate variability using the CPTEC/COLA Atmospheric Model. INPE-8135-RPQ/717.

Marengo JA, I.F.A. Cavalcanti, P. Satyamurty, I. Trosnikov, C. A. Nobre, J. P. Bonatti, H. Camargo, G. Sampaio, M. B. Sanches, A. O. Manzi, C. A. C. Castro, C. D'Almeida, L. P. Pezzi, L. Candido, 2003: Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Clim Dyn*, vol. 21, pp. 459-475.

Mechoso CR, A. W. Robertson, N. Barth, M. K. Davey, P. Delecluse, P. R. Gent, S. Ineson, B. Kirtman, M. Latif, H. L. Treut, T. Nagai, J. D. Neelin, S. G. H. Philander, J. Polcher, P. S. Schopf, T. Stockdale, M. J. Suarez, L. Terray, O. Thual, J. J. Tribbia, 1995: The seasonal

cycle over the tropical Pacific in coupled ocean–atmosphere general circulation models. *Monthly Weather Review*, vol. 123(9), pp. 2825–2838.

Mo, K. and M. Ghil, 1988: Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. *J. Geophys. Res.*, vol. 93(D9), pp. 10927-10952.

Mo, K. C. and G. H. White, 1985: Teleconnections in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 113, pp. 22-38.

Mo, K. C., R. W. Higgins, 1998: The Pacific-South American Modes and Tropical Convection during the Southern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 126, pp. 1581-1596.

Montecinos, A., A. Díaz, P. Aceituno, 2000: Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in Subtropical South America based on Tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, vol. 13, n. 4, pp. 746-758.

Müller G. V., T. Ambrizzi and M. N. Núñez, 2005: Mean atmospheric circulation leading to generalized frosts in central southern South America. *Theor. Appl. Climatol.* Vol. 82, pp. 95-112.

Müller, G. V., T. Ambrizzi, 2007: Teleconnections patterns and Rossby Wave Propagation Associated to Generalized Frosts over Southern South America. *Clim. Dyn.*, vol. 29, pp. 633-645.

Müller, G. V., T. Ambrizzi, 2007: Rossby wave propagation tracks in southern hemisphere mean basic flows associated to generalized frosts over southern South America. *Atmosfera*, vol. 23(1), pp. 25-35.

Nobre P., J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, vol. 9, pp. 2464–2479.

Nobre P., A. D. Moura, L. Sun, 2001: Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with ECHAM3 and NCEP's regional spectral model at IRI. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, vol. 82, pp. 2787–2796.

Nogués-Paegle J, K. C. Mo, 1997: Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 125, pp. 279-291.

Nieuwolt, S., 1977: *Tropical climatology*. Wiley, London: Wiley.

Peixoto, J. P., and Oort, A. H., 1992: *Physics of Climate*: New York, American Institute of Physics, P.520.

Pezzi, L.P., V. Ubarana, C. Repelli, 2000: Desempenho e previsão de um modelo regional estatístico para a Região Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, vol. 18, n.2, pp. 129-146.

Pezzi, L. P., I. F. A. Cavalcanti, 2001: The relative importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. *Clim. Dyn.*, vol. 17, pp. 205-212.

Ratisbona, C. R., 1976: The climate of Brazil. *Climate of Central and South America*, W. Schwerdtfeger, H. E. Landsberg. *World Survey of Climatology*, vol. 12, Elsevier, pp. 219–293.

Rao, V.B, K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol*, vol. 42, pp. 81-91.

Rao, V. B., I. F. A. Cavalcanti, K. Hada, 1996: Annual Variations of Rainfall over Brazil and Water Vapor Characteristics over South America. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, n. D21, pp. 26539-26551.

Rauscher S.A., A. Seth, J. H. Qian, S. J. Camargo, 2006: Domain choice in an experimental nested modeling prediction system for South America. *Theor. App. Climatol*. DOI:10.1007/s00704-006-0206-z.

Ropelewski, C. F., M. S. Halpert, 1986: North American precipitation and temperature associated with the El Niño Southern Oscillation (ENSO). *Mon. Wea. Rev.*, vol. 114, pp. 2352-2362.

_____, and _____, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 115, pp. 1606-1626.

_____, and _____, 1989: Precipitation patterns associated with high index phase of Southern Oscillation. *Journal of Climate*, vol. 2, pp. 268-284.

Rocha E. P., 2001: Balanço de umidade e a influencia das condições superficiais na precipitação da Amazonia (In Portugueses). PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Jose dos Campos, São Paulo, Brazil pp 210.

Rutllant, J., V. Montecino, 2002: Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off north-central Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, vol. 75, pp. 217-231.

Satyamurty P., Pinheiro Dos Santos R., Maringolo Lemes M.A., 1980: On the stationary trough generated by the Andes, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 510-520.

Satyamurty, P., L. F. Mattos, C. A. Nobre and P. L. Silva Dias., 1998: Tropics - South America. In : *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Ed. Kauly, D. J. and Vincent, D. G., Meteorological Monograph. American Meteorological Society, Boston, 119-139.

Seluchi M.E., J.A. Marengo, 2000: Tropical-Midlatitude Exchange of Air Masses during Summer and Winter in South America: Climatic aspects and examples of intense events. *Int. Journal of Climate*, vol. 20, pp. 1167-1190.

Seth A., S. A. Rauscher, S. J. Camargo, Jian-Hua Qian, J. S. Pal, 2007: RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields, *Clim. Dyn.*, vol 28, pp. 461–480, DOI 10.1007/s00382-006-0191-z.

- Shukla J, D. A. Paolino, D. M. Straus, D. De Witt, M. Fennessy, J.L. III Kinter, L. Marx, R. Mo, 2000a: Dynamical seasonal prediction with the COLA atmospheric model. *Q J R, Meteorol. Soc.*, vol. 126, pp. 2265–2291.
- Shukla J, J. Anderson, D. Baumhefner, C. Brankovic, Y. Chang, E. Kalnay, L. Marx, T. N. Palmer, D. Paolino, H. Ploshay, S. Schubert, D. Straus, M. Suarez, J. Tribbia, 2000b: Dynamical seasonal prediction. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, vol. 81, pp. 2594–2606.
- Simmons, A., J. Wallace, G. Branstator, 1983: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *Amer. Meteor. Soc.*, vol. 40, pp. 1363–1392.
- Trenberth, K.E. and K.C.Mo, 1985: Blocking in the Southern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 113, pp. 3-21.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N. C. Lau, C. Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, vol. 103, C7, pp. 14291-14324.
- Trosnikov, I.I. F. A. Cavalcanti, 1998: Zonal statistics of monthly means: 11 years CPTEC/COLA global model simulation. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1998, Brasília, DF. *Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia*.
- Uppala, S. M. and 45 co-authors, 2005: The ERA-40 Reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, vol. 131, pp. 2961-3012.
- Uvo, C. R. B., C. A. Repelli, S. E. Zebiak, Y. Kushnir, 1998: The relationships between tropical Pacific and Atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, vol. 11, pp. 551-562.
- Van Loon H. and R. L. Jenne, 1973: The zonal harmonic standing waves in the Southern Hemisphere. *J. Geophys. Res.*, vol. 77, pp. 992-1000.
- Vialard, J., F. Vitart, M. A. balmaseda, T. N. stockdale, and D. L. T. Anderson, 2005: An Ensemble Generation Method for Seasonal Forecasting with an Ocean–Atmosphere Coupled Model, *Amer. Meteor. Soc.*, vol. 133, pp. 441-453.
- Wagner R., 1996: Decadal-scale trends in mechanisms controlling meridional sea surface temperature gradients in the tropical Atlantic. *J. Geophys Res.* vol.101 (16), pp. 683–694.
- Walker, G. T., and E. W. Bliss, 1932: World Weather V. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 4 (36), pp. 53–84.
- Walker, G. T., and E. W. Bliss, 1937: World Weather VI. *Mem. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 4 (39), pp. 119–139.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 784-812.

Wolff, J.-O., E. Maier-Reimer and S. Legutke, HOPE, 1997: the Hamburg Ocean Primitive Equation Model, Technical Report, DKRZ.

Xie, P., P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 78, pp. 2539-2558.

Xie P, Arkin P, 1998: Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *Journal of Climate*, vol. 11, pp. 137–164.

Yang, G.Y., B. J. Hoskins, 1996: Propagation of Rossby Waves of Nonzero Frequency. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 53, n. 16, pp. 2365-2378.

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

Fonte Noaa fenomeno el niño 3 de maio 21:00 2010-05-03

http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

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](#)