sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI

VARIABILIDADE DE ENERGIA ARMAZENADA NA SUPERFÍCIE E SEU IMPACTO NA DEFINIÇÃO DO PADRÃO DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL.

Paulo Yoshio Kubota

Tese de Doutorado do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José de Paulo Bonatti, aprovada em 06 de agosto de 2012.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>

INPE
São José dos Campos
2012

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GB)
Serviço de Informação e Documentação (SID)
Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/6921
Fax: (012) 3208-6919
E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):
Presidente:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Membros:
Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)
Drª Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)
Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)
Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)
Drª Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação
Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)
BIBLIOTECA DIGITAL:
Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)
REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:
Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)
Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)
EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:
Ivone Martins - Serviço de Informação e Documentação (SID)

sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI

VARIABILIDADE DE ENERGIA ARMAZENADA NA SUPERFÍCIE E SEU IMPACTO NA DEFINIÇÃO DO PADRÃO DE PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL.

Paulo Yoshio Kubota

Tese de Doutorado do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. José de Paulo Bonatti, aprovada em 06 de agosto de 2012.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CCP5R2>

INPE
São José dos Campos
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Kubota, Paulo Yoshio.
K951v Variabilidade de energia armazenada na superfície e seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul. / Paulo Yoshio Kubota. – São José dos Campos : INPE, 2012.
xxiv + 285 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/08.02.02.42-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.
Orientador : Dr. José de Paulo Bonatti.

1. mudanças climáticas. 2. Brasil. 3. América do Sul. 4. variabilidade. 5. Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA. I.Título.

CDU 551.509.313.5(81)

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Meteorologia

Dr. **Dirceu Luis Herdies**

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **José Paulo Bonatti**

Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. **Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti**

Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. **Pedro Leite da Silva Dias**

Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Dr. **Tércio Ambrizzi**

Convidado(a) / USP / São Paulo - SP

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(√) unanimidade

Aluno (a): ***Paulo Yoshio Kubota***

São José dos Campos, 06 de Agosto de 2012

“O que vale na vida não é o ponto de partida e sim a caminhada.

Caminhando e semeando, no fim terás o que colher”

Cora Coralina

A Deus meu grande protetor
A meus pais,
Ossamu Kubota e
Fuçae Kubota, e minha futura esposa
Dayana Castilho de Souza
por toda luta e grande amor.

AGRADECIMENTOS

Em todo trabalho realizado contamos com o apoio e ajuda de muitas pessoas, por isso meus sinceros agradecimentos;

Ao Dr. José Paulo Bonatti, pela orientação, ensinamentos, confiança, amizade e grande ajuda durante a realização deste trabalho.

À Dayana Castilho de Souza, pelo apoio, paciência e colaboração durante a realização deste trabalho.

À equipe do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto de Nacional de Pesquisa Espaciais pelo suporte técnico, espaço físico cedido para desenvolver a pesquisa e por todo o apoio dado durante a realização do trabalho.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho e pelas sugestões recebidas.

À Lílian, Simone, Luana e ao César que sempre estiveram dispostos a ajudar.

À minha família, meu alicerce, iniciadores e companheiros da minha caminhada.

A todos os amigos do INPE (Cachoeira Paulista e São José dos Campos) pela amizade, apoio, convivência, motivação e por ajudarem direta ou indiretamente na execução deste trabalho.

RESUMO

A mudança da cobertura vegetal tem influenciado na definição de regimes de precipitação em escala regional e global. Neste estudo explorou-se o impacto da variabilidade da energia armazenada na superfície e o seu impacto na definição do padrão de precipitação na América do Sul. A metodologia adotada consiste na realização do acoplamento no MCGA-CPTEC/INPE de três esquemas de superfície com diferentes graus de simplificação das parametrizações de processos físicos. Para realizar este acoplamento desenvolveu-se um esquema de camada limite baseado no modelo de Hostlag e Boville. Os resultados obtidos mostraram que o acoplamento foi bem sucedido e em alguns aspectos melhoram a simulação curta e longa sobre a região da América do Sul. Com relação ao impacto da energia armazenada na superfície na variabilidade de precipitação, observou-se que existe uma relação linear entre a variabilidade de precipitação e a energia armazenada na superfície principalmente em regiões onde existe vegetação densa, e a correlação entre as duas variáveis é negativa, indicando que existe um feedback negativo. Através do uso da técnica de ondeletas observou-se que mesmo em simulações curtas existe um impacto da memória do armazenamento de energia na superfície na variabilidade de precipitação, este processo está relacionado principalmente ao tipo de solo e a umidade armazenada no solo e copa da vegetação. Outra forma de armazenamento de energia analisada está relacionada à energia biogeoquímica gerada pela fotossíntese durante a absorção de CO2 pelas plantas. Os resultados das simulações mostraram que o fluxo de carbono entre a biosfera e a atmosfera (NPP) impacta a variabilidade de precipitação em escala de tempo longa. Pois, em escala de tempo mais longa, a fertilização de CO2 pode causar um aumento na produção primária líquida NPP, em áreas com bastante água e nutrientes. Isso pode forçar um aumento no índice de área foliar, aumentando a transpiração. Este trabalho mostra que as energias armazenadas na superfície devido as ciclo da água e carbono (umidade do solo e NPP) impactam direta ou indiretamente a variabilidade de precipitação na América do Sul.

VARIABILITY OF STORED ENERGY IN THE SOIL-CANOPY SYSTEM AND ITS IMPACT ON THE DEFINITION OF PRECIPITATION STANDARD IN SOUTH AMERICA

ABSTRACT

The change in vegetation cover has influenced the definition of precipitation regimes in regional and global scale. This study explored the impact of variability of stored energy in the soil-canopy system and its impact on the definition of precipitation standard in South America. The methodology consists in performing the coupling MCGA-CPTEC/INPE three surface schemes with different degrees of simplification of physical processes parameterizations. To accomplish this coupling has developed a scheme based on the Hostlag and Boville boundary layer model. The results showed that the coupling was successful, and in some respects improve the simulation of the short and long term weather forecasting in South America. It was observed a linear relationship between the variability of precipitation and the stored energy in the soil-canopy system, particularly in regions where there is dense vegetation, and the correlation between these two variables is negative, indicating that there is a negative feedback. With the wavelet transform technique was noted that even in short term weather forecasting has a memory impact of stored energy in the soil-canopy system in the variability of precipitation, this process is mainly related to the type of soil and stored moisture in the soil and canopy. Another form of stored energy analyzed is related to energy generated by biogeochemistry energy generated by photosynthesis during the absorption of CO2 by the plants. The simulation results showed that the carbon flux between the biosphere and the atmosphere (NPP) impacts in the variability of precipitation in the long time scale. For longer time scale, the CO2 fertilization may cause an increase in the net primary production NPP in areas with a lot of water and nutrients. This may force an increase in the leaf area index, increasing the transpiration. This work shows that the stored energy in the soil-canopy system due the water cycle and carbon (soil moisture and NPP) impacts directly or indirectly in the variability of precipitation in South America.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

Figura 2.1 – Evolução dos modelos de superfície. 17
Figura 2.2 - Esquematização da evolução camada limite..... 20
Figura 3.1 - Estrutura esquemática do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC..... 30
Figura 3.2 - Evolução dos esquemas de superfície. 31
Figura 3.4 - Ilustração gráfica de duas primeiras componentes principais. 41
Figura 3.5 - Ondeleta de Morlet, de largura e amplitude arbitrárias (a) Construção da ondeleta de Morlet (linha azul tracejada) coma a curva seno (linha verde) modulada por uma gaussiana. (em vermelho) adaptada de Torrence e Compo (b)..... 42
Figura 4.1 - Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Rio Branco (Brazil), respectivamente. 63
Figura 4.2 – Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Resistencia (Paraguai), respectivamente. 64
Figura 4.3 – Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Santiago (Argentina), respectivamente. 65
Figura 4.4 – RMSE da precipitação (a, b, c), temperatura (d, e, f), umidade específica (g, h, i) e velocidade zonal do vento (j, k, l) para os esquemas SSIB, SIB2.5 e IBIS e com a precipitação do TRMM3B42 e com as análises do NCEP, respectivamente..... 67
Figura 4.5 – RMSE da precipitação para região norte (a, b, c), nordeste (d, e, f), central (g, h, i) e sul (j, k, l) da América do Sul, para os esquemas SSIB, SIB2.5 e IBIS e com a precipitação do TRMM3B42, respectivamente..... 68
Figura 4.6 – Representação das componentes principais composta por autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total e a correlação entre a primeira componente principal e as variáveis que a compõem para os esquemas IBIS2.6 (a), SIB 2.5 (b), SSIB (c) e SSIB original do CPTEC (d). (Continua)..... 71
Figura 4.6 – Conclusão. 72
Figura 4.7 – Representação da variabilidade (%) explicada pela primeira componente principal sobre cada variável para os esquemas IBIS2.6 (a), SIB 2.5 (b), SSIB (c) e SSIB original do CPTEC (d). (Continua) 73
Figura 4.7 – Conclusão. 74
Figura 4.8 – Diferença da precipitação (mm/dia) média do período simulado com MCGA-CPTEC/INPE utilizando cada parametrização de superfície implementada (IBIS, SIB2, SSIB, SSIB original) e a precipitação média estimada pelo TRMM (a); e a média do espectro de energia da precipitação estimada do TRMM da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias para o mesmo período simulado (b). (Continua)..... 77
Figura 4.8 – Conclusão. 78
Figura 4.9 – Média do quadrado do espectro de energia da precipitação da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua)..... 81
Figura 4.9 – Continuação. (Continua)..... 82
Figura 4.9 – Continuação. (Continua)..... 83
Figura 4.9 – Conclusão..... 84
Figura 4.10 – Média do quadrado do espectro de energia do saldo de energia armazenado à superfície da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua)..... 85

Figura 4.10 – Continuação. (Continua).....86
Figura 4.10 – Continuação. (Continua).....87
Figura 4.10 – Conclusão. 88
Figura 4.11 – Média do quadrado do espectro da precipitação e energia do saldo de energia armazenado à superfície da transformada de ondeletas composta para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua).....90
Figura 4.11 – Continuação. (Continua).....91
Figura 4.11 – Continuação. (Continua).....92
Figura 4.11 – Conclusão. 93
Figura 4.12 – Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) de temperatura a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. (Continua).....96
Figura 4.12 – Continuação. (Continua).....97
Figura 4.12 – Continuação. (Continua).....98
Figura 4.12 – Continuação. (Continua).....99
Figura 4.12- Continuação. (Continua) 100
Figura 4.12- Continuação. (Continua) 101
Figura 4.12- Continuação. (Continua) 102
Figura 4.12- Conclusão.....103
Figura 4.13 - Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) de umidade especifica a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. (Continua).....106
Figura 4.13 - Continuação. (Continua) 107
Figura 4.13 - Continuação. (Continua) 108
Figura 4.13 - Continuação. (Continua) 109
Figura 4.13 – Continuação. (Continua).....110
Figura 4.13 – Continuação. (Continua).....111
Figura 4.13 – Continuação. (Continua).....112
Figura 4.13 – Conclusão. 113
Figura 4.14 – Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) do escoamento zonal em 200mb dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi). (Continua) ...115
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....116
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....117
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....118
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....119
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....120
Figura 4.14 – Continuação. (Continua).....121
Figura 4.14 – Conclusão. 122
Figura 4.15 - Climatologias (GPCP, IBIS, SiB2 e SSiB) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi).....124
Figura 4.15 - Continuação. (Continua) 125
Figura 4.15 - Continuação. (Continua) 126
Figura 4.15 - Continuação. (Continua) 127
Figura 4.15 – Continuação. (Continua).....128
Figura 4.15 – Continuação. (Continua).....129
Figura 4.15 – Continuação. (Continua).....130
Figura 4.15 – Conclusão. 131
Figura 4.16 - Diferença das Climatologias (SIMULADA- GPCP) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi). (Continua).....132
Figura 4.16 - Continuação. (Continua) 133
Figura 4.16 - Continuação. (Continua) 134

Figura 4.16 - Continuação. (Continua) 135
Figura 4.16 – Continuação. (Continua)..... 136
Figura 4.16 – Continuação. (Continua)..... 137
Figura 4.16 – Continuação. (Continua)..... 138
Figura 4.16 – Conclusão. 139
Figura 4.17 – Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd + vegetação dinâmica) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano..... 140
Figura 4.18 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi + vegetação dinâmica) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano..... 141
Figura 4.19 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd + vegetação estático) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano..... 142
Figura 4.20 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi+ vegetação estático) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano..... 142
Figura 4.21 – Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd) acoplado com o esquema de superfície SSiB para as 4 estações do ano. 144
Figura 4.22 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi) acoplado com o esquema de superfície SSiB para as 4 estações do ano. 144
Figura 4.23 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd) acoplado com o esquema de superfície SiB2.5 para as 4 estações do ano. 146
Figura 4.24 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi) acoplado com o esquema de superfície SiB2.5 para as 4 estações do ano. 147
Figura 4.25 - Climatologia para o verão das de precipitação do GPCP e da produção primária líquida obtida do MODIS (séries original e a reconstruída com EOF)..... 149
Figura 4.26 - Porcentagens das variâncias explicadas pelas 10 primeiras componentes principais, séries original de precipitação do GPCP e da produção primária líquida obtida do MODIS..... 150
Figura 4.27 - Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SND, SND2CO2) e produção primária líquida dos experimentos (CTR, CTR_CLIMA)..... 154
Figura 4.28 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SND, SND2CO2) e produção primária líquida dos experimentos (SND, SND2CO2)..... 158
Figura 4.29 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SHE, SHE2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SHE, SHE2CO_2)..... 160
Figura 4.30 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SHD, SHD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SHD, SHD2CO_2)..... 163
Figura 4.31 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SSD, SSD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SSD, SSD2CO_2)..... 166
Figura 4.32 - Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SSHD, SSHD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SSHD, SSHD2CO_2)..... 169
Figura 4.33 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SSiB_SSTOBS e SiB2_SSTOBS). 173
Figura 4.34 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (CTR e SNE2CO_2, SND e SND2CO_2). (Continua) 176
Figura 4.34 - Conclusão..... 177
Figura 4.35 – Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SHE e SHE2CO_2, SHD e SHD2CO_2). (Continua) 180
Figura 4.35 – Conclusão. 181
Figura 4.36 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SSD e SSD2CO_2, SHD e SHD2CO_2). (Continua)..... 184

Figura 4.36 - Conclusão. 185
Figura 4.37 - Intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua) 189
Figura 4.37 - Conclusão. 190
Figura 4.38 – Intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua).. 193
Figura 4.38 – Conclusão. 194
Figura 4.39 - A intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua).. 196
Figura 4.39 - Conclusão. 197
Figura 4.40 - A intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua).. 198
Figura 4.40 - Conclusão. 199
Figura 4.41 – Representação das componentes principais composta por autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total e a correlação entre a primeira componente principal e as variáveis que a compõem para os esquemas (CTR)IBIS2.6 (a), (CTR_CLIMA)IBIS2.6 (b), (SSiB_OBS)SSIB (c) e (SiB2_OBS)SIB 2.5 (d). (Continua) 202
Figura 4.41 – Conclusão. 203
Figura 4.42 – Representação da variabilidade (%) explicada pela primeira componente principal sobre cada variável para os esquemas (CTR)IBIS2.6 (a), (CTR_CLIMA)IBIS2.6 (b), (SSiB_OBS)SSIB (c) e (SiB2_OBS)SIB 2.5 (d). (Continua) 205
Figura 4.42 – Conclusão. 206
Figura 4.43 - Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos com vegetação dinâmica, onde vegetação estática (a), vegetação estática com o aumento de CO_2 (b), Vegetação dinâmica (c) e Vegetação dinâmica com o aumento de CO_2. (Continua) 210
Figura 4.43 - Conclusão. 211
Figura 4.44 - Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos com perfil homogêneo do solo, onde vegetação estática e perfil homogêneo do solo (a), vegetação estática perfil homogêneo do com o aumento de CO_2 (b), Vegetação dinâmica e perfil homogêneo do (c) e Vegetação dinâmica e perfil homogêneo do com o aumento de CO_2. (Continua) 214
Figura 4.44 - Conclusão. 215
Figura 4.45 – Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos inicializando o modelo sem vegetação e perfil heterogêneo do solo (a), aumentado o CO2 (b) e inicializando o modelo sem vegetação e perfil homogêneo do solo (c), aumentado o CO2 (d). (Continua) 217
Figura 4.45 – Conclusão. 218

LISTA DE TABELAS

Pág.

Tabela 3.1 - Opções de Parametrizações Físicas do MCGA-CPTEC/INPE que serão utilizadas durante as simulações.....52
Tabela 3.2 – Nomenclatura e descrição das simulações com diferentes esquemas de camada limite e superfície. 54
Tabela 3.3 - Conjunto de simulações com diferentes esquemas. 56
Tabela 3.4 - Simulações que serão realizadas durante este trabalho. 57
Continua 57
Tabela 3.3 - Conclusão. 58

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BATS	Biosphere Atmosphere Transfer System
CCM3	Community Climate Model
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COLA	Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies
EOFs	Funções Ortogonais Empíricas
ECMWF	Centro Europeu de Previsão a Médio Prazo
ERA-40	Reanalysis project
ENOS	El Niño-Oscilação Sul
GPCP	GPCP Version 2 Monthly Satellite-Gauge Precipitation Data Set
GPPDI	Global Primary Production Data Initiative
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ISLSCP2	International Satellite Land Surface Climatology Project
IBIS	Integrated Biosphere Simulator
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MREG	Modelo Regional
MCGA	Modelos de Circulação Geral da Atmosfera
PAR	Radiação fotossintéticamente ativa
PSC	Parametrizações de superfície continentais
LSM	Land Surface Model
LSX	Land-Surface Transfer Model

NCEP	National Centers of Environmental Prediction
NPP	Net Primary Production
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NDVI	Índice de Vegetação por Diferença Normalizada
OMJ	Oscilação de Madden e Julian
RMSE	Root mean squared error
SALLJEX	South American Low Level Jet Experiment
SSIB	Simplified Simple Biosphere Model
SIB	Simple Biosphere Model
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UNEP	United Nations Environment Programme
WMO	World Meteorological Organization

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 7
2.1 Impacto do armazenamento de energia na variabilidade do regime de precipitação. 11
2.2 Física de superfície associada ao armazenamento de energia 12
2.3 Modelos de biosfera 14
2.4 Impacto da dinâmica de vegetação 17
2.5 Transporte de energia através da camada limite 19
3 DADOS E METODOLOGIA 27
3.1 Dados 27
3.2 Metodologia 28
3.2.1 Modelo global do CPTEC/INPE 29
3.2.1.1 Modelo integrated biosphere simulator (IBIS) 32
3.2.1.2 Modelo biosférico simples simplificado (Simplified Simple Biophere Model - SSiB) 34
3.2.1.3 O modelo SiB2 36
3.2.1.4 O acoplamento do módulo de superfície com o MCGA-CPTEC/INPE 36
3.2.2 EOF 39
3.2.3 Ondeleta 41
3.2.3.1 Como mudar o tamanho global e como 'deslizar' a ondeleta no tempo 43
3.2.3.2 Fase, amplitude e espectro de potência da ondeleta 45
3.2.4 Teste T de Student 47
3.2.5 Análise de regressão linear múltipla 48
3.2.6 Simulações 52
4 RESULTADOS 59
4.1 Validação do modelo para simulação de curto prazo 59
4.1.1 Análises fatoriais de componentes principais 69
4.1.2 Análise de ondeletas 76
4.2 Validação do modelo para simulação de longo prazo 94
4.3 Variabilidade de precipitação 147
4.3.1 Impacto da *Net Primary Production* (NPP) na variabilidade de precipitação 148
4.4 Impacto do armazenamento de energia na superfície (net) na variabilidade de precipitação 172
4.5 Impacto de diferentes parâmetros na variabilidade de precipitação 188
4.6 Análises fatoriais de componentes principais nas simulações longas 200
4.7 Análise de ondeletas nas simulações longas 207
5 CONCLUSÃO 219
6 ESTUDOS FUTUROS 233
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 235

ANEXO A –ARTIGO CIENTÍFICO 255

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, a comunidade científica vem alertando tomadores de decisão dos principais países desenvolvidos e em desenvolvimento sobre os problemas climáticos oriundos do processo de industrialização, das atividades agrícolas predatórias e ao mau uso dos recursos naturais (hídricos, vegetação, etc.). Vários estudos sobre estes tópicos têm sido realizados, tais como: os estudos de Copeland et al. (1995) que analisaram qual o melhor comportamento germinativo de determinadas espécies submetidas à alternância de temperatura; Bonan (1997) avaliou o impacto dos processos de superfície na alteração de clima; Chase et al. (1999), Stohlgren et al. (1998), Marsall et al. (2003), Cooley et al. (2005) analisaram o impacto das mudanças nos usos da terra podem afetar o clima local, regional e global através da mudança do balanço de energia em superfície; Baidya Roy et al. (2003) investigaram a complexa relação entre a cobertura continental e mudança do uso da terra no contexto das condições de variáveis climáticas; Kalnay e Cai (2003) analisaram o impacto da urbanização e a mudança do uso da terra sobre o clima; Delire et al. (2001) verificaram o impacto do ciclo de carbono no solo e vegetação no clima; Snyder et al. (2004) exploraram o estudo da importância de um tipo individual de vegetação sobre o clima; Fu (2003) mostrou que a mudança continental na China pode alterar a circulação de monção do leste da Ásia; Pitman et al. (2004) exploram o impacto do nível de complexidade usado na parametrização do balanço de energia na superfície e o impacto no clima. Muitos estudos de modelagem têm considerado a sensibilidade do sistema climático na completa conversão da floresta Amazônica para pastagem e do impacto da escala regional no desmatamento da região tropical (SHUKLA et al., 1990; HENDERSON-SELLERS et al., 1993; COSTA; FOLEY, 1999; NARISMA; PITMAN, 2003). Sobre a América do Sul vários autores exploraram o impacto do desmatamento na Amazônia e desertificação no nordeste brasileiro no clima global e regional (OYAMA, 2002; CORREIA et al., 2006; SOUZA, 2006; SAMPAIO, 2007; SOUZA; OYAMA, 2011). Além destes estudos mencionados existem muitos outros que abordam a mudança no clima global (BETTS, 1999; BROVKIN et al., 1999; GOVINDASAMY et al., 2001; ZHAO et al., 2001; BOUNOUA et al., 2002; PIELKE et al., 2002; MATTHEWS et al.,

2004; SNYDER et al., 2004a). Baseado nestas informações existe a necessidade de compreender e quantificar melhor quais as forçantes que estão levando o planeta a alterar seu estado de equilíbrio natural, o que gerou um intenso esforço da comunidade científica e dos governantes em traçar metas que amenizem os problemas climáticos. Com a união da comunidade científica e dos governantes foi elaborado o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), criada pela World Meteorological Organization (WMO) e pela United Nations Environment Programme (UNEP). Esse órgão tem como objetivo agregar as informações sobre as mudanças climáticas obtidas através de diversas pesquisas e gerar informações sintetizadas que possibilite aos tomadores de decisão quantificar o impacto que terá na política socioeconômica (SARMENTO, F. J.,2005; LINDEN, E., 2006; NUNES, L. H.,2005; PATZ, J. A., et al., 2005).

Na América do Sul existem vários estudos sobre o impacto das atividades humanas (mau uso da terra) no clima global, sendo mais amplamente explorada a influência da alteração da cobertura vegetal no clima regional e global. Podem-se citar os trabalhos sobre o impacto do desflorestamento da Floresta Amazônica (NOBRE et al., 1991; COSTA; FOLEY, 1999; CORREIA et al., 2004, 2005; SAMPAIO, 2007) e da desertificação do nordeste (OYAMA, 2002; SOUZA, 2006). A carência de informações meteorológicas e hidrológicas e a dificuldade dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) em prever corretamente o clima de algumas regiões, como a região da Bacia do Prata (região de baixa à média previsibilidade) (MARENGO, 2007) são grandes obstáculos para uma análise do futuro do clima da região, com um grau de confiabilidade aceitável. A baixa e média previsibilidade para algumas regiões da América do Sul pode estar relacionada à dificuldade dos MCGA em representar adequadamente a superfície da região (MARENGO, 2007). Um dos motivos dessa dificuldade são as resoluções utilizadas nos MCGAs, dificultando o detalhamento da superfície através das classes de vegetação presente no esquema de superfície. Outro fator que deve ser considerado é como cada esquema de superfície trabalha os processos

físicos relacionados à vegetação e ao solo, pois possuem propriedades físicas distintas. A fisiologia e a morfologia da vegetação e solo podem fornecer diferença significativa nos fluxos de momentum, calor e umidade em relação a outro esquema de superfície. Desta forma, diferentes esquemas poderão produzir regimes de precipitações distintos em escala regional e global, principalmente em regiões onde ocorrem intensas atividades convectivas.

Atualmente, a utilização de MCGAs tem se tornado mais frequente, devido à evolução dos computadores, que transformaram resoluções horizontais e verticais anteriormente impossíveis de ser configurada em escala global, uma realidade nos dias atuais. A grande vantagem na utilização dos modelos globais para a previsão climática é a ausência de condição de contorno lateral, possibilitando a existência de propriedades conservativas de massa, energia e água, muito importante em simulações climáticas de longo período. Utilizar os MCGAs com os esquemas de superfície sofisticados é fundamental para previsões climáticas mais realísticas. Assim, simulações com esquemas dinâmicos de vegetação é uma necessidade inerente nos grandes centros meteorológicos, pois os esquemas de vegetação com biomas estáticos são válidos somente para períodos em que a vegetação pouco se altera. Com esquemas dinâmicos, as previsões climáticas tornam-se fisicamente mais realistas, podendo simular períodos mais extensos com maior grau de confiabilidade. Atribuir relações físicas entre as alterações globais nas forçantes climáticas de superfície, as quais impactam no clima, global e regional, e nas mudanças climáticas observadas nos dias atuais é um grande desafio para a comunidade científica. Muito já tem sido feito, mas ainda existem questões que necessitam de respostas para diversas regiões do planeta.

Atualmente, não existem conclusões claras que relacionam fisicamente quais forçantes climáticas relacionadas à biosfera tem maior influência na variabilidade do regime de precipitação na América do Sul, levando a necessidade de novos estudos com ferramentas mais realísticas para obter informações mais conclusivas. O armazenamento

de energia na superfície em diferentes formas gera perturbações no regime de precipitação principalmente em meses e anos subsequentes devido ao fenômeno de memória, e isto pode influenciar as simulações climáticas sazonais, anuais e decadal do presente e futuro. Responder a questões como este fenômeno de memória impacta na variabilidade da precipitação ainda está em aberto.

As simulações de climas regionais dependem muito da representação mais realísticas da superfície (MARENGO, 2007). Assim, pesquisar novos métodos para melhorar a representação da superfície continental nas simulações climáticas é muito importante. Métodos de regionalização (downscale), muito utilizados atualmente principalmente utilizando os cenários do IPCC, têm mostrado padrões interessantes para os climas regionais (MARENGO, 2007). Entretanto, ainda existem grandes incertezas em algumas regiões da América do Sul. A necessidade de compreender melhor como funciona o clima global e regional e principalmente quantificar a contribuição de cada elemento da biosfera é um desafio para a comunidade científica.

Simulações climáticas com ciclo de carbono global têm concluído que a redução da floresta tropical gera como resultado um clima mais quente e seco com alta concentração de CO2 atmosférico. O carbono liberado da superfície para a atmosfera acentua as mudanças climáticas (COX et al., 2000). Assim utilizar um esquema que simule a perda e ganho de carbono em função do aumento da concentração de CO2 antrópico é vital nas simulações climáticas. Analisar esta variação na biomassa a qual tem impacto direto no balanço de energia e consequentemente na variabilidade de precipitação torna-se extremamente necessário.

O objetivo geral deste trabalho consiste em estudar o impacto do armazenamento de energia na superfície na variabilidade do regime de precipitação na América do Sul.

Como objetivos específicos têm-se:

- Ajustar o MCGA-CPTEC/INPE para simular corretamente o clima presente com o esquema dinâmico de superfície IBIS-2.6. Esta combinação do MCGA-CPTEC/INPE com o esquema de vegetação dinâmica será capaz de reproduzir o impacto do clima sobre a vegetação com uma boa confiabilidade?

- Verificar os diferentes aspectos que causam variabilidade no armazenamento de energia no MCGA-CPTEC/INPE. Qual componente do modelo biosférico (textura do solo, umidade do solo, classe de vegetação etc...) é responsável pela maior variabilidade no armazenamento de energia? E qual delas impacta mais na memória do armazenamento de energia e precipitação?

- Averiguar a influência da Net Primary Production (NPP) no balanço de energia da superfície, onde o NPP representa globalmente um importante fluxo de carbono entre a atmosfera e a biosfera (Odum, 1971). O NPP pode explicar a variabilidade no regime de precipitação na América do Sul? Existe algum feedback positivo ou negativo entre o NPP e a variabilidade climática observada?

- Verificar o comportamento do regime de precipitação do MCGA-CPTEC/INPE, com diferentes condições de superfície (esquemas de superfície). Qual será o comportamento do armazenamento de energia em cada um dos esquemas? Poderá ocorrer inversão de feedback entre os esquemas simplificado e estático e sofisticado e dinâmico de vegetação?

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O regime de precipitação é um parâmetro muito importante no desenvolvimento de um determinado bioma. Portanto, as variabilidades da precipitação devido às ocorrências de eventos de precipitação intensa ou de escassez prolongada controlam o desenvolvimento natural dos ecossistemas. O desenvolvimento de modelos numéricos mais sofisticados e estudos observacionais podem melhorar compreensão da variabilidade da precipitação (extremos de chuvas e seca), auxiliando tanto no planejamento da ação de combate à degradação do meio ambiente, fornecendo elementos para a preservação e desenvolvimento sustentável de uma região de modo a lidar com os episódios adversos (NOBRE et al., 1991).

As características físicas da América do Sul geram a nível global grande impacto na circulação atmosférica e no regime de precipitação interligada a outras regiões do planeta. A região continental da América do Sul é classificada como uma das principais regiões de atividade convectiva na escala global (NEWELL et al., 1972). A topografia, a posição, as dimensões geográfica da América do Sul, a diversidades de biomas, a grande diversidade de sistemas meteorológicos que atuam na América do Sul faz com que o continente torne-se importante do ponto de vista meteorológico. Como se localiza na região tropical tem maior incidência de radiação solar, parte desta energia relacionado a radiação é refletida devido ao albedo e a parte da energia absorvida é utilizada para e evapotranspiração do sistema solo-vegetação que é uma importante forçante no regime de precipitação, principalmente no verão do hemisfério sul. A topografia influencia principalmente o padrão do escoamento atmosférico, sendo uma das possíveis forçante da Alta da Bolívia (GANDU et al., 1991). A topografia não é necessária para a geração da Alta da Bolívia (SILVA DIAS et al, 1993), estudos indicam que a convecção na região Amazônica seja a principal causa (GANDU et al., 1991). A Alta da Bolívia é um anticiclone em nível superior (200mb), que se desenvolve durante o verão sobre o Altiplano Boliviano, uma região de alta do Andes Central.

Os sistemas relacionados mais com a superfície merecem destaque como a Alta da Bolívia, convecção na Amazônia, linha de instabilidade na Amazônia, ZCAS e Jatos de baixos Níveis. Estes sistemas são responsáveis por grande parte do fluxo de umidade e precipitação que ocorre na América do Sul, definindo em grande parte o regime de precipitação. A posição e intensidade da célula de alta pressão associada à Alta da Bolívia têm sido relacionadas com a variação sazonal da precipitação na Amazônia, episódios secos e úmidos sobre o Altiplano, a geração do vórtice ciclônico em 200mb, e a variação interanual no nível do Lago Titicaca (localizado sobre o Altiplano). Geralmente conhecida como padrão de ondas estacionário, a Alta da Bolívia é uma resposta à forçante térmica. O elevado platô do Altiplano é uma forte fonte de calor atmosférico, ambos através do aquecimento sensível (aquecimento do ar pela superfície) e aquecimento latente (aquecimento por condensação liberado na precipitação) (SCHWERDTFEGER,1961; GUTMAN; SCHWERDTFEGER, 1965) e também uma resposta ao aquecimento por condensação ocorrido na região adjacente (Bacia Amazônica) (LENTERS; COOK, 1997). Compreender o mecanismo de geração e manutenção é fundamental para compreender a clima da América do Sul, assim melhor será o prognostico da variabilidade e mudança no clima para a região.

O giro da Alta do Atlântico Sul em escala continental transporta umidade do oeste do Oceano Atlântico Tropical através da Bacia Amazônica e para o sul em direção a região extratropical da América do Sul. O reforço regional deste giro a leste da Cordilheira dos Andes é chamado de Jato de Baixos Níveis (South American Low Level Jet (SALLJ)) (VERA et al., 2006). O SALLJ é um aspecto chave do clima continental, transportando umidade considerável da bacia Amazônica para a bacia do Plata (VIRJI, 1981; PAEGLE et al., 1987), o que influencia e interfere na umidade do solo, nas trocas de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera, no regime de precipitação e consequentemente na vegetação.

A sequência de chuvas e períodos de estiagem causa grande impacto na amplitude da variação de anomalias de uma determinada cobertura vegetal (DESSAY et al., 2004). Além disso, alterações na variabilidade intrasazonal a interanual dessas anomalias é outro fator importante que pode controlar ou afetar sua manutenção em longo prazo. Por essa razão, o conhecimento dos mecanismos relacionados a extremos de chuva e seca, principalmente sobre áreas de maior tensão ecológica de floresta, como é o caso do centro-sul da Amazônia, é fundamental para o equilíbrio do ecossistema (DESSAY et al., 2004).

A variabilidade climática sobre o centro-sul da Amazônia é influenciada tanto por sistemas meteorológicos tropicais quanto subtropicais. O ciclo anual da precipitação nessa região mostra um máximo durante o verão do hemisfério do sul relacionado à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Este é definida como uma banda convectiva alongada tipicamente originando na bacia Amazônica, estendendo para sudeste do Brasil e projetando-se para o oceano Atlântico Subtropical (KODAMA, 1992; 1993; SATYAMURTI et al., 1998; ZHOU; LAU, 1998; LIEBMANN et al., 1999; CARVALHO et al., 2002; CARVALHO et al., 2004). A ZCAS está relacionada à circulação monçônica sobre a América do Sul (ZHO; LAU, 1998; MARENGO et al., 2001) e sua variabilidade espacial e temporal têm papel fundamental na distribuição dos extremos de chuvas sobre essas regiões (CARVALHO et al., 2002 ; CARVALHO et al., 2004). A porção norte da Amazônia apresenta o máximo durante o outono austral associada à migração para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (SOUZA et al., 2000; MARENGO et al., 2001).

As variações intrasazonais no verão austral modulam as principais zonas de convergência do Hemisfério Sul e têm sido associadas com a Oscilação de Madden-Julian (OMJ: Madden and Julian, 1994). A OMJ manifesta-se como uma célula de grande escala com propagação zonal para leste (WEIKMANN et al., 1985). Essas características são mais nítidas na faixa tropical, onde a convecção relativa à OMJ é

vista fora de fase entre o Oceano Índico e o Pacífico oeste, assim como entre a região da Indonésia e América do Sul. De fato, Carvalho et al. (2004) mostraram que as características da variabilidade espacial e da intensidade dos eventos de precipitação no centro-leste da América do Sul são relacionadas às fases de propagação da OMJ durante o verão austral, da mesma forma que existe um papel dessa oscilação na modulação das anomalias de supressão prolongada.

Em baixa frequência, outro mecanismo que modula a convecção global é o fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS). Esse fenômeno é observado quando anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) persistem por vários meses na parte central-leste do Pacífico equatorial e são relacionados diretamente a flutuações atmosféricas entre o Pacífico central e a região da Indonésia (DRUMOND; AMBRIZZI, 2003). Na América do Sul, vários estudos (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; KAROLY, 1989; KOUSKY; KAYANO, 1994; SOUZA et al., 2000) documentaram o aumento (diminuição) da precipitação no sul (norte) da América do Sul durante episódios El Niño (La Niña). Por exemplo, existe uma maior frequência de precipitação extrema sobre a parte continental da ZCAS associada a períodos neutros e de La Niña quando comparado a ZCAS oceânica (CARVALHO et al., 2004). Isso é mais evidente quanto maior a persistência temporal dos eventos. Porém, a evidente influência dos episódios ENOS nas regiões em torno do centro-leste da América do Sul ainda permanece desconhecida. Alguns destes trabalhos prévios indicam que a característica espaço-temporal da precipitação extrema durante o verão austral depende de mecanismos que varie da escala intrasazonal a interanual. Como consequência, tais mecanismos podem afetar as características da distribuição das chuvas sobre o centro-sul da Amazônia.

2.1 Impacto do armazenamento de energia na variabilidade do regime de precipitação.

Segundo Machado et al. (2000) a superfície perde mais energia do que recebe em eventos convectivos e vice versa. A quantidade de energia armazenada na superfície é visto ser limitante, definindo uma escala de tempo, durante a qual a superfície necessita exportar ou receber energia para controlar seu déficit ou ganho de energia. O aquecimento radiativo da superfície durante as primeiras horas do dia aquece o ar adjacente e induz em baixos níveis convergência de umidade do ar devido a evapotranspiração da floresta e a umidade doar trazida do leste da bacia Amazônica. A convergência, precipitação e liberação de calor latente, são adicionadas na intensidade da convecção (GUTMAN; SCHWERDTFEGER, 1965; RAO; ERDOGAN, 1989). As mudanças sazonais na convecção da Amazônia Tropical estão relacionadas às mudanças sazonais nas temperaturas da superfície continental que são mais intensas em relação aos oceanos adjacentes e, portanto tem mais influência sobre o gradiente entre oceano e o continente, e assim sobre as mudanças na circulação de grande escala (FU et al., 1998).

Charney (1975) argumenta que o aumento do albedo pode reduzir a convecção através da redução do fluxo de calor na baixa atmosfera, assim inibindo o mecanismo primário da geração de precipitação nos trópicos. Outro elemento importante neste contexto é o comprimento de rugosidade. Segundo Hoffmann e Jackson (1999), a redução no comprimento de rugosidade pode ter considerável impacto sobre a precipitação e temperatura. A temperatura de superfície aumenta por causa da redução da condução de calor sensível e latente da superfície para a atmosfera. A redução dos fluxos de calor para a atmosfera pode diminuir a convecção, reduzindo consequentemente a precipitação. Entretanto, o comprimento de rugosidade pode ter um efeito significante sobre o padrão de circulação de grande escala, trazendo mais dificuldade para prever a mudança na precipitação. Enquanto alguns estudos de simulação de desmatamento têm demonstrado que o decréscimo da rugosidade resulta em uma precipitação mais baixa

(PITMAN et al., 1993; HAHMANN; DICKINSON, 1997), outros estudos mostram o contrário (ZENG et al. 1996; LEAN; ROWNTREE, 1997). Os impactos da substituição da floresta amazônica por pastagem são complexos, ainda não são totalmente entendidos. Através de modelos de mesoescala e modelos globais da atmosfera, observou-se que através da remoção completa da floresta na bacia Amazônica (WETH e AVISSAR, 2002; AVISSAR et al. 2002), os resultados de grande escala apontam para uma redução na precipitação regional entre 10 e 20%.

Alterações principalmente na cobertura vegetal podem gerar variabilidade (anomalias persistente) no regime de precipitação em várias zonas de transição ecológica. Estas regiões contribuem muito para a variabilidade de longo prazo do sistema atmosfera-vegetação. As causas da variabilidade climática do regime de precipitação têm contribuição da memória do armazenamento de energia na superfície. Portanto, a escala espacial e temporal da mudança na heterogeneidade deve afetar a variabilidade de precipitação devido principalmente à perda da biomassa. A umidade do solo tem impacto significante nas simulações climáticas, porém a capacidade de armazenamento de umidade no solo também deve ser considerada. A textura do solo, a quantidade de matéria orgânica, o tipo de raízes da cobertura vegetal são os principais parâmetros que definem a condutividade térmica e hidráulica do solo. Estas duas variáveis (condutividade térmica e hidráulica do solo) nas simulações de longo prazo definirão o comportamento do armazenamento de energia e umidade no solo.

2.2 Física de superfície associada ao armazenamento de energia

Sellers (1965), Boer e Sargent (1985), Peixoto e Oort (1992) e Machado (2000) apresentam uma discussão completa sobre o fluxo de energia na atmosfera e sobre a superfície, o balanço de energia e o balanço de energia integrado verticalmente. O armazenamento e o transporte de energia são importantes para manter o equilíbrio

energético global. A energia armazenada na superfície depende muito da posição geográfica, albedo, rugosidade e condição de armazenamento na superfície (tipo de solo, quantidade de matéria orgânica no solo e biomassa) (HAHMANN; DICKINSON, 1997; LEAN; ROWNTREE, 1997). O posicionamento da massa continental tem importante papel no armazenamento de energia pela biomassa, pois continentes situados próximos ao equador têm maior incidência de radiação solar em relação a um continente situado em altas latitudes. A energia aquece a superfície e consequentemente a baixa atmosfera e, dependendo da disponibilidade de umidade, pode iniciar a atividade convectiva.

Os diferentes tipos de cobertura influem diretamente no albedo de superfície, onde a refletividade e a transmissividade características físicas da cobertura de superfície delimitam a taxa de absorção de energia. Betts (2000) verificou através da expansão da floresta boreal em direção à tundra que o albedo de superfície decresce e remove carbono da atmosfera, concluindo que o resfriamento climático resultante da redução da concentração de CO_2 pode interromper o aquecimento produzido pela redução do albedo de superfície. Dirmeyer e Shukla (1994) e Hahmann e Dickinson (1997), mostraram que o albedo é o principal parâmetro na determinação do efeito do desmatamento sobre a precipitação.

A distribuição da biomassa é espacialmente heterogênea, significando que o calor armazenado na biomassa e a energia biogeoquímica armazenada devem ser especialmente heterogêneos. Em simulações numéricas, onde se substitui parcialmente a floresta Amazônica por pastagem, estudos indicam o aparecimento de uma circulação local devido ao contraste térmico entre a floresta e a pastagem (AVISSAR et al. 2002). Esta heterogeneidade é na essência uma forma de forçante de gradiente radiativa (MATSUI; PIELKE, 2006). Em conjunto com a variação espacial na evapotranspiração, albedo, e rugosidade de superfície associado com a cobertura vegetal, podem influenciar

o gradiente horizontal de pressão e a circulação de meso-escala e, portanto o clima regional.

Potter e Zasada (1999) supõem que a inércia térmica da biomassa pode prevenir a ocorrência de friagem em floresta durante a primavera; Samson e Lemeur (2001) encontraram que a energia armazenada na biomassa e a na forma de energia biogeoquímica são superiores a 60 e 20 Wm-2 , respectivamente, em uma floresta decídua. Mayer e Holling (2004) reportaram que a energia armazenada na biomassa e a forma biogeoquímica podem ser superiores a 20 Wm-2 para copas de milho e soja, indicando que para vegetação mais densa estes valores podem ser maiores. Assim comparando-os com as forçantes radiativas dos gases atmosféricos de efeito estufa e aerossóis que são menos do que poucos watts por metro quadrado, segundo o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), 2001, estes números são grandes. Justifica-se, então, o estudo do calor armazenado na biomassa e a energia armazenada na forma biogeoquímica em estudos de interação biosfera-atmosfera e mudanças climáticas.

2.3 Modelos de biosfera

Em vários estudos climáticos realizados com modelos numéricos, observa-se que as componentes de superfície são sempre tratadas com maior atenção. Vários esquemas de superfície são utilizados, porém geralmente acoplados a modelos atmosféricos independentes, dificultando a avaliação dos esquemas principalmente a respeito de como estes forçam a atmosfera. Quando se acopla dois esquemas de superfície em um mesmo modelo é possível observar como as forçantes atmosféricas de superfície influenciam nas simulações. Um exemplo de acoplamento de esquemas de superfície foi o trabalho desenvolvido por Delire et al. (2002), no qual utilizou os esquemas LSM e IBIS acoplados ao CCM3, no qual constatou diferenças significativas relacionadas à morfologia e fisiologia da vegetação.

O desenvolvimento dos modelos atmosféricos nas últimas décadas vem sofrendo um grande avanço na modelagem da biosfera, a qual está sendo constantemente modificada pela ação humana. Este tipo de modelagem baseia-se no uso das parametrizações de superfície continentais (PSC). A primeira geração das PSC biofísicas, BATS de Dicknson (1984), e SiB de Sellers et al. (1986), foram estruturadas para melhorar as estimativas das trocas de radiação, umidade, calor sensível e momentum entre a superfície continental e a atmosfera. Para o tratamento climático geralmente acrescenta a parte biogeoquímica, particularmente com os efeitos de CO2 atmosférico, o tratamento do uso da terra e a distribuição das mudanças da vegetação sobre um longo período climático. Dickinson (1984) e Sellers et al. (1986) elaboraram e codificaram as PSC baseando-se nos princípios biofísicos e mostraram que suas implementações nos MCGAs resultaram em melhoria na simulação dos campos continentais da absorção de radiação, evapotranspiração e precipitação.

A busca de melhor entendimento sobre os impactos causados por mudanças da vegetação devida à ação antrópica ou natural no clima, de uma determinada região, tem despertado o interesse da comunidade científica nas últimas décadas (CHARNEY et al., 1977; SUD; FENESSY, 1982; 1984; XUE; SHUKLA, 1993; 1996; DIRMEYER; SHUKLA, 1996; OYAMA, 2002; CORREIA, 2004; SOUZA, 2006). Como consequência, a modelagem numérica da atmosfera está sendo desenvolvida muito rapidamente, incorporando cada vez mais processos físicos, melhorando assim as previsões de tempo e clima.

Embora grande parte dos trabalhos averiguarem os impactos dos biomas no clima, em específico os parâmetros morfológicos e físicos, textura do solo, outros fatores antrópicos de alterações da superfície terrestre também devem ser consideradas, tais como desmatamento, urbanização, emissões de gases do efeito estufa e desertificação (OYAMA, 2002; CORREIA, 2004; SOUZA, 2006). As alterações dos biomas que representam à cobertura da superfície terrestre, são obtidas através do tratamento de

imagens de satélites (LANDSAT) como o trabalho de Sestine et al. (2002), e geralmente são mantidas estáticas durante uma simulação com um determinado modelo numérico e dependendo do tempo de simulação podem gerar resultados com alto grau de incerteza.

A Figura 2.1 mostra a evolução dos modelos de superfície desde a década de 70. Os modelos mais utilizados como as versões do BATS, SIB, LSM, LEAF que trabalham com a interação entre biosfera e atmosfera, mantém os biomas fixos, podendo em alguns modelos variar alguns parâmetros em função do mês e do NDVI. Entretanto, estes parâmetros que variam em função do NDVI podem influenciar diretamente a variação em escala de tempo curta (sazonal), para variação em escala de tempo mais longa é necessário um esquema de vegetação dinâmica que simule os ecossistemas existentes no mundo real, como os apresentados pelos modelos IBIS e CLM3. Desta forma, o esquema de vegetação dinâmica acoplado a um Modelo de Circulação Geral Atmosférico, tem como finalidade avaliar os impactos dos biomas e dos parâmetros biofísicos de superfície no clima global através da previsão das mudanças transientes na estrutura da vegetação através da alteração no balanço de carbono e competição entre plantas dentro do ecossistema terrestre.

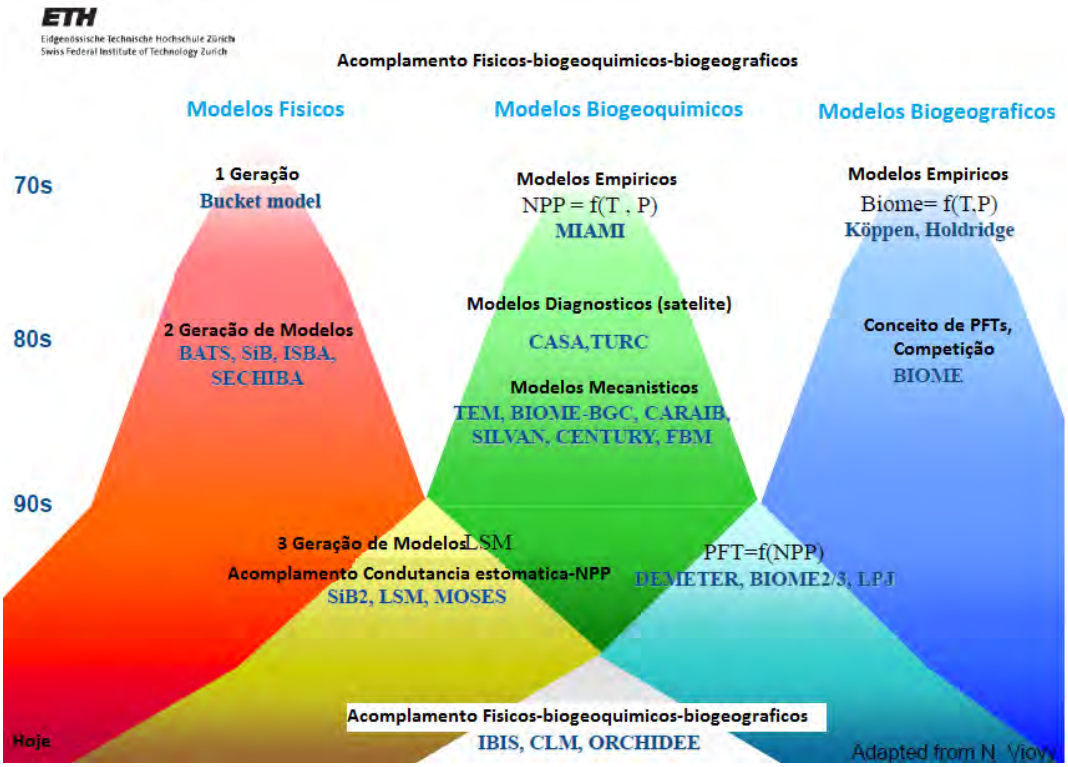


Figura 2.1 – Evolução dos modelos de superfície.

Fonte: Adaptada de IAC (2011).

2.4 Impacto da dinâmica de vegetação

A atmosfera e a biosfera terrestre podem ser consideradas como um sistema acoplado, agindo sobre várias escalas de tempo. Sobre escalas de tempo curtas (segundos a horas), o sistema acoplado é dominado pelos processos rápidos biofísicos e fisiológicos que fazem as trocas de energia, água, dióxido de carbono e momentum entre a atmosfera e a superfície continental. Escalas de tempo intermediárias (dias a meses) incluem processos de mudanças na armazenagem de umidade no solo, mudança na alocação de carbono, e fenômenos da vegetação-fenologia (budburst (germinação, brotamento), leaf-out (perda de folha), senescence (senescência) e dormancy (dormência)). Escalas de tempo longas (sazonal, anual e decadal) podem ter mudança fundamental na cobertura vegetal (distúrbios, uso da terra, e padrão de crescimento das plantas) (FOLEY et al., 2000). Muitos modelos climáticos descrevem os processos biofísicos rápidos

(evapotranspiração, fotossínteses, etc.) que ocorrem na interface continente-atmosfera, mas eles não consideram fenômenos ecológicos de escalas de tempo longas, como a mudança de vegetação devido ao acumulo ou liberação de CO_2.

Durante a última década, vários modelos terrestres em escala regional e global estão sendo desenvolvidos para descrever fenômenos ecológicos, biogeoquímicos e biofísicos do planeta (BONAN, 1995; FOLEY et al., 1996; FRIEND et al., 1997; MELILLO et al., 1993; POTTER et al., 1993; SELLERS et al., 1996). Contudo, a maior parte dos modelos de ecossistema terrestre de grande escala tem sido direcionada em função de dados climáticos médios (médias climáticas de 30 anos), em vez de registro climáticos históricos. Além disso, a maior parte dos grandes modelos de ecossistema opera sem consideração explícita de processos de distúrbios, tais como fogo, insetos herbívoros etc.

Processos ecológicos e biogeoquímicos são altamente sensíveis a variabilidades e distúrbios climáticos. A competição entre espécies de plantas pode ser fortemente afetada por processos altamente variáveis, tais como secas severas e fogo (ASNER et al., 2000; COCHRANE; SCHULZE, 1999) como a ocorrência de estresse variável em favor do rápido crescimento das plantas tais como gramas (BEARD, 1953). Como umas das consequências da variabilidade climática interanual, os distúrbios podem ter um importante papel na determinação do balanço entre os biomas da floresta tropical e savana na região Amazônica (ATTIWILL, 1994; FRELICH; REICH, 1999; JELTSCH et al., 1998; SCHOLES; ARCHER, 1997).

A mudança na estrutura da vegetação e a biogeografia devido à mudança do feedback climático pode alterar o clima através da mudança dos fluxos de energia, umidade e momentum entre o continente e a atmosfera. Os modelos clássicos de processos de

superfície usados com modelos climáticos parametrizam estes fluxos em detalhes. Porém, estes modelos prescrevem a superfície de vegetação e a área foliar através de um conjunto de dados (BONAN et al., 2003). Atualmente vários estudos têm considerado a importância da vegetação como um componente interativo do sistema climático. A interação entre a cobertura vegetal e o clima envolve várias escalas de tempo, variando desde os ciclos diários de energia e de fotossíntese (WOODWARD, 1987) até vários milênios como o ciclo biogeoquímico (CLAUSSEN et al., 1999), e também envolve várias escalas espaciais desde o microclima (AUSSENAC, 2000) a escala dinâmica planetária. A vegetação pode ter impacto sobre fenômenos como frontogêneses (ZIEGLER et al., 1995), eventos convectivos (SUD et al., 1995) e bloqueio de ondas de Rossby (WYPUTTA; MACAVANEY, 2001). O mecanismo e magnitude do acoplamento entre a atmosfera e a dinâmica de vegetação dependem da extensão de perturbação da vegetação, da escala de tempo na qual estas perturbações ocorrem, e da escala espacial na qual a atmosfera responde (CRUCIFIX et al., 2005).

2.5 Transporte de energia através da camada limite

O transporte de energia e qualquer grandeza escalar da superfície para a atmosfera é realizado através dos vórtices turbulentos. Nas parametrizações existentes utiliza-se da física destes vórtices para calcular os coeficientes de difusão turbulenta. Estes coeficientes não são constantes materiais do fluido (ar), mas são propriedades do escoamento turbulento. O mais importante não é que seja uma constante que se assemelhe à viscosidade cinemática, mas porque varia no espaço e no tempo. Assim a sua estimativa pode ser obtida através das leis que regem o escoamento turbulento, que tem na superfície a principal fonte de turbulência. Conhecer melhor a física destes processos é fundamental para auxiliar na análise do balanço de energia e de massa.

Os processos de difusão de energia e de massa estão ligados à superfície através de uma camada limite rasa com forte gradiente vertical de vento, de temperatura e de umidade que podem ser observadas nos experimentos de campo. Esta camada que se estende atmosfera acima entre 10 a 100 metros (dependendo da estabilidade atmosférica) é chamada de camada superficial (Figura 2.2). Há um aumento de velocidade de zero na superfície a 70% do seu máximo valor na camada limite e a direção do vento é aproximadamente constante com a altura.

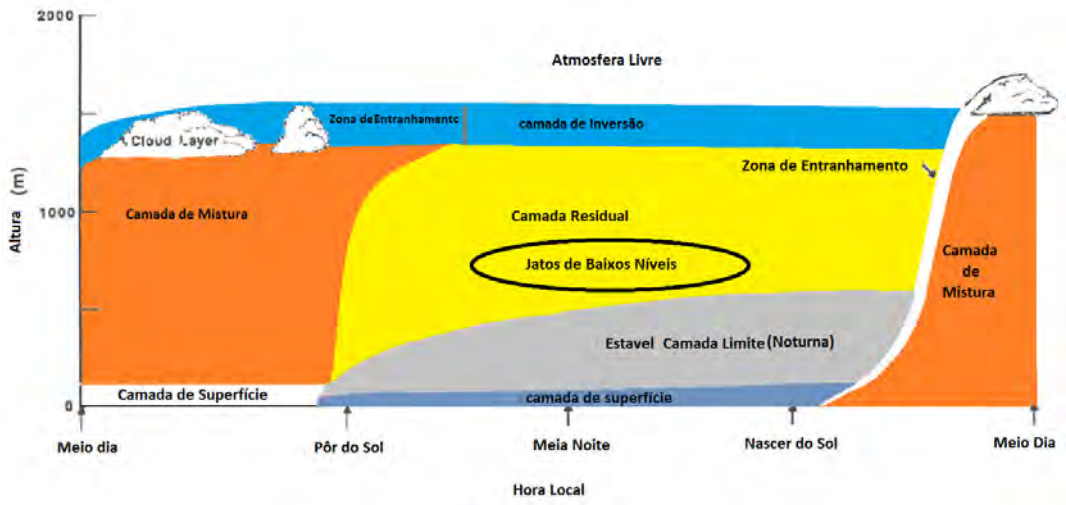


Figura 2.2 - Esquematização da evolução camada limite.
Fonte: Adaptada Stull (1988)

Como a camada superficial é considerada horizontalmente homogênea em média, somente fluxos turbulentos verticais são considerados. Portanto, o tensor de stress de Reynolds se reduz para as componentes $\overline{w'u'}$ e $\overline{w'v'}$, o fluxo turbulento de calor se reduz a $\overline{w'\ '}$ e o fluxo turbulento de massa se reduz a $\overline{w'C'}$ (BUSINGER et al., 1971; DYER, 1974; YAGLOM, 1977). Na camada de superfície, os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes com a altura. Os fluxos turbulentos como definidos acima são usualmente relacionados a valores característicos para velocidade u_*, temperatura $_*$ e umidade q_* (BUSINGER et al., 1971; DYER, 1974; YAGLOM, 1977) na seguinte forma:

$$u_* = \left(\overline{w'u'}^2 + \overline{w'v'}^2\right)^{\frac{1}{4}} \tag{2.1}$$

$$_* = -\frac{\overline{w'\ '}^2}{u_*} \tag{2.2}$$

$$q_* = -\frac{\overline{w'q'}^2}{u_*} \tag{2.3}$$

onde u_* é chamado de velocidade de fricção.

Usando as relações acima um comprimento característico pode ser definido que é uma medida da estabilidade estática da camada superficial sendo chamada de comprimento de Monin-Obukhov:

$$L = -\frac{u_*^3}{k\frac{g}{\ }\overline{w'q'}} \tag{2.4}$$

onde g é a gravidade e k é a constante de Von Karman. Portanto, o fluxo de temperatura $\overline{w'\ '}$ é relacionado ao gradiente vertical de temperatura $\frac{\partial}{\partial z}$ através da relação de transferência via gradiente, e assim a estabilidade estática da camada superficial pode ser definida, como:

$$\frac{1}{L} > 0, \quad \frac{\partial^{-}}{\partial z} > 0 \ \Rightarrow \textit{estratificação estável} \tag{2.5}$$

$$\frac{1}{L} = 0, \quad \frac{\partial \overline{}}{\partial z} = 0 \;\; => \textit{estratificação neutra} \tag{2.6}$$

$$\frac{1}{L} < 0, \quad \frac{\partial \overline{}}{\partial z} < 0 \;\; => \textit{estratificação instável} \tag{2.7}$$

Portanto, a estabilidade da camada de superfície é definida através de grandezas que são independentes da altura, nas equações 2.4, 2.5, 2,6 e 2.7. Estas equações de leis de similaridade, postulado por Monin e Obukhov (1954), podem ser estruturadas para a camada superficial na forma dimensional:

$$\frac{kz\partial \overline{u}}{u_* \partial z} = {}_m\left(\frac{z}{L}\right) \tag{2.8}$$

$$\frac{kz\partial \overline{}}{{}_* \partial z} = {}_h\left(\frac{z}{L}\right) \tag{2.9}$$

$$\frac{kz\partial \overline{q}}{q_* \partial z} = {}_w\left(\frac{z}{L}\right) \tag{2.10}$$

As funções universais ${}_m$, ${}_h$ e ${}_w$ têm sido determinadas através de observações. Isto foi feito extensivamente durante as ultimas décadas. Os principais exemplos podem ser encontrados nos trabalhos como Businger et al (1971), Dyer (1974) , Yaglom (1977) e Mc Bean (1979). Embora muitos experimentos observacionais tenham sido realizados, não há uma concordância geral com os valores exatos das funções . A maior parte dos dados pode ser ajustada para funções analíticas como as dadas por:

(a) estratificação instável $\frac{z}{L} < 0$.

$$_{m} = \left(1 - \ _{m}\frac{z}{L}\right)^{-\frac{1}{4}} \tag{2.11}$$

$$_{h} = \ _{h}\left(1 - \ _{h}\frac{z}{L}\right)^{-\frac{1}{2}} \tag{2.12}$$

$$_{w} = \ _{w}\left(1 - \ _{w}\frac{z}{L}\right)^{-\frac{1}{2}} \tag{2.13}$$

(b) Estratificação estável $\frac{z}{L} > 0$.

$$_{m} = 1 - \ _{m}\frac{z}{L} \tag{2.14}$$

$$_{h} = \ _{h} - \ _{h}\frac{z}{L} \tag{2.15}$$

$$_{w} = \ _{w} - \ _{w}\frac{z}{L} \tag{2.16}$$

(c) Para a estratificação neutra a função pode ser derivada quando $\frac{z}{L} = 0$. Vários autores estimaram os valores para as constantes usadas nas equações acima (DYER, 1974; YAGLON, 1977; ETLING, 1987). Com um conjunto grande de dados, Businger et al. (1971) e Dyer (1974) propuseram os seguintes valores:

$k = 0.35,\quad _{h} = 0.74,\quad _{m} = 15,\quad _{h}, w = 9,\quad _{m} = 4.7,\quad _{h,w} = 4.7$

$k = 0.41,\quad _{h} = 1,\quad _{m} = 16,\quad _{h,w} = 16,\quad _{m} = 5,\quad _{h,w} = 5$

Das leis da similaridade pode-se conseguir também informação sobre os coeficientes de difusividade turbulenta K_m, K_h e K_w na camada de superfície:

$$K_m(z) = ku_* z \;{}_m^{-1} \tag{2.17}$$

$$K_h(z) = ku_* z \;{}_k^{-1} \tag{2.18}$$

$$K_w(z) = ku_* z \;{}_w^{-1} \tag{2.19}$$

Para estratificação neutra K_m aumenta linearmente com a altura. O coeficiente de difusividade para o vapor de água K_w é considerado ser igual a K_h. Nesta análise para a obtenção do coeficiente de difusão na superfície considera-se que a difusão depende muito do escoamento superficial e assim, obtém-se um ajuste ou outras formas de parametrização que auxilie na compreensão do transporte de energia e massa.

Atualmente existem várias parametrizações de camada limite que utilizam várias formas de fechamento que definem o coeficiente de difusão utilizando diferentes esquemas e fórmulas analíticas, como os esquemas de Mellor e Yamada (1974) e o de Hostlag e Boville (1992) entre outros. Muitos parâmetros utilizados no esquema de Mellor e Yamada são obtidos em laboratório ao contrario do esquema de Hostlag e Boville (1992) obtidos observacionalmente como descrito pelas equações acima.

Sendo responsável pelo transporte de energia e massa o coeficiente difusão impacta também no regime de precipitação, principalmente em simulações climáticas (HOSTLAG; BOVILLE, 1992). Introduzir um esquema como o de Hostlag e Boville

(1992) em um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) será muito útil, pois tenderá a representar melhor as condições de campo.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados que foram utilizados durante este trabalho, na análise dos resultados e para validação das simulações são:

- A série de dados de precipitação que serão utilizados na validação das simulações será utilizada a série temporal de 1998 a 2007 dos dados de estimativa de precipitação Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). A série de estimativa de precipitação baseado na base de dados TRMM, que é disponibilizada aproximadamente em tempo real. A estimativa de precipitação é fornecida sobre uma grade global com resolução de 0,25° x 0,25° de 50N a 50S. A calibração do TRMM agrega todas as estimativas de precipitação disponíveis (TMI, AMSR-E, SSM/I, e AMSU-B acumulados a cada 3 horas). Estes dados estão disponíveis em: ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged.

- Para avaliar o campo de precipitação em uma malha será utilizada a série temporal de 1981 a 2008 dos dados precipitação do GPCP Version 2 Monthly Satellite-Gauge Precipitation Data Set (GPCP) disponível em: http://precip.gsfc.nasa.gov/, na resolução de 2,5 graus em uma grade global de 88,75N a 88,74S e 1,25E a 358W descritos em ADLER et al. (2003).

- Serão utilizados os dados de Produção Primaria Global (Global Primary Production Data Initiative (GPPDI)) e dados de produção primária liquida Gridded Net Primary Production (NPP) da International Satellite Land Surface Climatology Project ISLSCP2 descritos em Olson, et al. (2001) e Zheng, et al. (2002). Os dados estão disponíveis em http://islscp2.sesda.com/ISLSCP2_1/html_pages/data_scale.html ou em http://www.gewex.org/datasets.html na resolução de 0,5 graus em uma grade global para a validação do NPP produzido no clima presente. Também o dado estimado de produção primária liquida obtido do sensor Moderate Resolution Imaging

Spectroradiometer (MODIS), presente nos satélites da NASA (Terra e Aqua) (JUSTICE et al., 2002 , RUNNING et al., 2004)

- Para a validação do estado da atmosfera serão utilizados os dados de análise do NCEP-NCAR descrito em Kalnay et al. (1996) e com os dados de reanálise ERA-40 e ERA-INTERIM do ECMWF, ambos com resolução de 1,250 x 1,250 graus, para o período que representa o clima do presente. Os valores médio mensais de altura geopotencial e das componentes zonal e meridional do vento e os dados diários dessas mesmas componentes do vento para os níveis de 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 e 200hPa da reanálise do NCEP/NCAR e do ECMWF estão disponíveis em: http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/ e no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos CPTEC, respectivamente.

- Dados de temperatura de superfície do mar climatológica (sstaoi) e observada (sstmtd), utilizada como condição de contorno inferior sobre os oceanos, disponíveis em: http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis/.

- Para ajustar o coeficiente de difusão sobre diferentes situações atmosféricas serão utilizados os dados de sondagens do projeto SALLJS para o ano de 2003 (VERA et al., 2006).

3.2 Metodologia

A metodologia empregada neste trabalho utiliza da base de dados (radiossondagens, precipitação, produção primária líquida, dados de análise e reanálise) para validar as implementações realizadas no MCGA-CPTEC/INPE e estudar o impacto do armazenamento de energia na superfície (balanço entre as componentes radiativas e as componentes dos fluxos de calor latente e sensível e calor no solo) na variabilidade da precipitação. As implementações realizadas tem como função fornecer informações e averiguar o impacto de diferentes processos físicos de superfície nas trocas de energia

entre a superfície e a atmosfera. Os modelos, método de acoplamento, descrição dos experimentos e as técnicas estatísticas usadas na análise estão descritas nos próximos itens.

3.2.1 Modelo global do CPTEC/INPE

O Modelo Global do CPTEC/INPE tem sua origem no modelo do NCEP/USA. Esse modelo foi transferido ao Center for Ocean, Land and Atmosphere Studies (COLA/USA) (BONATTI, 1996). As equações do modelo são escritas na forma espectral e as equações do movimento horizontal são transformadas nas equações da vorticidade e da divergência, facilitando tanto o tratamento espectral quanto a implantação do método semi-implícito de integração no tempo. Existe também um esquema de inicialização que utiliza os modos normais do modelo linearizado sobre um estado básico em repouso e com temperatura em função apenas da vertical. Essa inicialização inclui os termos referentes aos processos diabático.

Na Figura 3.1 estão representados esquematicamente as componentes do MCGA-CPTEC/INPE e as componentes que estão sendo inseridas neste estudo. O módulo de camada limite é importante, pois é a parametrização que baseada na turbulência atmosférica devido ao arrasto com a superfície transporta verticalmente calor e umidade da superfície para a atmosfera livre. O módulo de superfície é responsável pelo armazenamento dos fluxos de energia. O MCGA-CPTEC/INPE é constituído também pelo módulo dinâmico, o qual possui dinâmica espectral euleriana e a semilagrangeana (BARROS, S. 2006 – COMUNICAÇÃO PESSOAL).

A dinâmica espectral euleriana foi reescrita e tornou-se mais eficiente computacionalmente e na semilagrangeana pode-se utilizar um passo de tempo Δt até três vezes maior do que o da dinâmica euleriana. Outra contribuição é a implementação

da grade reduzida utilizada para alta resolução do modelo, onde o número de longitudes por latitude varia com a latitude (BARROS, S. 2006 – COMUNICAÇÃO PESSOAL). Isso proporciona a redução de cálculos nos pontos próximos ao pólo sem degradar a previsibilidade do modelo.

O módulo de convecção contém a convecção rasa e profunda. A convecção rasa implementada é a de Tiedke e de Souza e a convecção profunda que está implementada a parametrização de Grell, Kuo e Arakawa. O módulo de radiação implementado contém a radiação de onda curta de Lacis e Hansen, CliRAD, e UKMET e de onda longa de Hashvanadam e UKMET. Os módulos de Química, Gelo Marinho, Hidrologia de rios estão sendo implementados. O módulo oceânico faz parte do modelo que está acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE.

Figura 3.1 - Estrutura esquemática do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera do CPTEC.

O módulo de superfície original do MCGA-CPTEC/INPE continha somente o esquema de parametrização do SSiB e neste trabalho foram inserido mais dois esquemas: o SIB2 e o IBIS, que são a terceira e a 4 geração de modelo de superfície, como apresentado na Figura 3.2. Maiores detalhes sobre estes esquemas estão descritas secções seguintes.

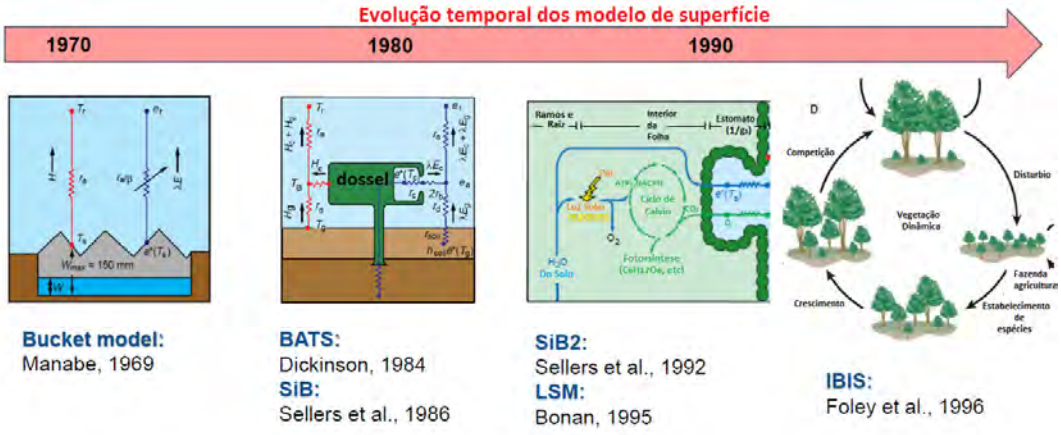


Figura 3.2 - Evolução dos esquemas de superfície.

Fonte: Adaptada de IAC (2011).

O novo modelo global está sendo desenvolvido no CPTEC desde 2002, visando a modernização do sistema e a eficiência computacional. As novas funcionalidades do sistema permitem maior flexibilidade ao usuário na escolha da resolução do modelo e dos esquemas físicos tratados por ele. Isso ocorre apenas por meio de um chaveamento, eliminando o processo de nova compilação. Visando a portabilidade do modelo para outras máquinas, muito esforço foi aplicado no desenvolvimento do modelo para máquinas escalares, massivamente paralelos, apesar de o desenvolvimento principal ter sido feito na máquina vetorial NEC/SX6. Contudo, já foi testado com sucesso em diversas máquinas escalares, inclusive em clusters de PC's e agora no Cray/XE6 do INPE.

O novo modelo utilizou a física da versão anterior, porém foi otimizado para o supercomputador NEC-SX6. Entretanto, incluiu novos esquemas de convecção e radiação: a) esquema de convecção profunda (GRELL et al., 2002; GRELL et al., 1993) e esquema de convecção rasa (SOUZA, 1999); b) esquema de radiação de ondas curtas CLIRAD-SW (CHOU; SUAREZ, 1996 modificado por Tarasova e Fomin 2000) que foi inserida por Tarasova et al. (2006). Atualmente o novo modelo global está operacional no CPTEC com resolução de aproximadamente 44 km (equivalente à resolução

espectral com Truncamento Quadrático para a onda 299 e 64 níveis vertical sigma (TQ0299L64)) com 10 dias de previsão, rodando em 32 processadores em aproximadamente 2 horas de processamento. Kubota (2006) verificou o desempenho do modelo num estudo de caso (Furacão Catarina) onde se obteve resultados satisfatórios.

3.2.1.1 Modelo integrated biosphere simulator (IBIS)

De acordo com Pollard e Thompson (1997), o modelo de superfície *Integrated Biosphere Simulator* (IBIS), descrito em Foley et al.(1996) e Kucharik et al.(2000) é baseado no *Land-Surface Transfer Model* (LSX), sendo este responsável pelos processos físicos relacionada a superfície continental. O LSX foi elaborado baseando-se nas versões anteriores do BATS (DICKINSON et al, 1986) e do SiB (SELLERS et al. 1986) e inclui a maior parte das componentes do SiB mas sem as complexidades numéricas. Possui duas copas de árvore (a superior representa a copa compostas de árvores, enquanto a inferior representa a copa que inclui gramas e arbustos) e pode ser especificado em cada ponto de grade. Os fluxos radiativos e turbulentos através das duas camadas de copa até o solo ou superfície de neve são parametrizados. A chuva ou neve pode ser interceptada pela vegetação e posteriormente escorrer até o solo. Atributos da vegetação tais como índice de área foliar, fração de cobertura, albedo da folha, etc. são obtidos do conjunto global de dados de Dorman e Sellers (1989).

A taxa de transpiração das folhas verdes no dossel entra nas principais equações do LSX em cada passo de tempo, onde a resistência estomatal é parametrizada em função das espécies das classes de plantas, temperatura da folha, radiação solar visível incidente nas folhas e o déficit de pressão de vapor. É também limitada por uma taxa de absorção máxima de água no solo, que depende da umidade nas camadas de solo. Portanto, a resistência estomatal é parametrizado em função de várias variáveis ambientais.

O IBIS possui um modelo de solo com oito camadas de solo (para simular a temperatura do solo, conteúdo de água e gelo) A espessura total do solo estende por 12 metros para melhor simular a profundidade do sistema de raiz das plantas tropicais, com a espessura das camadas crescente a partir de 5 cm na parte superior a 2,5 metros na parte inferior. O calor é difundido de forma linear e a umidade do solo é difundida por processo altamente não linear (CLAPP; HORNBERGER, 1978). O escoamento superficial ocorre quando a evaporação menos a taxa de precipitação exceder a taxa de infiltração máxima possível. A umidade do solo é removida de cada camada que contém as raízes das plantas para fornecer a taxa de transpiração. O solo congelado é previsto para cada camada de solo, o calor latente de fusão e as quantidades de gelo e liquido são representados explicitamente. O IBIS também possui um modelo de neve de três camadas usada para cobertura de neve no solo e gelo marinho. O calor é difundido linearmente através da neve, sendo que, a mudança da espessura total é alterada devido ao derretimento da neve e precipitação de neve sobre as camadas superiores. A fração coberta de neve é controlada impondo uma espessura mínima de neve de 15 cm e ajustando a fração de área para conservar a massa.

O modelo de vegetação dinâmica (IBIS) representa uma modelagem aproximada de uma ampla variação de ecossistemas e processos de superfície continental. Os vários sub-modelos do IBIS facilitam simular os diferentes processos físicos em diferentes escalas de tempo. Além dos módulos de superfície continental que simulam os fluxos de energia, água, carbono e momentum do sistema solo-vegetação-atmosfera em escalas de tempo relativamente curta (passo de tempo de 60 segundos), o IBIS possui o módulo de vegetação dinâmica que inclui o de armazenamento de carbono no solo e a mudança de vegetação em escala de tempo mensal e anual.

O sub-modelo também inclui formulações fisiológicas baseadas nas fotossínteses C3 e C4 (COLLATZ et al., 1991; COLLATZ et al., 1992; FARQUAR et al., 1980), condutância estomatal (BALL, 1988; LEUNING, 1995; LLOYD; FARQUHAR, 1994)

e respiração (AMTHOR, 1984; RYAN et al., 1995) para estimular os processos de trocas. O módulo de fenologia da vegetação simula fenômenos tal como crescimento, a dormência, e a queda das folhas. A mudança na estrutura da vegetação natural no tempo é considerada usando um simples método onde a competição é caracterizada pela habilidade das plantas em capturar a luz e a água das fontes disponíveis (radiação solar, precipitação, umidade do solo) que ajudam a fixar carbono na planta. O módulo de vegetação dinâmica simula seis formas básicas de competição entre as copas inferior e superior: mata com plantas altas (árvores) tem habilidade em capturar a luz primeiramente aos arbustos fechados e grama, por outro lado a raiz rasa dos arbustos e grama tem a preferência para absorver a umidade antes que infiltre no solo. A competição entre plantas de mesma camada de copa é guiada pela diferença no balanço anual de carbono resultante da diferença da estratégia ecológica, incluindo a diferença na alocação, fenologia ("everygreen" e "decídua"), forma da folha ("needle leaf" e "broad leaf") e do caminho fotossintético (C3 e C4).

O IBIS inclui também um sub-modelo biogeoquímico do solo que considera o escoamento de carbono e nitrogênio através da vegetação, detritos e matéria orgânica no solo. Este submodelo segue as características do modelo CENTURY (PARTON et al., 1993) e o modelo biogeoquímico de Verberne et al. (1990). Como a temperatura do solo, umidade, gelo são explicitamente simulados por um modelo físico e a biomassa microbial do solo é simulado em função das características físicas do solo e o conteúdo de matéria orgânica total.

3.2.1.2 Modelo biosférico simples simplificado (Simplified Simple Biophere Model - SSiB)

O SSiB é uma versão simplificada do SiB original (SELLERS et al., 1986), sendo biofisicamente um modelo baseado nas interações de superfície-atmosfera (XUE et al.,

1991; 1996b; 1996d). A intensão é simular realisticamente o controle dos processos biofísicos e fornecer os fluxos de radiação, momentum, calor sensível e calor latente para os modelos atmosféricos. O SSiB consiste de 3 camadas de solo, uma camada de vegetação. O modelo prognóstica (umidade do solo, a fração de conteúdo de água relativa a saturação) para as três camadas de solo, temperatura da copa (Tc, K), temperatura próxima a camada de solo (Tgs, K) e da camada de solo mais profunda (Td,K), profundidade de neve sobre o solo (Wg,m) e água interceptada sobre a copa (Wc,m). O método de Deardorff de "force-restore" é usado para prognosticar as variáveis de resposta rápida (superfície), resposta lenta (camada de solo mais profunda) e temperatura do solo.

No modelo de solo, o movimento da água é descrito por aproximação de diferenças finitas da equação de difusão. As camadas de solo recebem a água da precipitação e derretimento da neve, e fornece a água para a evaporação do solo e transpiração das copas das plantas. O escoamento superficial (runoff) e a drenagem são produzidos na camada de solo de superfície e a mais profunda, respectivamente. Com relação aos fluxos de momentum, calor e umidade sobre o continente a parametrização utilizada é mais sofisticada. O esquema de superfície sobre o continente considera uma variedade de diferentes tipos de vegetação, solo, formação geográfica. O SSiB (XUE et. al., 1991; 1996) apesar de ser um modelo bem simplificado possui muitos processos físicos que representam bem a interação entre a superfície continental e a atmosfera. Portanto, os principais processos representados pelo SSIB são: absorção seletiva da radiação fotossintéticamente ativa (PAR); resistência da raiz e estômato ao fluxo de vapor de agua do solo para a atmosfera; armazenamento, drenagem e evaporação da precipitação e orvalho interceptado das superfícies das plantas; "runoff" do excesso de precipitação e drenagem de água no solo; efeito térmico e radiativo da cobertura de neve sobre o solo e superfície das copas; e a influencia de diferentes morfologias das plantas como o comprimento de rugosidade e por consequência a transferência de momentum, calor e umidade entre os continentes e a atmosfera.

3.2.1.3 O modelo SiB2

O SiB original usa formulações no cálculo de transferência de turbulência e propriedades de refletância da vegetação de superfície em função do índice de área da folha, morfologia da copa e elementos da vegetação e propriedades óticas do solo. As expressões empíricas são usadas para calcular a resistência da transpiração da copa como uma função do LAI, tipo de vegetação, e condições ambientais (luz, umidade do solo, temperatura, umidade). Foi incluído um modelo de fotossíntese-condutância mais realístico para descrever a transferência simultânea de CO_2 e o conteúdo de água de dentro para fora da folha, respectivamente. Há a possibilidade de incluir dados de satélites para descrever a fenologia da vegetação, através de um simples índice de razão de vegetação (SR) que é obtido de dados do Advanced Very Higth Resolution Radiometer (AVHRR) sensor acoplado na série NOAA de satélites meteorológico, e são usados para derivar uma série de campos como: fração de radiação fotossinteticamente ativa absorvida pela copa verde da vegetação (FPAR), o total de índice de área da folha LAI (Lr), e a fração verde da copa (N). O FPAR é usado diretamente no cálculo da fotossíntese e condutância, enquanto o Lr é usado na especificação da transferência turbulenta da superfície continental e propriedades de refletância. Foi modificado o submodelo hidrológico para fornecer uma melhor descrição da base do escoamento e maior realidade no cálculo das trocas entre camadas dentro do perfil de solo. Uma subgrade foi incorporada para a representação do derretimento de neve, que fornece uma rápida transição térmica quando a área coberta de neve é fina e está decrescendo. Para acomodar as mudanças descritas a estrutura de copa de duas camadas usada no SiB original foi reduzida em uma simples copa no SiB2.

3.2.1.4 O acoplamento do módulo de superfície com o MCGA-CPTEC/INPE

Os módulos de superfície e camada limite são responsáveis pelas interações não lineares que o escoamento atmosférico tem com a superfície da Terra. Estas interações afetam

diretamente as equações de momentum, termodinâmica e de escalar como o de umidade especifica (Figura 3.2). O MCGA-CPTEC/INPE fornece os campos atmosféricos de temperatura, umidade momentum e pressão e junto com as componentes radiativas do módulo de radiação (radiação de onda curta e longa) e as componentes do módulo de convecção (precipitação convectiva e de larga escala), geram turbulência mecânica e termodinâmica que são responsáveis pelos fluxos de momentum, calor e umidade da superfície. Estes fluxos são transferidos para a atmosfera através do módulo de camada limite. Várias formulações numéricas são utilizadas por diferentes modelos. No MCGA-CPTEC/INPE esta difusão é realizada pelo esquema de Mellor e Yamada (1982). Neste esquema os sistemas de equações são resolvidos pelo método de Gauss, sendo que a resolução é numericamente dividida em duas partes: uma resolvida antes e depois do módulo de superfície.

A primeira parte calcula alguns termos utilizados pelo módulo de superfície para o cálculo dos fluxos e da tendência na primeira camada. E a segunda parte finaliza os cálculos das tendências nas demais camadas. Este método de resolução é limitado, pois a camada limite fica numericamente amarrada no modelo de superfície (equações 3.1, 3.2e 3.3). O método utilizado por Hostlag e Boville é bem mais eficiente, pois quem calcula as tendências na primeira camada do modelo é o módulo de camada limite. O método só necessita dos fluxos de momentum, calor, umidade, campos relacionados à turbulência e os campos prognosticados de superfície, tais como a temperatura e umidade de superfície. Isso evita a invocação do módulo de camada limite em duas partes, facilitando o acoplamento de diferentes esquemas de superfície sem grandes modificações na estrutura do código do modelo.

$$\frac{\partial \overline{V}}{\partial t} + \overline{V} \cdot \nabla \overline{V} = -\frac{\nabla P}{} - 2\overline{\Omega} \times \overline{V} + g + \overline{F_v} \tag{3.1}$$

$$C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \overline{V} \cdot \nabla T \right) = -\frac{1}{} \frac{dP}{dt} + Q + F_T \tag{3.2}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \overline{V} \cdot \nabla q = \frac{S_q}{} + F_q \tag{3.3}$$

Para não perder as características do esquema de Mellor e Yamada e a eficiência do método numérico de resolução do sistema de equações no esquema de camada limites de Hostlag e Boville, optou-se por modificar o esquema de Hostslag e Boville para que este esquema pudesse receber diferentes formas de parametrização dos coeficientes de difusão. Como a física utilizada na camada limite é toda direcionada para o cálculo destes coeficientes, a inclusão de diferentes coeficientes de difusão no esquema de Hostlag Boville modificado traz toda a física utilizada em sua formulação.

No esquema modificado de Hostlag Boville foram implementadas as parametrizações dos coeficientes de difusão utilizadas pelo esquema de Mellor e Yamada de fechamento de 1ª ordem, utilizadas no MCGA-CPTEC/INPE e as parametrizações dos coeficientes de difusão de Mellor e Yamada de fechamento de ordem 2.5, onde os coeficientes de difusão são baseados no prognóstico da energia cinética turbulenta ao contrário do fechamento de 1ª ordem de Mellor e Yamada, que parametriza os coeficientes de difusão em função do comprimento de mistura. Além da possibilidade de utilizar diferentes coeficientes de difusão, o esquema modificado de Hostlag e Boville também pode ser utilizado com os coeficientes simultaneamente, dando um peso para cada coeficiente como mostrado na equação 3.4.

$$K_m = w_1 K_{m_{MY}} + w_2 K_{m_{TKE}} + w_3 K_{m_{HB}} \tag{3.4}$$

O método de utilizar os pesos, não considera as situações de instabilidade atmosférica, algo que pode ser muito importante nas definições dos pesos. Os pesos neste trabalho são pré-definido, por isso impõem-se os pesos igualmente para todos os pontos de grade do modelo.

3.2.2 EOF

As análises de Funções Ortogonais Empíricas (EOF) padrão e os rotacionados são amplamente utilizados em pesquisas climáticas. Nos últimos anos tem havido vários estudos em que as análises de EOF foram utilizadas para destacar possíveis mecanismos físicos associados com a variabilidade climática. Análise de EOF determina um conjunto de funções ortogonais que caracteriza a co-variabilidade de séries temporais de um conjunto de pontos de grade. A EOF-1 é uma série temporal de índice, que produz mapas de regressão/correlação com as mais fortes amplitudes globais de variabilidade. A EOF-2 é uma série temporal de índice, que produz mapas de regressão/correlação com as mais fortes amplitudes globais de variabilidade, após a variabilidade associada com a EOF-1 ser subtraída dos dados. E assim por diante para EOF 3, 4 etc. Na Análise de EOF padrão, assume-se que os modos são ortogonais no espaço e no tempo, e que o primeiro modo maximiza a variância sobre todo o conjunto de dados. Aplicando-se o critério de rotação VARIMAX nas EOFs, encontram os modos que são mais localizados no espaço em relação os modos padrão das EOF (Kaiser, 1958). Neste trabalho, nas análises espaciais de EOFs foi aplicado o critério de rotação VARIMAX nas EOFs.

Além das análises espaciais foi realizada a análise de componentes principais (PCA), que é uma técnica estatística poderosa que pode ser utilizada para redução do número de variáveis e para fornecer uma visão estatisticamente privilegiada do conjunto de dados. A análise de componentes principais fornece as ferramentas adequadas para identificar as variáveis mais importantes no espaço das componentes principais. As componentes principais são as novas variáveis geradas através de uma transformação matemática especial realizada sobre as variáveis originais. Esta operação matemática está disponível em diversos softwares estatísticos especializados. Cada componente principal é uma combinação linear de todas as variáveis originais. Por exemplo, um sistema com oito variáveis, após a transformação, terá oito componentes principais. Cada uma destas componentes principais, por sua vez, será escrita como uma combinação linear das oito

variáveis originais. Nestas combinações, cada variável terá uma importância ou peso diferente.

Coeficientes de correlação tendem a ser de menor confiabilidade quando faz cálculos baseados em amostra pequenas. Em geral, o mínimo é ter cinco casos pelo menos para cada variável observada. Dados perdidos precisam ser analisados para prover as melhores relações possíveis entre variáveis. Podem-se ajustar dados perdidos através de técnicas de regressão, os dados ajustados resultam em correlações melhores e evitam resultados indesejados. Duas são as características das componentes principais que as tornam mais efetivas que as variáveis originais para a análise do conjunto das amostras (PRADO, P. I., et al., 2002). As variáveis podem guardar entre si correlações que são suprimidas nas componentes principais. Ou seja, as componentes principais são ortogonais entre si. Deste modo, cada componente principal traz uma informação estatística diferente das outras.

A segunda característica importante é decorrente do processo matemático-estatístico de geração de cada componente que maximiza a informação estatística para cada uma das coordenadas que estão sendo criadas. As variáveis originais têm a mesma importância estatística, enquanto que as componentes principais têm importância estatística decrescente. Ou seja, as primeiras componentes principais são tão mais importantes que podemos até desprezar as demais. Destas características podemos compreender como a análise de componentes principais: a) podem ser analisadas separadamente devido à ortogonalidade, servindo para interpretar o peso das variáveis originais na combinação das componentes principais mais importantes b) podem servir para visualizar o conjunto da amostra apenas pelo gráfico das duas primeiras componentes principais, que detêm maior parte da informação estatística.

Neste trabalho, para saber qual relação existente entre a variáveis utiliza-se a técnica de análise de componentes principais, baseada na estrutura da matriz variância-covariância de um conjunto de p variáveis, através de k (k < p) combinações destas variáveis. O conjunto de variáveis originais é transformado em um novo conjunto de variáveis não correlacionadas chamadas componentes principais Y_n. A primeira componente principal é a combinação linear normalizada com variância máxima. Seu objetivo é em geral: (1) reduzir o número de variáveis e (2) analisar quais conjuntos de variáveis explicam a maior parte da variabilidade total, revelando que tipo de relacionamento existente entre elas (DALMOLIN, 2003; SILVA; PADOVANI, 2006). Estatisticamente a primeira componente principal Y_1 fornece a mínima distância entre as variáveis e Y_2 e também a máxima distância possível entre as variáveis. Esta separação é encontrada na direção fornecida pela orientação da componente Y_1, ou seja, a máxima variância $_1$ (Autovalor) se encontra nesta direção (MORAES, 2001), como mostrada na Figura 3.4.

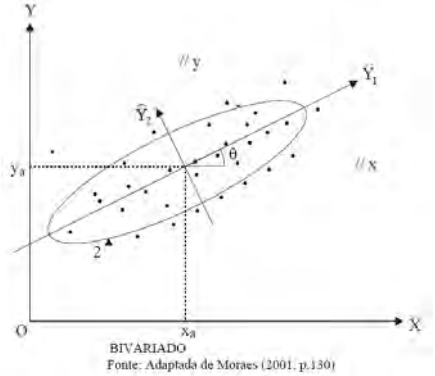


Figura 3.4 - Ilustração gráfica de duas primeiras componentes principais.

3.2.3 Ondeleta

A grande maioria das observações e simulações de processos e regimes não-lineares na natureza é registrada a partir de uma Série Temporal (ST). A Transformada de Ondeletas (TO) se tornou uma ferramenta comum, para a análise de variações locais de energia dentro de uma ST, pela decomposição da mesma em tempo-frequência-espaço.

A TO é capaz de determinar os modos dominantes de variabilidade e, como estes modos variam no decorrer do tempo. A TO tem sido usada em numerosos estudos em meteorologia e geofísica, como convecção tropical (WENG; LAU, 1994), o ENSO (GU; PHILANDER, 1995), frentes frias atmosféricas (GAMAGE; BLUMEN, 1993), estruturas coerentes em fluxos turbulentos (FARGE, 1992), turbulência atmosférica (RODRIGUES NETO et al., 2001), processamento de sinais (VERTELI; HERLEY, 1992), sistemas hidrológicos (RIGOZO et al, 1998), Geofísica Espacial (BOLZAN, 2005). Uma completa descrição de aplicações geofísicas pode ser encontrada em (FOUFOULA-GEORGIO; KUMAR, 1995), enquanto o tratamento teórico de análise em ondaleta é dado em (DAUBECHIES, 1992).

A Figura 3.5 mostra um exemplo de um "pacote" de onda, de duração finita e com uma frequência específica. Pode-se imaginar em usar esta forma como uma função janela para a análise da variância. É justamente esta função que é chamada de 'ONDELETA'. A ondeleta tem a vantagem de incorporar uma onda de certo período e possuir extensão finita. Além disso, uma função para ser admissível como uma ondeleta precisa ter média zero e estar localizada tanto no espaço de tempo e de frequência (TORRENCE; COMPO, 1998). De fato, a ondeleta mostrada na Figura 3.5, a qual é chamada de ondeleta de Morlet, nada mais é do que uma onda seno multiplicada por um envelope Gaussiano.

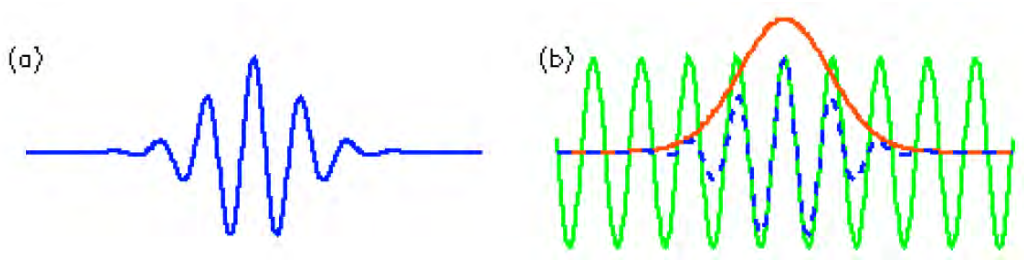


Figura 3.5 - Ondeleta de Morlet, de largura e amplitude arbitrárias (a) Construção da ondeleta de Morlet (linha azul tracejada) coma a curva seno (linha verde) modulada por uma gaussiana. (em vermelho) adaptada de Torrence e Compo (b).

Fonte: Torrence; Compo (1998).

Pode-se variar a “escala” da ondeleta mudando a sua **largura**. Esta é a real vantagem da análise de ondeleta em relação ao espectro móvel de Fourier. Para uma janela de certa largura, deslizar a Transformada de Fourier Rápida (FFT) é ajustar diferentes números de onda, isto é, pode haver muitas ondas de alta-frequência dentro da janela, enquanto na mesma janela podem apenas conter algumas poucas (ou menos que uma) onda de baixa-frequência. A análise de ondeleta sempre usa uma onda com a mesma forma. Apenas o tamanho das escala aumenta ou diminui com o tamanho da janela. Para visualizar melhor o significado de ondeleta, imagine-se que a forma da ondeleta seja fixada que seu tamanho seja amplificado. A Ondeleta de Morlet é definida como o produto entre uma onda exponencial complexa e um envelope gaussiano.

$$_{o}\left(\quad \right) = \quad ^{\frac{-1}{4}} e^{i\Omega_0} \; e^{\frac{- \quad ^2}{2}} \tag{3.5}$$

Onde é o valor da ondeleta para um parâmetro de tempo não-dimensional e Ω_0 é a frequência (TORRENCE; COMPO, 1998). O envelope gaussiano é definido pela segunda exponencial do produto da equação 3.5, enquanto a onda exponencial complexa é a primeira exponencial.

3.2.3.1 Como mudar o tamanho global e como ‘deslizar’ a ondeleta no tempo

A transformação em escala da ondeleta (também chamada de “scaled wavelet” – ondeleta escalonada) é definida como:

$$\left(\frac{\left(\quad ' - \quad \right) t}{s} \right) = \frac{t^{\frac{1}{2}}}{s} \quad _{0}\left(\frac{\left(\quad ' - \quad \right) t}{s} \right) \tag{3.6}$$

onde s é o parâmetro de dilatação usado para mudar a escala, e é ao parâmetro de translação usado para deslizar no tempo. O fator $s^{\frac{1}{2}}$ é a normalização para manter constante a energia total da ondeleta escalonada. Assim sendo, suponha uma série temporal X, com valores x_n, com o índice n significando o tempo. Cada valor é separado no tempo por um intervalo de tempo constante dt. A transformada de ondeleta Wn(s) é, portanto, o produto interno (também chamado de convolução) da função da ondeleta com a série temporal original. Esse raciocínio é semelhante ao processo de calculo no caso da FFT (neste caso, uma função de senos e cossenos). Assim, a transformada W é definida como:

$$W \quad (s) = \sum_{'}^{N-1} x \quad {}^{*}\left(\frac{\left(\quad ' - \quad \right) t}{s} \right) \tag{3.7}$$

onde (*) denota complexo conjugado. Quanto à notação, ressalta-se que significa a **função de ondeleta,** enquanto W é a **transformada de ondeleta**. Nota-se que a somatória de $W \quad (s)$ é feita em ' = 0 a N-1 (' é o índice do tempo, com N igual ao número de pontos no tempo). Variando ***a escala da ondeleta*** s e transladando ao longo do ***índice de tempo localizado*** , pode-se construir uma figura bidimensional mostrando a amplitude versos a escala e como a mesma varia com o tempo (ressalta-se que ' é diferente de , onde indica a translação no tempo). W é obtido para cada escala s, a qual é usualmente tomada como múltiplos da mais baixa frequência possível. O subscrito 0 foi removido de para indicar que foi **normalizada** (TORRENCE; COMPO, 1998). De qualquer maneira, é importante ressaltar que a

normalização é feita para que as escalas possam ser comparáveis umas com as outras e para que a transformada de ondeleta tenha unidade de energia. Assim, o valor da potência (o valor absoluto ao quadrado) da transformada de ondeleta (de Morlet) fornece informação da potência relativa à certa escala e um certo tempo. As transformadas de ondeleta também fornecem informação da mudança de frequência que podem ter ocorrido na série temporal.

3.2.3.2 Fase, amplitude e espectro de potência da ondeleta

Pelo fato da função de ondeleta ser, em geral, complexa, a transformada de ondeleta $W(s)$ também é complexa. A transformada pode então ser dividida em parte real $R\{W(s)\}$ e imaginária $I\{W(s)\}$, Assim temos:

Amplitude

$$\left|W(s)\right| \tag{3.8}$$

a fase

$$\tan^{-1}\frac{I\{W(s)\}}{R\{W(s)\}} \tag{3.9}$$

e o espectro da ondeleta

$$\left|W(s)\right|^2 \tag{3.10}$$

A grande questão das análises em ondeletas é justamente a escolha da melhor ondeleta-base para a utilização em seus dados. A resposta para tal pergunta seria a de que não existe uma receita básica a ser seguida, mas de certa forma algumas recomendações podem ser estabelecidas:

1. Quanto à forma, o sinal modulador da função ondaleta-mãe deve refletir as características do sinal analisado. Para o caso de STs com variações bruscas na frequência, ou em forma de degraus, a ondaleta mais adequada seria a ondaleta-mãe de Haar (muito utilizada na análise de sinais de circuitos eletrônicos).

2. Para analisar STs com variações um pouco mais suaves, uma ondaleta complexa como a de Morlet permite analisar a fase e o módulo do sinal decomposto. Outra ondaleta-base para este tipo de sinal seria a do Chapéu Mexicano (KUMAR, P. et al, 1997). Note que as características desse tipo de sinal são geralmente encontradas em sistemas naturais, ou sistemas geofísicos.

3. Caso se deseje estudar mudanças de amplitude e de fase, uma ondaleta complexa seria uma ótima escolha; este tipo de ondaleta-base ajuda a capturar o comportamento oscilatório dos dados (exemplo, Morlet).

4. Caso exista a necessidade de sintetizar dados e/ou fazer compressão de sinal, uma escolha ideal seriam as ondaletas ortogonais, que representam os sinais de forma mais compacta (exemplo, a ondaleta-mãe de Malvar). De fato, quando da necessidade de uma informação quantitativa sobre um processo, este tipo de ondaleta-base torna-se a melhor escolha (KUMAR; FOUFOULA-GEORGIOU, 1997).

5. Caso se deseje um maior refinamento para os dados no item1 acima, as ondaletas-mãe de Daubechies apresentam uma maior capacidade de análise e síntese muito mais efetiva do que as de Haar. Isso se deve maior regularidade (suavidade) que permitem aproximar muito melhor as funções (suaves) no espaço das funções quadraticamente integráveis $L^2(R)$.

6. As ondaletas-mãe de Gabor também se mostram populares em aplicações de segmentação de imagens.

7. Para uma informação quantitativa sobre um determinado processo, funções-base ortogonais, tornam-se a melhor escolha (KUMAR; FOUFOLA-GEORGIOU, 1997).

Neste trabalho é utilizado a ondeleta de Morlet, devido ao tipo de séries temporais que são os dados mensais precipitação, produção primária líquida estimados por satélites e obtidas das simulações numérica realizadas com o MCGA-CPTEC/INPE.

3.2.4 Teste T de Student

Neste trabalho foram realizados experimentos, onde cada um dos experimentos constitui uma simulação de 50 anos (1957-2007). A análise estatística t-student será aplicado, somente nos últimos 40 anos de cada experimento que serão utilizados para a análise da influência das forçantes de superfície na definição do regime de precipitação. Os 10 primeiras anos serão descartado devido o spin-up do modelo. A primeira etapa consistirá da análise de significância estatística, na qual os experimentos serão agrupados em duas amostras (N_1 e N_2): A primeira amostra (N_1) agregará as simulações realizadas com três condições de superfície (X_1 = Controle, X_2 = SND, X_3 = SNE2CO_2, X_4= SND2C0_2), onde o controle (IBIS-com vegetação estática), SND (IBIS-com vegetação dinâmica) , SNE2CO_2 (IBIS-com vegetação estática e aumentado a concentração de CO_2) e SND2C0_2 (IBIS-com vegetação dinâmica e aumentado a concentração de CO_2), A segunda amostra (N_2) agregará experimentos com perfil heterogêneo do solo e as três condições de superfície (X_1 = SHE, X_2 = SHD, X_3 = SHE2CO_2, X_4= SHD2CO_2), onde o SHE (IBIS-com vegetação estática com perfil homogêneo de solo), SHD (IBIS-com vegetação dinâmica, com perfil homogêneo de solo) , SHE2CO_2 (IBIS-com vegetação estática e aumentado a concentração de CO_2 com perfil homogêneo de solo) e SHD2C0_2 (IBIS-com vegetação dinâmica e aumentado a concentração de CO_2, com perfil homogêneo de solo).

O procedimento de análise dos dados consistirá na avaliação das anomalias (controle menos simulação) com base nos testes estatísticos t de Student. A estatística t de Student (TRIOLA, 1998) para duas amostras (controle e simulação) é calculada com base em:

$$t = \frac{{}_1 - {}_2}{\left(\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}\right)^{1/2}} \tag{3.11}$$

$$= \left(\frac{N_1 s_1^{\,2} + N_2 s_2^{\,2}}{N_1 + N_2 - 2}\right)^{1/2} \tag{3.12}$$

$$s = \left(\frac{\sum_{i=1}^{N}\left(X_i - \quad\right)^2}{N-1}\right)^{1/2} \tag{3.13}$$

onde N_1 e N_2 são os tamanhos das amostras, simbolizadas pelos números de membros ($N_1 = N_2 = 4$); μ_1 e μ_2 as médias; X as realizações em cada amostra. Serão calculadas as estatísticas t de Student para as probabilidades de ocorrência do evento de 90, 95 e 99% com 6 graus de liberdade (N_1+N_2-2), equivalentes na Tabela t de Student a 2,13, 2,78 e 4,60, respectivamente.

3.2.5 Análise de regressão linear múltipla

Na regressão linear múltipla assume-se que existe uma relação linear entre uma variável *Y* (a variável dependente) e *k* variáveis independentes, x_j (j=1,..., k). As variáveis independentes são também chamadas variáveis explicativas ou regressores, uma vez que são utilizadas para explicarem a variação de *Y*. Muitas vezes são também chamadas variáveis de predição, devido à sua utilização para se predizer *Y*. As condições subjacentes à regressão linear múltipla são análogas às da regressão linear simples e, por isso, apresentam-se aqui de forma resumida:

As variáveis independentes x_j são não aleatórias (fixas);

Para cada conjunto de valores de x_j há uma subpopulação de valores de Y, sendo que estas subpopulações têm distribuição normal (para efeitos da construção dos intervalos de confiança e da realização dos testes de hipóteses);

As variâncias das subpopulações de Y são iguais;

O modelo de regressão linear múltiplo (convencional) descreve uma relação entre as k variáveis independentes (ou regressores) (x_j) e a variável dependente (Y). Onde:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \beta_3 x_3 + \beta_k x_k + \varepsilon \qquad (3.14)$$

Os $j=k+1$ parâmetros β_j, $j=0,1,.....,k$, e k são os coeficientes de regressão (parciais) e ε é o erro aleatório. Este modelo descreve um hiperplano no espaço k-dimensional dos regressores x_j. A presença de β_0 no modelo, influencia diretamente no valor esperado de Y. Os parâmetros β_j, $j=0,1,.....,k$, *e* k representam a variação esperada na resposta Y para cada unidade de variação em x_j quando todos os restantes regressores x_i ($i \neq j$) são considerados constantes em termos experimentais.

Supõe-se, portanto, que a variável Y é função linear de k regressores, do termo independente e do erro aleatório. Para se proceder ao ajustamento deste modelo de regressão, devido às dificuldades de cálculo no manuseamento do elevado números de parâmetros, é conveniente expressar as operações matemáticas utilizando notação

matricial. O modelo apresentado na equação (3.14) é um sistema de n equações que pode ser representado matricialmente por:

$$Y = X\beta + \varepsilon \tag{3.15}$$

A segunda etapa para simplificar a interpretação das saídas do modelo, e compreender a variabilidade em uma variável modelada (Y) como uma combinação linear de duas ou mais variáveis, X_1, X_2, Xn, representada pela equação:

$$\begin{aligned}
Y_1 &= {}_0 + {}_1X_{11} + {}_2X_{12} + {}_3X_{13} \cdots {}_nX_{1n} + {}_1 \\
Y_2 &= {}_0 + {}_1X_{21} + {}_2X_{22} + {}_3X_{23} \cdots {}_nX_{2n} + {}_2 \\
Y_3 &= {}_0 + {}_1X_{31} + {}_2X_{32} + {}_3X_{33} \cdots {}_nX_{3n} + {}_2 \\
&\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots \\
Y_m &= {}_0 + {}_1X_{m1} + {}_2X_{m2} + {}_3X_{m3} \cdots {}_nX_{mn} + {}_m
\end{aligned} \tag{3.16}$$

Por exemplo, Y pode ser a fração de vegetação, X_1 a fração de vegetação do ano anterior X_2 a precipitação anual. Os coeficientes ${}_n$ e os coeficientes de correlação correspondente p_n são estimados pelo método clássico de regressão múltipla.

$$\begin{bmatrix} n & \sum_1^m X_1 & \sum_1^m X_2 & \sum_1^m X_3 & \sum_1^m X_n \\ \sum_1^m X_1 & \sum_1^m X_1^2 & \sum_1^m X_1 X_2 & \sum_1^m X_1 X_3 & \sum_1^m X_n X_1 \\ \sum_1^m X_2 & \sum_1^m X_1 X_2 & \sum_1^m X_2^2 & \sum_1^m X_3 X_2 & \sum_1^m X_n X_2 \\ \sum_1^m X_3 & \sum_1^m X_1 X_3 & \sum_1^m X_2 X_3 & \sum_1^m X_3^2 & \sum_1^m X_n X_3 \\ \sum_1^m X_n & \sum_1^m X_1 X_n & \sum_1^m X_2 X_n & \sum_1^m X_3 X_n & \sum_1^m X_n^2 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} 0 \\ 1 \\ 2 \\ 3 \\ n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Y \\ Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ Y_m \end{bmatrix} \tag{3.17}$$

Os coeficientes $'_j$, (j=1,...k) e k, são os coeficientes de regressão parciais padronizados e estão relacionados com os coeficientes de regressão convencionais, $_j$, da seguinte maneira

$$\beta'_j = \beta_j \frac{Sx_j}{Sy} \tag{3.15}$$

Os coeficientes β'_j, em vez de expressarem a taxa de variação nas medidas originais, correspondem à taxa de variação, em unidades de desvio-padrão, de y por cada variação de uma unidade de desvio-padrão para x_j (mantendo constantes todas as outras variáveis). Uma vantagem destes coeficientes padronizados é o fato dos seus valores poderem ser comparados diretamente (uma vez que todas as variáveis independentes passam a ter a mesma unidade de medida), permitindo, assim, antever as variáveis independentes que mais contribuem para a explicação da variação da variável dependente.

Aplicando a análise proposta por Nichols (2001) para estimar a fração de variância em Y explicada por X_1, X_2 considera-se o modelo estatístico:

$$V_i = {}_i^2 \frac{S_{Xi}^2}{S_Y^2} + c(x_i, x_j) \; {}_i \; {}_j \frac{S_{xi} S_{Xj}}{S_y^2} \qquad para \quad i = 1,2 \;\; e \;\; i \neq j \tag{3.18}$$

Onde $c(x_i, x_j)$ é o operador de correlação e S é o desvio padrão da amostra.

3.2.6 Simulações

As simulações foram realizadas com o modelo MCGA-CPTEC/INPE na versão atualizada descrita anteriormente, com resoluções TQ0213L42(~60 km, na horizontal) e TQ0062L028(~200 km, na horizontal), onde TQ refere-se a truncamento de onda triangular quadrático, L refere-se ao número de camada sigma do modelo -. Maiores detalhes sobre o modelo MCGA-CPTEC/INPE pode ser encontrado em Paneta et al. (2007), Cavalcanti et al. (2002), Barros et al. (2002), Tomita et al. (2006), Bonatti (1996). As opções de parametrizações que serão utilizadas no trabalho estão na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 - Opções de Parametrizações Físicas do MCGA-CPTEC/INPE que serão utilizadas durante as simulações.

Dinâmica	Euleriana com grade reduzida
Radiação de onda curta	Lacis e Hansen (1974)
Radiação de Onda Longa	Hashvanadan (1987)
Camada limite	Esquema implícito modificado de Hostlag e Boville (1992)
Superfície	IBIS, Foley (1996);SiB2, Sellers (1996); SSiB Xue (1991)
Convecção profunda	Grell (1993) e Grell and Devenyi (2002)
Convecção rasa	Tiedke (1983)
Onda de gravidade	Alpert (1988)

Para verificar o impacto do armazenamento de energia no regime de precipitação será utilizado o modelo de vegetação dinâmica IBIS-2.6, que possibilita averiguar com maior realismo o impacto da variabilidade da energia armazenada na superfície, e na biomassa na forma biogeoquímica. Para estudar o impacto do armazenamento de energia na biomassa no regime de precipitação foram priorizados os processos envolvidos nas trocas de energia entre a biosfera e a atmosfera, representadas pela camada limite. Desta forma foi utilizado o esquema de camada limite modificado de Hostlag e Boville, (1992) com fechamento não local (apropriado para estudos climáticos) com diferentes formulações no cálculo do coeficiente de difusão desenvolvido para este trabalho e acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE. Estes procedimentos serão importantes para escolher a formulação mais realística do coeficiente de difusão disponível no esquema de camada limite desenvolvido para o acoplamento. A escolha do coeficiente foi obtida através de simulações numéricas com o MCGA-CPTEC/INPE na resolução TQ0213L42, inicializadas com a análise do NCEP na resolução TQ0382L64 e temperatura de superfície do mar observada da NOAA, para o período de dados disponíveis do SALLJS para janeiro do ano de 2003. Com os dados de radiossondagem e as análises diárias do NCEP foi avaliado o comportamento do modelo em reproduzir o ciclo diurno da camada limite, necessário para encontrar o melhor coeficiente de difusão. Os experimentos realizados nesta etapa estão descritos na Tabela 3.2.

Tabela 3.2 – Nomenclatura e descrição das simulações com diferentes esquemas de camada limite e superfície.

Nomenclatura	Descrição das opções de Parametrização de camada limite e superfície
MY/ORI/SSiB	Esquema de superfície SSiB e camada limite original(MY0) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY0/SSiB	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão Mellor e Yamada fechamento de ordem 2 (MY0) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY0/SiB2	Esquema de superfície SiB2 e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Mellor e Yamada fechamento de ordem 2 (MY0) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY0/IBIS	Esquema de superfície IBIS e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Mellor e Yamada fechamento de ordem 2 (MY0) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY2/SSiB	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Mellor e Yamada fechamento de ordem 2.5 (MY2) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY2/SiB2	Esquema de superfície SiB2 e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Mellor e Yamada fechamento de ordem 2.5 (MY2) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/MY2/IBIS	Esquema de superfície IBIS e camada limite modificada de Hostlag e Boville com opção de uso do coeficiente de difusão de Mellor e Yamada fechamento de ordem 2.5 (MY2) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/HBO/SSiB	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Hostlag e Bovile fechamento de ordem 1 (HBO) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/HBO/SiB2	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Hostlag e Bovile fechamento de ordem 1 (HBO) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/HBO/IBIS	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso do coeficiente de difusão de Hostlag e Bovile fechamento de ordem 1 (HBO) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/ENS/SSiB	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso media ponderada dos 3 coeficiente de difusão (ENS) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/ENS/SiB2	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso media ponderada dos 3 coeficiente de difusão (ENS) do MCGA-CPTEC/INPE
HB/ENS/IBIS	Esquema de superfície SSiB e camada limite modificada de Hostlag e Boville (HB) com opção de uso media ponderada dos 3 coeficiente de difusão do(ENS) MCGA-CPTEC/INPE

Após a obtenção do coeficiente de difusão utilizado nas simulações climáticas, iniciou-se o estudo do comportamento da energia armazenada na superfície a partir das simulações com o modelo de vegetação dinâmica. Primeiramente, obteve-se a quantificação de qual é a contribuição energética de cada componente da biosfera, ou seja, distinguido os fluxos devido ao solo e a copa da vegetação. Analisou-se o peso de cada componente no balaço de energia total, quantificando a influência individual no

regime de precipitação. As componentes da energética do modelo foram extraídas a partir das variáveis dos fluxos de energia calculada em suas respectivas parametrizações do código do modelo.

Para verificar a habilidade do MCGA-CPTEC/INPE em armazenar energia com diferentes esquemas de superfície, primeiramente especificou-se um mapa de vegetação natural com base no mapa de vegetação do IBIS-2.6 (RAMANKUTTY; FOLEY, 1999) para os três esquemas (IBIS-2.6 (FOLEY et al., 1996), SiB-2.5 (SELLER, 1996) e SSiB (XUE, 1991)), sendo que, para o SiB-2.5 e SSiB realizou-se uma reclassificação das classes de vegetação baseada na posição geográfica entre as classes do IBIS-2.6 e do SSiB.

A Tabela 3.3 representa as simulações que foram realizadas com o modelo MCGA-CPTEC/INPE na resolução TQ0062L28 (~200 km e 28 níveis na vertical), todas as simulações foram inicializadas com as reanálises do ECMWF (ERA40) de 1957. Estas simulações foram para um período de 50 anos, sendo que os 10 primeiros anos foram desprezados devido ao “spin up” do modelo. Estas simulações serviram para avaliar em relação aos dados do ERAINTERIM o comportamento do modelo para o clima presente e a variabilidade do armazenamento de energia na superfície devido aos diferentes esquemas.

Para verificar o impacto da perda ou ganho de biomassa, no balanço de energia foi utilizado o modelo de vegetação dinâmica IBIS-2.6, com diferentes configurações, através deste modelo é possível estimar a troca de matéria orgânica (biomassa) entre a superfície e a atmosfera realizada através da troca de carbono. As simulações para verificar o impacto da biomassa no armazenamento de energia foram configuradas de modo a obter uma maior variabilidade de biomassa, utilizando diferentes condições de

distribuição de vegetação. Cada experimento de sensibilidade climática foi realizado alterando a concentração de CO_2 atmosférico, tanto com vegetação estática como utilizando a vegetação dinâmica. Para aumentar a perturbação no processo de armazenamento de energia foram utilizados diferentes perfis de textura de solo, sendo um perfil homogêneo e outro heterogêneo de textura do solo.

Tabela 3.3 - Conjunto de simulações com diferentes esquemas.

Nome	Condição Inicial (1)	Mapas (2)	N. Sim.	Condições dos esquemas de superfície		
					Estático	Dinâmico
SSiB	NCEP SST (climatológica)	Natural	2		X	
SiB2.5	NCEP SST (climatológica)	Natural	2		X	
IBIS-2.6	NCEP SST (climatológica)	Natural	2		X	
SSiB	NCEP SST (observada)	Natural	2		X	
SiB2.5	NCEP SST (observada)	Natural	2		X	
IBIS-2.6	NCEP SST (observada)	Natural	2		X	

A Tabela 3.4 representa as simulações que foram realizadas com o modelo MCGA-CPTEC/INPE na resolução TQ0062L28 (~200 km e 28 níveis na vertical), todas as simulações foram inicializadas com as reanálises do ECMWF para o ano de 1957. Estas simulações foram para um período de 50 anos, sendo que os 10 primeiros anos foram descartados devido ao spin up do modelo. A partir destas simulações avaliou-se o comportamento do modelo para diferentes condições de concentração de CO_2

atmosférico e textura do solo que tem impacto muito grande no ciclo de carbono e consequentemente no armazenamento de energia e matéria orgânica no solo. A textura do solo foi obtida do "*State Soil Geographic Data Base*" (STATSGO). Avaliou-se também o impacto da vegetação dinâmica no clima presente e na variabilidade do armazenamento de energia na superfície devido a este esquema.

Tabela 3.4 - Simulações que serão realizadas durante este trabalho.

Nome	Condição Inicial	Mapas	N. Sim.	Condições do modelo de vegetação			
				Estático	Dinâmico	Estático 2*$C0_2$	Dinâmicos 2*CO_2
Controle	1	Normal (STATSGO)	1	X			
SND	1	Normal (STATSGO)	1		X		
SNE2CO_2	1	Normal (STATSGO)	1			X	
SND2$C0_2$	1	Normal (STATSGO)	1				X
SHE	1	Perfil homogêneo de solo	1	X			
SHD	1	Perfil homogêneo de solo	1		X		
SHE2CO_2	1	Perfil homogêneo de solo	1			X	
SHD2CO_2	1	Perfil homogêneo de solo	1				X

Continua

Tabela 3.3 - Conclusão.

Nome	Condição Inicial	Mapas	N. Sim.	(condições do modelo de vegetação)			
				Estático	Dinâmico	Estático 2*$C0_2$	Dinâmicos 2*CO_2
SSD	1	Sem vegetação	1		X		
SSD2CO_2	1	Sem vegetação	1				X
SSHD	1	Sem vegetação solo Homog.	1		X		
SSHD2CO_2	1	Sem vegetação solo Homog.	1				X

4 RESULTADOS

A análise dos resultados descrita nesta secção fornece as informações necessárias para responder as questões levantadas neste trabalho sobre o impacto de armazenamento de energia na variabilidade de precipitação. Nas subsecções da secção 4 estão descritas com maiores detalhes o impacto das modificações introduzidas no MCGA-CPTEC/INPE, para simulações curta e longas e as discussões sobre as questões levantadas neste trabalho.

4.1 Validação do modelo para simulação de curto prazo

Para realizar a validação do MCGA-CPTEC/INPE para simulações curtas, realizou-se simulações diárias iniciadas sempre às 0 horas GMT durante o mês de janeiro de 2003 (período chuvoso na América do Sul) por um período de 7 dias com resolução de aproximadamente 60km (TQ0213L42). Os resultados são comparados com sondagens do projeto SALLJEX em diferentes regiões da América do Sul e com os dados de analises (NCEP) usados como condição inicial e dados de precipitação (TRMM). Estes dados foram utilizados para validar o modelo para simulações curtas e para verificar o impacto do armazenamento de energia na variabilidade de precipitação sobre a América do Sul.

As análises mais detalhadas dos resultados são discutidas nesta secção. Primeiramente, analisam-se os resultados da comparação com as sondagens do projeto SALLJEX que foram obtidos através da simulação com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado com o esquema modificado de camada limite de Holtlag e Boville (1992). As Figuras 4.1, 4.2 e 4.3 são de três regiões da América do Sul (cidade de Rio Branco (Brasil) (9,96S e 67,87W), cidade de Resistência (Paraguai) (27,44S e 59,05W) cidade de Santiago (Argentina) (27,76S e 64,25W)). Foi observado o comportamento de cada

parametrização do coeficiente de difusão implementada no esquema de Holtlag e Boville nos perfis de umidade específica, temperatura e velocidade zonal do vento para previsões de 48 e 120 horas.

A Figura 4.1 mostra que a sondagem da cidade de Rio Branco apresenta padrões similares de erros médios nos perfis de umidade específica, temperatura e velocidade do vento zonal. Porém pode-se observar que a parametrização do coeficiente de difusão original de Hostlag e Boville fornece um erro menor na velocidade zonal, principalmente em baixos níveis. Nos perfis de temperatura e umidade foi observado que a parametrização do coeficiente de difusão original de Hostlag e Boville apresenta um erro maior. O mesmo comportamento é observado quando se utiliza o modo de conjunto (quando se utiliza as 3 parametrizações de coeficiente de difusão atribuindo pesos ponderados a cada um dos coeficientes) implementado no esquema de Hostlag e Boville. Os coeficientes de difusão utilizados por Mellor e Yamada nos esquemas de fechamento de ordem de nível 2.0 e 2.5 implementado no esquema de Hostlag e Boville apresentaram um padrão similar ou melhor do que o esquema de camada limite original do MCGA-CPTEC/INPE, principalmente o de ordem 2.5. Os valores altos de erros nos níveis mais baixos estão relacionados à condição de contorno inferior, representada pelo esquema de superfície. A inicialização de umidade e temperatura não está representando a condição real de superfície, pois as condições iniciais de temperatura e umidade do solo são climatológicas e ainda não está ajustada. A temperatura tem um tempo de ajuste menor que a umidade do solo que pode demorar mais de 1 ano para ajustar-se dependendo da região.

Nas simulações curtas (48 horas) foi verificado que os erros são menores, porém quando comparado com os perfis de erros obtidos para cada tipo parametrização do coeficiente de difusão observa-se o mesmo padrão, diferentemente para as simulações mais longas (120 horas), onde os perfis dos erros possuem padrões diferentes. Os coeficientes de Mellor e Yamada para fechamento de ordem 2.0 e 2.5 apresentam erro

menor em relação aos perfis de erros obtidos com o coeficiente de Hostlag e Boville e o conjunto dos coeficientes, exceto para o perfil de erro da velocidade zonal (Figura 4.1).

Na cidade de Resistência na latitude mais alta da América do Sul (Figura 4.2) foi observado que os erros nas variáveis são mais evidentes, porém os erros nas simulações utilizando os coeficientes de Mellor e Yamada nos esquema de Hostlag e Boville são iguais ou menores do que o esquema original utilizado no MCGA-CPTEC/INPE. Os erros nas simulações são distintos para cada região, a comparação com a sondagem da cidade de Santiago (Figura 4.3), mostra que os erros dependem da região e o mais importante é que o padrão de melhora se mantém. Isso indica que a implementação dos diferentes coeficientes de difusão no esquema modificado de Hostlag e Boville é valido, sendo muito útil na compreensão dos processos físicos presentes.

Espera-se que o esquema de camada limite com ordem de fechamento maior apresentem um resultado melhor, pois incorporam mais processos físicos. Entretanto, as dificuldades na calibração estes esquemas não viabilizam a melhoria nos resultados. Isso pode ser observado nos erros apresentados pelo esquema Mellor e Yamada 2.5 (MY2) em quase todos os perfis, onde em alguns casos, apresentam melhora, mas em geral mantém o mesmo padrão dos esquemas de fechamento de primeira ordem.

As comparações com as sondagens mostraram que os esquemas de camada limite são equivalentes e em alguns casos são melhores em relação ao esquema original. Nas Figuras 4.4 e 4.5 estão os resultados acoplando diferentes parametrizações de superfície ao MCGA-CPTEC/INPE, utilizando os diferentes esquemas de parametrização dos coeficientes de difusão implementados no esquema modificado de Hostslag e Bovile. O erro quadrático médio (root mean squared error - RMSE) é calculado para cada horário de previsão de 6 a 162 horas, por isso as variáveis

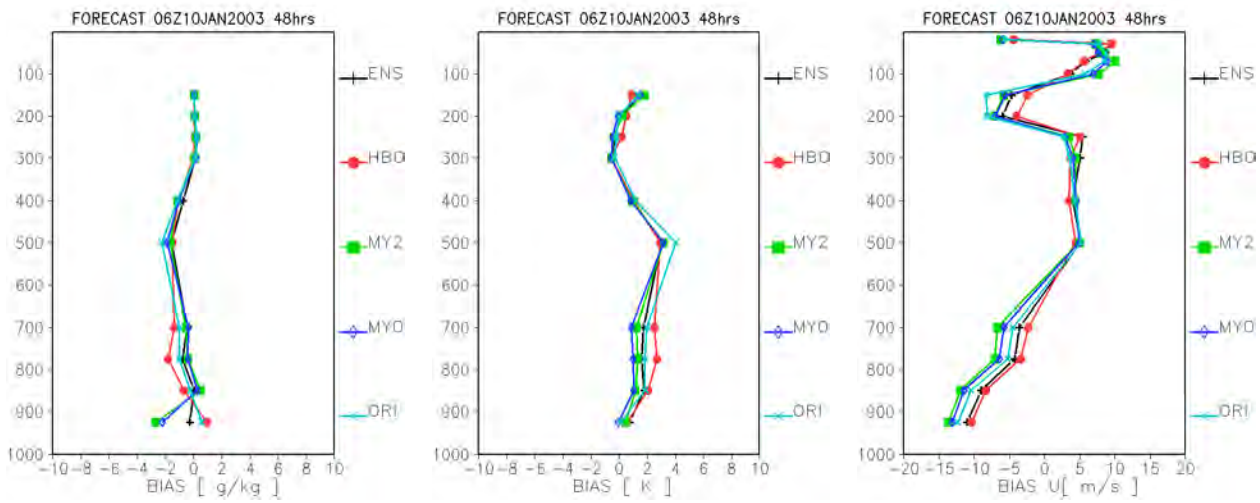
apresentam tendência de aumento sobre o continente da América do Sul, com qualquer combinação de superfície e coeficientes de difusão. Os esquemas de superfície SSiB e SiB2.5 combinados com os coeficientes de difusão apresentam o mesmo padrão de RMSE. No entanto, o esquema SiB2.5 com os coeficientes de MY0 e MY2 melhoram as previsões de umidade específica e velocidade zonal do vento, em relação ao esquema original com SSiB/MY0. A combinação do esquema de superfície IBIS2.6 com os coeficientes de difusão apresentaram uma previsão melhor em quase todas as variáveis com relação ao esquema original (MY0/MY0/SSiB).

Na Figura 4.5 estão os RMSE da precipitação em algumas regiões sobre a América do Sul (norte, nordeste, central e Sul) observa-se que os padrões dos RMSE são similares entre os esquemas SSiB e SiB2.5, tendo pouca melhora com a combinação dos diferentes coeficientes de difusão. Utilizando o esquema IBIS2.6 com as diferentes combinações do coeficiente de difusão, observa-se uma melhora considerável na precipitação na região norte da América do Sul, nas demais regiões os padrões do RMSE foram similares as outras implementações de superfície e coeficiente de difusão vertical.

Com em todos os modelos atmosféricos a componente do erro sistemáticos das simulações, também tem seu impacto sobre variáveis. Estes erros se mantêm constante ou varia de forma previsível quando se realizam várias simulações de uma mesma grandeza, onde as suas causas podem ser conhecidos ou desconhecidos. O impacto do erro sistemático pode ser observado principalmente na precipitação (Figura 4.4 e 4.5), onde o RMSE deveria aumentar com o aumento do horário de previsão e observa-se que o RMSE se mantém com a mesma magnitude, para todos os horários.

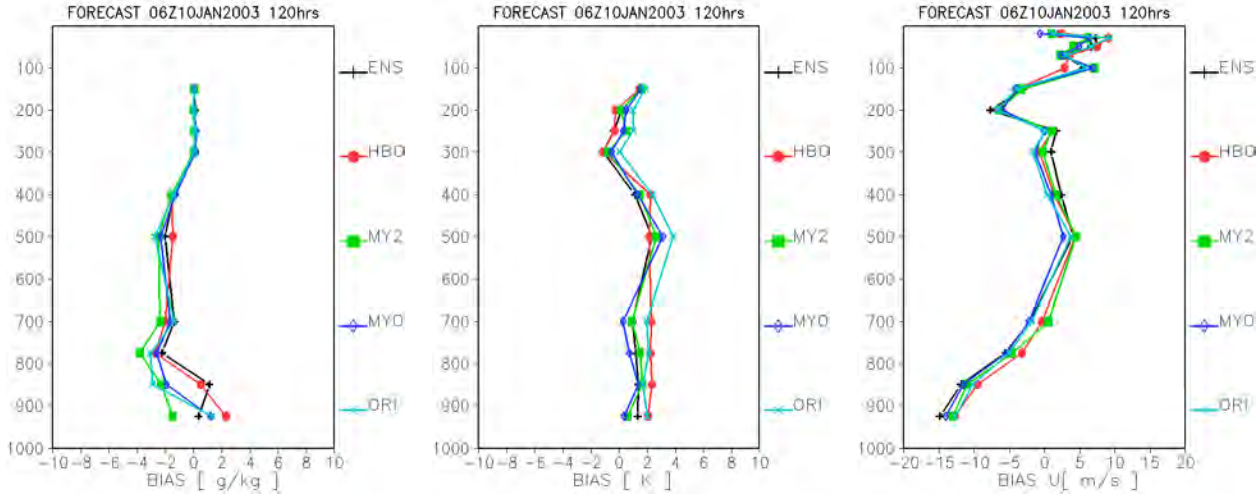
Nota-se que nas primeiras horas de previsão para a variável de precipitação o RMSE é maior em relação ao outros horários (Figura 4.4 e 4.5). Isto está relacionado ao ajuste do modelo às condições iniciais.

Umidade Específica | Temperatura | Velocidade Zonal



(a) (b) (c)

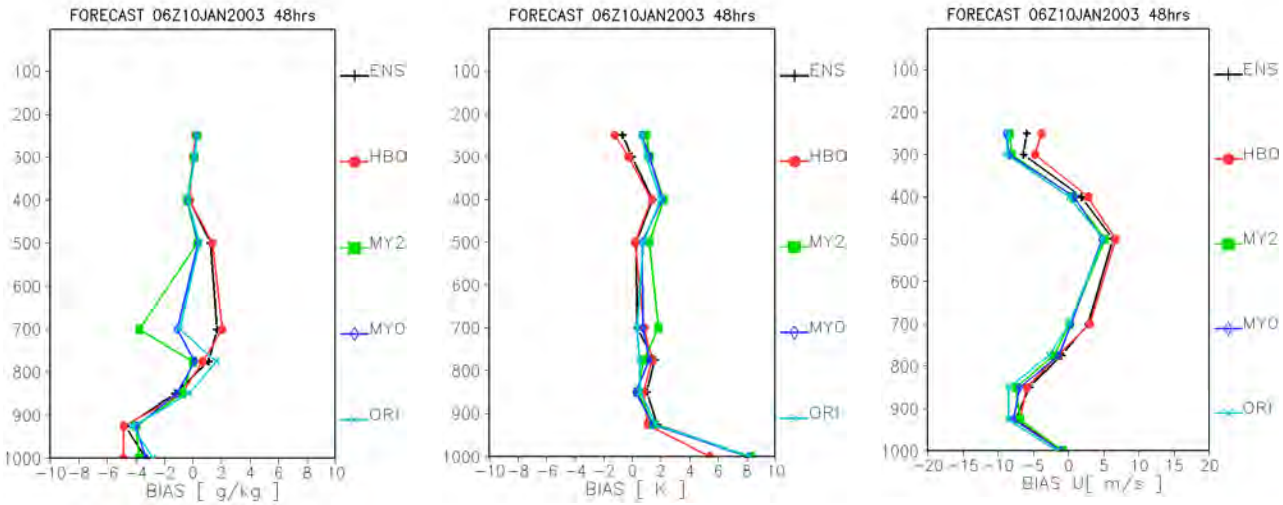
Umidade Específica | Temperatura | Velocidade Zonal



(d) (e) (f)

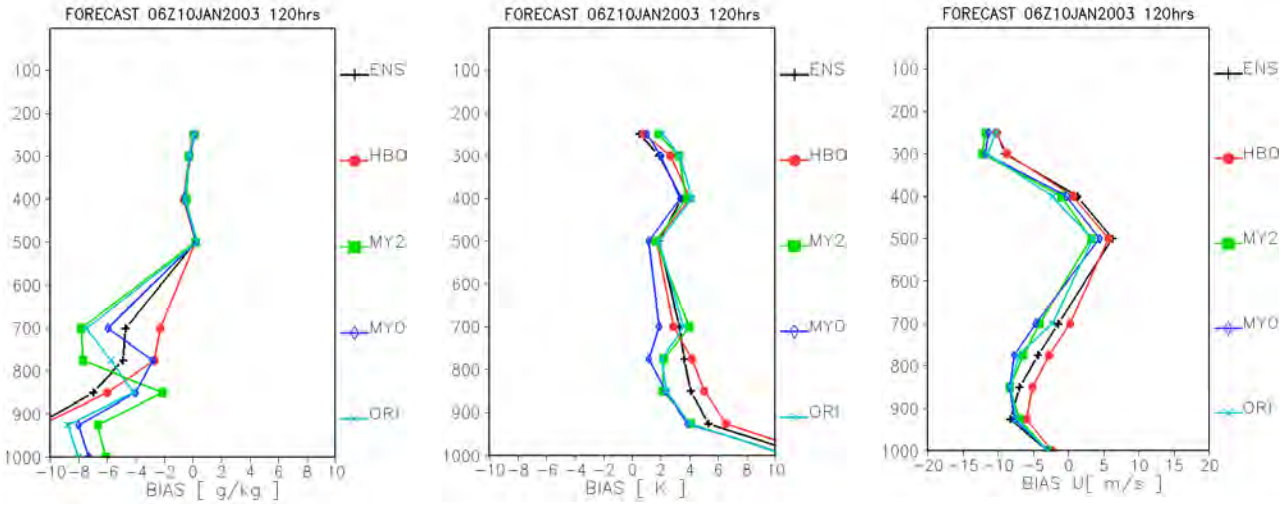
Figura 4.1 - Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Rio Branco (Brazil), respectivamente.

Umidade Específica | Temperatura | Velocidade Zonal



(a) (b) (c)

Umidade Específica | Temperatura | Velocidade Zonal



(d) (e) (f)

Figura 4.2 – Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Resistencia (Paraguai), respectivamente.

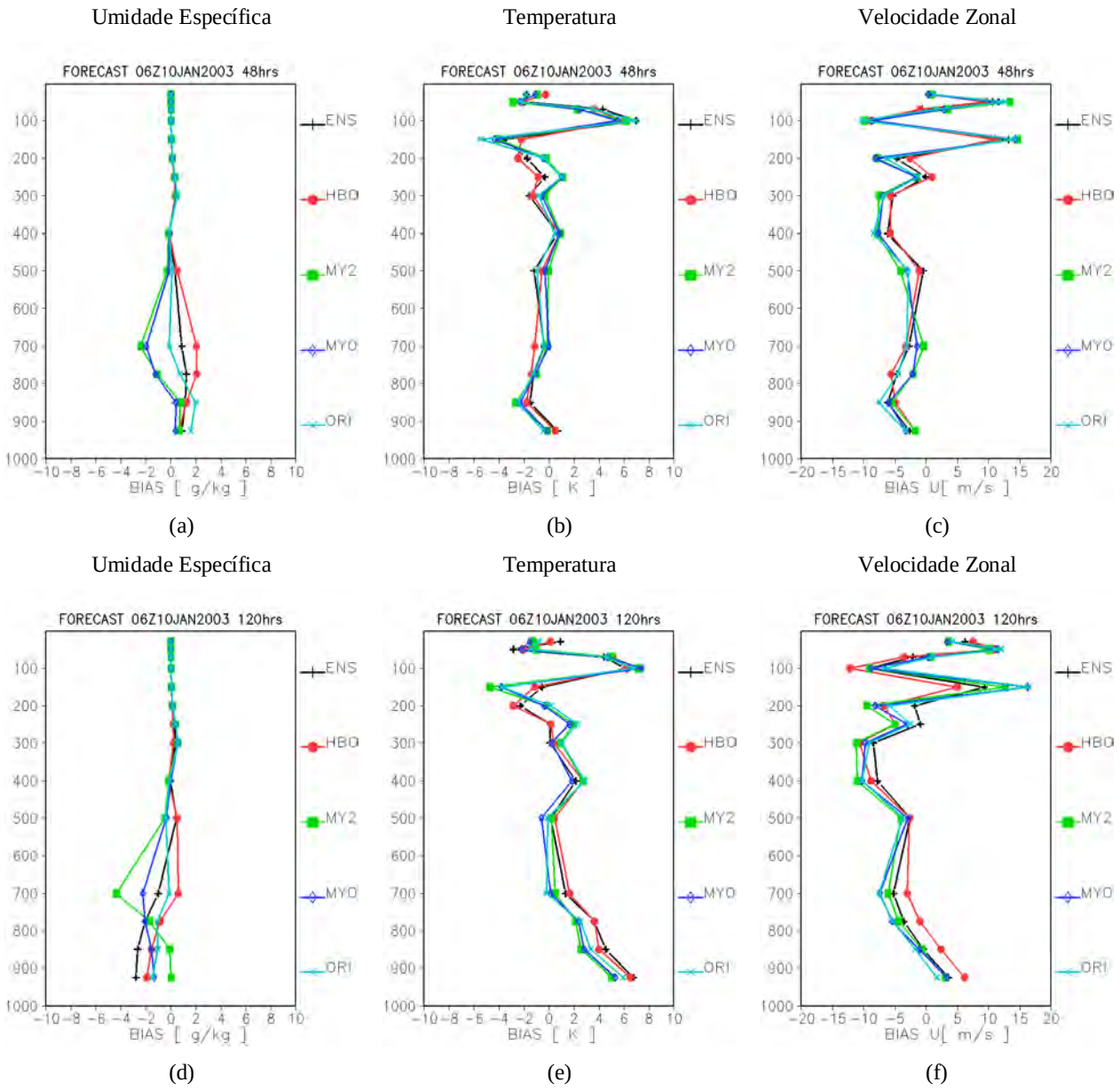


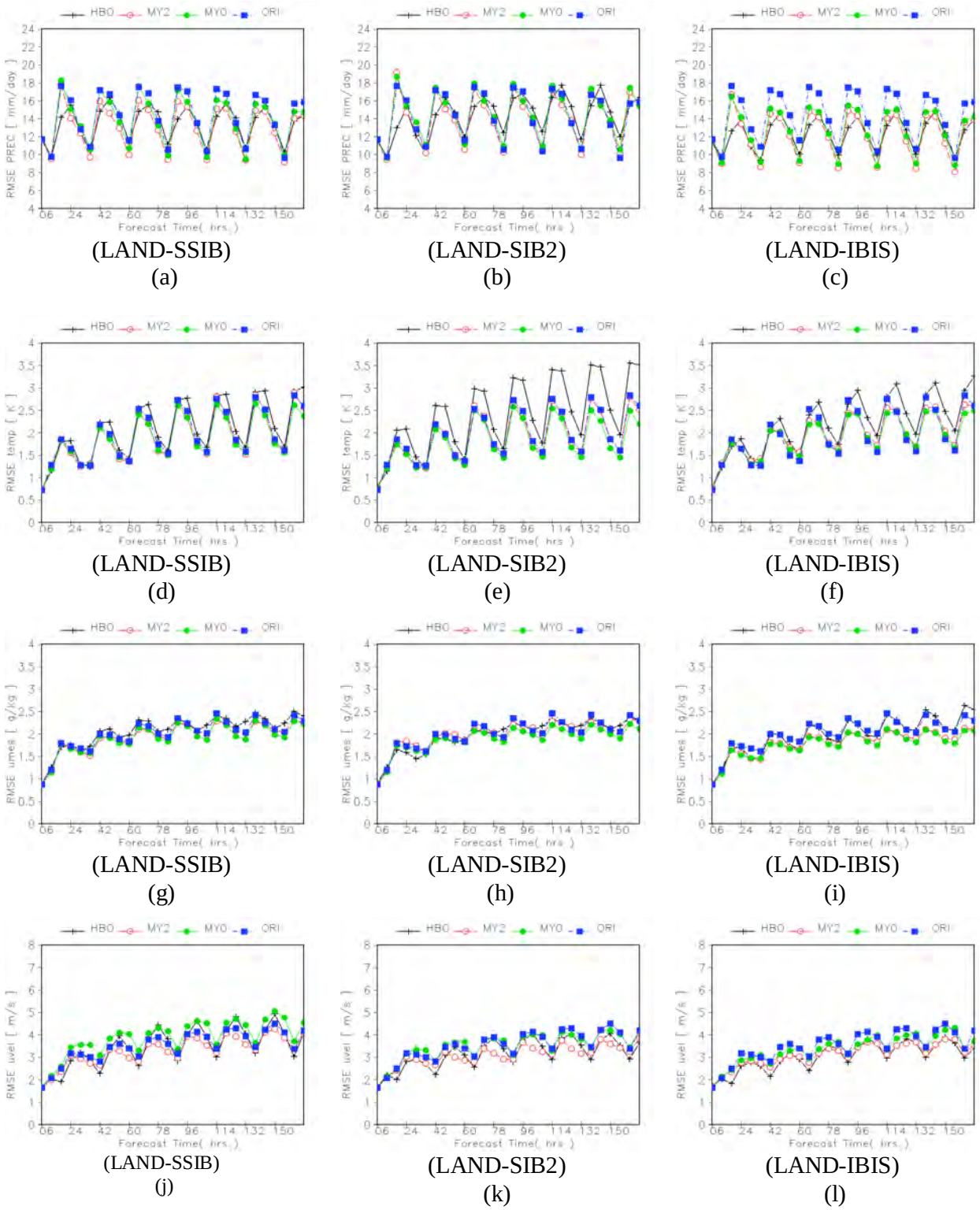
Figura 4.3 – Perfis de erro (previsão-sondagem) com diferentes configurações do coeficiente de difusão vertical, umidade específica (a, d), temperatura (b, e) e velocidade zonal do vento (c, f) para previsão de 48 e 120 horas para a cidade de Santiago (Argentina), respectivamente.

As melhorias obtidas com as implementações de novos esquemas de superfície e novas formulações dos coeficientes de difusão mostram que os acoplamentos são capazes de representar de forma satisfatória os processos de superfície e de difusão vertical, pois as

novas implementações incorporam processos físicos que no esquema original (MY0/MY0/SSiB) são simplificados ou pré-definidos como, por exemplo, albedo, esquema de parametrização umidade e temperatura de solo, prognóstico da energia cinética turbulenta, comprimento de mistura, entre outras. Em resumo, o IBiS2.6 possui um modelo de solo que tem uma melhor distribuição de camada de solo possibilitando uma melhor representação da difusão de calor e condutividade de água no solo, o SiB2.5 possui parametrizações de difusão de calor e condutividade de água no solo dispostas em diferentes números de camadas de solo, sendo que a representação da condutividade de água no solo é similar ao do SSiB. Estas diferenças em conjunto com as diferentes formas de distribuição de raízes e propriedade do solo têm impactos diferentes no armazenamento de água e calor no solo. Os saldos de energia gerados com estas diferentes parametrizações de superfície impactam diretamente na temperatura e umidade próximos a superfície e consequentemente na precipitação (Figura 4.4 e 4.5).

Outro processo que pode influenciar a temperatura e umidade do ar próximo à superfície é a difusão vertical dos fluxos de superfície, realizado por vórtices turbulentos. A melhoria dos resultados apresentados nas Figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5, pode não ser somente em função da implementação de processos físicos de superfície mais realísticos, mas também pode ser devido à introdução de parametrizações que melhor incorporam os processos turbulentos na parametrização dos coeficientes de difusão.

Através da análise destes resultados para previsão de curto prazo conclui-se que os esquemas de superfície (SSiB, SiB2.5 e IBIS2.6) e as parametrizações do coeficientes de difusão (HBO, MY0 e MY2) implementadas no MCGA-CPTEC/INPE conseguem prever com igual ou melhor desempenho a evolução dos perfis de temperatura, umidade e velocidade zonal. Indicando que a utilização destas formulações pode ser utilizada para a previsão de curto prazo sem a perda de qualidade da previsão.



(LAND-SSIB) (a) (LAND-SIB2) (b) (LAND-IBIS) (c)

(LAND-SSIB) (d) (LAND-SIB2) (e) (LAND-IBIS) (f)

(LAND-SSIB) (g) (LAND-SIB2) (h) (LAND-IBIS) (i)

(LAND-SSIB) (j) (LAND-SIB2) (k) (LAND-IBIS) (l)

Figura 4.4 – RMSE da precipitação (a, b, c), temperatura (d, e, f), umidade específica (g, h, i) e velocidade zonal do vento (j, k, l) para os esquemas SSIB, SIB2.5 e IBIS e com a precipitação do TRMM3B42 e com as análises do NCEP, respectivamente.

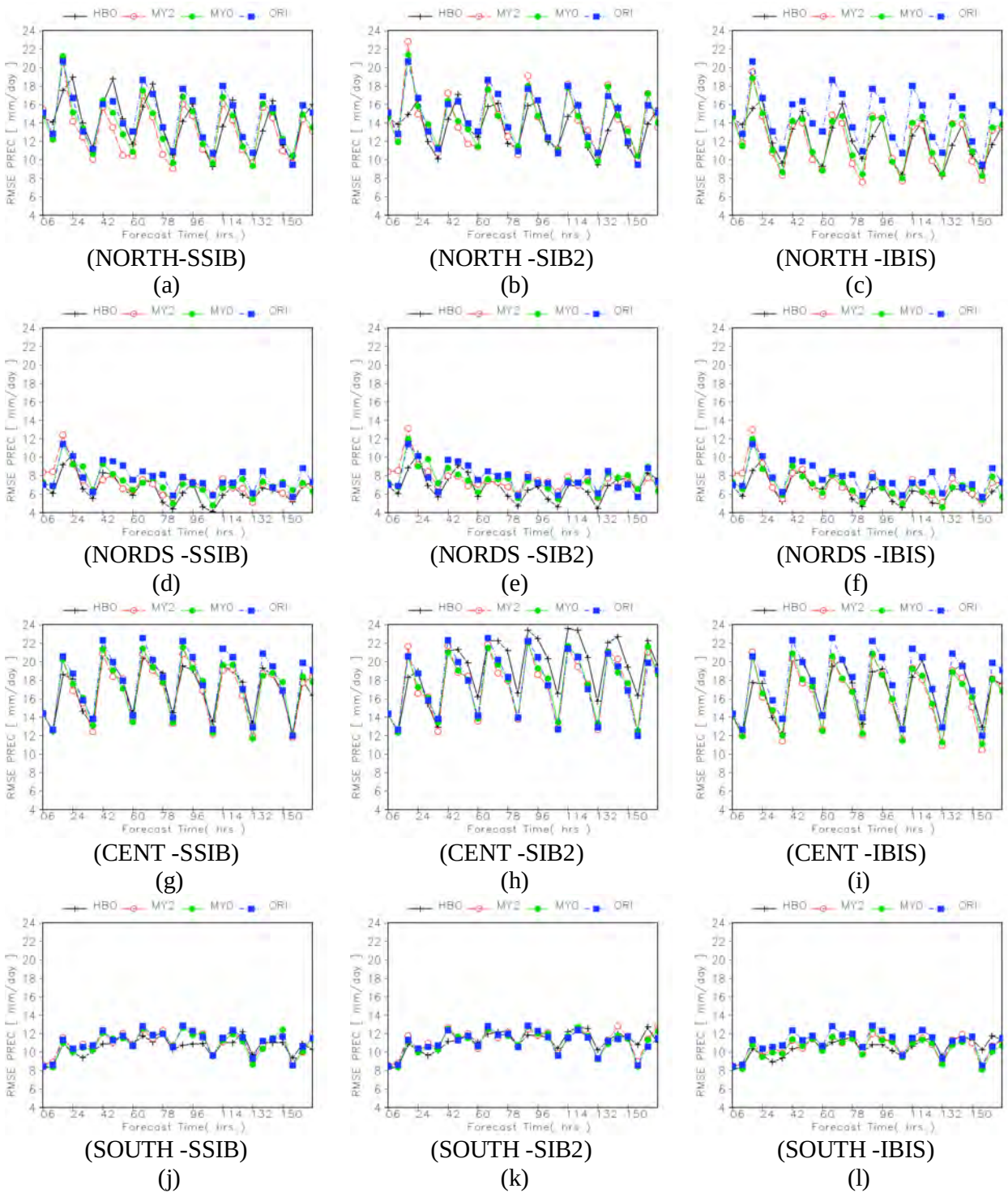


Figura 4.5 – RMSE da precipitação para região norte (a, b, c), nordeste (d, e, f), central (g, h, i) e sul (j, k, l) da América do Sul, para os esquemas SSIB, SIB2.5 e IBIS e com a precipitação do TRMM3B42, respectivamente.

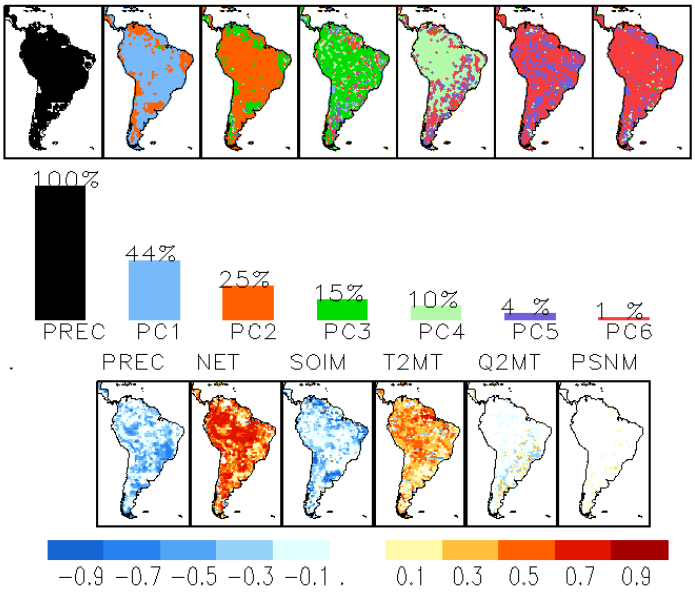
4.1.1 Análises fatoriais de componentes principais

Para analisar em detalhes a variabilidade da precipitação dos experimentos utilizados na secção 4.1 foi utilizada a técnica de Análises Fatoriais de Componentes Principais, onde foi selecionado um conjunto de variáveis (precipitação (PREC), saldo de energia na superfície (NET), umidade do solo (SOIM), temperatura a 2 metros (T2MT), umidade específica a 2 metros (Q2MT) e pressão reduzida ao nível do mar (PSNM)) para aplicar esta técnica em cada ponto de grade nas saídas do MCGA-CPTEC/INPE, com diferentes parametrizações de superfície e melhor combinação dos coeficientes de difusão obtida na secção 4.1. A Figura 4.6 mostra os autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total para todos os pontos de grade da América do Sul, observa-se que em algumas regiões ocorre a mudança na ordem de importância dos autovalores na explicação da variância total. Em todas as simulações do MCGA-CPTEC/INPE (com as diferentes parametrizações de superfície) a primeira e a segunda componente principal (PC1 e PC2) sobre a América do Sul é responsável por aproximadamente 75% da variância total. A PC1 sobre a América do Sul é composta basicamente pelos 2 primeiros autovalores, alternando de posição onde ocorre pouca precipitação e o contrário ocorre na PC2 (região de alta precipitação) onde o segundo autovalor predomina sobre o primeiro. Nas demais componentes os autovalores se distribuem de forma mais aleatória.

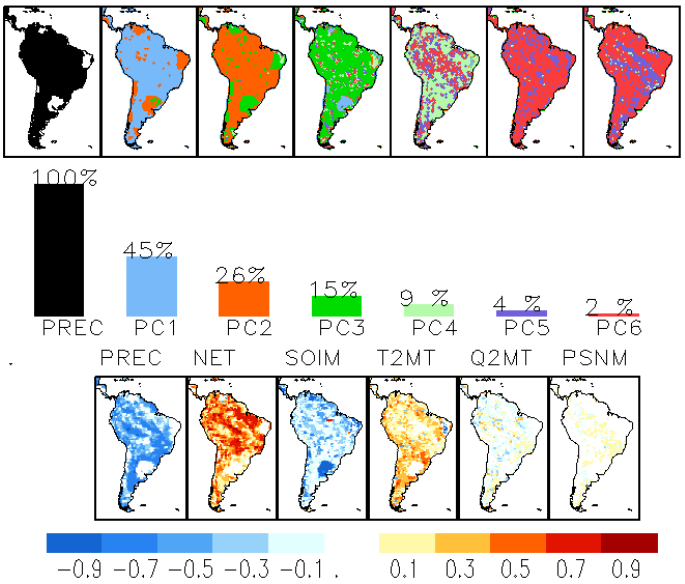
A distribuição dos autovalores na PC1 e PC2 em todas as simulações com o MCGA-CPTEC/INPE caracteriza o padrão da precipitação (PREC) na América do Sul (Figura 4.6), indicando que as PC1 e PC2 possuem uma relação com a precipitação. Os gráficos de correlação entre as variáveis utilizadas nos cálculos das componentes principais e a PC1 (Figura 4.6) indicam que o NET e o PREC são as variáveis que possuem a maior correlação com a PC1. A correlação de PREC é positiva e do NET é negativa, isto indica que PREC e NET possuem uma diferença de fase que pode ser atribuída a um fenômeno de retroalimentação.

A variância total de aproximadamente 45% explicada pela PC1 pode ser em grande parte atribuída à variância na PREC e no NET. Observa-se que as correlações entre a PREC e NET com a PC1 possuem um padrão diferente ao se utilizar as diferentes parametrizações de superfície, isso mostra que existem comportamentos diferentes entre as parametrizações. No caso da simulação do MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização IBIS2.6, a correlação do NET com a PC1 é maior do que a correlação PREC e PC1. Isso pode estar relacionado com a melhor representação das camadas de solo e os processos de difusão de calor e condutividade de água no solo, que fazem as características da variável NET ter uma correlação melhor com a PC1.

A Figura 4.7 mostra o impacto da variabilidade explicada pela PC1 sobre as variáveis que a compõem. A PC1 explica melhor a variabilidade das variáveis NET e PREC, como foi observado na analise do MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização de superfície do IBIS2.6. A PC1 explica melhor a variabilidade da variável NET, diferentemente das simulações onde se utilizou as parametrizações SiB2.5 e SSiB.

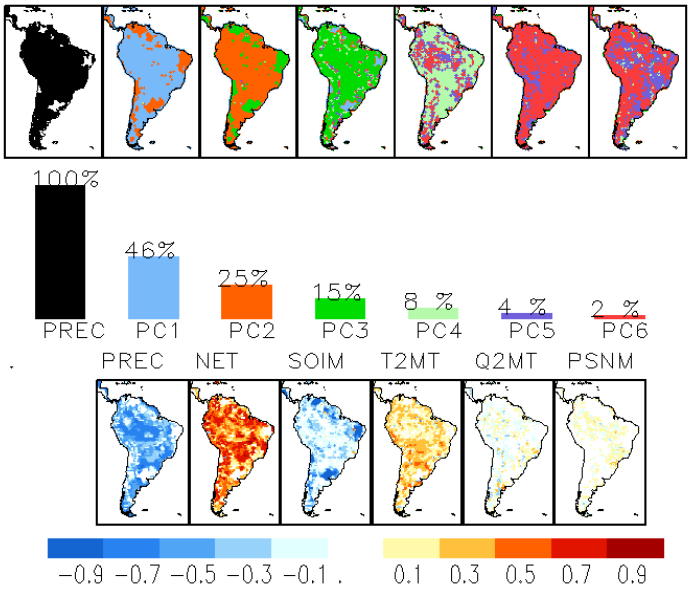


HB/MY-IBiS
(a)



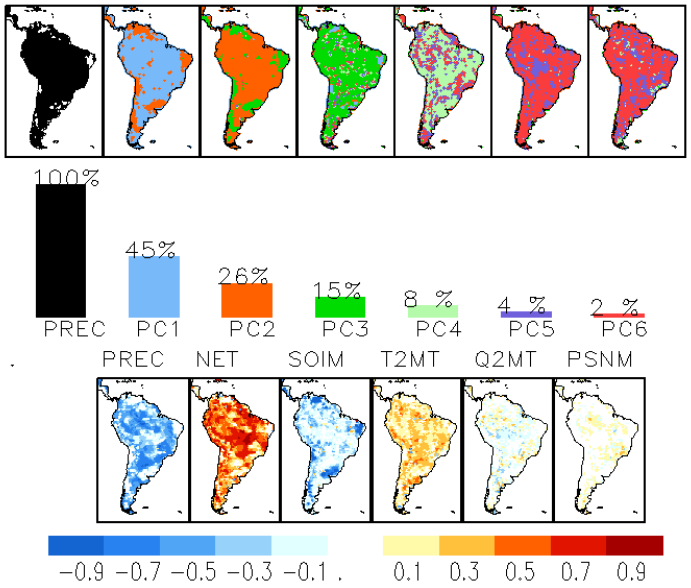
HB/MY-SiB2
(b)

Figura 4.6 – Representação das componentes principais composta por autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total e a correlação entre a primeira componente principal e as variáveis que a compõem para os esquemas IBIS2.6 (a), SIB 2.5 (b), SSIB (c) e SSIB original do CPTEC (d). (Continua)



HB/MY-SSiB

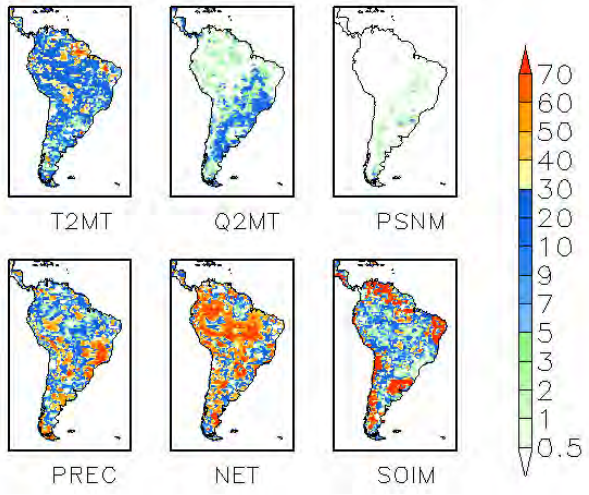
(c)



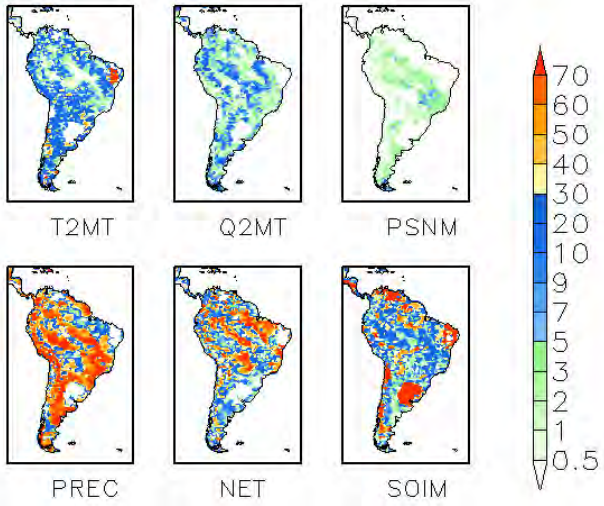
MY/MY-SSiB

(d)

Figura 4.6 – Conclusão.



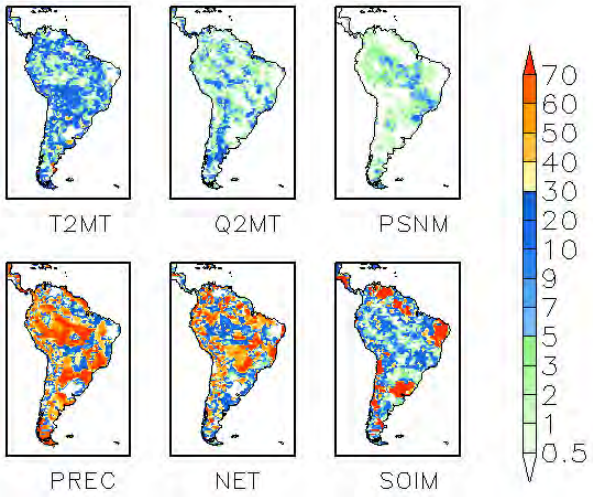
HB/MY-IBIS
(a)



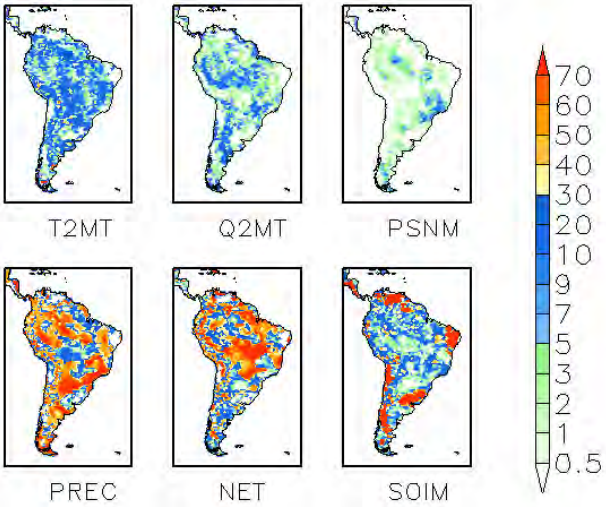
HB/MY-SiB2

(b)

Figura 4.7 – Representação da variabilidade (%) explicada pela primeira componente principal sobre cada variável para os esquemas IBIS2.6 (a), SIB 2.5 (b), SSIB (c) e SSIB original do CPTEC (d). (Continua)



HB/MY-SSiB
(c)



MY/MY-SSiB
(d)
Figura 4.7 – Conclusão.

Apesar da baixa correlação mostrada pelas outras variáveis, à variabilidade explicada pela PC1 sobre a umidade do solo não é desprezível, principalmente onde ocorre pouca precipitação, pois o solo não está saturado e permite maior variabilidade. Nas regiões onde ocorre precipitação mais intensa, onde a probabilidade é mais alta do solo estar saturado, a variabilidade da umidade do solo é menor. Sobre a variáveis T2MT, Q2MT e PSNM, as correlações são similares entre as simulações do MCGA-CPTEC/INPE com as versões de parametrizações de superfície (HB/MY/SiB2, HB/MY/SSiB e MY/MY/SiB2) (tabela 3.2), diferenciando apenas na versão HB/MY/IBIS, onde a variabilidade explicada por PC1 sobre a PSNM é muito pequena (Figura 4.6 e 4.7).

De um modo geral, a análise de componentes principais indica que as variáveis mais significativas na variância total com relação a PC1 são PREC e NET, sendo que os impactos entre o saldo de energia na superfície e a precipitação são comuns na literatura.

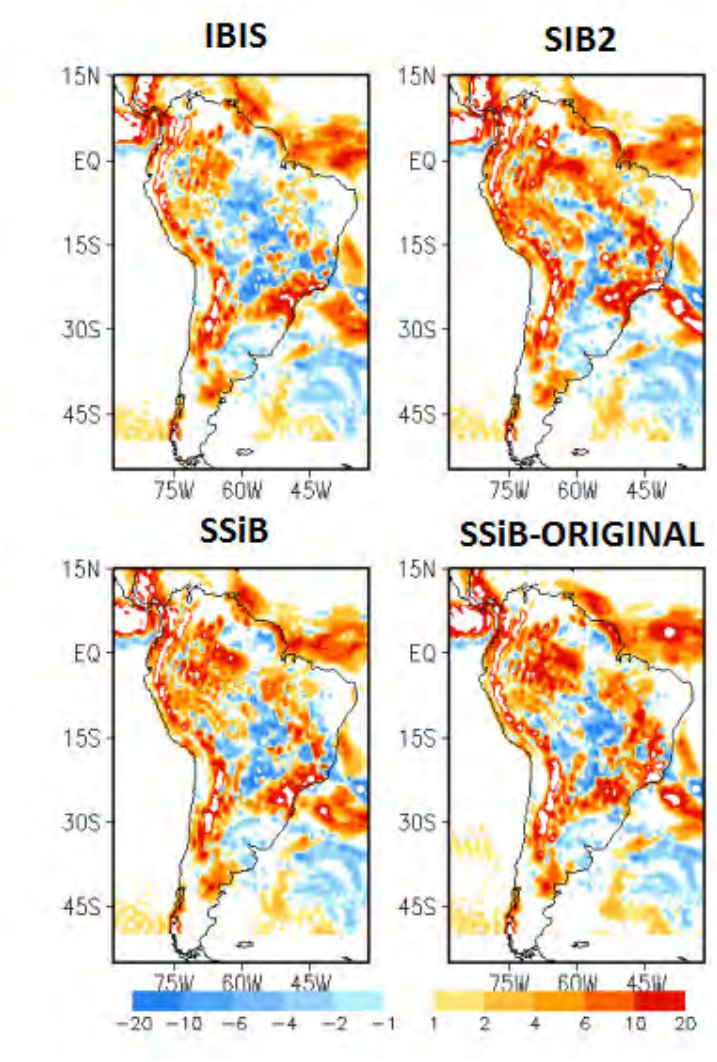
Podemos relacionar a frequência e a intensidade de precipitação ou saldo de energia armazenado na superfície ao escoamento turbulento. Assim, quando ocorre um evento (precipitação, saldo de energia armazenado na superfície, etc.), a energia gerada nas grandes escalas (baixa frequência) se transfere para as pequenas escalas (alta frequência), através do fenômeno da cascata de energia proposto por Kolmogorov (1941). Um caminho eficiente para esta transferência de energia seria dado pelo aumento da correlação entre variáveis do sistema analisado. Esta correlação entre as variáveis promoveria o surgimento das chamadas Estruturas Coerentes (CS), de acordo com Robinson (1991). Esta será uma eficiência do sistema para o retorno ao estado básico (sem distúrbio) como mostrado por Bolzan et al. (2005). Depois que a energia das grandes escalas é transferida para as pequenas escalas, através do processo acima mencionado, a correlação entre as variáveis diminui.

Portanto, um novo aspecto a ser estudado é se existe um sinal de memória no saldo de energia à superfície, como ocorre a dissipação para outras escalas e o impacto na precipitação. Isto será analisado na próxima seção através da Análise de Ondeletas.

4.1.2 Análise de ondeletas

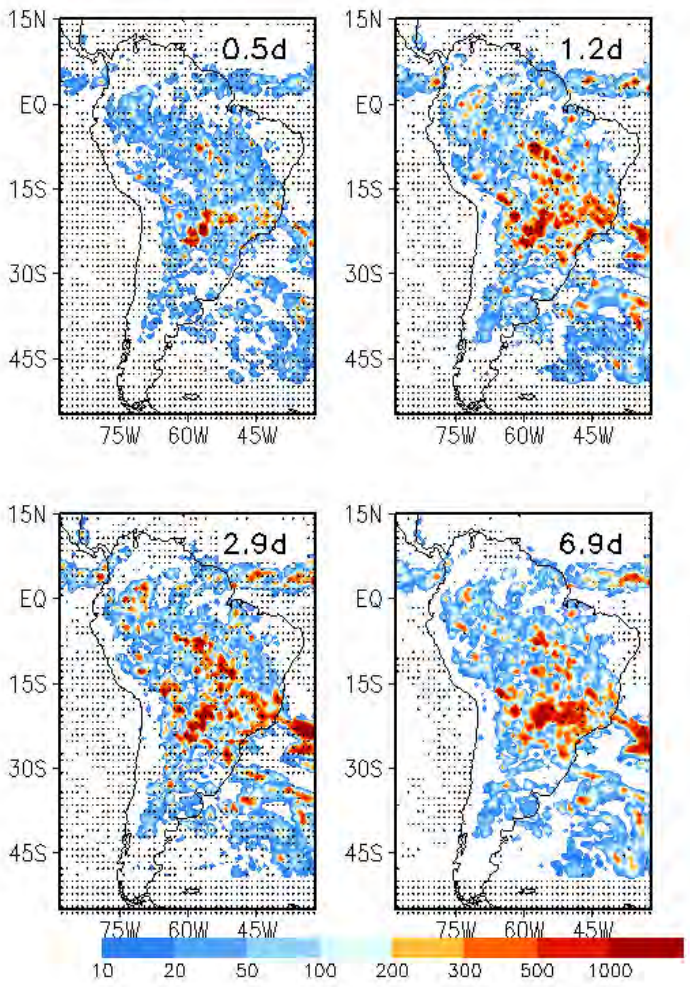
A Análise de Ondeletas foi aplicada nas simulações curtas com o MCGA-CPTEC/INPE com as diferentes parametrizações de superfície. A Figura 4.8a mostra a diferença entre a precipitação simulada com diferentes parametrizações de superfície e a estimada pelo TRMM, observa-se que em grande parte da América do Sul as simulações sempre superestimam a precipitação, exceto onde ocorre pouca precipitação, que pode estar relacionado à umidade do solo utilizada como condição inicial do modelo e as próprias parametrizações de superfície. A Figura 4.8b mostra a média temporal do espectro de ondeletas da série temporal de precipitação do TRMM para o período simulado, em cada ponto de grade. Devido ao período utilizado para a previsão de curto prazo ser de 7 dias, as Figuras foram dispostas em escalas com períodos entre 0.5 a 6.9 dias, onde o sinal observado na escala de 0.5 dias na região central da América do Sul persiste em escalas com períodos maiores que 7 dias, em alguns casos amplificando o espectro de ondeletas. Pode-se supor que, o sinal de eventos de alta frequência (períodos de 0.5dias) é persistente e se amplificam em eventos com frequência mais baixa (períodos de 6.9dias), isso ocorre através da transferência de energia de uma escala para outra. Isto pode ser relacionado ao fenômeno de cascata de energia proposto por Kolmogorov (1941), onde o espectro de energia reduz a intensidade em alta frequência, indicando uma dissipação de energia. Do ponto de vista físico, os sistemas meteorológicos de grandes escalas (baixa frequência) que geram precipitação transferem sua energia para os sistemas meteorológicos que geram precipitação de pequena escala (alta frequência) até dissipar a sua energia (retornar ao estado básico de estabilidade).

DIFERENÇA NA PRECIPITAÇÂO (MODELO-TRMM)



(a)

Figura 4.8 – Diferença da precipitação (mm/dia) média do período simulado com MCGA-CPTEC/INPE utilizando cada parametrização de superfície implementada (IBIS, SIB2, SSIB, SSIB original) e a precipitação média estimada pelo TRMM (a); e a média do espectro de energia da precipitação estimada do TRMM da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias para o mesmo período simulado (b). (Continua)



(b)

Figura 4.8 – Conclusão.

A Figura 4.9 mostra a média temporal do espectro de ondeletas da série temporal de precipitação das simulações do MCGA-CPTEC/INPE com as parametrizações de superfície implementadas. Comparando com a Figura 4.8a observa-se que a média temporal do espectro de ondeletas é mais intensa onde ocorre uma superestimativa da precipitação com relação à estimativa do TRMM. O sinal do espectro de ondeletas também é persistente em escalas de 0.5 a 6.9 dias nas simulações com o MCGA-CPTEC/INPE, principalmente nas regiões onde tem intensa precipitação, outro aspecto

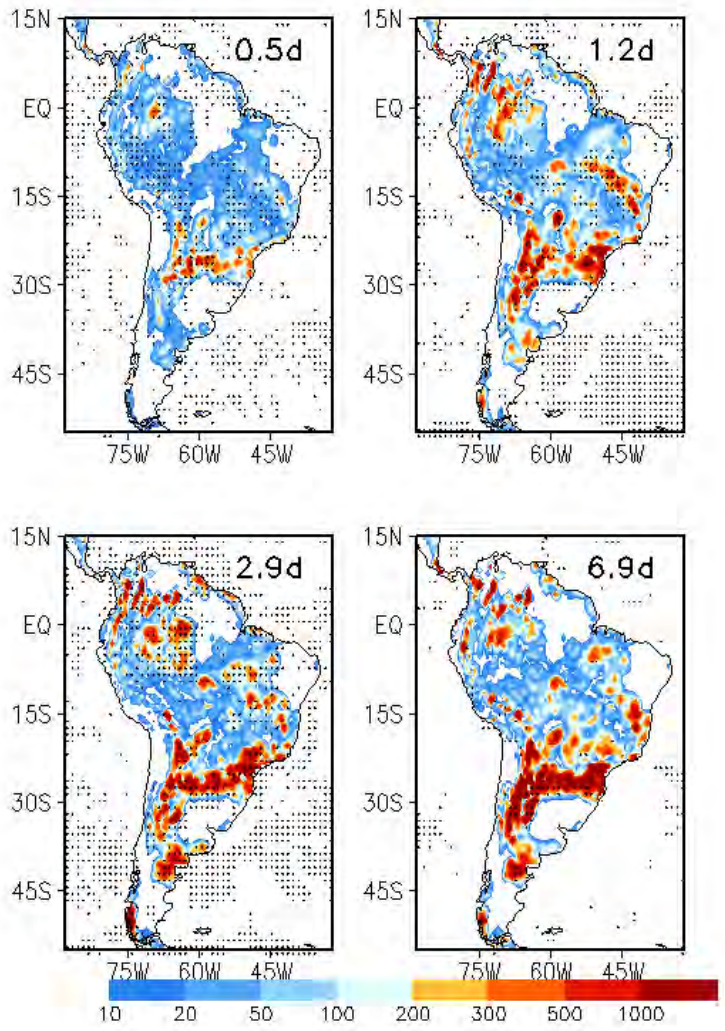
observado foi em relação à intensidade do espectro de ondeletas entre as parametrizações de superfície. O esquema HB/MY/IBIS tem uma intensidade menor nos espectros, principalmente nas escalas entre 0.5 e 1.2 dias. As versões do SiB (HB/MY/SIB2, HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB) apresentam padrões semelhantes, porém na região Amazônica as versões do SSiB tem um espectro mais intenso com relação ao SiB2. Esta diferenças na intensidade dos espectros está relacionada a interação da forçante de pequena escala (local "ciclo diurno") com a de grande escala (sistema meteorológicos meso e grande escala atuando na região). Em alta frequência a interação ocorre através das trocas de energia (Fluxo de calor latente, sensível e momentum da superfície – Fluxo de radiação, precipitação e momentum da atmosfera).

Observa-se que na Figura 4.9, os sinais da média temporal do espectro de ondeletas da série temporal de precipitação mantém em escalas de 0.5 a 6.9 dias, porém alguns sinais desaparecem e outros intensificam em todas as simulações. Isso acontece porque nem toda a energia absorvida pela superfície é liberada para auxiliar a convecção, sendo que parte da energia é armazenada na superfície por um período mais longo. As características como tipo e profundidade do solo, tipo de vegetação são os principais fatores que influenciam o armazenamento de energia na superfície.

A média temporal do espectro de ondeletas da série temporal do saldo de energia armazenado à superfície das simulações do MCGA-CPTEC/INPE [com as diferentes parametrizações de superfície], mostrada na Figura 4.10, indica que os esquemas HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 apresentam um espectro de ondeletas mais intenso com relação às versões do SSiB (HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB), principalmente na Amazônia foi verificado um decaimento dos espectros nos esquemas HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 entre as escalas de 0.5 a 6.9 dias. Nas versões do SSiB (HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB) apesar do espectro ter uma intensidade pequena observa-se um leve aumento na intensidade do espectro entre as escalas de 0.5 a 6.9 dias. Geralmente, regiões onde o espectro de ondeletas da precipitação tem maior intensidade a tendência

de ter ocorrido precipitação mais intensa é maior em todas as simulações e nos dados do TRMM, devido à frequência de precipitação sofrer influência de várias escalas, ou seja, como se a precipitação persistisse por vários dias. O mesmo ocorre com o espectro de ondeletas do saldo de energia armazenada à superfície, mais evidente em alguns casos como nos esquemas HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 e menos evidente nos esquemas HB/MY/SSiB e MY/MY/SSiB.

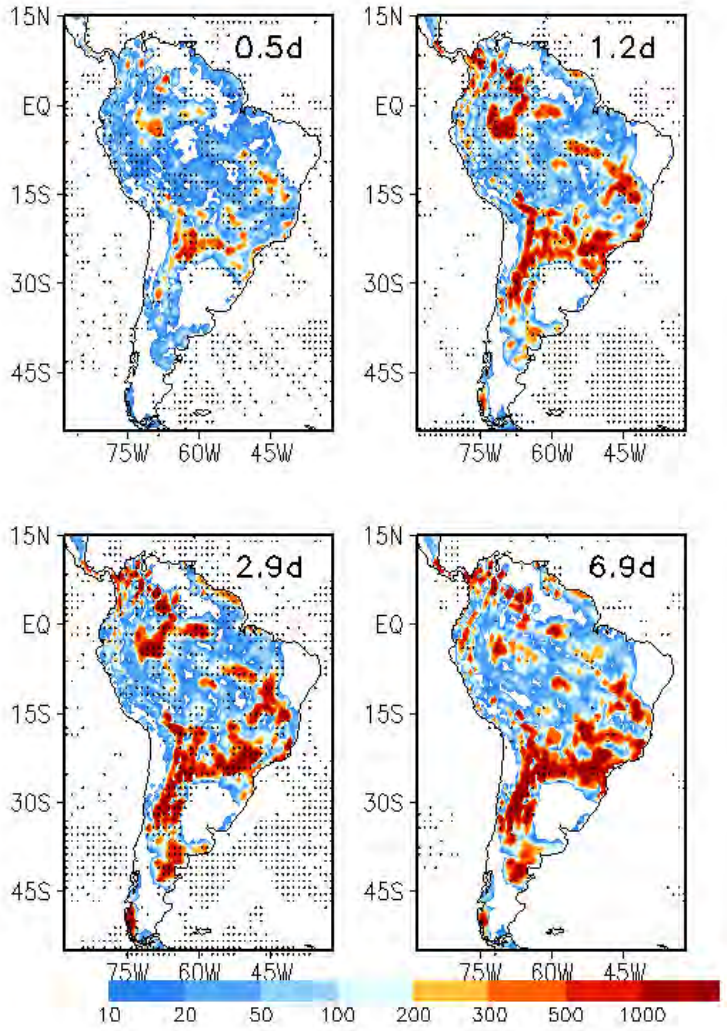
HB/MY/IBIS



(a)

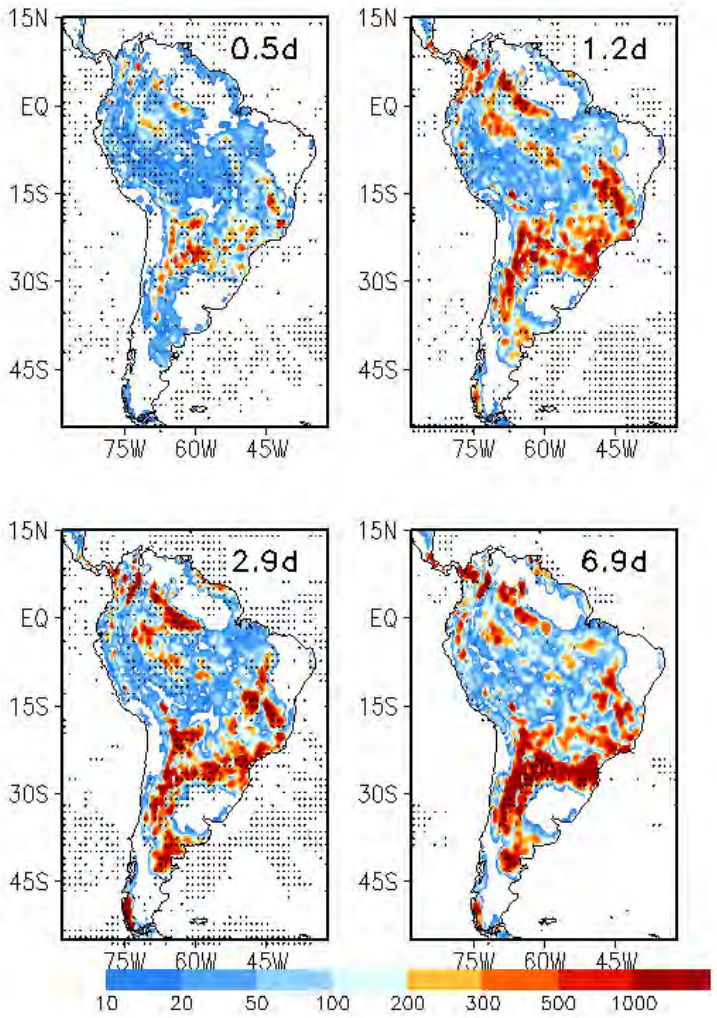
Figura 4.9 – Média do quadrado do espectro de energia da precipitação da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua)

HB/MY/SIB2



(b)

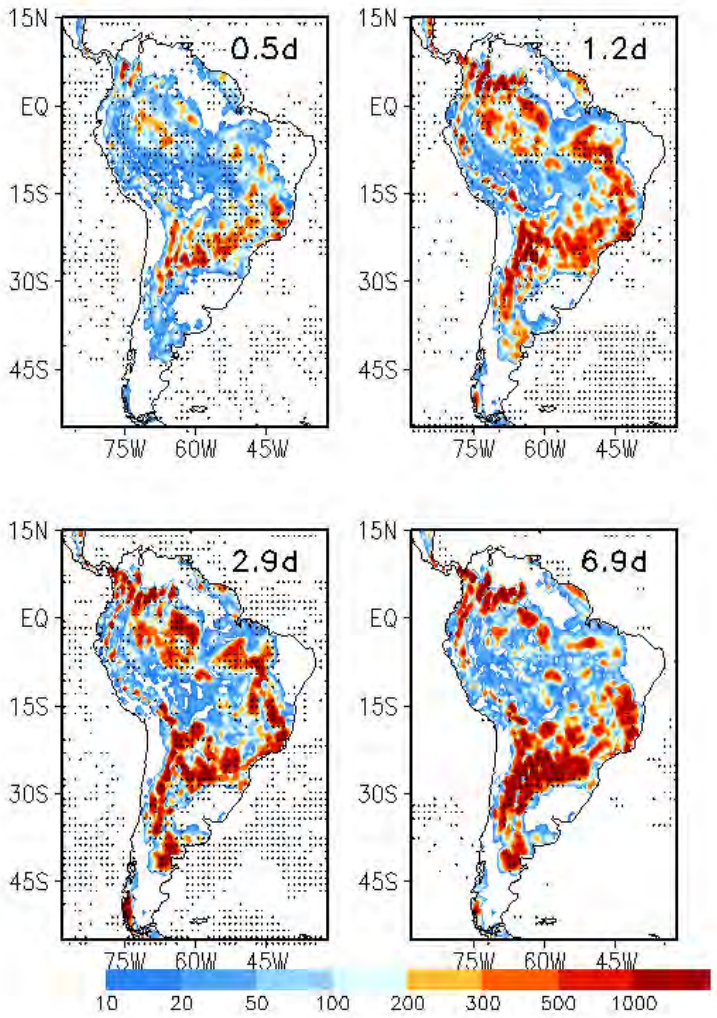
Figura 4.9 – Continuação. (Continua)



(c)

Figura 4.9 – Continuação. (Continua)

MY/MY/SSiB



(d)

Figura 4.9 – Conclusão

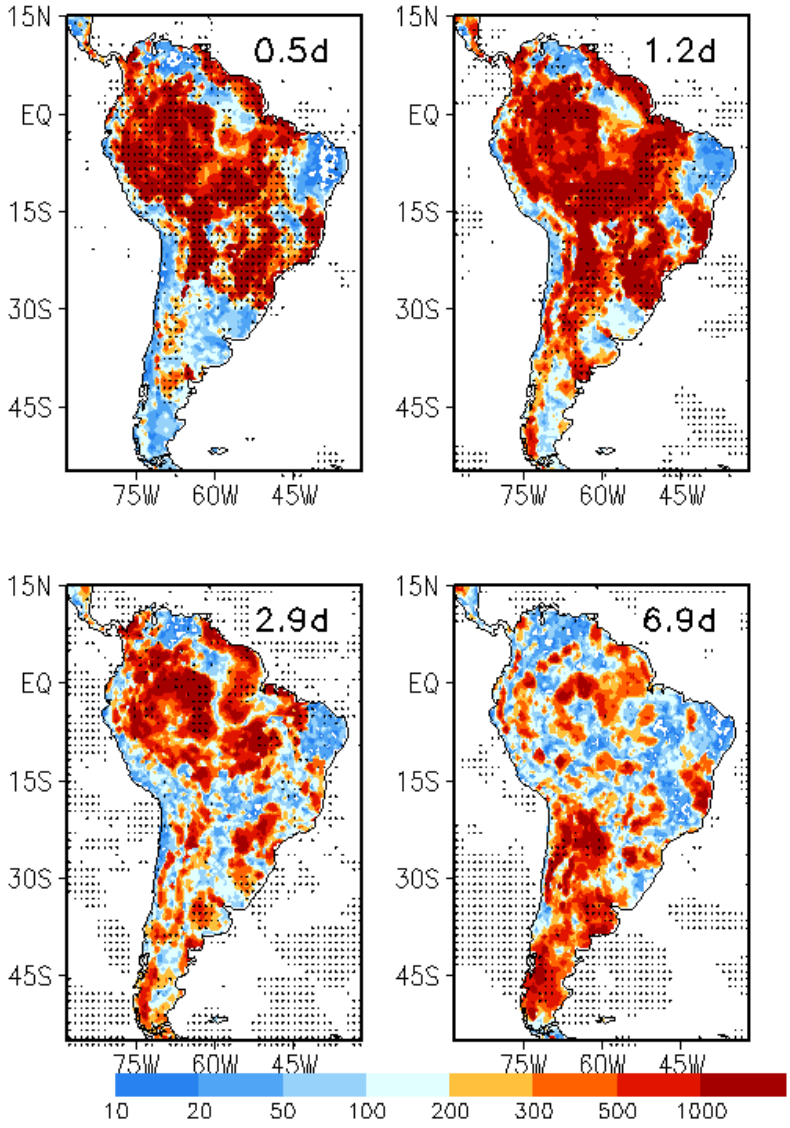


Figura 4.10 – Média do quadrado do espectro de energia do saldo de energia armazenado à superfície da transformada de ondeletas para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua)

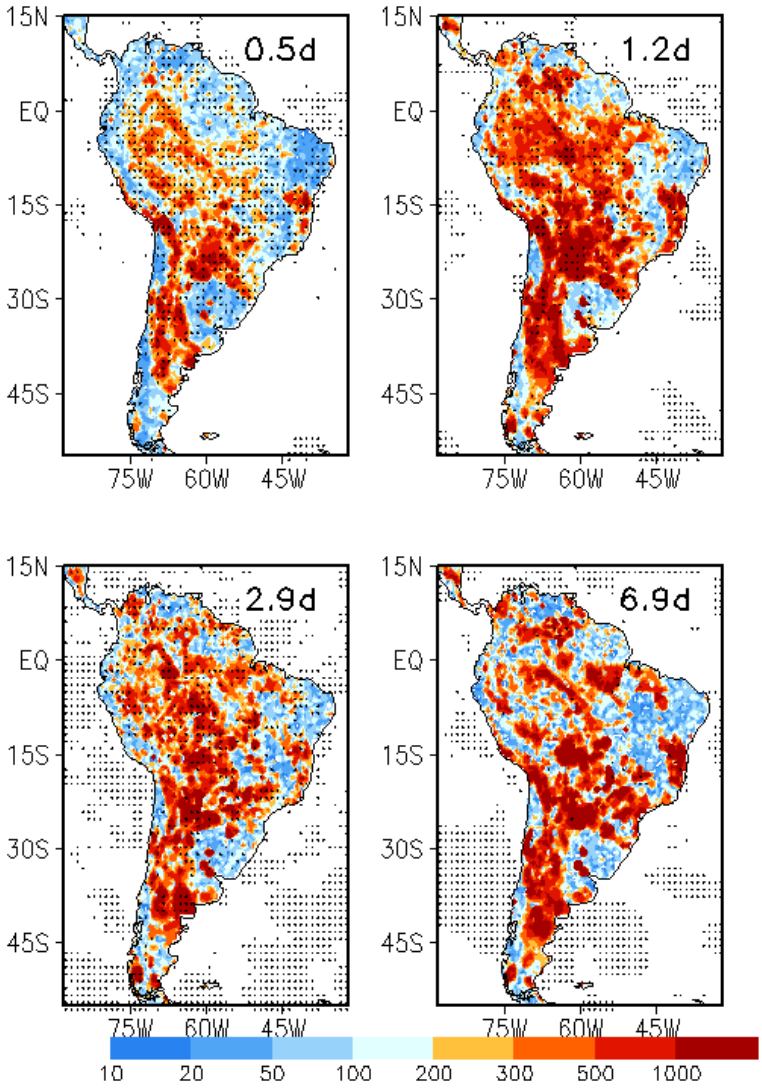


Figura 4.10 – Continuação. (Continua)

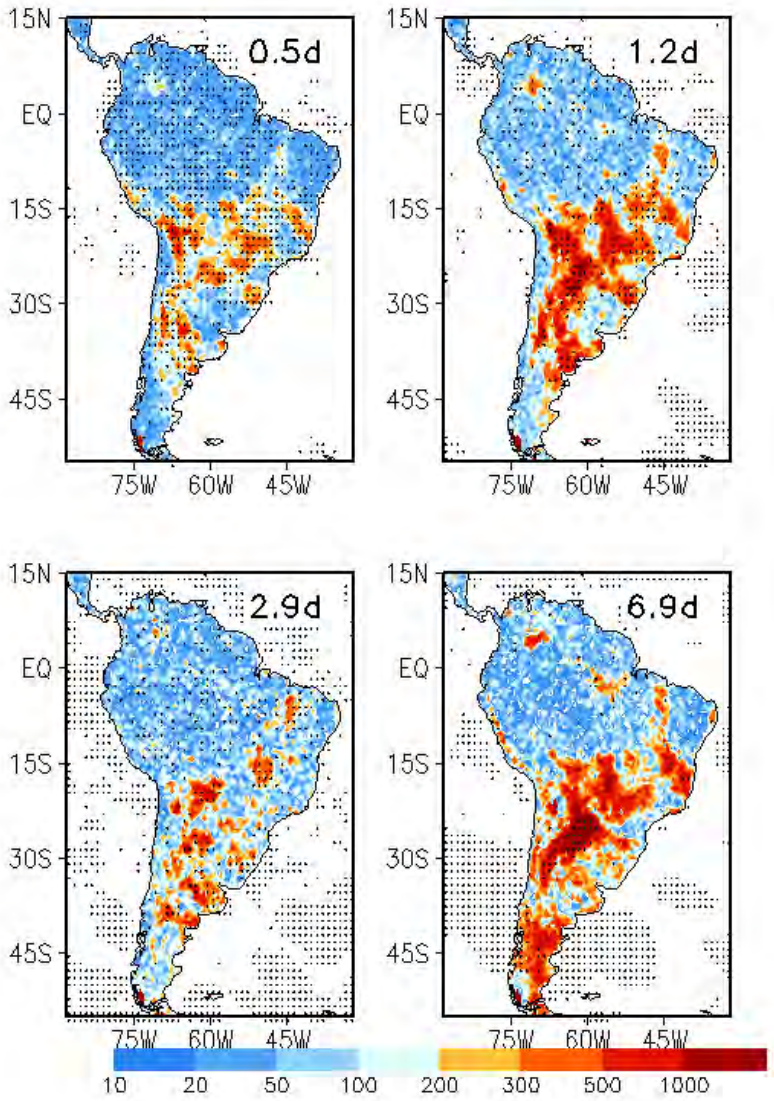


Figura 4.10 – Continuação. (Continua)

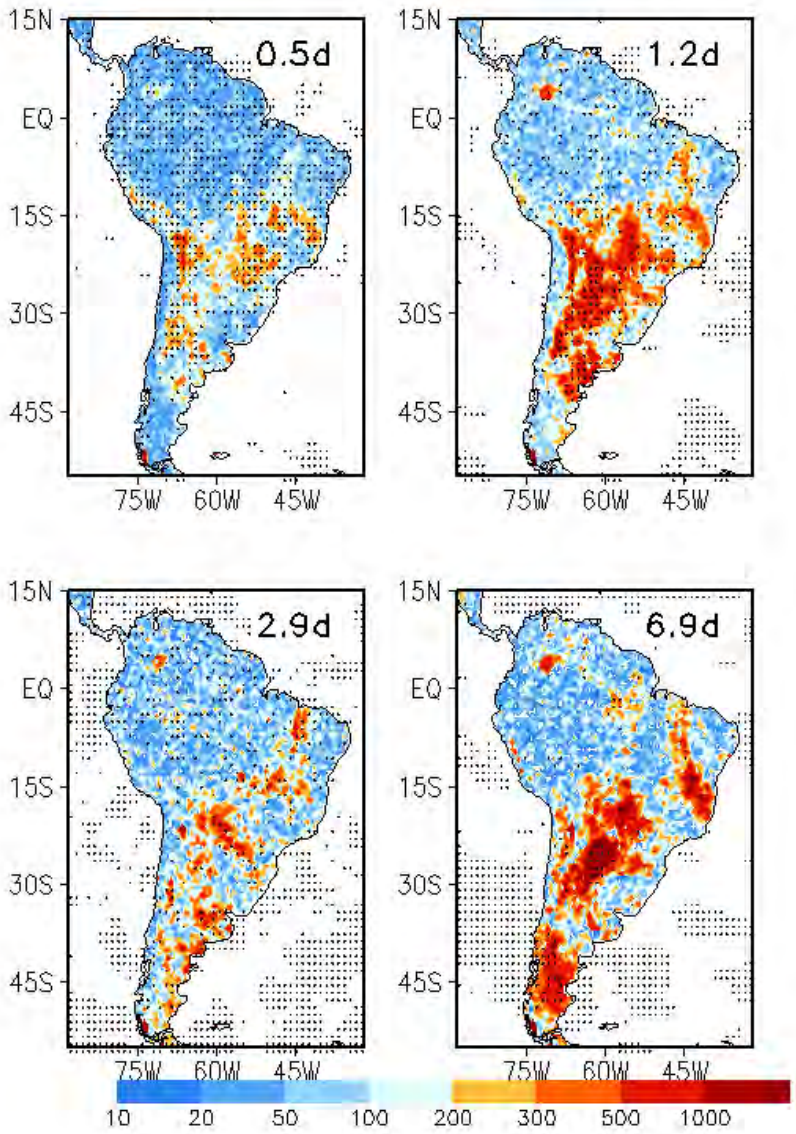


Figura 4.10 – Conclusão.

Analisando os espectros de ondeletas da precipitação e do saldo de energia armazenada na superfície pode-se supor que os dois espectros estejam correlacionados. A técnica utilizada para analisar dois espectros de ondeletas foi a transformada de ondeletas

composta, onde se permite verificar a covariância entre as duas series temporais em todas as escalas e a medida de dependência linear entre dois espectros. A Figura 4.11 mostra a média temporal do espectro da transformada de ondeletas composta envolvendo as séries temporais de precipitação e saldo de energia à superfície, aplicada nas simulações com o MCGA-CPTEC/INPE com as diferentes parametrizações de superfície. O espectro da transformada de ondeletas composta evidência onde existe fortes correlações entre a precipitação e o saldo de energia armazenada à superfície e as regiões sobre o continente com núcleos brancos indica baixa correlação dos espectros. Pode-se observar que utilizando o esquema HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 os sinais na região Amazônica ficam mais evidentes em relação aos esquemas HB/MY/SSiB e MY/MY/SSiB, isso indica que entre as parametrizações de superfície utilizadas há uma dependência linear variando consideravelmente em todas as escalas entre a precipitação e o saldo de energia à superfície.

Apesar do espectro de ondeletas do saldo de energia armazenada à superfície ter uma intensidade pequena na região Amazônica nos esquemas HB/MY/SSiB e MY/MY/SSiB, observa-se na ondeleta composta que o sinal fica mais evidente entre as escalas de 1.2 a 6.9 dias . Como os sinais da ondeleta composta se mantêm nas escalas de 0.5 a 6.9 dias em todas as simulações, pode-se observar que a correlação entre os espectros da ondeleta da precipitação e o saldo de energia armazenado à superfície também se mantém nestas escalas, mostrando a manutenção de uma dependência linear ao longo do tempo, indicando que a energia armazenada à superfície durante o ciclo diurno não impacta somente na precipitação na escala de 0.5 a 1.2 dias, mas também influência a precipitação em escalas de tempo maiores do que um dia.

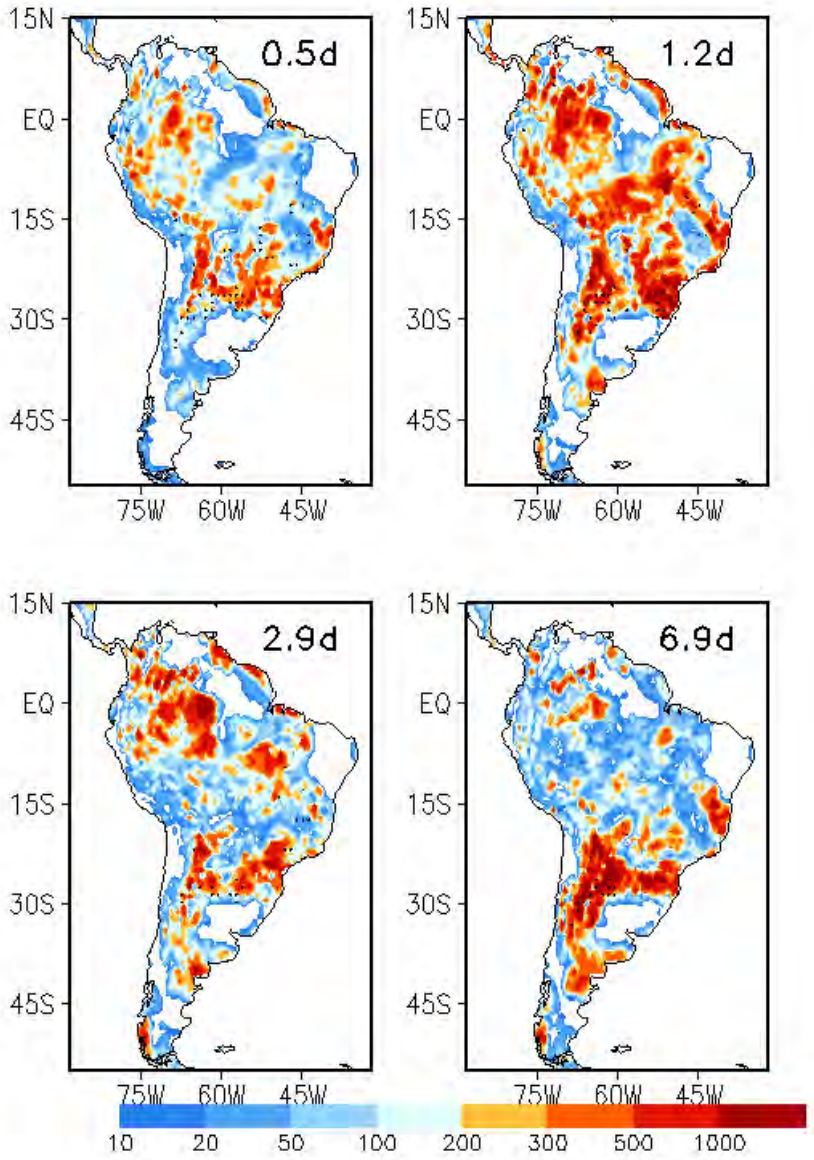


Figura 4.11 – Média do quadrado do espectro da precipitação e energia do saldo de energia armazenado à superfície da transformada de ondeletas composta para o período de 0.5 a 6.9 dias, para os experimentos com o HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) e com o MY/MY/SSiB (d). As áreas com X representam regiões com significância estatística acima de 95%. (Continua)

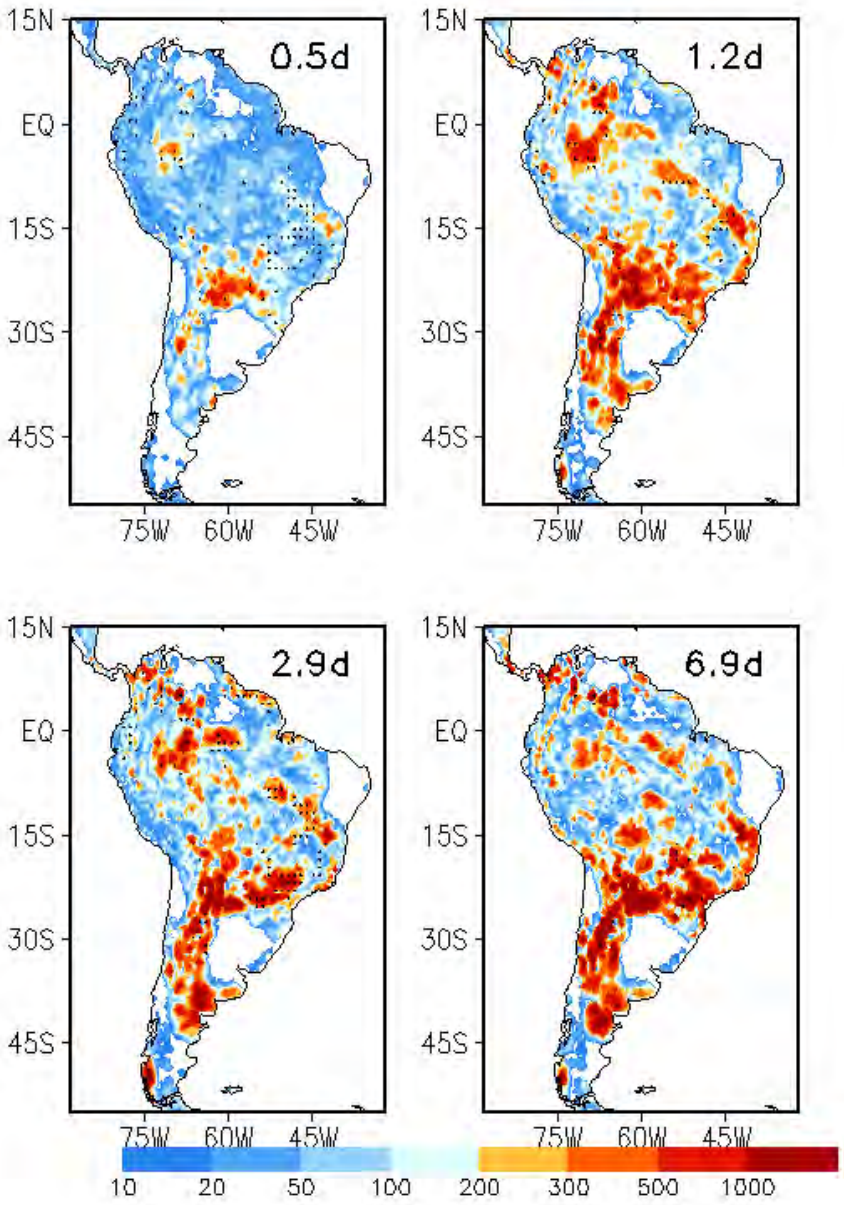


Figura 4.11 – Continuação. (Continua)

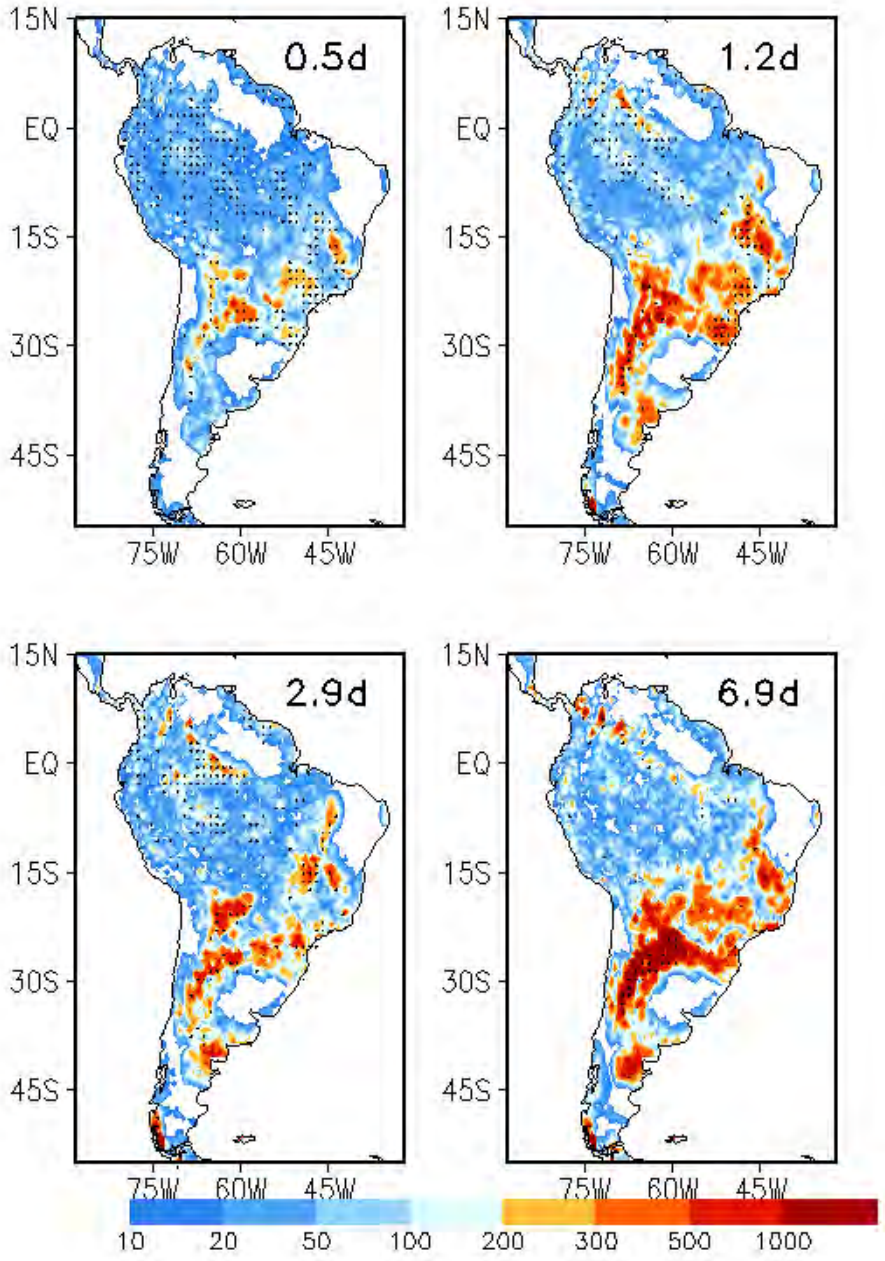


Figura 4.11 – Continuação. (Continua).

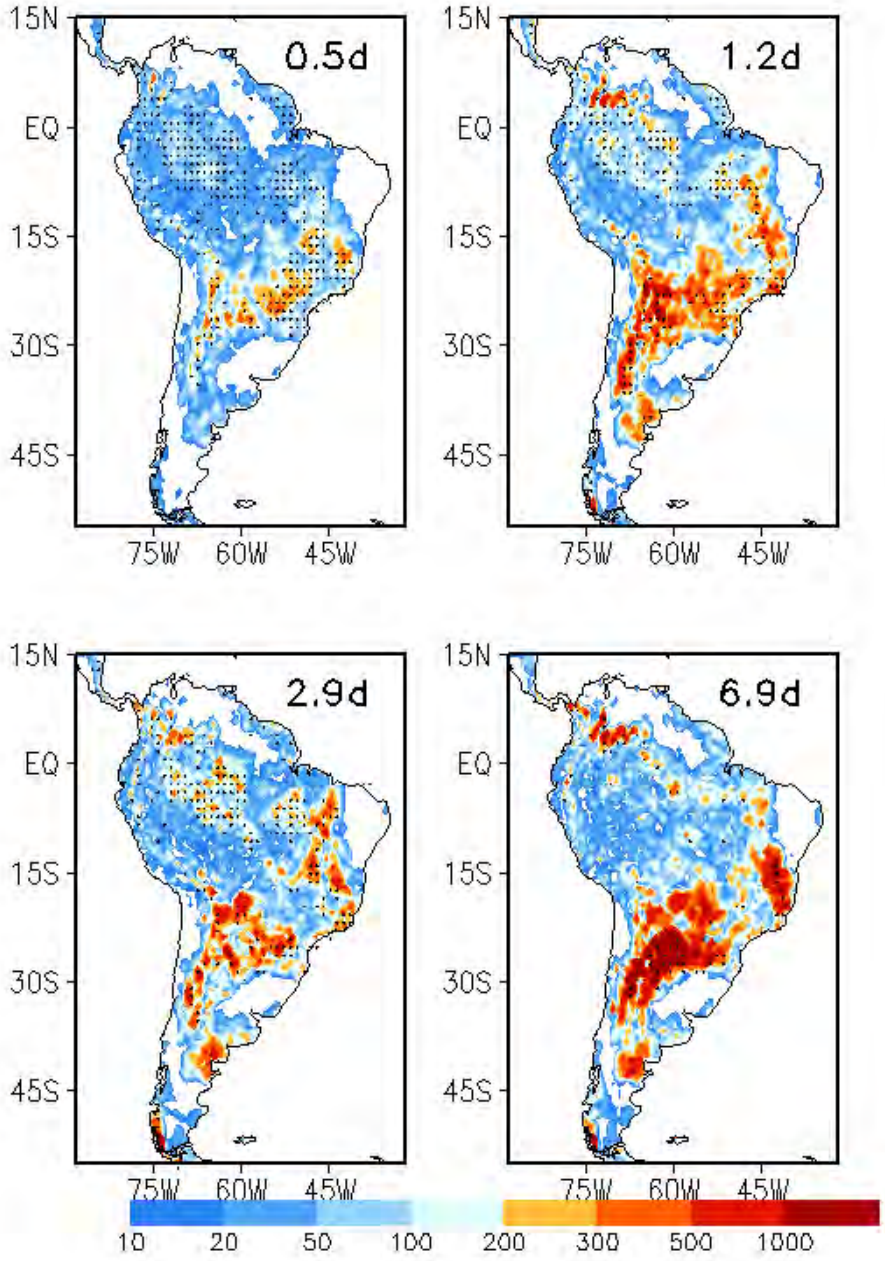


Figura 4.11 – Conclusão.

As diferenças nos espectros de ondeletas entre os esquemas de superfície estão relacionadas à formulação dos processos físicos principalmente os que estão vinculados à física do solo, a qual é bem simplificada no esquema SSiB. Isso altera muito a quantidade de energia armazenada nas camadas de solo influenciando diretamente nas variáveis atmosféricas próximas a superfície e consequentemente na precipitação. A ondeleta composta mostrou as regiões onde há covariância entre as duas séries, indicando somente que são linearmente dependentes, a relação de retroalimentação não pode ser verificada, mas fisicamente sabe-se que quanto maior a umidade do solo maior será a capacidade de retenção de energia, pois a capacidade térmica do solo aumenta.

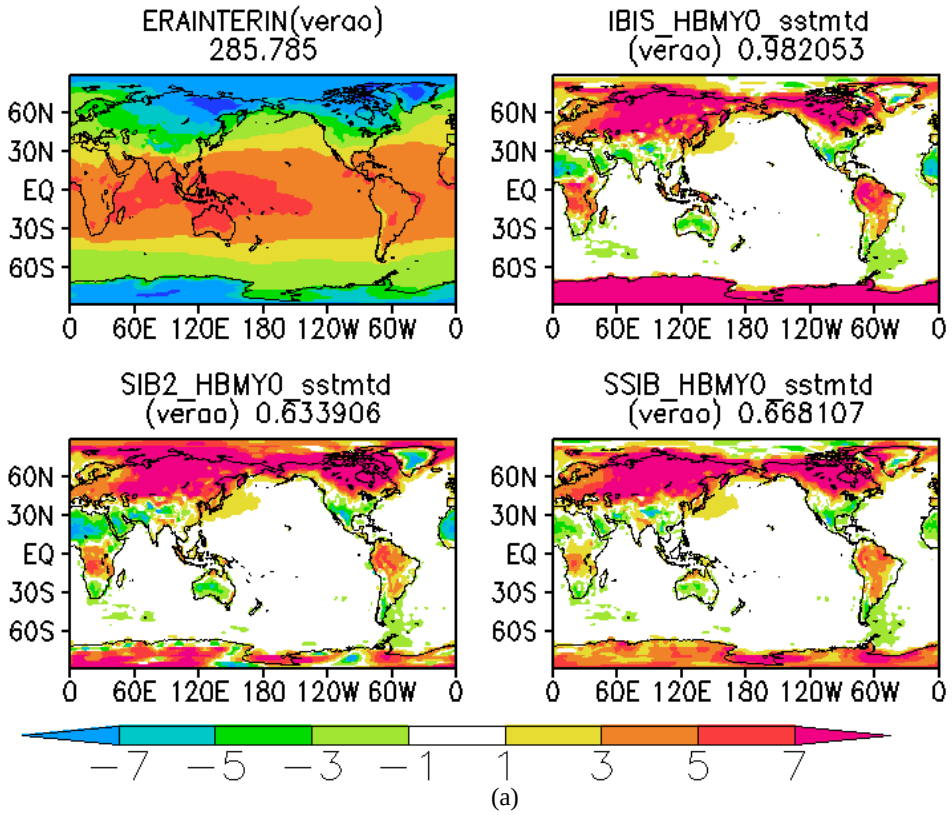
4.2 Validação do modelo para simulação de longo prazo

As características do MCGA-CPTEC/INPE com as novas modificações trazem melhorias para a previsão de curto prazo. No entanto, os padrões climatológicos possuem diferenças principalmente com relação às implementações dos novos esquemas de superfície e a utilização de temperatura de superfície do mar climatológica e observada. Para a validação da climatologia do modelo foram realizados diferentes experimentos com 3 diferentes esquemas de superfície (IBIS, SiB2 e SSiB) e duas opções de temperatura de superfície do mar climatológica e observada (sstaoi e sstmtd). As simulações com os dois conjuntos de temperatura de superfície do mar será utilizado para observar se o impacto das oscilações de baixa frequência contida na série temporal impacta na climatologia do modelo obtida nos experimentos e observar se há um impacto remoto com os diferentes esquemas de superfície. As simulações foram para um período de 50 anos de 1957 a 2007, utilizando como condição inicial as reanálises do ECMWF ERAINTERIM As saídas das simulações foram comparadas com os dados de precipitação do GPCP e com as próprias reanálise do ERAINTERIM.

Como o objetivo de ver o comportamento climatológico das novas implementações dos esquemas de superfície, acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE, utilizando o esquema de camada limite de Hostlag e Boville, com os coeficientes de difusão de Mellor e Yamada para o fechamento de 1° ordem foi obtida uma média climatologica das saídas das simulações do modelo e comparadas com as climatologias do GPCP e da reanalise do ERAINTERIM. Na Figura 4.12a e 4.12b estão as climatologias de temperatura a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB) utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. Pode-se observar que os padrões das diferenças (Simulado - ERAINTERIM) de temperatura a 2 metros nas simulações para cada estação do ano são similares, quando se utiliza a temperatura de superfície do mar climatológica e a observada. Porém, observa-se uma pequena redução desta diferença quando se utiliza a temperatura de superfície do mar climatológica. Isso pode ser explicado devido ao fato que a temperatura de superfície do mar climatológica não variar tanto durante a simulação de 50 anos, como na temperatura da superfície do mar observada, isso induz a uma menor oscilação induzida pela temperatura de superfície do mar. Essas oscilações combinadas a outras forçantes (esquema de superfície) do modelo pode gerar um maior ou menor aquecimento da superfície. O fato das diferenças dos resultados das climatologias da serem pequenas, quando se utiliza temperatura de superfície do mar climatológica e a observada indica que o impacto é linear e os sinais interanuais não tem grande influencia sobre a média climatológica.

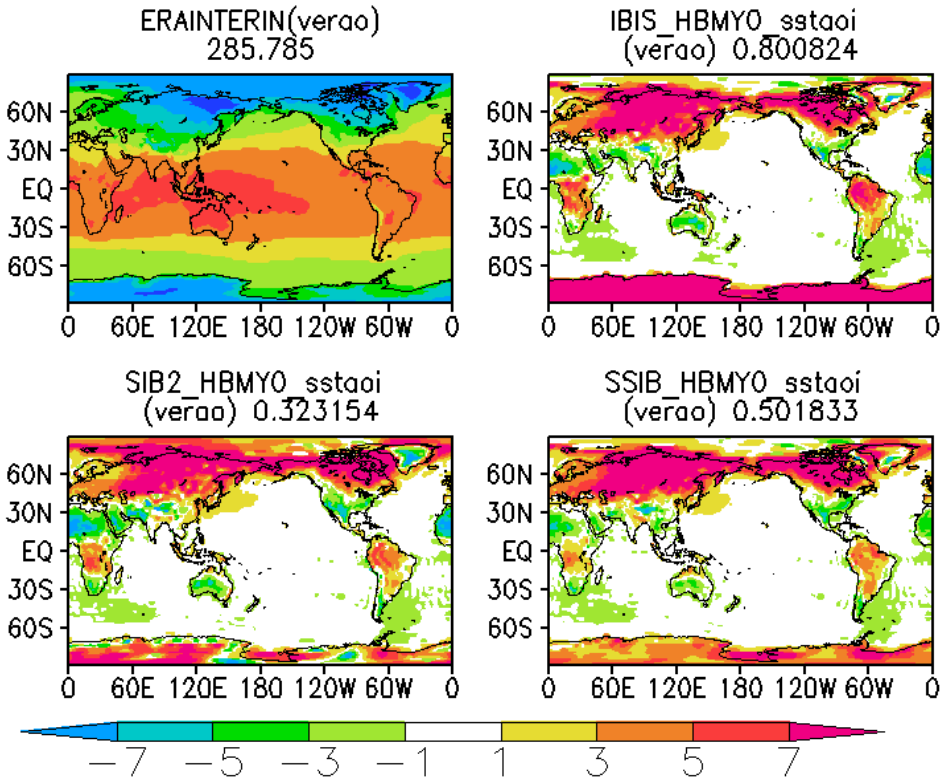
Durante o verão do Hemisfério Sul (figura 4.12a e 4.12b) foi observada uma grande diferença da temperatura a 2 metros, na região da Sibéria, Canadá e Antártida. Na região da Sibéria e Canadá os três esquemas de superfície apresentam a mesma característica de superestimar a temperatura a 2 metros com relação à reanalise do ERAINTERIM. O albedo poderia ser a causa desta diferença, porém cada esquema possui uma parametrização de albedo diferente e a superestimava tem o mesmo padrão.

Outro aspecto importante é a região Antártida durante a estação de verão no Hemisfério Sul. A temperatura a 2 metros simulado pelo esquema IBIS possui uma superestimava maior em relação aos esquemas SiB2 e SSiB. Esta diferença na temperatura a 2 metros entre os esquemas está relacionada à diferença na parametrização de albedo. Na América do Sul não há muita diferença quando se usa a temperatura de superfície do mar climatológica ou observada. Somente há uma diferença entre os esquemas de superfície.



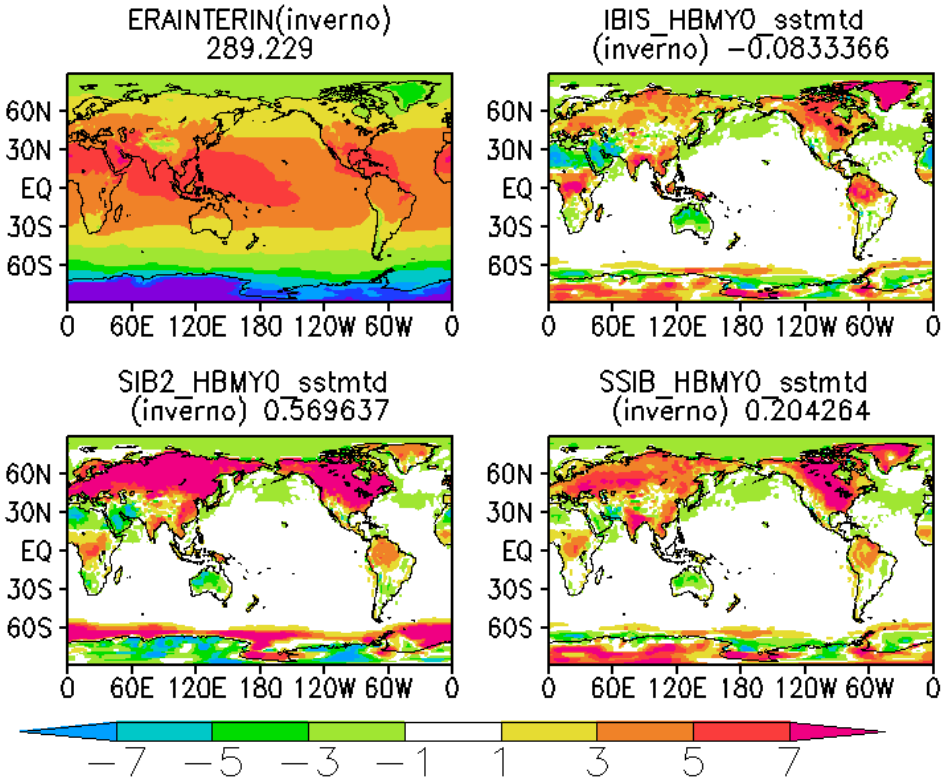
(a)

Figura 4.12 – Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) de temperatura a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. (Continua)



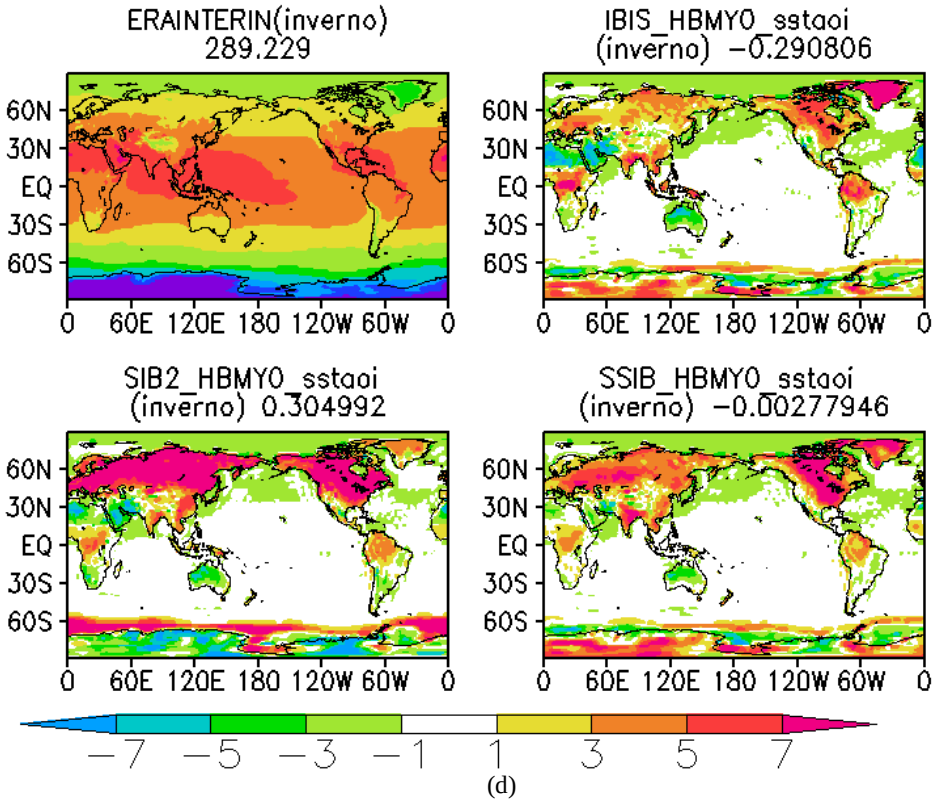
(b)

Figura 4.12 – Continuação. (Continua)



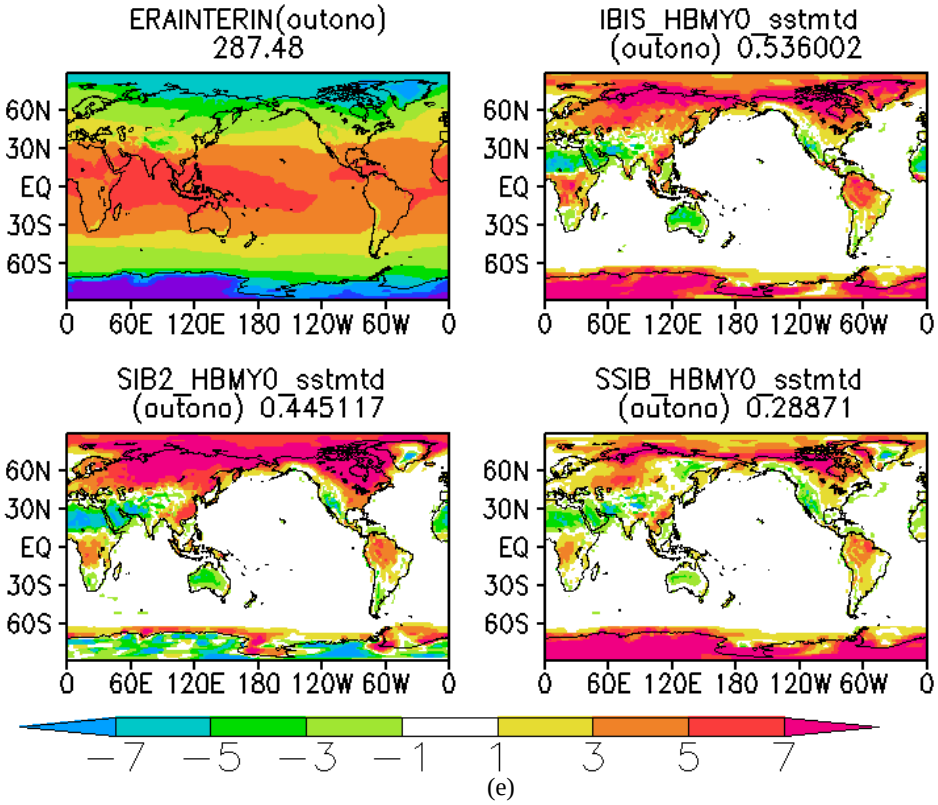
(c)

Figura 4.12 – Continuação. (Continua)



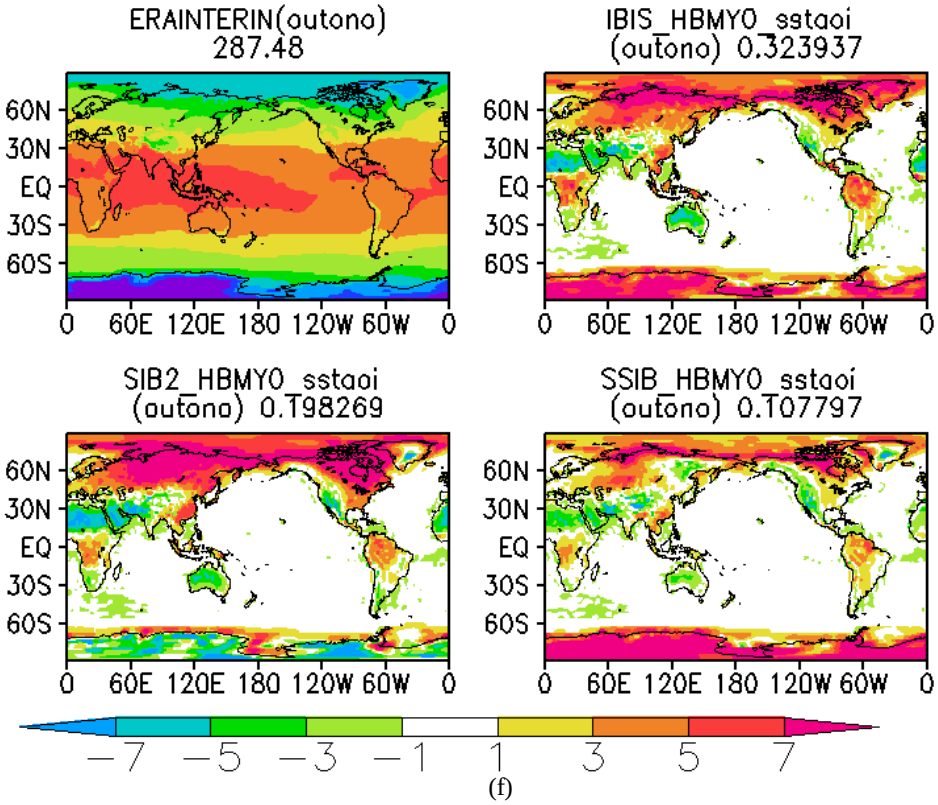
(d)

Figura 4.12 – Continuação. (Continua)



(e)

Figura 4.12- Continuação. (Continua)



(f)

Figura 4.12- Continuação. (Continua)

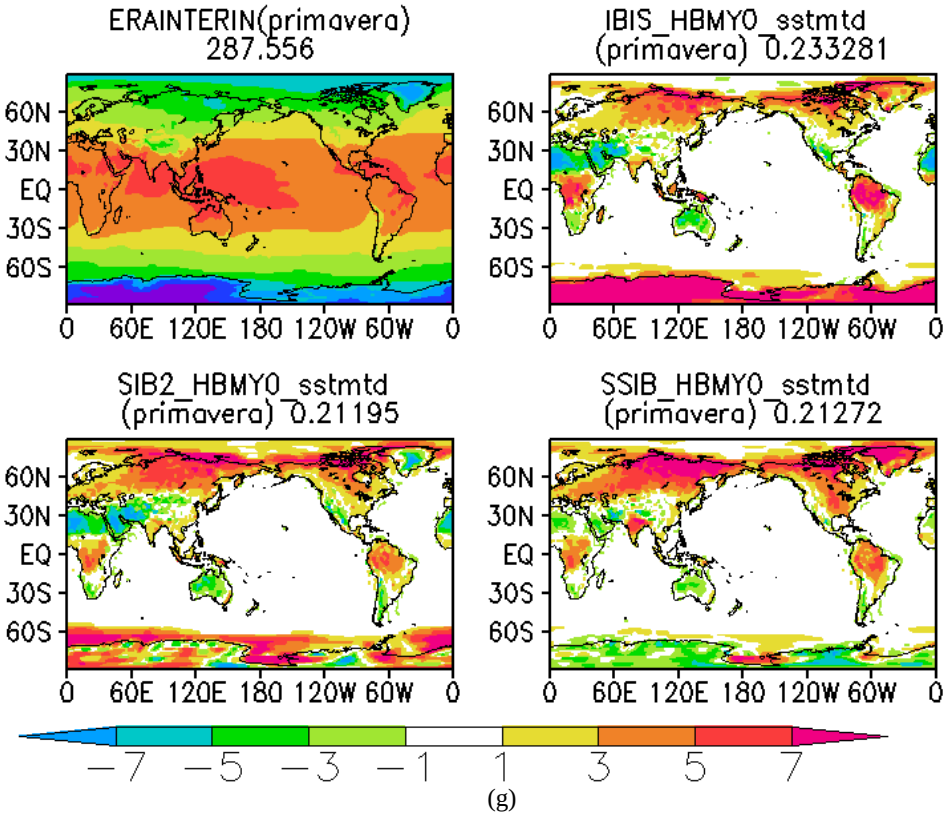
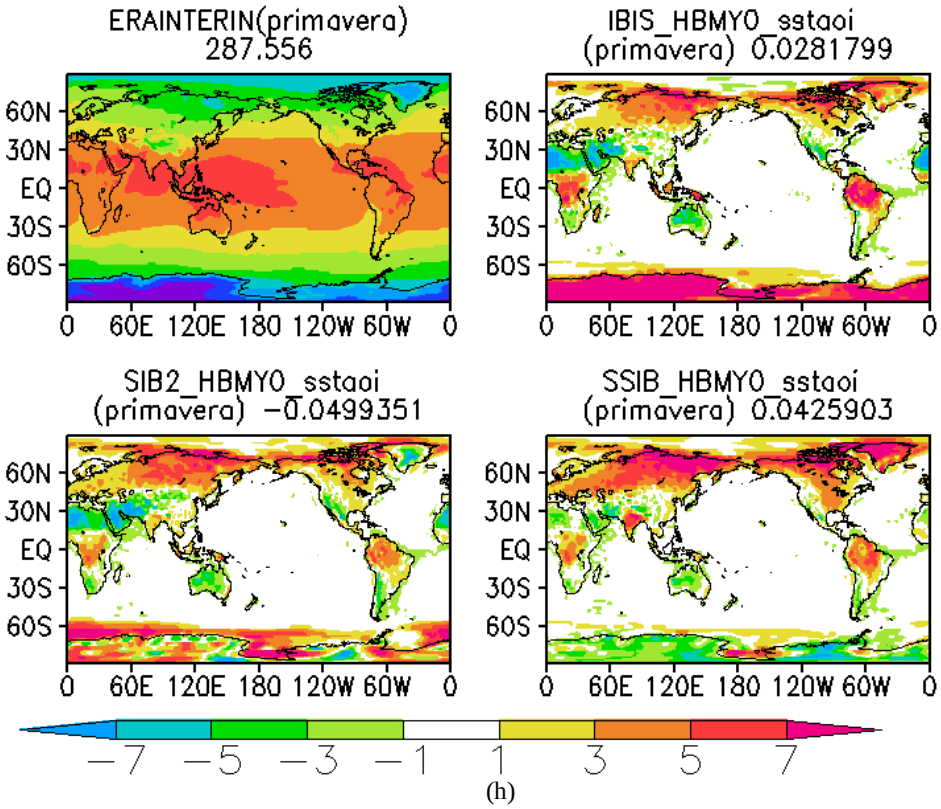


Figura 4.12- Continuação. (Continua)



(h)

Figura 4.12- Conclusão.

O IBIS na região Amazônica superestima mais a temperatura a 2 metros em relação aos esquemas SSiB e SiB2. Isso é mais difícil analisar, pois há muita interação entre diferentes processos nos esquemas de superfície. Entretanto, deve-se levar em conta que o esquema de parametrização de solo do IBIS é mais sofisticado em relação às versões de SiB2 e SSiB. Como possui um tratamento melhor de camadas de solo e processos de condutividade hidráulica e difusão de calor, o esquema IBIS pode armazenar mais água nas camada de solo, assim mesmo combinado com um menor volume de precipitação tem maior umidade à 2 metros reduzindo a amplitude do ciclo diurno, o pode explicar esta superestimava maior em relação aos outros esquemas.

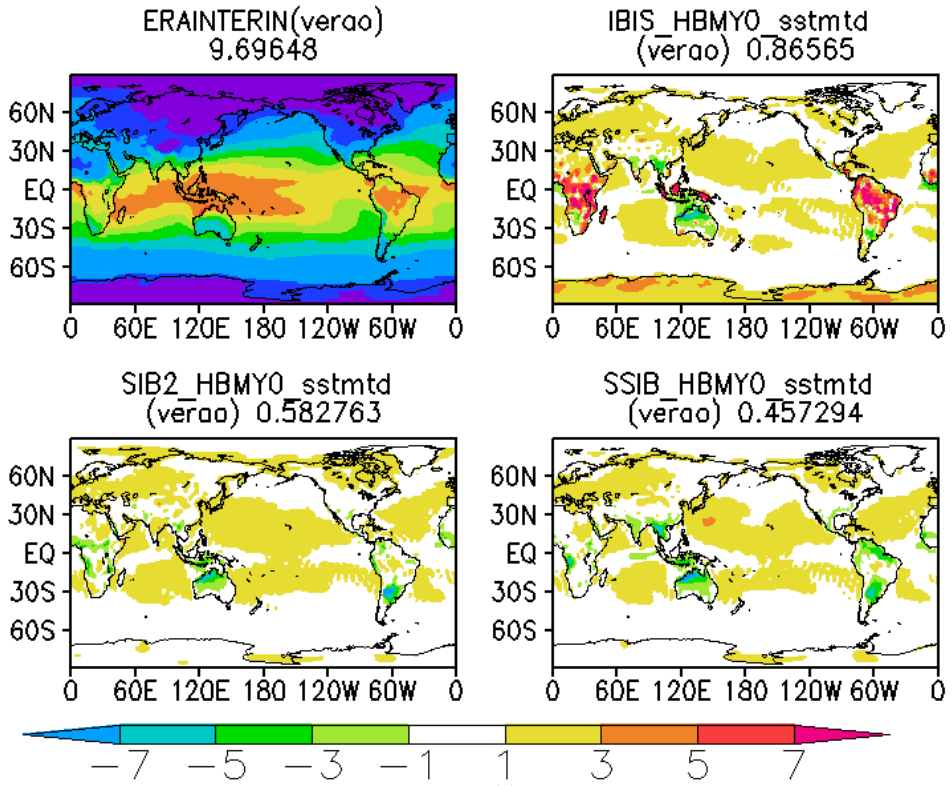
Com relação ao inverno do Hemisfério Sul (Figura 4.12c e 4.12d) observa-se que a superestimava da temperatura a 2 metros (Simulado - ERAINTERIM) na região da Sibéria e Canadá tem uma pequena redução nos esquemas de superfície (SSiB e IBIS), não reduzindo quando se utiliza o esquema SiB2. Na região da Antártica ocorre a redução da superestimava da temperatura a 2 metros em todos os esquemas. Com relação à temperatura de superfície do mar utilizada nas simulações (climatológica e observada) não induz uma mudança significativa na temperatura a 2 metros.

As estações de transição outono (Figura 4.12e e 4.12f) e inverno (Figura 4.12g e 4.12h) do Hemisfério Sul a superestimava da temperatura a 2 metros na região da Sibéria, Groelândia e Canadá com relação aos dados de reanálise do ERAINTERIM permanecem em todos os esquemas. No entanto, no esquema IBIS a superestimava de temperatura a 2 metros é maior durante o outono com relação a primavera do Hemisfério Sul e o contrário na região Antártica. O esquema SSiB superestima a temperatura a 2 metros maior durante a primavera na região da Sibéria, Groelândia e Canadá em relação ao outono e o contrário na região Antártida. O esquema SiB2 possui superestimava na temperatura a 2 metros maior durante a outono e menor durante a primavera. Sobre a região Antártida os esquemas tem comportamento bem diferente uma relação ao outro. O SSiB superestima no outono e subestima na primavera, o IBIS

sempre superestima e o SiB2 em geral subestima no outono e superestima na primavera. Com relação à temperatura do mar utilizada (climatologia e observada), observa-se pouca modificação do padrão da diferença de temperatura (simulado - ERAINTERIM), principalmente na região tropical.

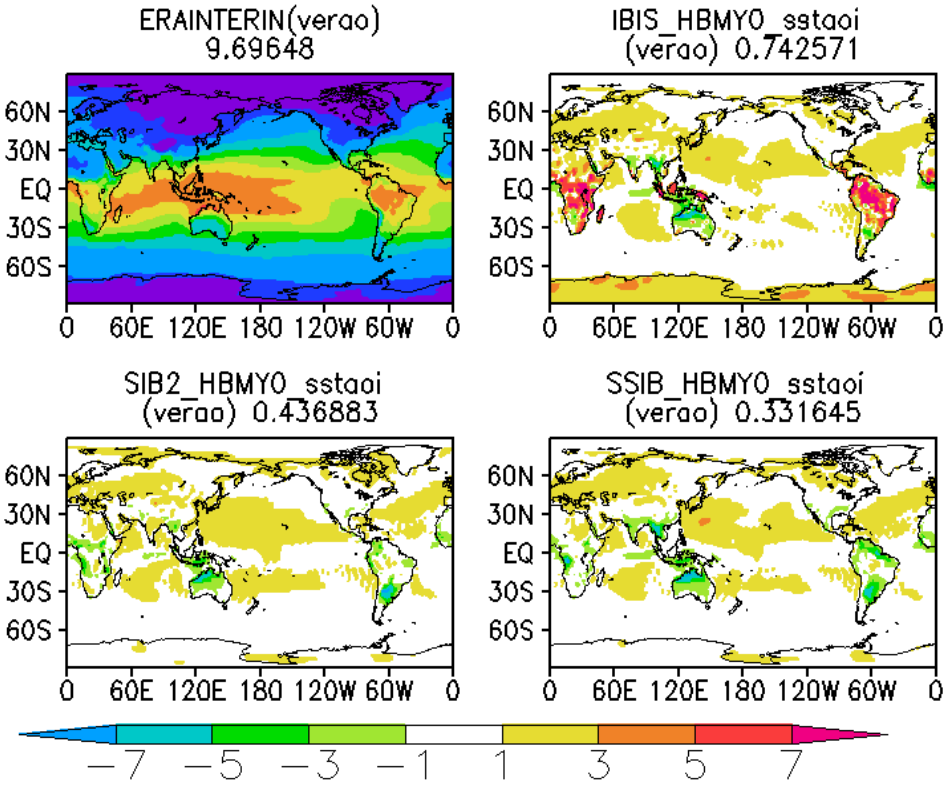
A umidade específica a 2 metros, assim como a temperatura a 2 metros são parâmetros que ajudam a avaliar os esquemas de superfície implementados. Mesmo os cálculos sendo baseados em diferentes formulações físicas, a umidade específica a 2 metros indica as regiões onde há grande concentração de vapor de água. A diferença na umidade específica a 2 metros nas simulações realizadas com as diferentes temperaturas de superfície do mar (observada e climatológica) não tem grande diferenças sobre os oceanos, assim como na temperatura a 2 metros. Isso pode ser explicado, devido ao fato das parametrizações do cálculo da umidade e temperatura a 2 metros serem as mesmas e as diferenças serem feitas com as médias climatológicas das rodadas. A maior diferença na umidade a 2 metros é devido às diferenças nos esquemas de superfície implementados. O IBIS tende a superestimar a umidade a 2 metros, em todas as estações do ano, na América do Sul, África e a região da Indonésia, geralmente onde a classe de vegetação é de floresta densa. As outras regiões dependem da estação do ano. O SSiB e o SiB2 não superestimam tanto a umidade a 2 metros como o IBIS, mas em geral, estes dois esquemas subestimam a umidade a 2 metros sobre a América do Sul, África e a região da Indonésia.

Durante o verão do Hemisfério Sul os esquemas de superfície superestimam a umidade a 2 metros na Europa, Ásia e América do Norte. No inverno do Hemisfério Sul, os esquemas tendem a subestimar a umidade a 2 metros na região sul da Europa e da América do Norte. Nas estações de transição (outono e inverno) os esquemas tendem a superestimar a umidade a 2 metros em altas latitudes, e na região tropical o IBIS tende a superestimar a umidade e os esquemas SSiB e Sib2 tendem a subestimar a umidade a 2 metros (Figura 4.13).



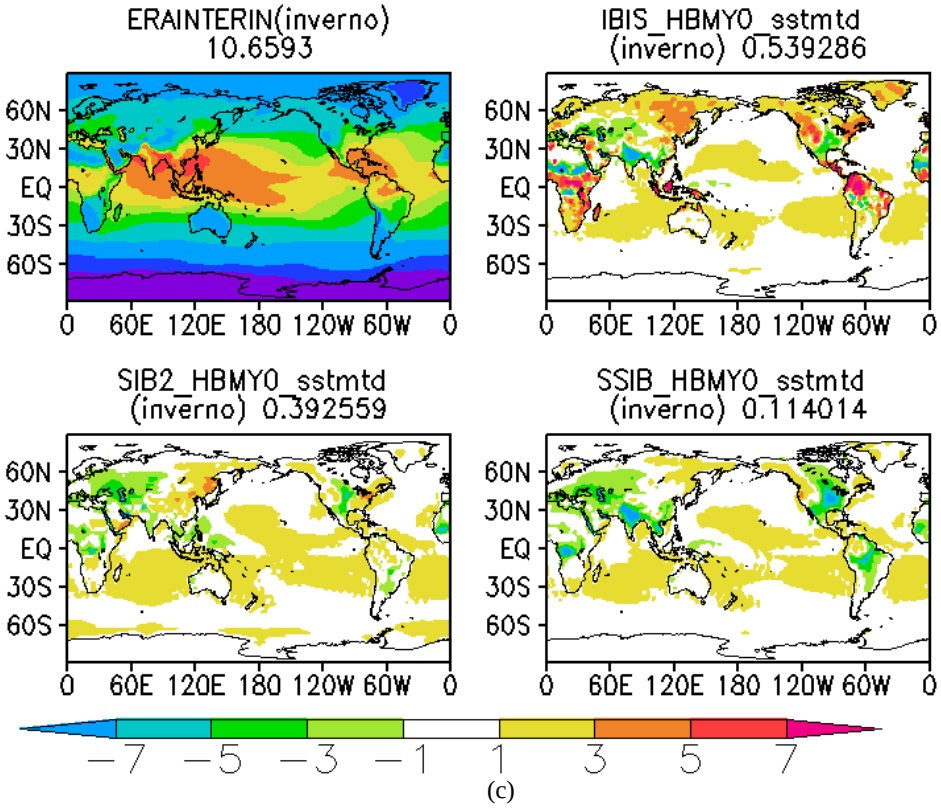
(a)

Figura 4.13 - Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) de umidade especifica a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. (Continua)



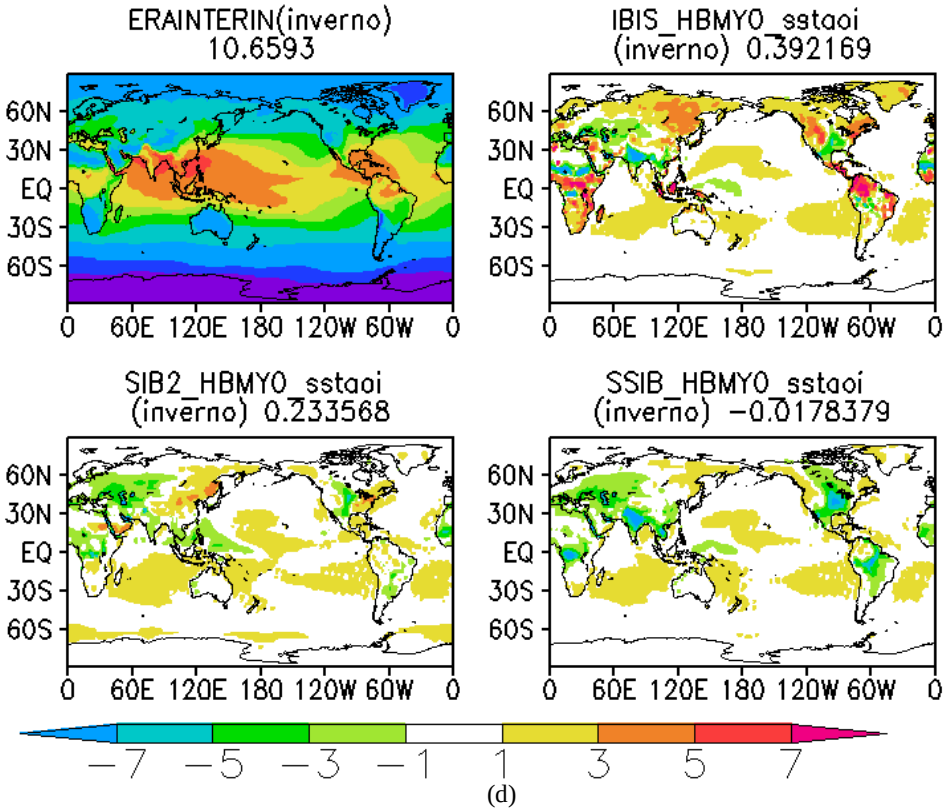
(b)

Figura 4.13 - Continuação. (Continua)



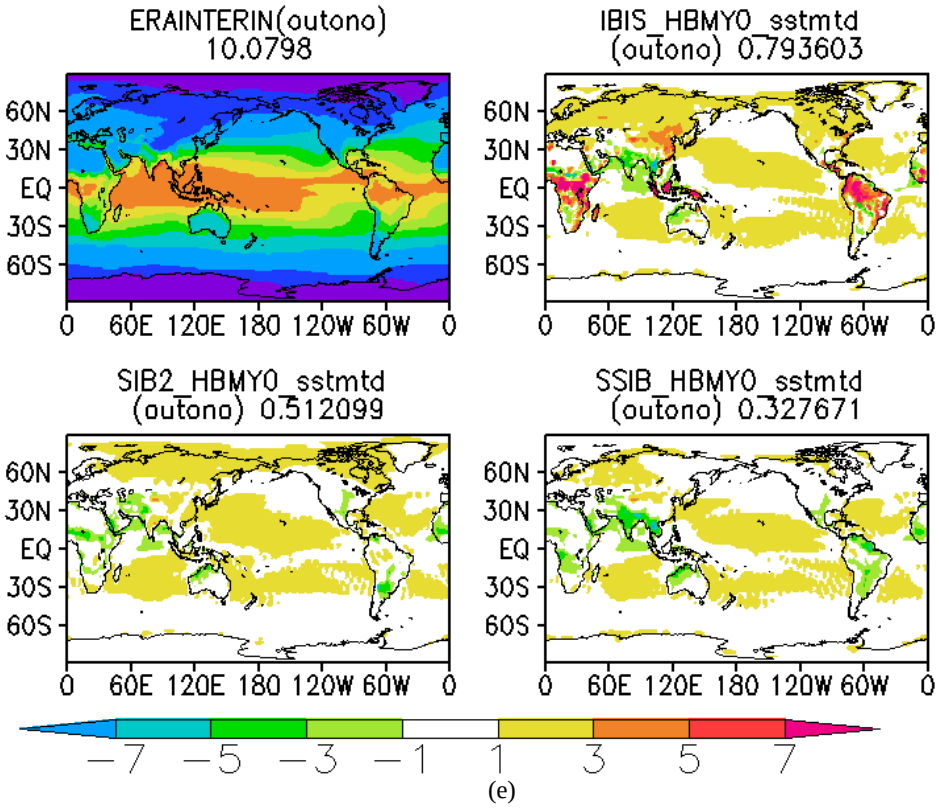
(c)

Figura 4.13 - Continuação. (Continua)



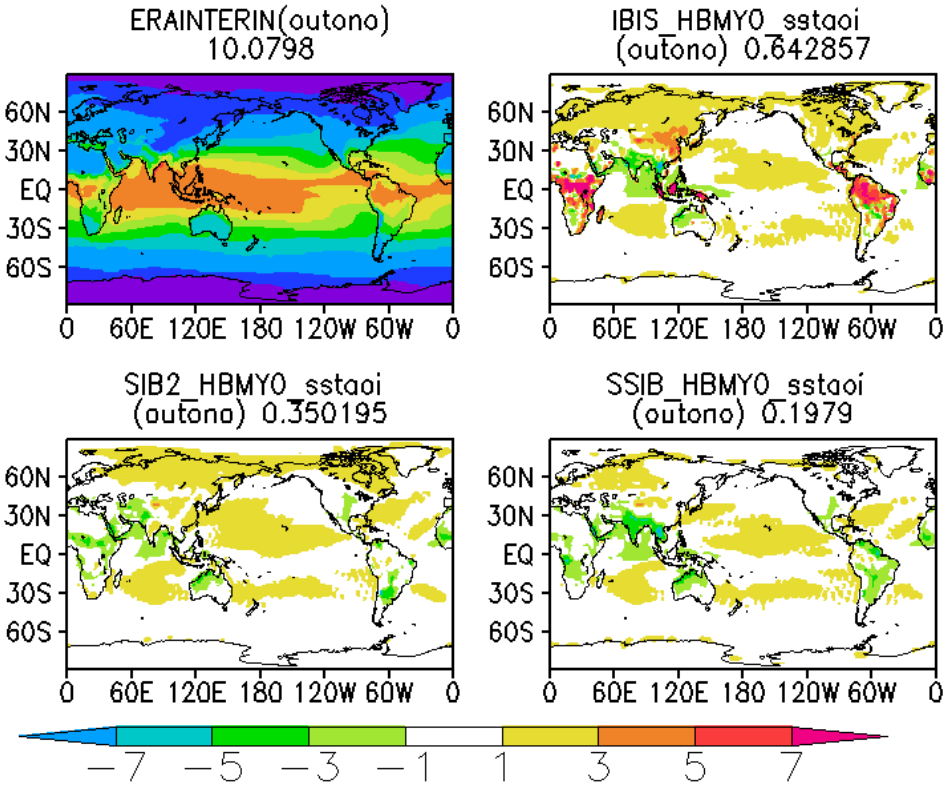
(d)

Figura 4.13 - Continuação. (Continua)



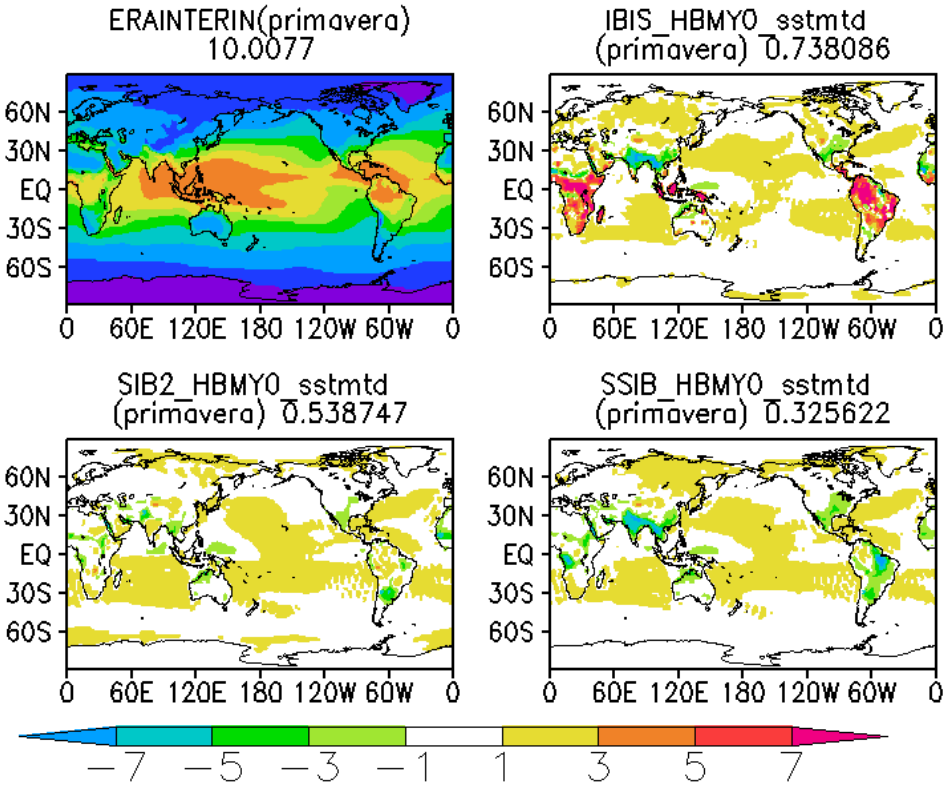
(e)

Figura 4.13 – Continuação. (Continua)



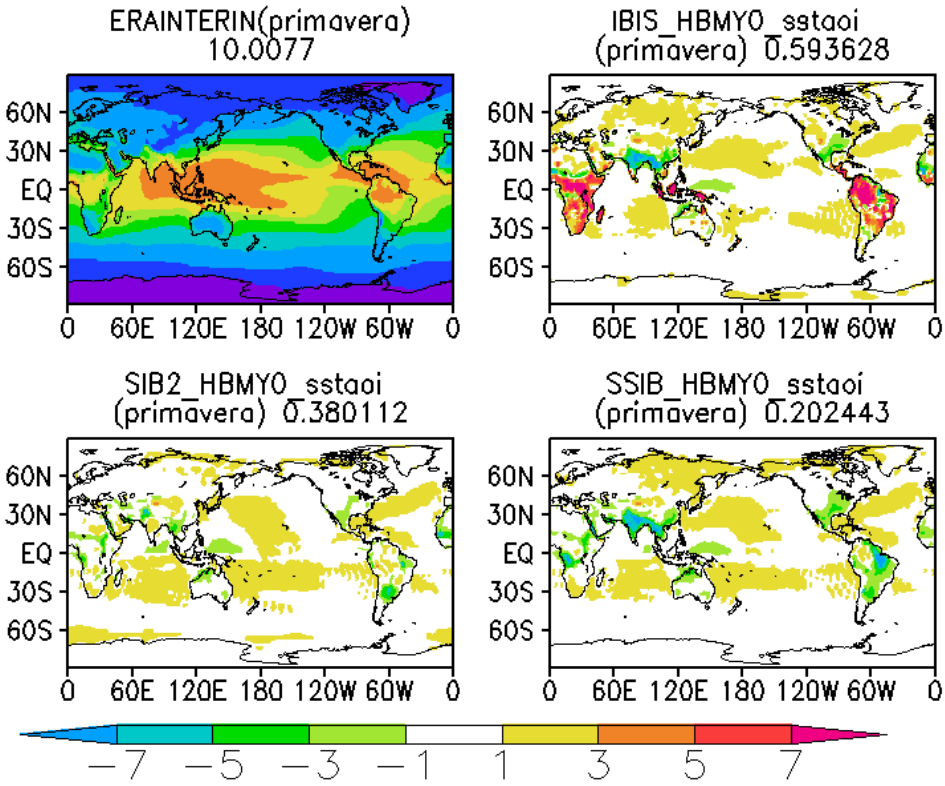
(f)

Figura 4.13 – Continuação. (Continua)



(g)

Figura 4.13 – Continuação. (Continua)



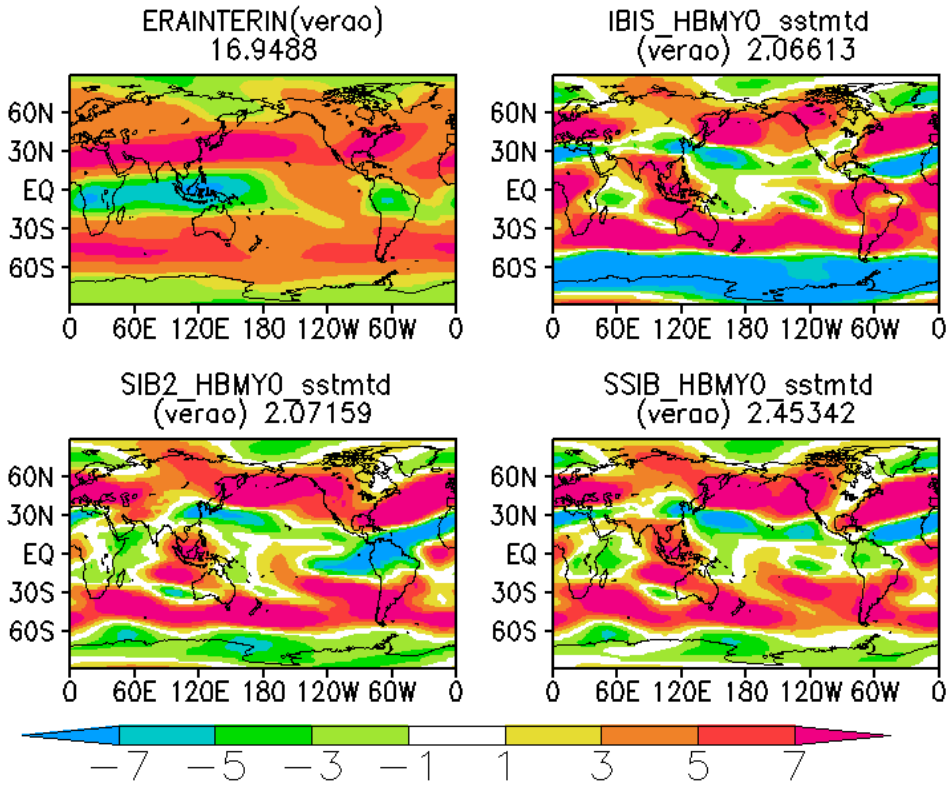
(h)

Figura 4.13 – Conclusão.

Com relação ao escoamento em altos níveis (200 mb), ao contrário das análises de superfície, observa-se um grande impacto no escoamento zonal, quando comparado ao escoamento das reanálise do ERAINTERIM, quando se utiliza a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. O esquema IBIS apresenta uma superestimava do escoamento zonal nas simulações utilizando a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica, como se pode observar na Figura 4.14, o padrão não muda, quando troca a forçante de superfície do mar. O contrário ocorre com os esquemas SSiB e SiB2, o escoamento zonal é sensível a mudança da temperatura do mar, onde pode-se observar que há uma superestimava do escoamento zonal com a temperatura de superfície do mar observada e uma subestimativa do escoamento com a temperatura de superfície do mar climatológica.

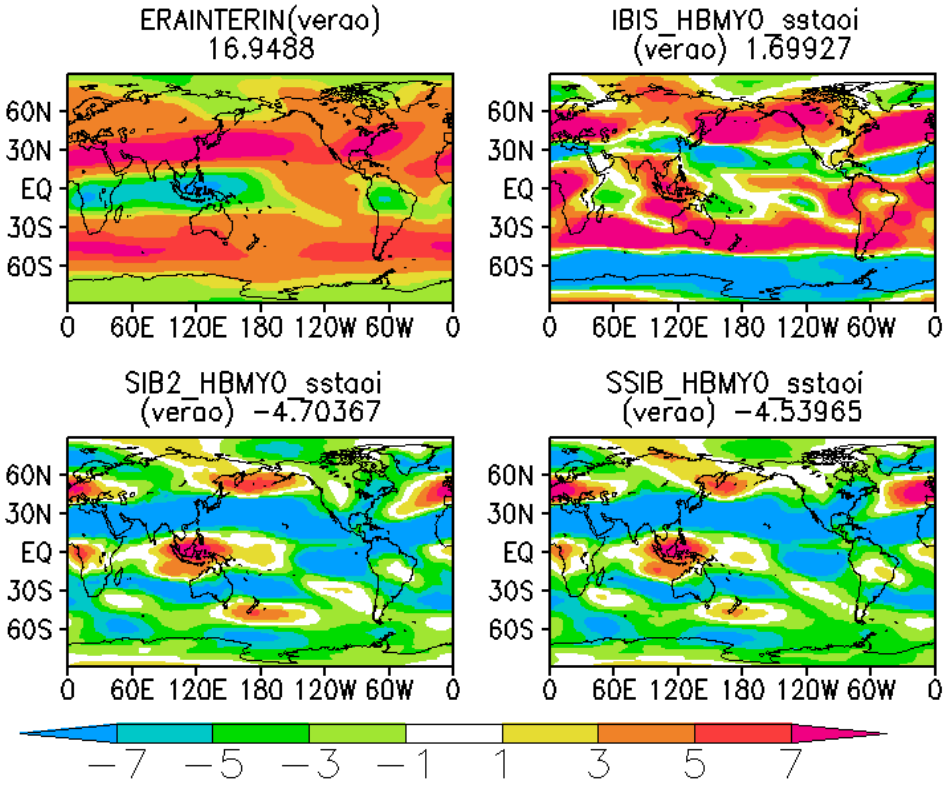
Mesmo sendo médias climatológicas para cada estação do ano, o padrão do escoamento zonal altera muito nas simulações com a temperatura de superfície do mar climatológica e a observada nos esquemas SSiB e SiB2. Estas diferenças do escoamento em altos níveis entre cada esquema de superfície estão relacionadas à taxa de precipitação (Figura 4.14, 4.15 e 4.16). O calor liberado durante a condensação do vapor de água perturba diretamente o escoamento em altos níveis através do processo de instabilidade condicional de 2° ordem (Cisk "supõem-se que, a perturbação em um sistema dinâmico em larga escala poderia levantar ar ao nível de condensação por levantamento, e em seguida, uma interação cooperativa entre a convecção e a perturbação em larga escala pode levar à amplificação do desta perturbação") (CHARNEY; ELIASSEN, 1964). Como o esquema IBIS implementado no MCGA-CPTEC/INPE simula um taxa de precipitação menor, o impacto no escoamento zonal em altos níveis devido à variação das forçantes como a temperatura de superfície do mar é menos intensa. Os esquemas SSiB e SiB2 implementados no MCGA-CPTEC/INPE simulam uma taxa de precipitação maior sendo estes mais sensíveis a mudança da temperatura de superfície do mar.

As regiões mais afetadas com as novas implementações de esquemas de superfície são as regiões do jato subtropical em altos níveis e a região da zona de convergência tropical devido à precipitação. Como os jatos são afetados pelas células de circulação meridional e o gradiente de temperatura e pressão meridional, a intensidade da convecção tropical tem um impacto considerável na superestimava ou subestimativa dos jatos, pois é a convecção que irá adicionar mais energia ao balanço de momentum angular, impactando no escoamento meridional e zonal. Esta análise do escoamento em altos níveis mostra claramente o impacto da superfície no padrão de circulação global. E a mudança neste padrão também é um sinal que pode haver um impacto na variabilidade de precipitação.



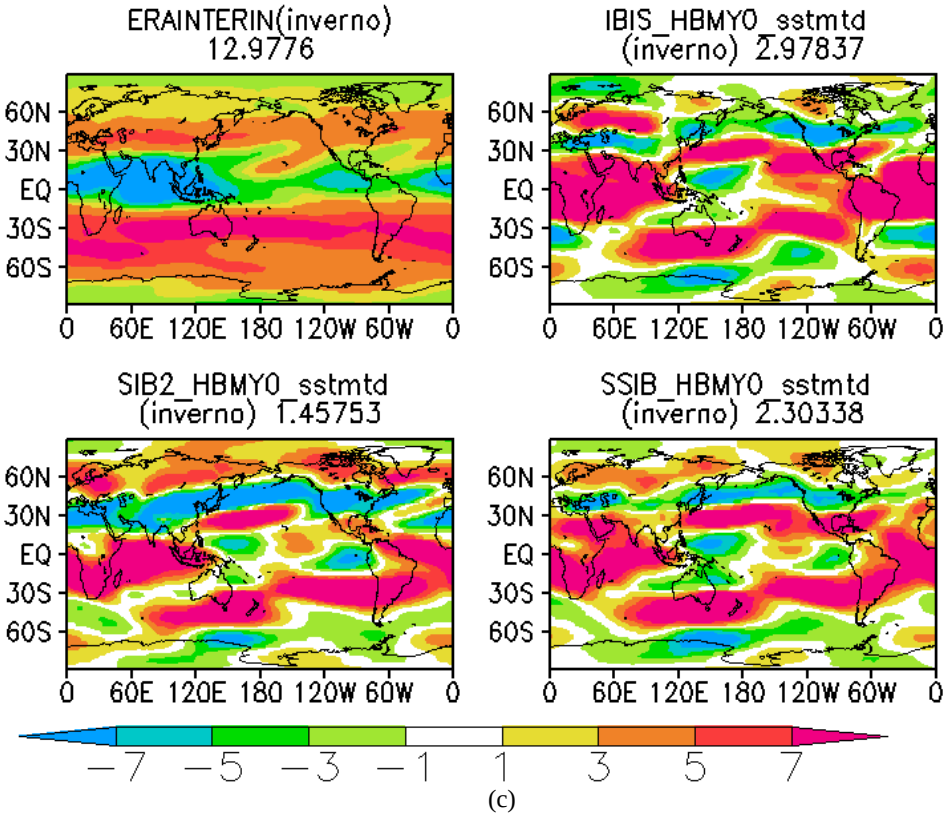
(a)

Figura 4.14 – Diferença das Climatologias (SIMULADA- ERAINTERIM) do escoamento zonal em 200mb dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi). (Continua)



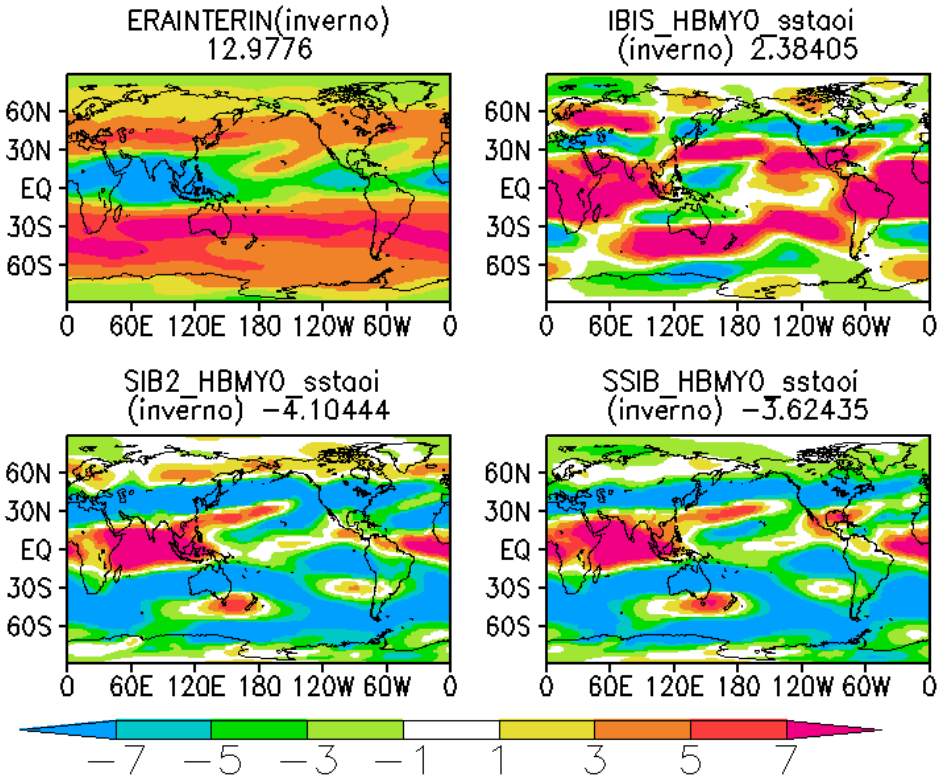
(b)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)



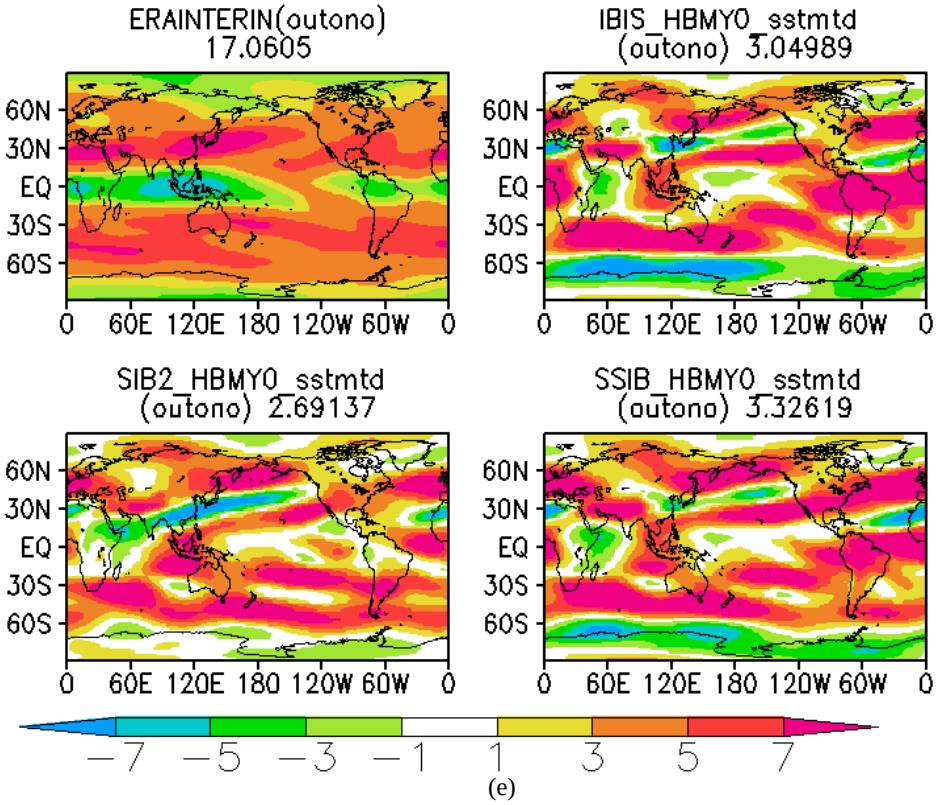
(c)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)



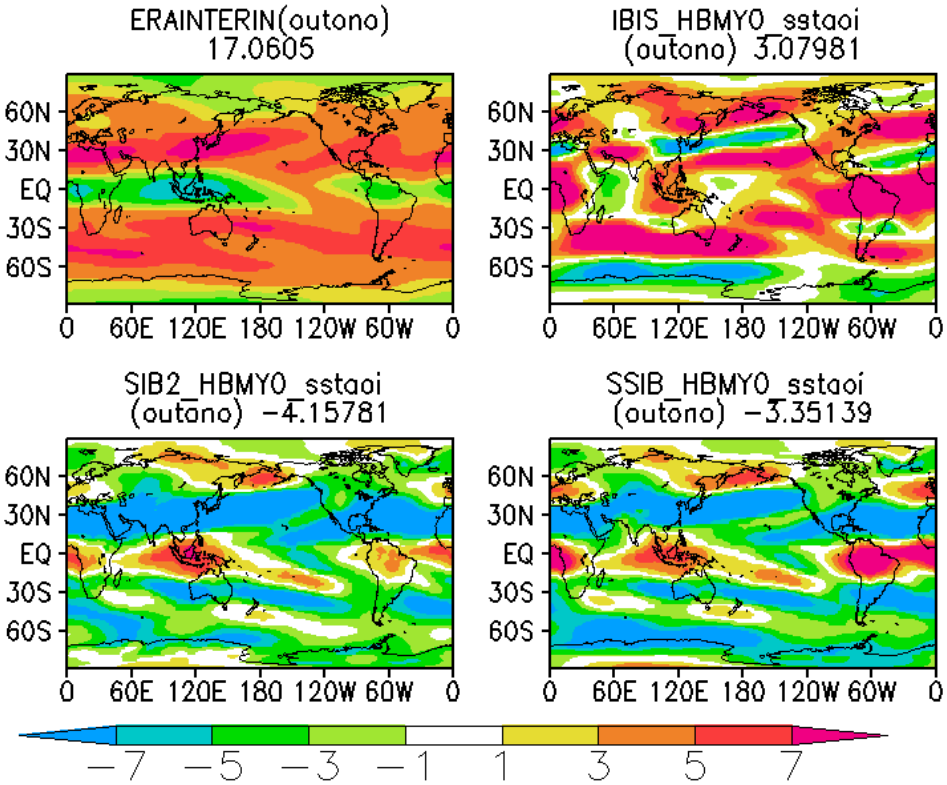
(d)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)



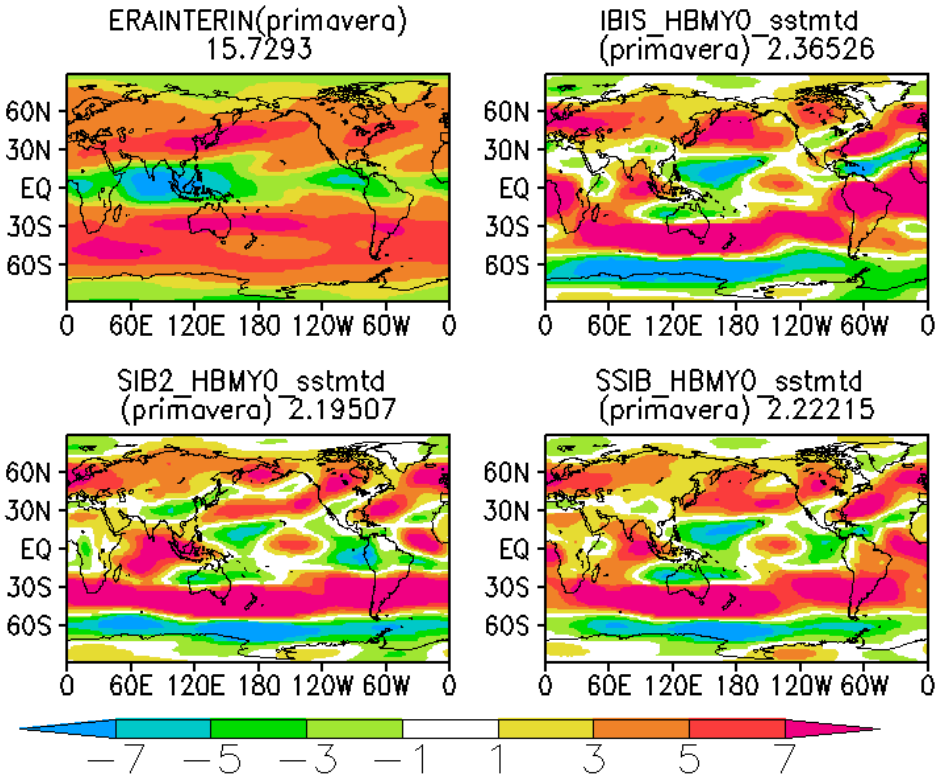
(e)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)



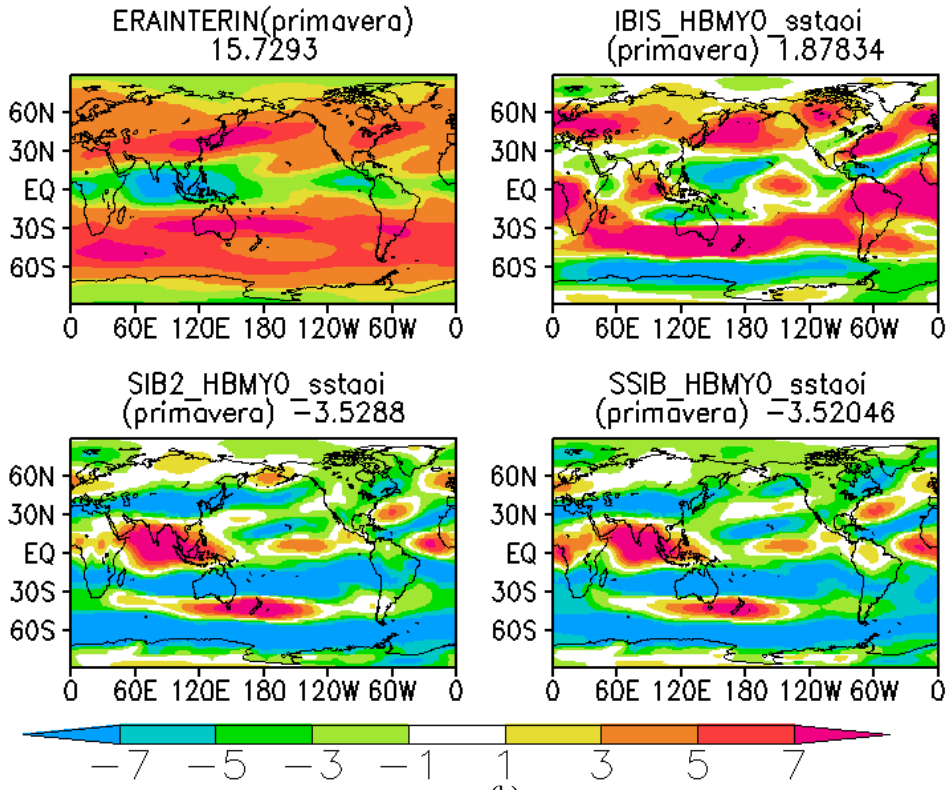
(f)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)



(g)

Figura 4.14 – Continuação. (Continua)

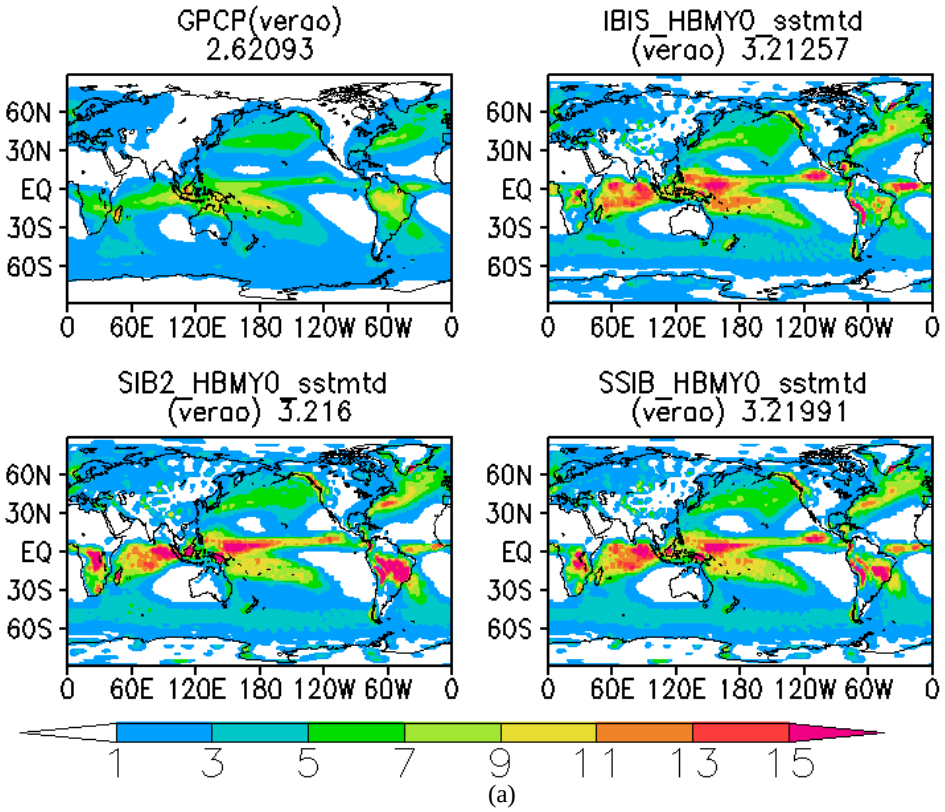


(h)

Figura 4.14 – Conclusão.

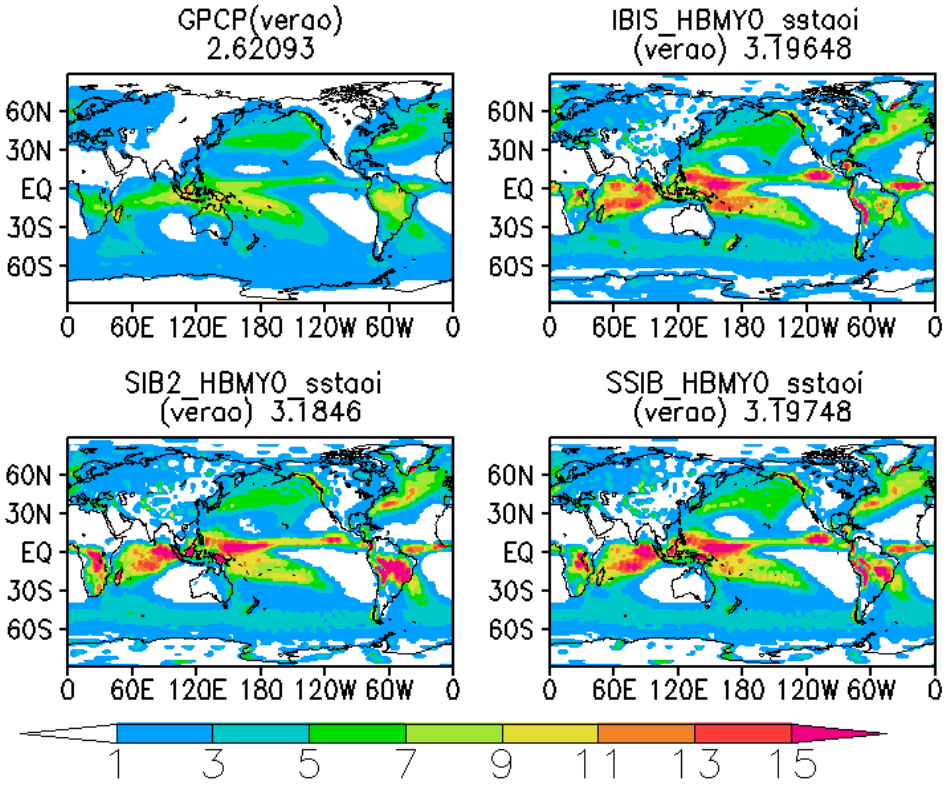
Similar à comparação da temperatura e umidade a 2 metros, a análise da precipitação simulada com os três esquemas de superfície foi feita em função da climatologia obtida das simulações de 50 anos 1957 a 2007, pois o objetivo é validar as simulações longas do MCGA-CPTEC/INPE acoplados a diferentes esquemas de superfície. As Figuras (4.15a-h) mostram a climatologia de precipitação simulada com diferentes esquemas de superfície (IBIS, SSiB e SiB2) e temperatura de superfície do mar (climatológica e observada) e a climatologia do GPCP para cada estação ano. Devido ao fato de serem médias, nota-se que não há grandes diferenças entre as climatologias de precipitação simulada com a temperatura de superfície do mar climatologia (sstaoi) e observada (sstmtd). Somente há diferença significante na climatologia de precipitação entre os diferentes esquemas de superfície. Observa-se que na região tropical todos os esquemas superestimam a precipitação simulada, principalmente sobre o oceano. Isso era

esperado, pois o esquema que calcula os fluxos de energia e de momentum sobre o oceano é o mesmo em todas as implementações. Os resultados indicam que o modelo MCGA-CPTEC/INPE necessita que um esquema mais sofisticado para o cálculo de fluxo sobre o oceano, que reduzam os fluxos de calor latente. O esquema aerodinâmico descrito por Sato et al. (1989b) usado no MCGA-CPTEC/INPE é muito simplificado, por isso a necessidade de implementar um esquema mais moderno e sofisticado. Sobre os continentes, observa-se que o esquema IBIS simula uma precipitação mais fraca com relação às versões do SiB2 e SSiB no verão do Hemisfério Sul, principalmente sobre a América do Sul. Isso elimina os erros de superestimava de precipitação na simulação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Com relação às outras estações do ano não se observa uma diferença muito grande entre os esquemas de superfície usados nas simulações.



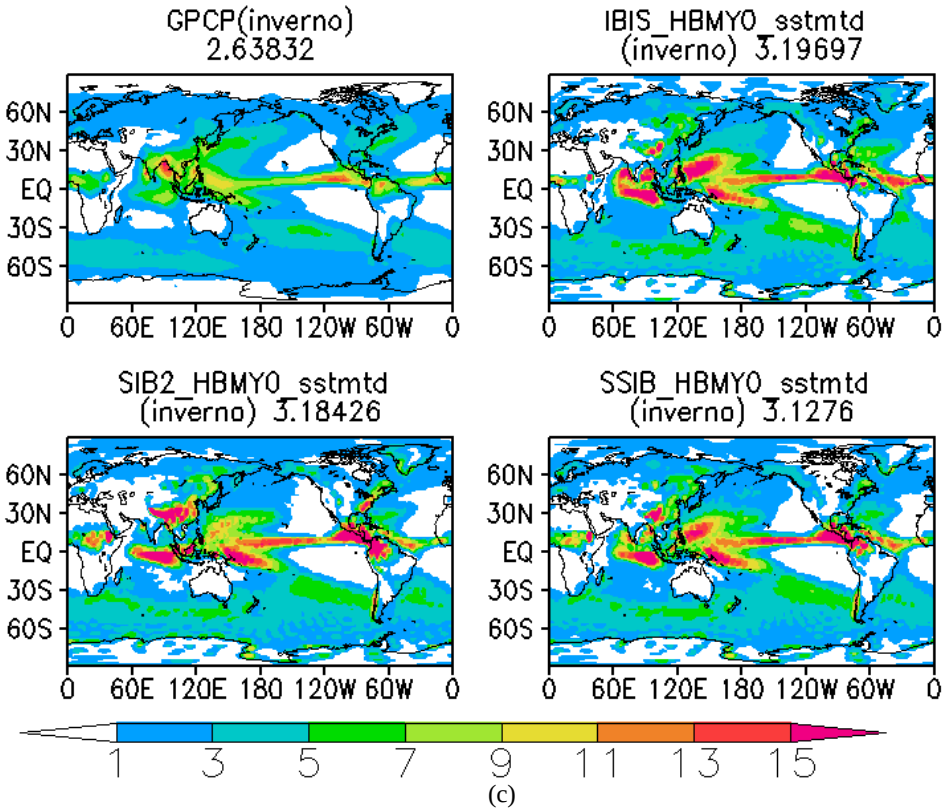
(a)

Figura 4.15 - Climatologias (GPCP, IBIS, SiB2 e SSiB) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi).



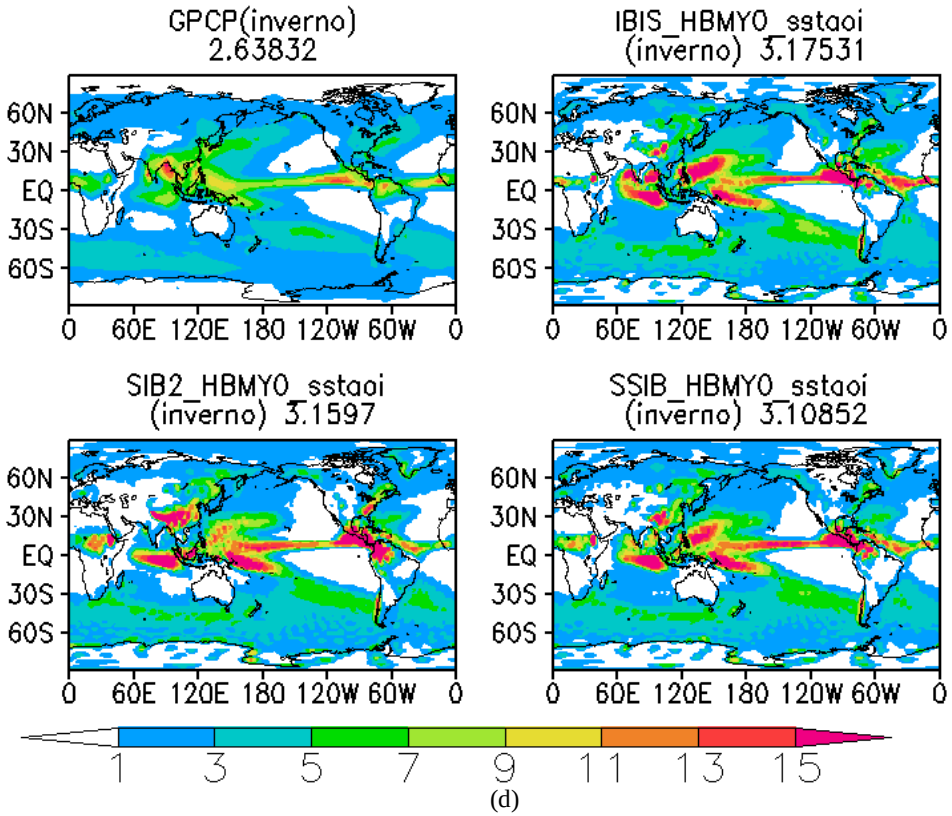
(b)

Figura 4.15 - Continuação. (Continua)



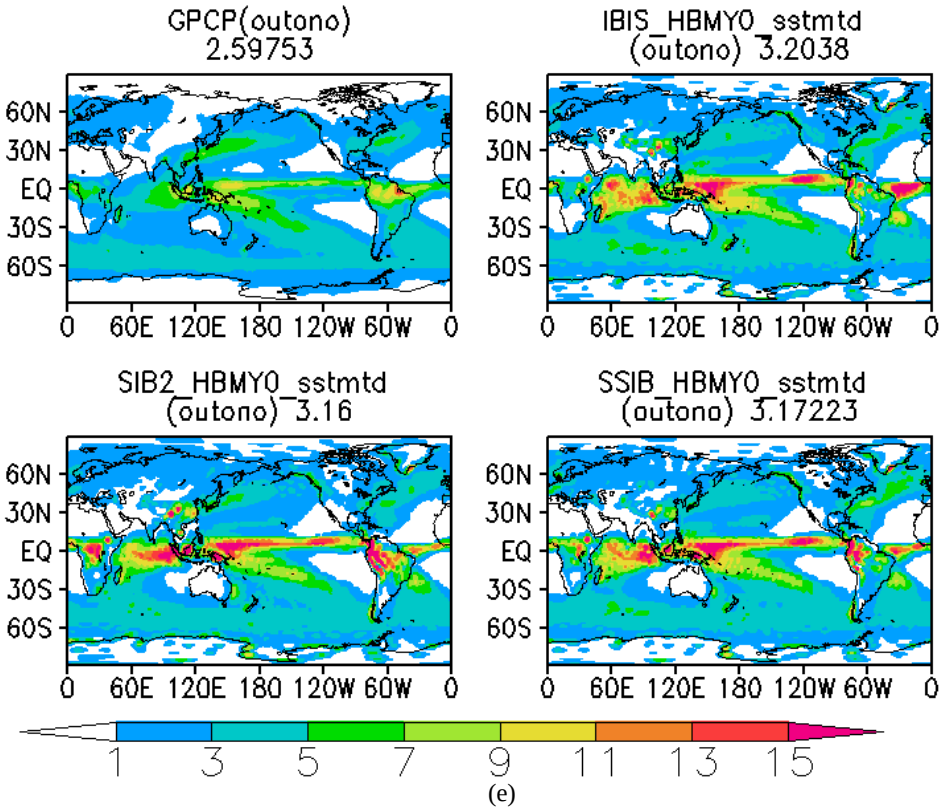
(c)

Figura 4.15 - Continuação. (Continua)



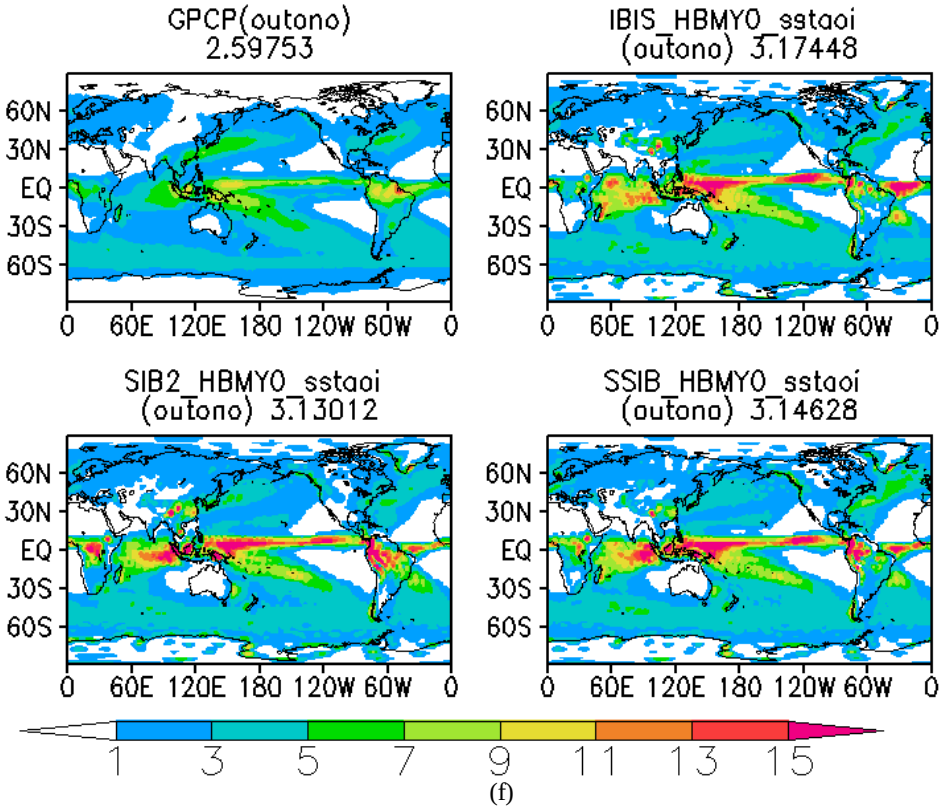
(d)

Figura 4.15 - Continuação. (Continua)



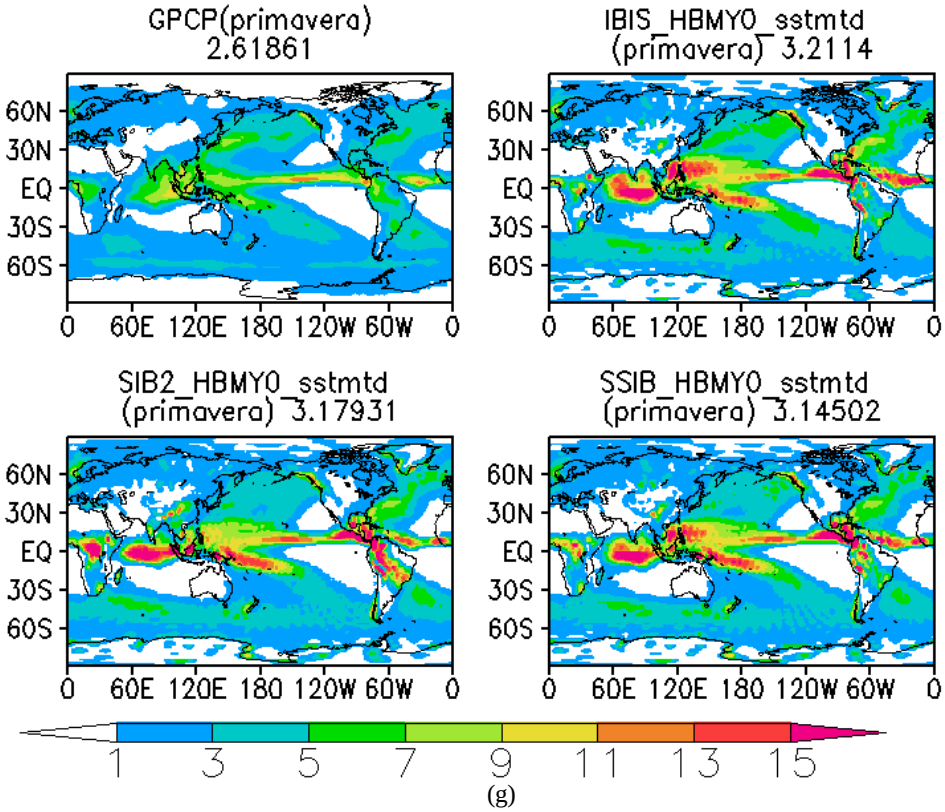
(e)

Figura 4.15 – Continuação. (Continua)



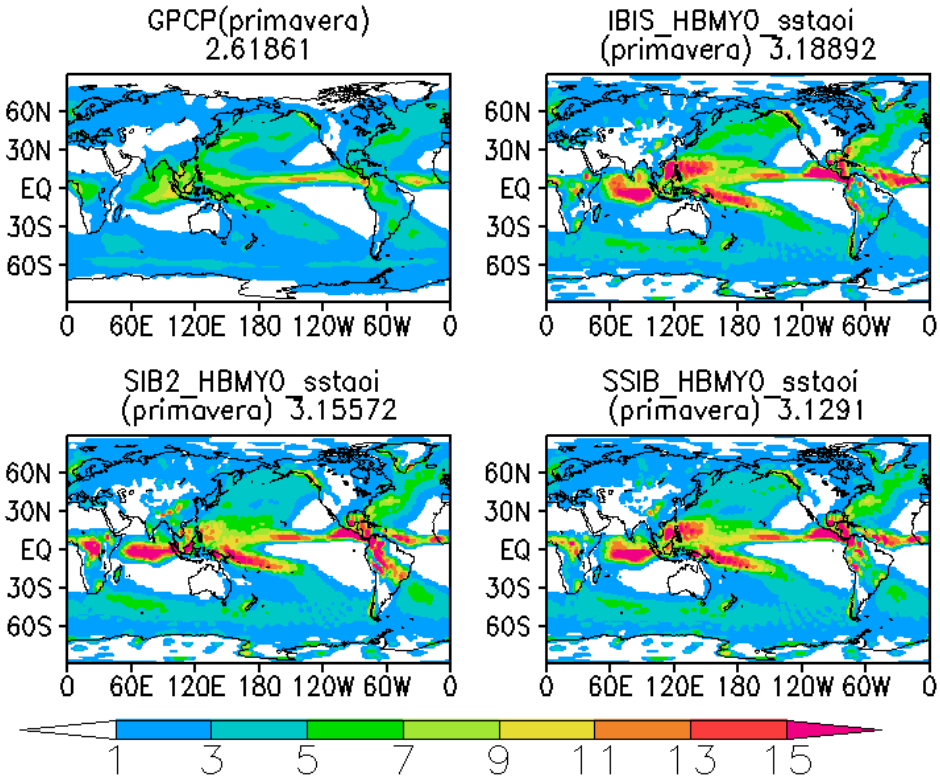
(f)

Figura 4.15 – Continuação. (Continua)



(g)

Figura 4.15 – Continuação. (Continua)

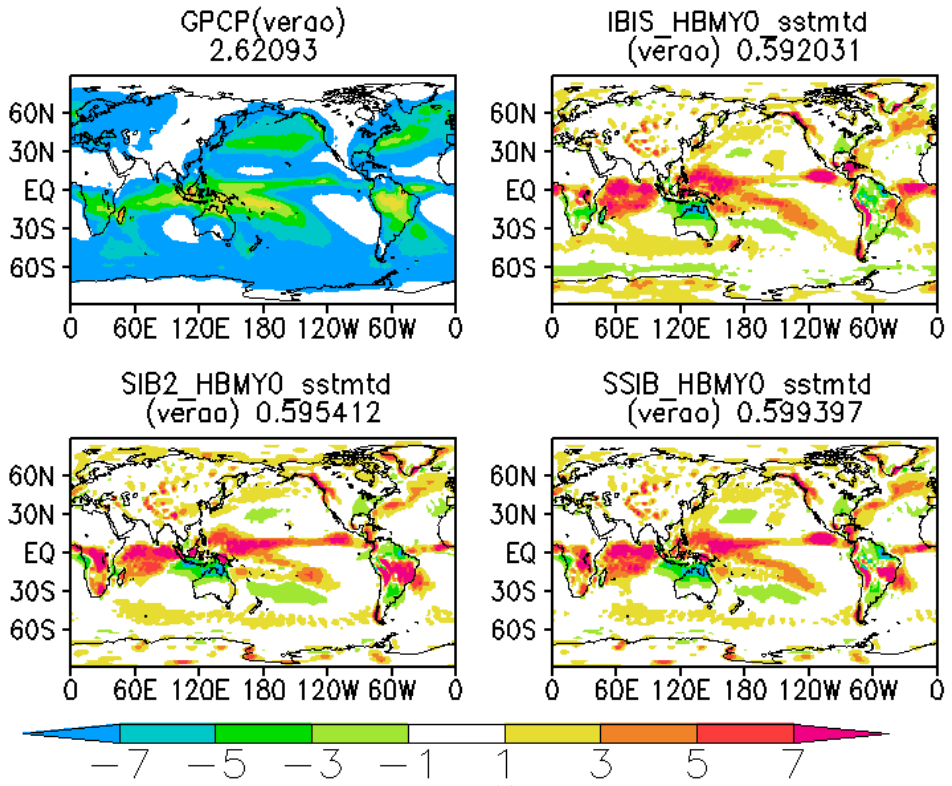


(h)

Figura 4.15 – Conclusão.

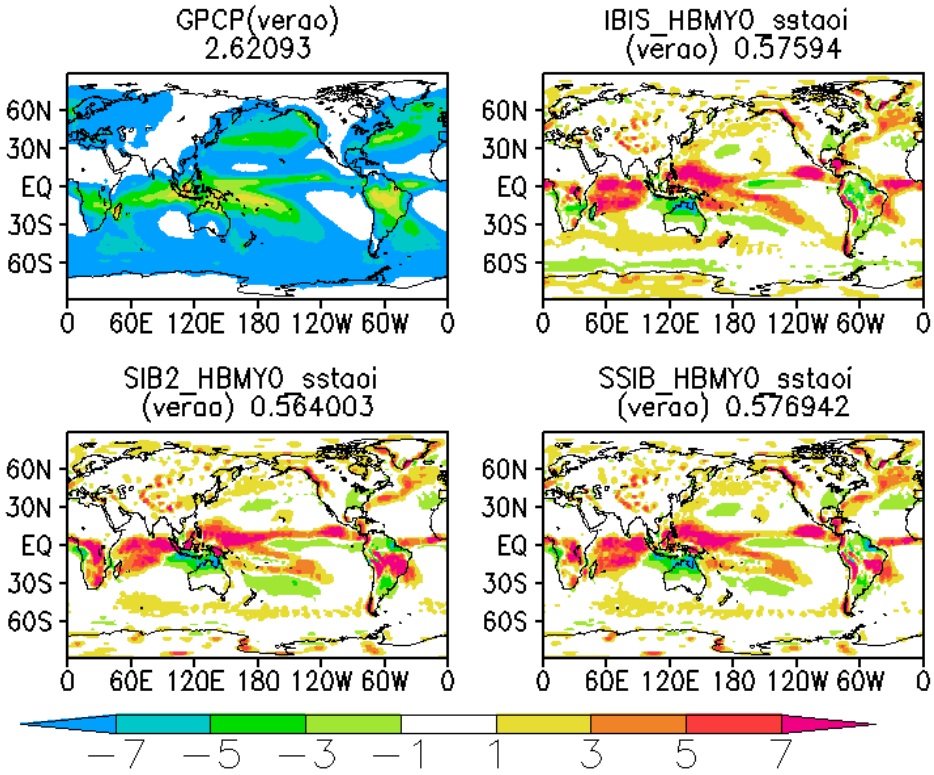
Na Figura 4.16 (a-h) estão as diferenças das climatologias de precipitação simuladas com os diferentes esquemas de superfície com as estimativas de precipitação do GPCP. A diferença da precipitação simulada e a estimada pelo GPCP, forçada com as temperaturas de superfície do mar climatologia (sstaoi) e observada (sstmtd) torna-se mais evidente, mas não se observa grandes mudanças no padrão da distribuição espacial das diferenças. Durante, todas as estações do ano pode-se observar que os esquemas de superfície implementados no MCGA-CPTEC/INPE superestimam a precipitação na região tropical sobre os oceanos, tantos os forçados com a sstaoi ou sstmtd. No verão do Hemisfério Sul, os esquemas superestimam a precipitação na região da ZCAS e subestimam a precipitação na região Amazônica e sudeste da América do Sul. Na estação de inverno do Hemisfério Sul os esquemas de superfície acoplados ao MCGA-CPTEC/INPE sempre subestima a precipitação sobre América do Sul. Nas estações de

transição (primavera e outono), observa-se uma superestimava com um sinal mais forte durante a estação de outono no Hemisfério Sul.



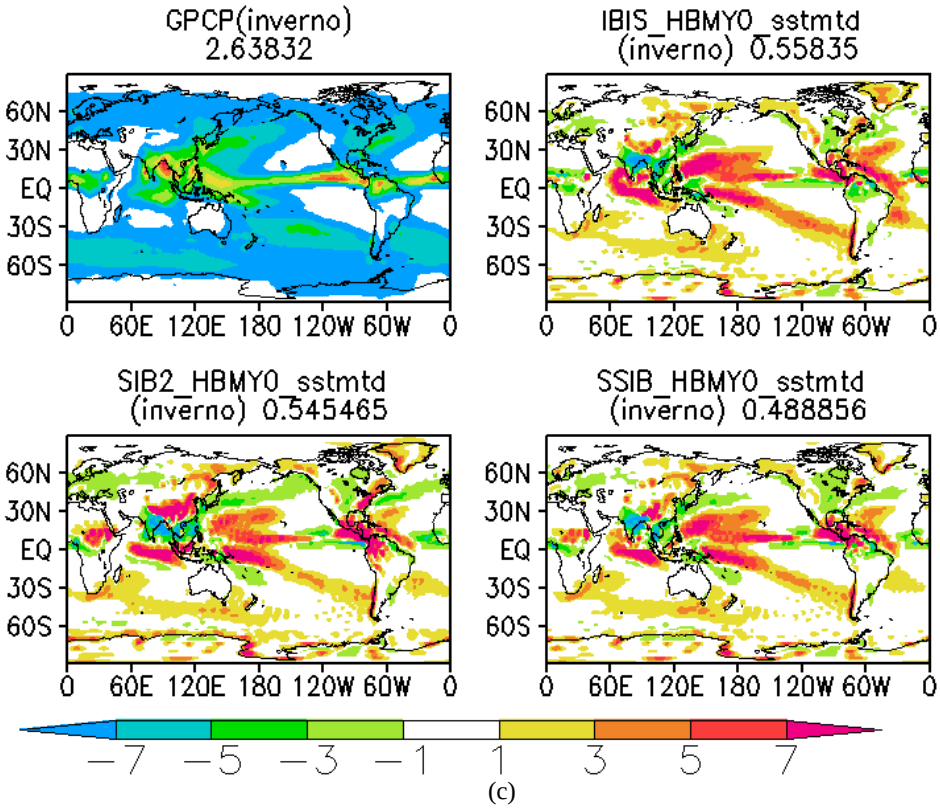
(a)

Figura 4.16 - Diferença das Climatologias (SIMULADA- GPCP) da precipitação dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB), utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada(sstmtd) e a climatológica(sstaoi). (Continua)



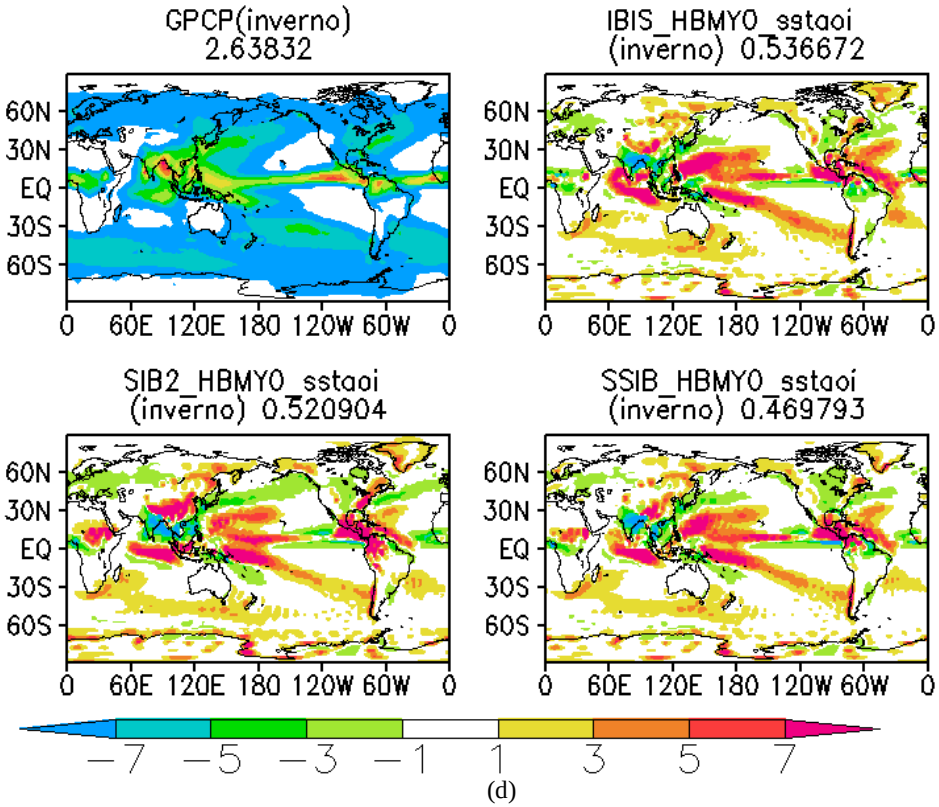
(b)

Figura 4.16 - Continuação. (Continua)



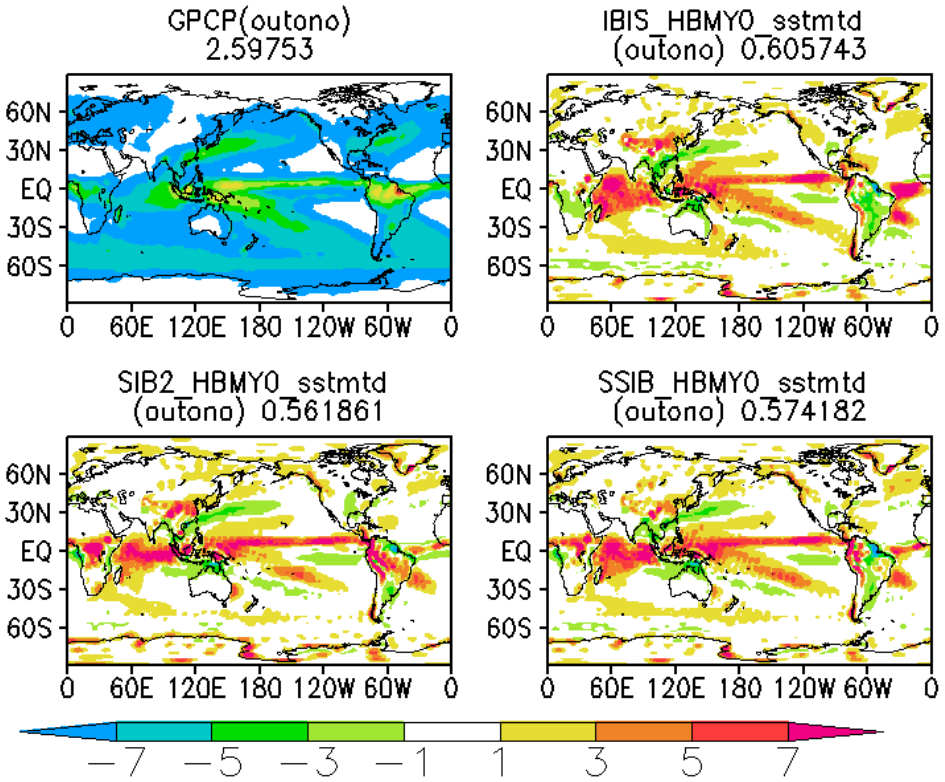
(c)

Figura 4.16 - Continuação. (Continua)



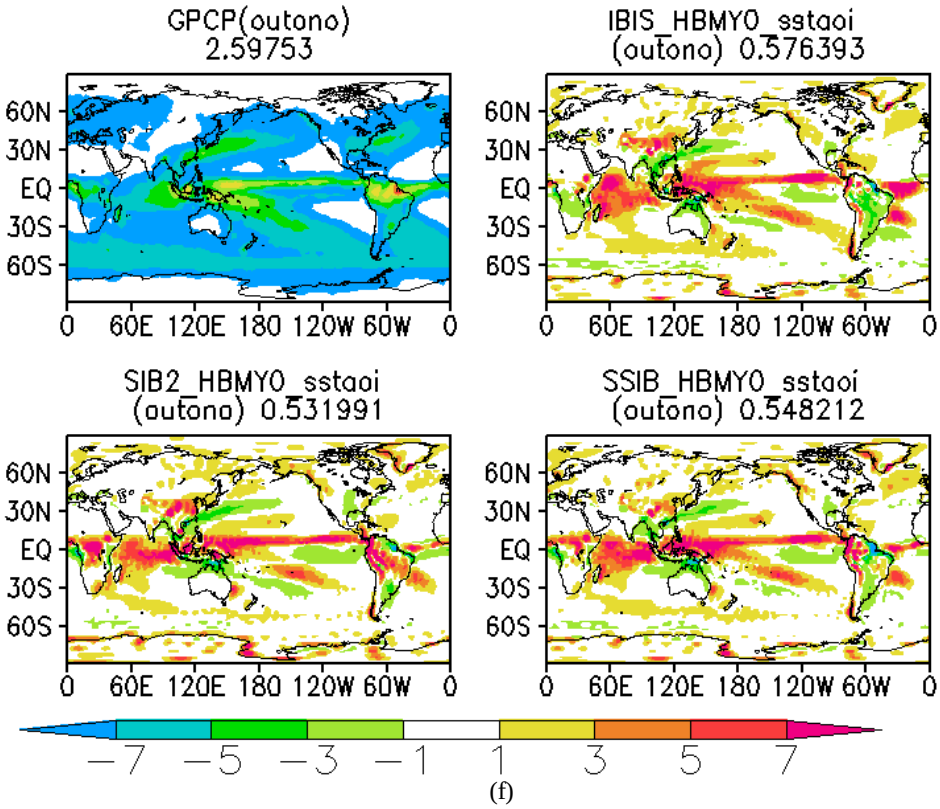
(d)

Figura 4.16 - Continuação. (Continua)



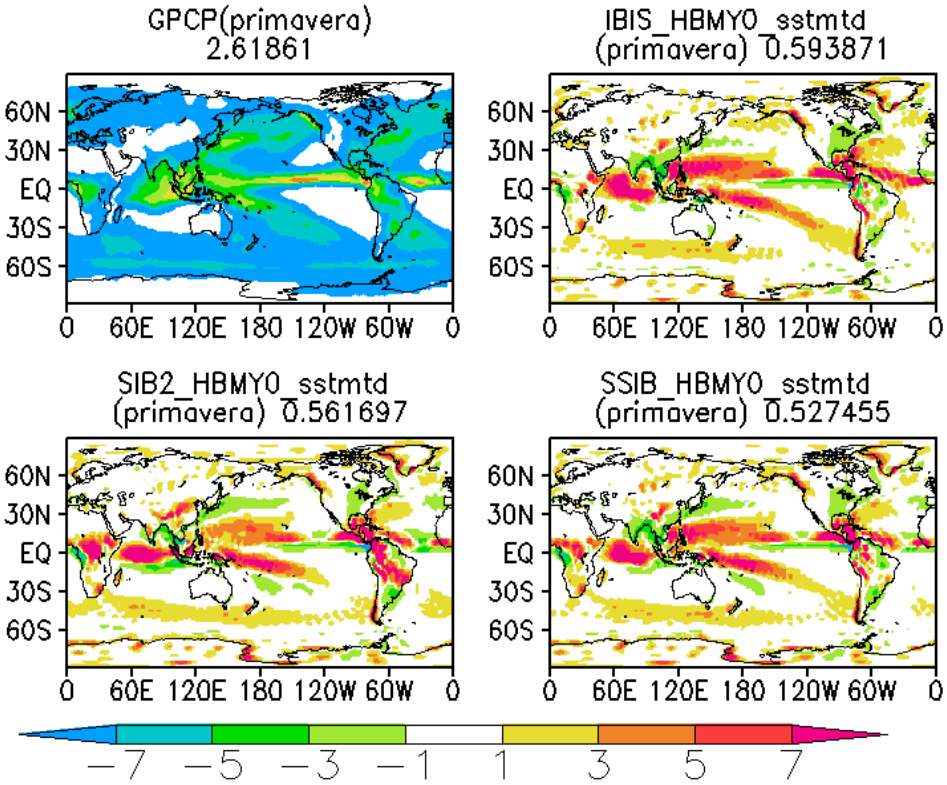
(e)

Figura 4.16 – Continuação. (Continua)



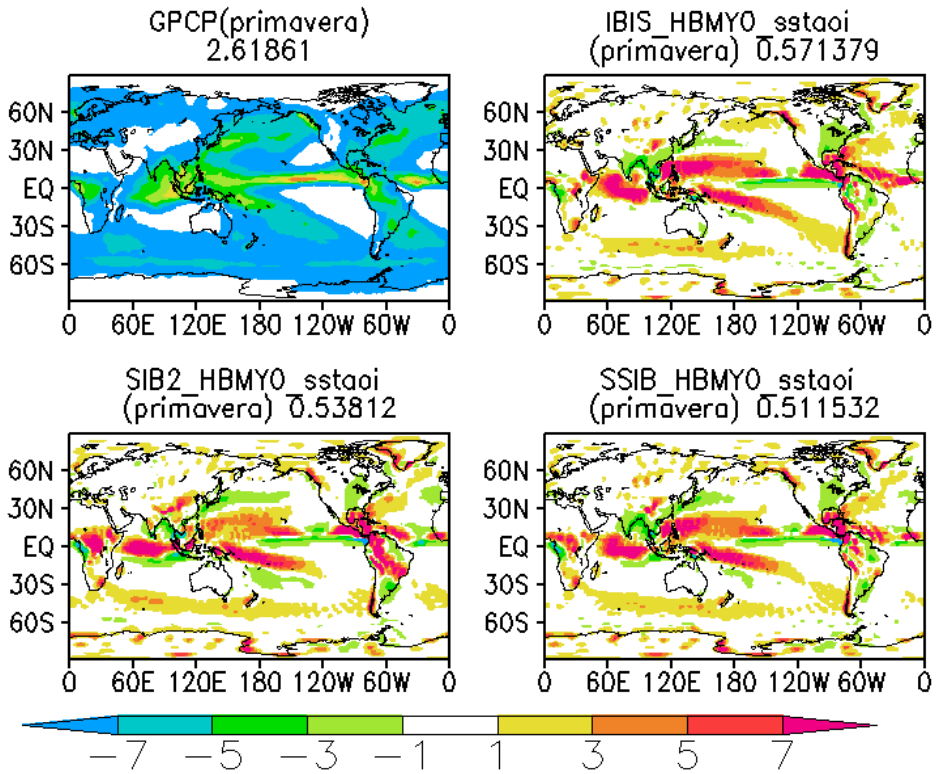
(f)

Figura 4.16 – Continuação. (Continua)



(g)

Figura 4.16 – Continuação. (Continua)



(h)

Figura 4.16 – Conclusão.

As diferenças na climatologia de precipitação simuladas pelos três esquemas que estão acoplados no MCGA-CPTEC/INPE não apresentaram grandes diferenças quando forçada com a temperatura de superfície do mar observada e climatológica. A Figura 4.17 apresenta uma análise mais detalhada, onde os resultados das diferenças da variância das séries temporais de precipitação são calculados em função dos dados de precipitação estimados pelo GPCP e a simulada pelos três esquemas de superfície acoplada ao MCGA-CPTEC/INPE. A área marcada com X é o teste de significância t-student com mais de 99%, aplicada às duas séries de precipitação para todo o domínio. Na Figura 4.17 mostra a diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado com o esquema de superfície IBIS, para as 4 estações do ano do Hemisfério Sul. Neste experimento utilizou-se o módulo de vegetação dinâmica (ativado) e a temperatura de superfície do mar observada (sstmtd). Sobre os oceanos a diferença das variâncias é positiva e mais

intensa em relação ao continente, isto está relacionado ao padrão espacial da precipitação. A diferença das variâncias sobre América do Sul é maior durante a estação de verão da região devido à estação chuvosa da região. Portanto, neste experimento a diferença positiva das variâncias das séries indicam as regiões onde o modelo tem uma maior variabilidade de precipitação e os valores negativos indicam regiões onde os dados de precipitação do GPCP possui uma maior variabilidade na série temporal.

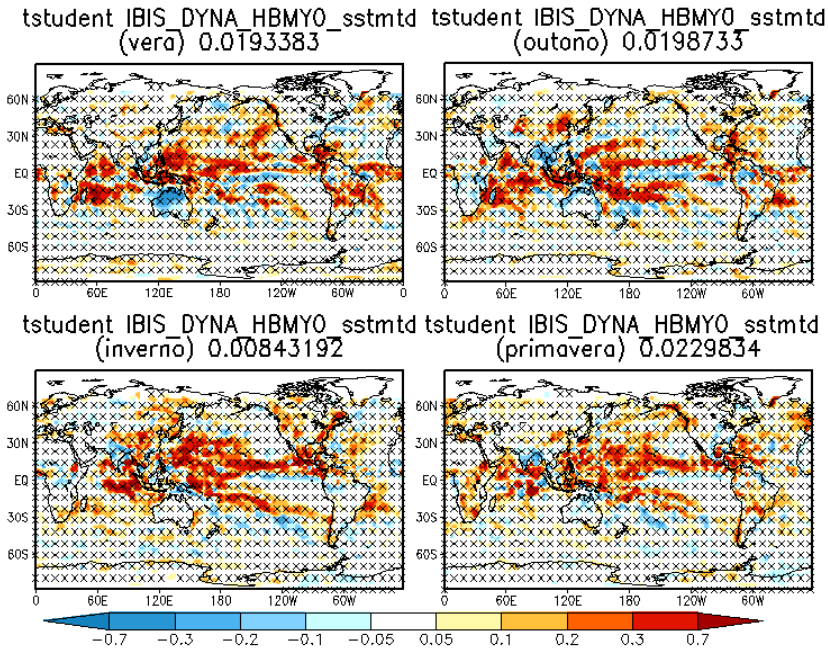


Figura 4.17 – Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd + vegetação dinâmica) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano.

A Figura 4.18 é o mesmo caso da Figura 4.17 somente alterando a temperatura da superfície do mar de observada para climatológica. Observa-se que a intensidade da diferença da variância sobre o oceano reduz consideravelmente, tornando algumas regiões negativas. Este resultado já era esperado, pois durante a integração do MCGA-CPTEC/INPE a temperatura do mar climatológica sempre se repete a cada ano de integração. Isto evita que oscilações na temperatura de superfície do mar de frequência maiores ou menores que a frequência mensal impacte na variabilidade de precipitação sobre os oceanos e continentes. Nas regiões onde as diferenças na variância das séries

de precipitação são negativas, a variabilidade de precipitação das séries do GPCP é maior em relação ao simulado. Nas Figuras 4.17 e 4.18 pode-se observar que o impacto da mudança da temperatura de superfície do mar de sstmtd para sstaoi não impactam somente as regiões sobre os oceanos, as regiões continentais também são levemente afetadas.

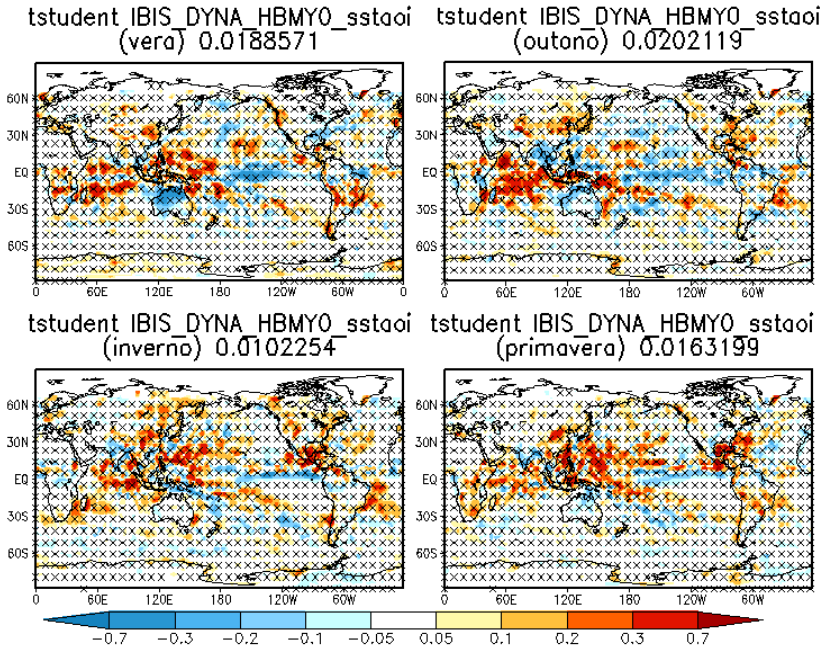


Figura 4.18 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi + vegetação dinâmica) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano.

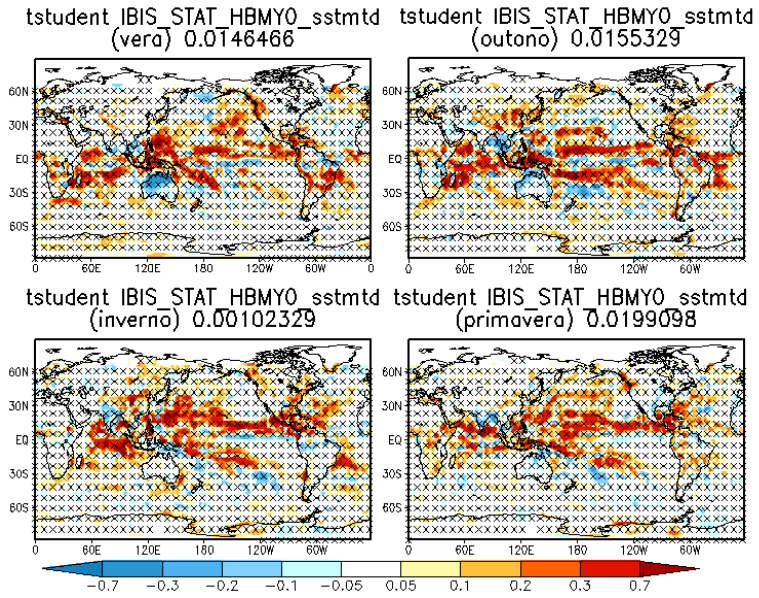


Figura 4.19 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd + vegetação estático) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano.

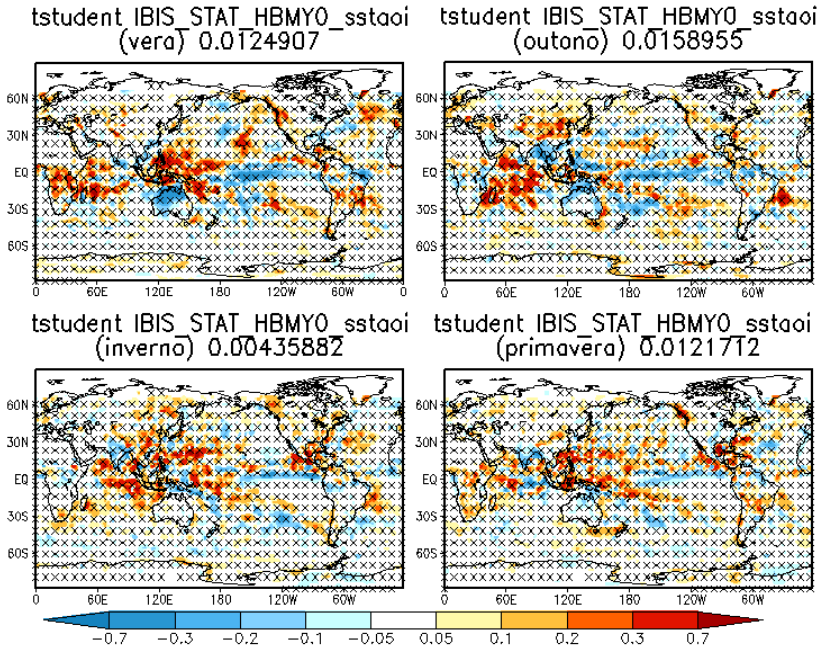


Figura 4.20 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi+ vegetação estático) acoplado com o esquema de superfície IBIS para as 4 estações do ano.

A mesma análise da diferença de variância das duas séries de precipitação também foi realizada com a simulação do MCGA-CPTEC/INPE com o esquema de superfície IBIS com o módulo de vegetação dinâmica desativada (Figuras 4.19 e 4.20). Observa-se o mesmo comportamento do experimento com o MCGA-CPTEC/INPE com o esquema de superfície IBIS com o módulo de vegetação dinâmica ativada. Entretanto, quando foi usada a vegetação dinâmica foi verificada que a diferença na variância tem uma intensidade positiva maior sobre o oceano (Figura 4.17) comparado com a simulação com vegetação estática do IBIS (Figura 4.19). A mudança de temperatura de superfície do mar de sstmtd para sstaoi mantém a tendência de reduzir a diferença da variância de precipitação, indicando que a variabilidade da série de precipitação simulada com o MCGA-CPTEC/INPE com o esquema IBIS, no modo dinâmico e no estático reduz em relação à variabilidade de precipitação do GPCP sobre os oceanos. Quando foi utilizado o módulo de vegetação dinâmica, a diferença das variâncias nas séries de precipitação simuladas é mais intensa em relação às simulações sem o uso do módulo de vegetação dinâmica. Isso indica que a mudança na cobertura de vegetação também fortalece o aumento da variabilidade de precipitação nas simulações com o MCGA-CPTEC/INPE usando o esquema se superfície IBIS.

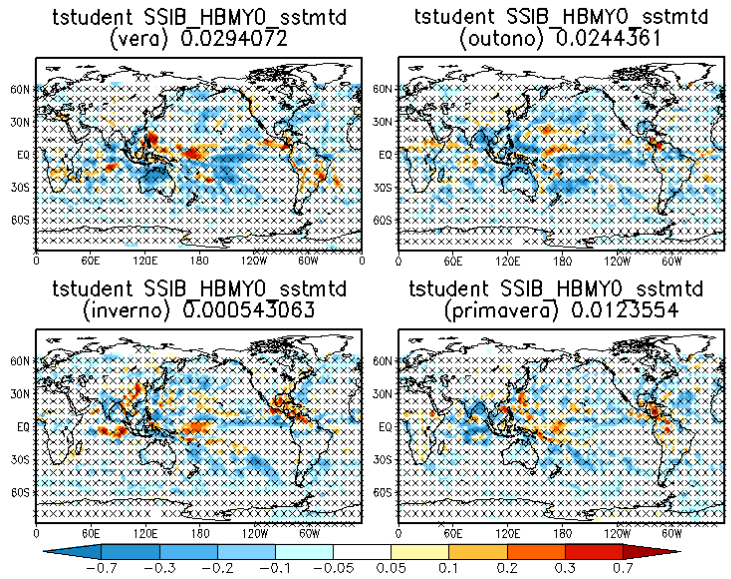


Figura 4.21 – Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd) acoplado com o esquema de superfície SSiB para as 4 estações do ano.

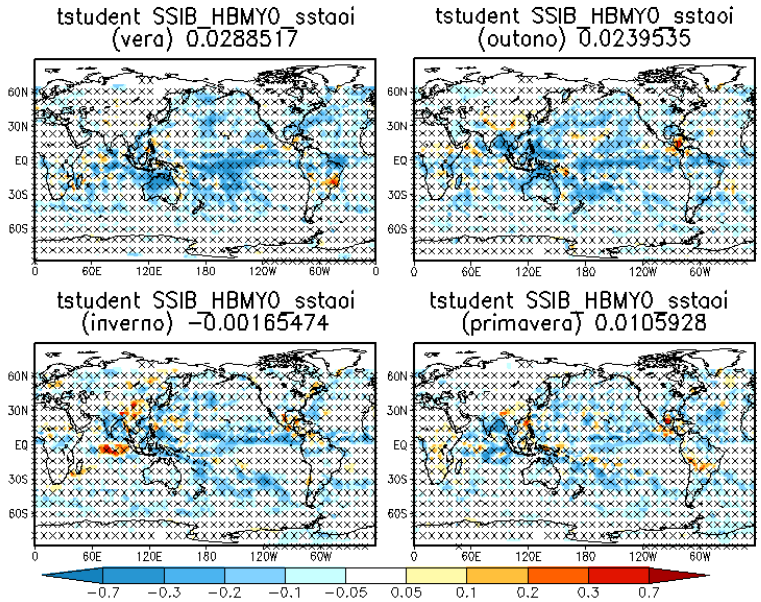


Figura 4.22 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi) acoplado com o esquema de superfície SSiB para as 4 estações do ano.

As Figuras 4.21 e 4.22 são as mesmas análises de diferenças de variâncias das séries de precipitação do GPCP e do MCGA-CPTEC/INPE, porém nestas simulações foram utilizadas o esquema SSiB. Observa-se um comportamento bem diferente ao do esquema IBIS. A diferença da variância das séries de precipitação é em geral negativa, pois as variâncias das séries de precipitação obtidas através das simulações com o MCGA-CPTEC/INPE são menores em relação ao da série do GPCP. O experimento com a sstmtd apresentou uma variância maior sobre os oceanos em relação ao experimento com a sstaoi, mostrando um pequeno impacto da sstmtd. As diferenças de variâncias das séries de precipitação do GPCP e do MCGA-CPTEC/INPE simuladas com o esquema SSiB indicam que a variabilidade de precipitação nos experimentos utilizando o esquema SSiB acoplado no MCGA-CPTEC/INPE é menor que a variabilidade obtida com os dados de precipitação do GPCP. A baixa variabilidade na série de precipitação simulada com o esquema SSiB acoplado no MCGA-CPTEC/INPE pode ser explicada através das simplificações introduzidas no esquema SSiB, onde existem poucos parâmetros relacionados ao tipo vegetação e solo que se modificam durante a integração no modelo. As simplificações feita no SSiB, principalmente no albedo não se alteram com as forçantes externas como no caso do IBIS e SiB2.

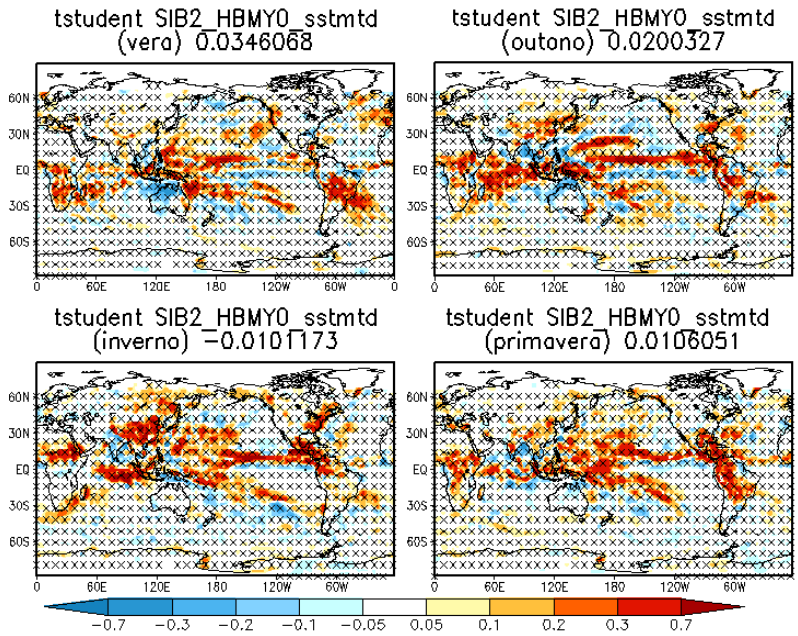


Figura 4.23 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstmtd) acoplado com o esquema de superfície SiB2.5 para as 4 estações do ano.

Com relação aos experimentos com o SiB2 (Figuras 4.23 e 4.24), observa-se um comportamento mais similar ao IBIS em relação ao visto com o esquema SSiB. A diferença da variância das séries de precipitação é em geral positiva para o experimento (sstmtd), onde as variâncias das séries de precipitação obtidas através das simulações com o MCGA-CPTEC/INPE são maiores em relação ao da série do GPCP e o contrário para o experimento (sstaoi). O experimento com a sstmtd apresentou uma variância maior sobre os oceanos em relação ao experimento com a sstaoi, mostrando um maior impacto da sstmtd. As diferenças de variâncias das séries de precipitação do GPCP e do MCGA-CPTEC/INPE simuladas com o esquema SiB2 indicam que a variabilidade de precipitação nos experimentos utilizando o esquema SiB2 acoplado no MCGA-CPTEC/INPE é maior que a variabilidade obtida com os dados de precipitação do GPCP, no caso do experimento (sstmtd). A baixa variabilidade na série de precipitação simulada com o esquema SiB2 acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE com a sstaoi pode ser explicada pela interação entre a sstmtd e o esquema de superfície tem nos experimentos

com o SiB2. Então, se conclui que a variabilidade de precipitação depende tanto do tipo de temperatura de superfície do mar utilizada como da interação com o esquema de superfície.

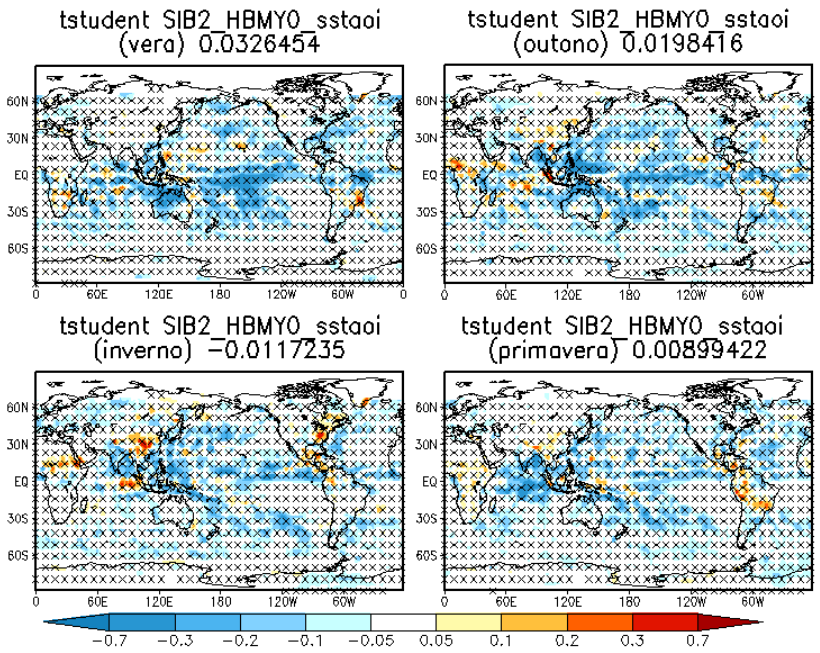


Figura 4.24 - Diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulado com o MCGA-CPTEC/INPE (sstaoi) acoplado com o esquema de superfície SiB2.5 para as 4 estações do ano.

4.3 Variabilidade de precipitação

Nesta secção, explica-se a variabilidade de precipitação correlacionada a variabilidade de outras variáveis. E para explorar estas informações a partir dos dados existentes, calculou-se uma série temporal de índice que explica a maior quantidade de variabilidade. Para identificar as regiões que possuem as maiores variabilidade de precipitação e correlacioná-las aos dados de energia armazenada na superfície e produção primária liquida, aplicou-se a análise de EOF. Na EOF-1 tem-se uma série temporal de índice, que produz mapas de regressão/correlação com as mais fortes amplitudes globais de variabilidade e na EOF-2 tem-se uma série temporal de índice, que produz mapas de regressão/correlação com as mais fortes amplitudes globais de

variabilidade, após a variabilidade associada com a EOF-1 ser subtraída dos dados. E assim por diante para EOF-(3, 4, etc). A variabilidade de maior amplitude está presente nas EOFs de baixa ordem e as baixa amplitude estão nas e EOFs de alta ordem e espacialmente incoerente "Ruído".

4.3.1 Impacto da *Net Primary Production* (NPP) na variabilidade de precipitação

Para analisar a influência da *Net Primary Production* (NPP) no balanço de energia e tentar responder as questões levantadas sobre o NPP, tais como: **Se NPP pode explicar a variabilidade no regime de precipitação na América do Sul? E se existe alguma retroalimentação positiva ou negativa entre o NPP e a variabilidade climática de precipitação observada?** Foi utilizada a análise de Funções Ortogonais Empíricas (EOFs). As análise abaixo mostram os modos principais da variabilidade intermensal de precipitação sobre o globo durante o período de verão, onde foi realizada a análise de EOF nas séries temporais de precipitação do GPCP, produção primária líquida (absorção de CO2 “NPP”), e das simulações realizadas com o MCGA-CPTEC/INPE com diferentes configurações de parametrizações físicas.

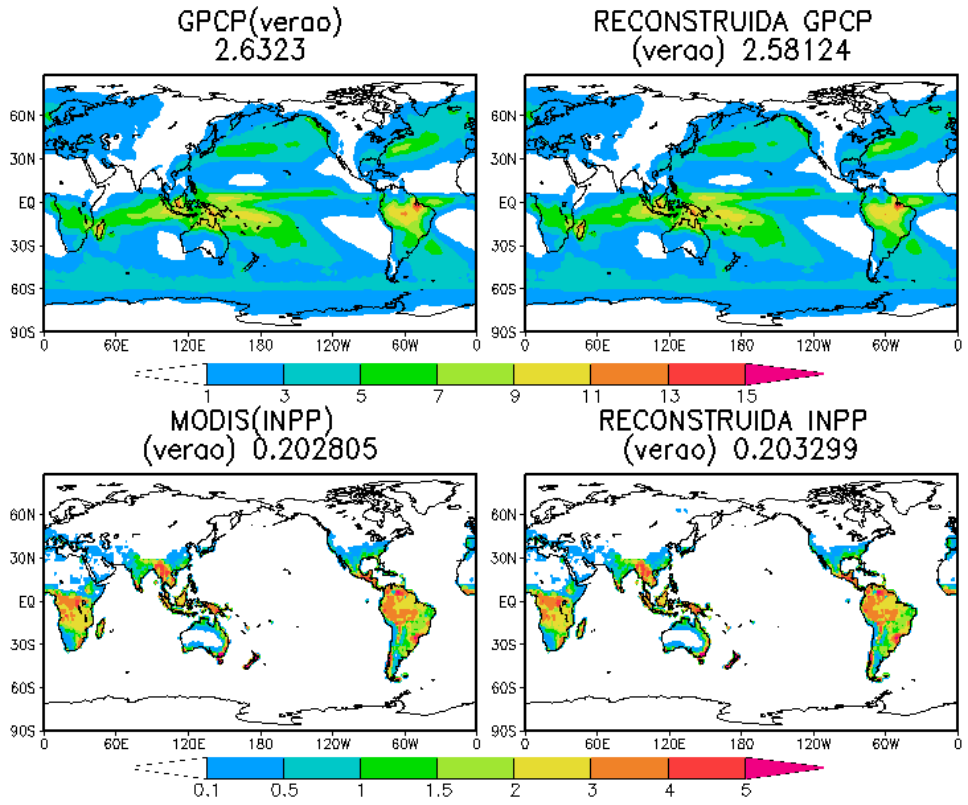
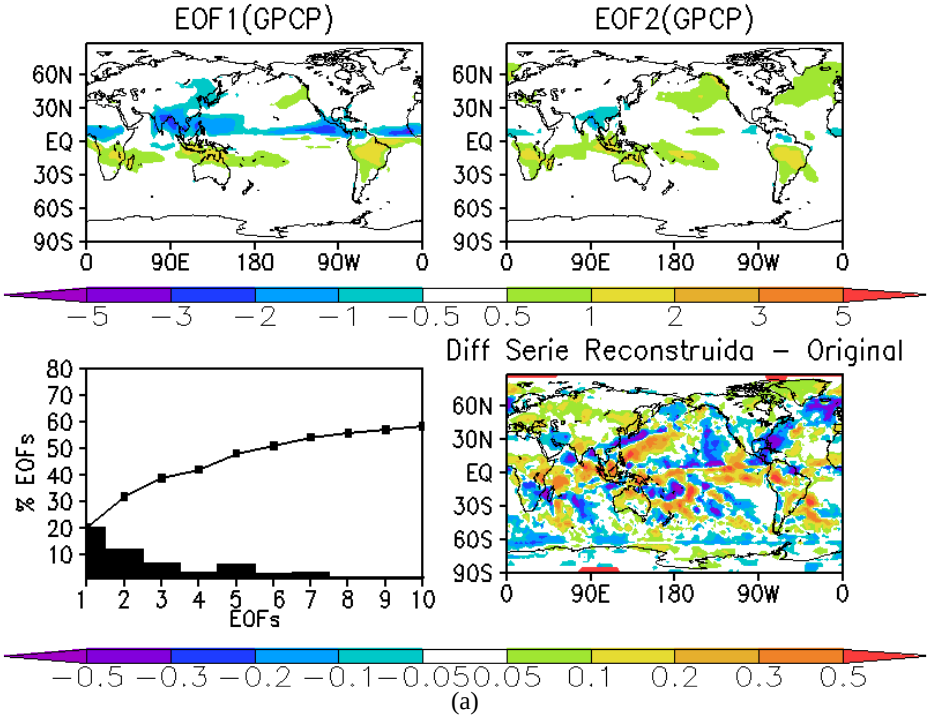
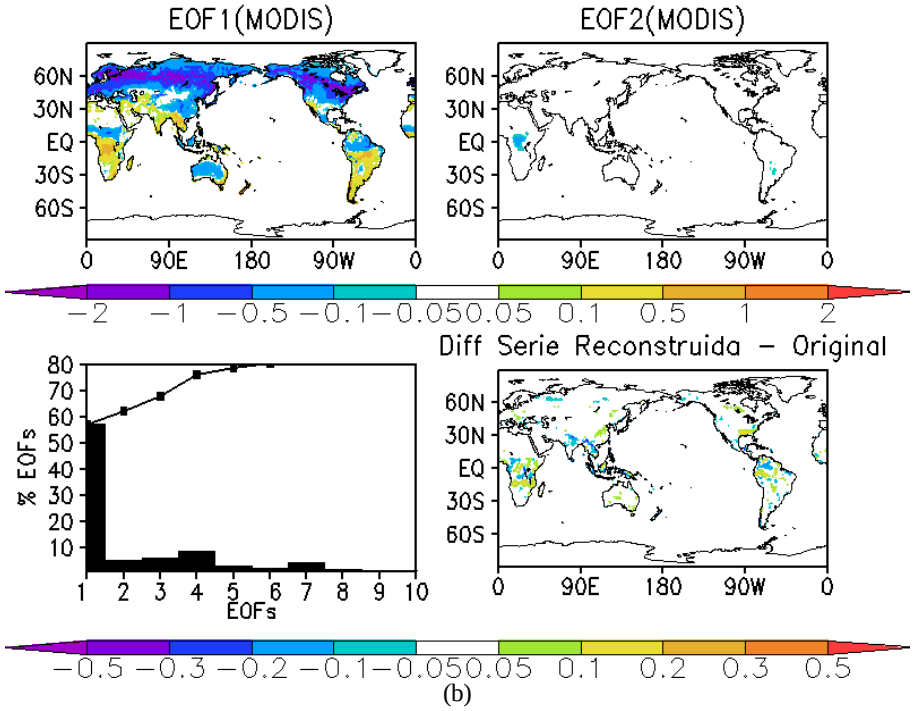


Figura 4.25 - Climatologia para o verão das de precipitação do GPCP e da produção primária líquida obtida do MODIS (séries original e a reconstruída com EOF).

A Figura 4.25 mostra a climatologia para o verão das séries original de precipitação do GPCP e da produção primária líquida obtida do MODIS e a série reconstruída utilizando as 10 primeiras componentes principais da EOF rotacionadas através do método (VARIMAX). A série reconstruída tem um padrão similar às séries originais. Isso indica que as 10 primeiras componentes principais explicam mais da metade (63% para GPCP e ~100% MODIS Figura 4.26) da variabilidade das séries originais, além de validar o programa estatístico construído para a análise de EOF.



(a)



(b)

Figura 4.26 - Porcentagens das variâncias explicadas pelas 10 primeiras componentes principais, séries original de precipitação do GPCP e da produção primária líquida obtida do MODIS.

Na Figura 4.26a têm-se as porcentagens das variâncias explicadas pelas 10 primeiras componentes principais. Nota-se que para a série de precipitação do GPCP as porcentagens das variâncias explicadas pelas duas primeiras componentes são de aproximadamente 33%, induzindo a uma diferença considerável entre as séries de precipitação original do GPCP e a reconstruída pela EOF rotacionada, isto mostra que as outras altas frequências têm um impacto significativo na variabilidade de precipitação. Uma explicação para esta baixa porcentagem das variâncias pode estar relacionada ao baixo impacto das forçantes locais na escala intermensal de precipitação. Na EOF1(GPCP), existe um dipolo no oceano Pacífico e no Atlântico, na região central do continente Africano e norte da América do Sul, este dipolo na escala intermensal está relacionada ao deslocamento meridional da irradiação solar e consequentemente ao deslocamento da ZCIT a qual é a banda de convecção mais importante da região tropical. A segunda componente principal EOF2(GPCP) apresenta uma variância menor (~10%) da variância total explicada e uma área de menor impacto. O dipolo sobre o oceano enfraquece e concentra-se nas regiões onde durante o verão tem maior variabilidade de precipitação, porém sobre o continente Africano e na América do Sul o dipolo ainda persiste. Isso indica que há uma variabilidade relacionada a uma frequência mais baixa (escala sazonal, anual, decenal, etc.) na série de precipitação do GPCP. O padrão indica que a escala sazonal é responsável pela variabilidade da EOF2 (GPCP).

A análise da produção primária líquida (INPP) da série de dados do MODIS indica uma boa correlação linear com a primeira componente principal EOF1(MODIS). Na Figura 4.26b o primeiro autovalor (EOF1) explica aproximadamente 60% da variância total da série de INPP, sendo que a série reconstituída com as 10 primeiras componentes principais é muito similar à série de dados original, onde a diferença é muito pequena, diferentemente dos dados de precipitação do GPCP. A alta porcentagem da variância total explicada pela primeira componente principal EOF1(MODIS) indica que a variabilidade da série de dados de INPP está relacionada à escala intermensal. Vários fatores contribuem para este padrão de EOF, como a dependência local da produção primária liquida (vegetação), do tipo de solo, umidade do solo, e a dependência de

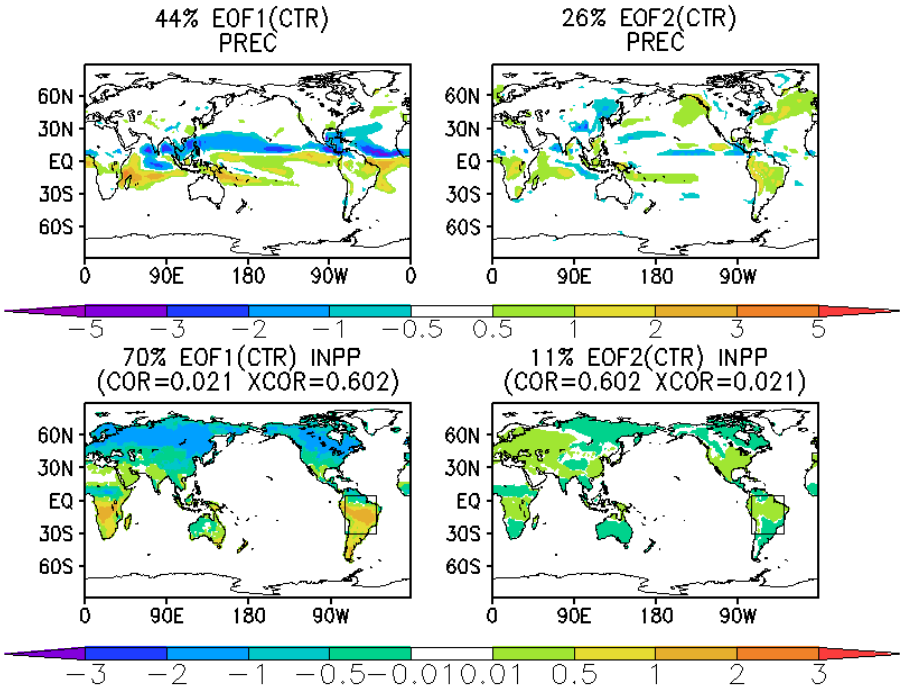
variáveis atmosférica como a temperatura, umidade que tem uma variabilidade pequena em baixa frequência em relação à precipitação, impactando diretamente na segunda componente principal EOF2(MODIS) que é responsável por menos de 10% da variância total, onde quase não há um padrão de variância na superfície continental.

A análise de EOF também foi aplicada nos experimentos com simulações de 50 anos realizadas com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado a diferentes parametrizações de superfície. Estes experimentos foram realizados com a finalidade de observar o impacto na variabilidade de precipitação quando se força um MCGA com diferentes condições de superfície. As análises são as mesmas aplicadas na série temporal dos dados de precipitação do GPCP e dos dados de produção primária líquida do MODIS.

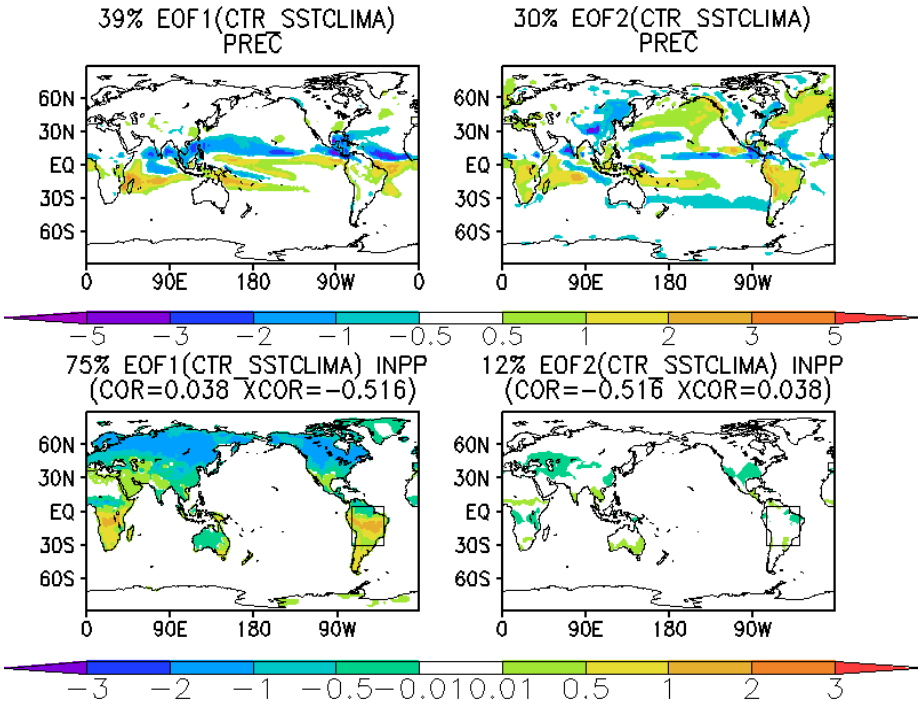
A Figura 4.27 mostra as duas primeiras componentes principais da série de precipitação e produção primária líquida do experimento (CTR) com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado com o esquema de superfície IBIS no modo estático e com temperatura de superfície do mar observada, mostra o experimento (CTR_CLIMA) com o esquema de superfície IBIS no modo estático e com temperatura de superfície do mar climatológica.

Aplicando a análise de EOF nos experimentos, foi verificado que a primeira componente principal do experimento CTR (EOF1(CTR)) e do experimento CTR_CLIMA (EOF1(CTR_CLIMA)) sobre o oceano possuem o mesmo padrão, similar ao observado na série de precipitação do GPCP. Porém a porcentagem da variância total explicada é de 44% e 39%, respectivamente. O dipolo observado na análise de EOF da série do GPCP é bem simulado nos dois experimentos e podem ser relacionados à variabilidade intermensal da precipitação simulada devido ao deslocamento mensal da irradiação solar na superfície que determina o posicionamento da ZCIT. A grande diferença das EOF1 (CTR) e EOF1 (CTR_CLIMA) em relação aos

resultados obtidos com os dados do GPCP está sobre continente, onde a variância é pequena em relação a EOF1(GPCP) indicando que a variabilidade de baixa frequência tem mais impacto nos dados simulados pelo modelo. O que determinou esta mudança de padrão sobre o continente é a intensidade da precipitação, que no caso do MCGA-CPTEC/INPE é mais intenso sobre os oceanos tropical (região da ZCIT) em relação aos continentes. Nos dados do GPCP, a intensidade de precipitação entre o oceano e continente é mais homogênea. Devido à baixa intensidade da precipitação a variabilidade intermensal é bem menor sobre o continente em relação aos oceanos.



(a)



(b)

Figura 4.27 - Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SND, SND2CO2) e produção primária líquida dos experimentos (CTR, CTR_CLIMA).

As porcentagens das variâncias totais explicada pelas componentes principais EOF1(CTR) e EOF1(CTR_CLIMA) não capturam o sinal de variância sobre o continente. Esta variância aparece nas EOF2(CTR) e EOF2(CTR_CLIMA) onde as porcentagens das variâncias totais explicadas são de 26% e 30%, respectivamente. A temperatura de superfície do mar utilizada pelo MCGA-CPTEC/INPE tem um impacto maior na variância das componentes principais EOF2(CTR) e EOF2(CTR_CLIMA). A temperatura de superfície do mar observada utilizada pelo MCGA-CPTEC/INPE produz um padrão de variância de precipitação com uma intensidade menor em relação à temperatura de superfície do mar climatológica, sendo mais compatível ao padrão de variância de precipitação obtido com os dados do GPCP. O uso da temperatura de superfície do mar climatológica intensifica o padrão de variância de precipitação. Onde podemos observar um dipolo no padrão de variância de precipitação no Oceano Pacífico Norte, Tropical e Sul. No Pacífico Norte, o padrão de variância de precipitação está relacionado a região onde se deslocam grandes tempestades (storm track) que produz intensa precipitação, no Pacífico Tropical está relacionado ao posicionamento da ZCIT e no Pacifico Sul está relacionado a Zona de Convergência do Pacifico Sul (ZCPS). No Oceano Atlântico, na região entre a América do Norte e Europa a variância de precipitação está relacionado a storm track desta região.

Os padrões das variâncias de precipitação relacionadas com as EOF2(CTR) e EOF2(CTR_CLIMA) têm intensidades maiores onde ocorre mais precipitação e por esta razão as variâncias relacionadas tem um padrão semelhante ao da precipitação durante o verão do Hemisfério Sul, principalmente quando se utiliza a temperatura de superfície do mar climatológica. Com relação à produção primária líquida ("INPP" absorção de CO_2) foi verificado para o caso do experimento com sstmtd, que as duas primeiras componentes principais explicam 70% EOF1(CTR) e 11% EOF2(CTR) da variância total respectivamente e para o caso do experimento com sstaoi 75% EOF1(CTR_CLIMA) e 12% EOF2(CTR_CLIMA) (Figura 4.27).

O padrão da variância da INPP para a primeira componente principal EOF1(CTR) e EOF1(CTR_CLIMA) são similares. O padrão consiste de um sinal negativo na Europa, Ásia e América do Norte e positivo na região tropical América do Sul, Índia, Oriente Médio e África Central. Comparando com a variância da precipitação da primeira componente principal EOF1(CTR), pode-se observar um padrão semelhante do dipolo que foi observado na variância da precipitação. Por este motivo relaciona-se o padrão da variância da INPP ao deslocamento da irradiação solar na escala inter-mensal. O padrão da variância da INPP para a segunda componente principal de EOF2(CTR) e EOF2(CTR_CLIMA) possui uma intensidade bem diferente, quando se utiliza a sstmtd e a sstaoi. O padrão da variância total explicada da série temporal de INPP para a EOF2(CTR) apresenta o mesmo padrão de variâncias de precipitação da EOF2(CTR), e seguem o padrão da climatologia de precipitação da estação de verão do Hemisfério Sul. Então, pode dizer que variabilidade de escalas de frequência mais baixa em relação a mensal atua na variabilidade de INPP, ou seja, oscilações devido a El niño e a La niña impacto na variabilidade de INPP.

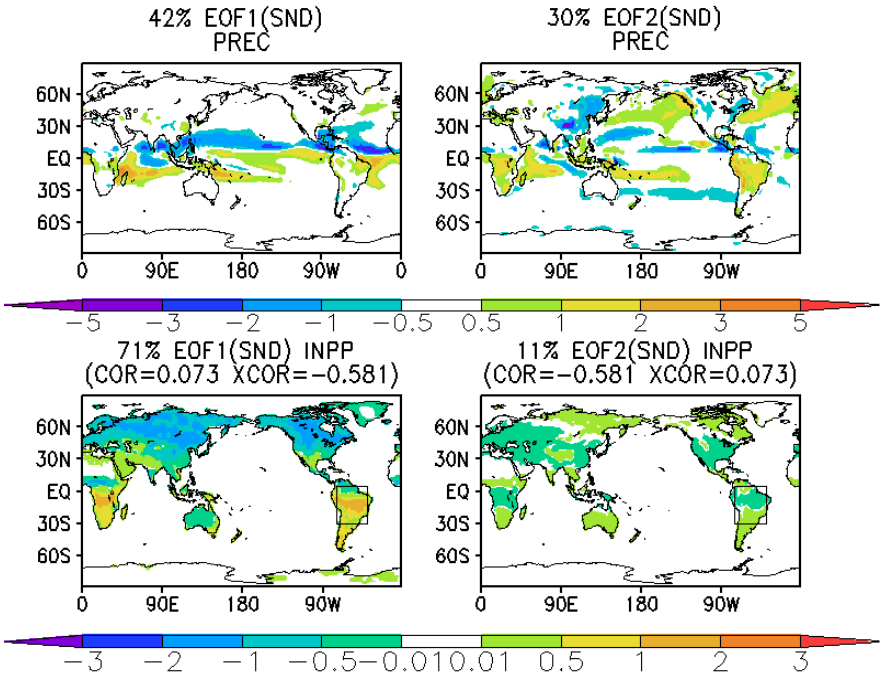
Para comparar o padrão de variância das duas primeiras componentes principais das séries de precipitação e INPP sobre a América do Sul, definiu-se um quadrado cobrindo a região onde ocorre a maior quantidade de precipitação durante o verão do Hemisfério Sul e calculou-se nesta região a correlação espacial entre as variâncias das duas primeiras componentes principais das séries de precipitação e INPP. A correlação entre as mesmas componente principal das séries de precipitação e INPP ou o inverso é definida como COR e a correlação cruzada entre a primeira componente principal das séries de precipitação e a segunda componente principal de INPP ou o inverso é definida como XCOR.

As correlações indicam que os campos das variâncias da primeira e segunda componente principal da série temporal de INPP tem uma correlação melhor com o segundo campo de variância da segunda componente principal da série temporal de

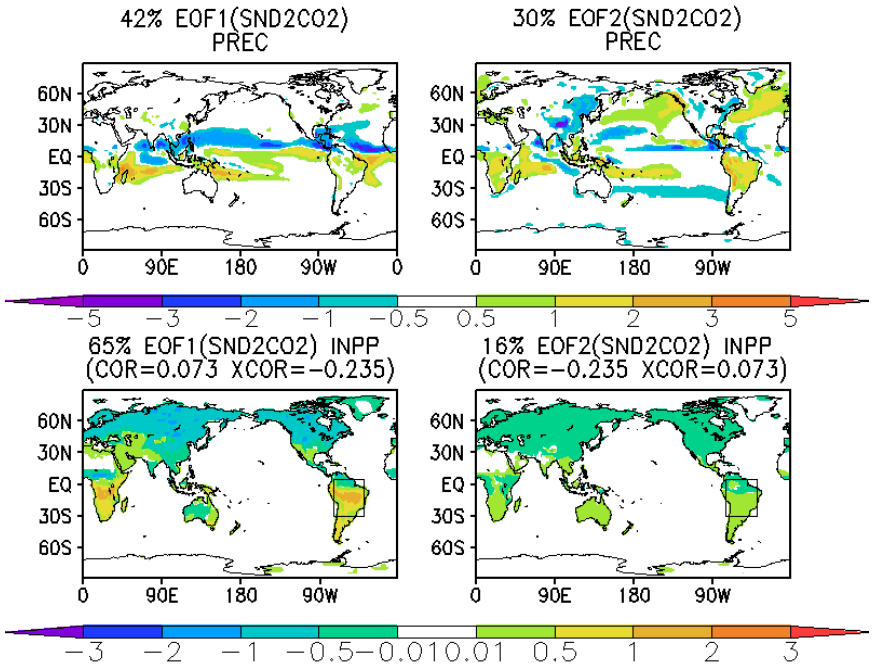
precipitação XCOR=0.602. Com o aumento da concentração de CO_2 a correlação torna-se negativa XCOR=-0.512. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior relacionada à variabilidade de precipitação, onde a de frequência é mais baixa que a inter-mensal.

A mesma análise foi realizada no experimento (SND) com o esquema de superfície IBIS no módulo dinâmico de vegetação e com temperatura de superfície do mar observada e o experimento (SND2CO_2) somente aumentando a concentração de CO_2.

As duas primeiras componentes principais para as séries de precipitação simulada nos experimentos (SND) e (SND2CO_2) explicam 42% (EOF1(SND)), 30% (EOF2(SND)) e 42% (EOF1(SND2CO_2)) e 30% (EOF2(SND2CO_2)), respectivamente, sendo similar ao experimento (CTR). Porém a ativação do módulo dinâmico de vegetação intensificou o campo variância da precipitação relacionada aos EOF1 e EOF2 dos dois experimentos (Figura 4.28). O aumento da concentração de CO_2 não alterou o padrão do campo variância da precipitação relacionada à EOF1 e EOF2.



(a)

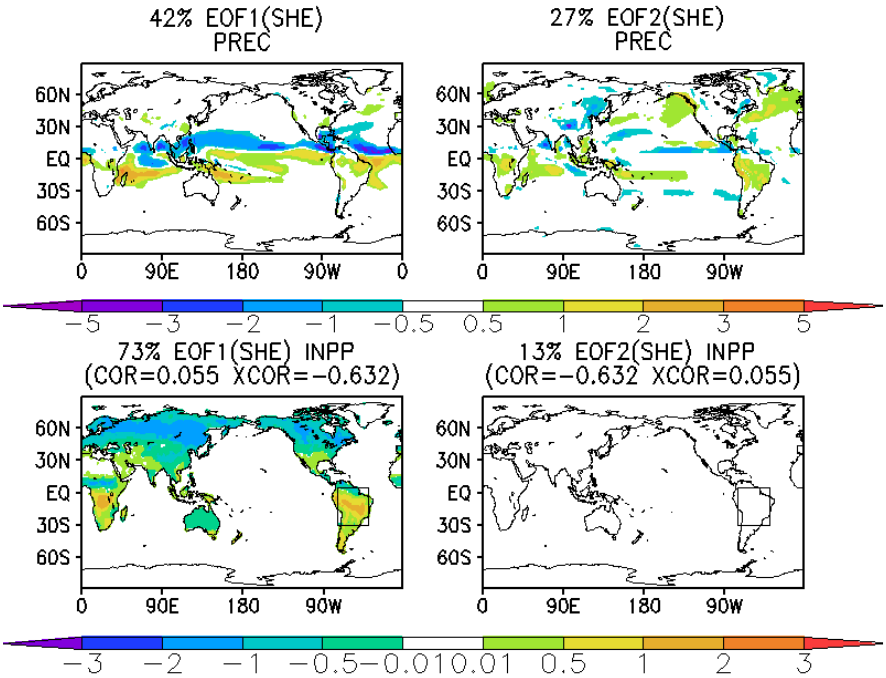


(b)

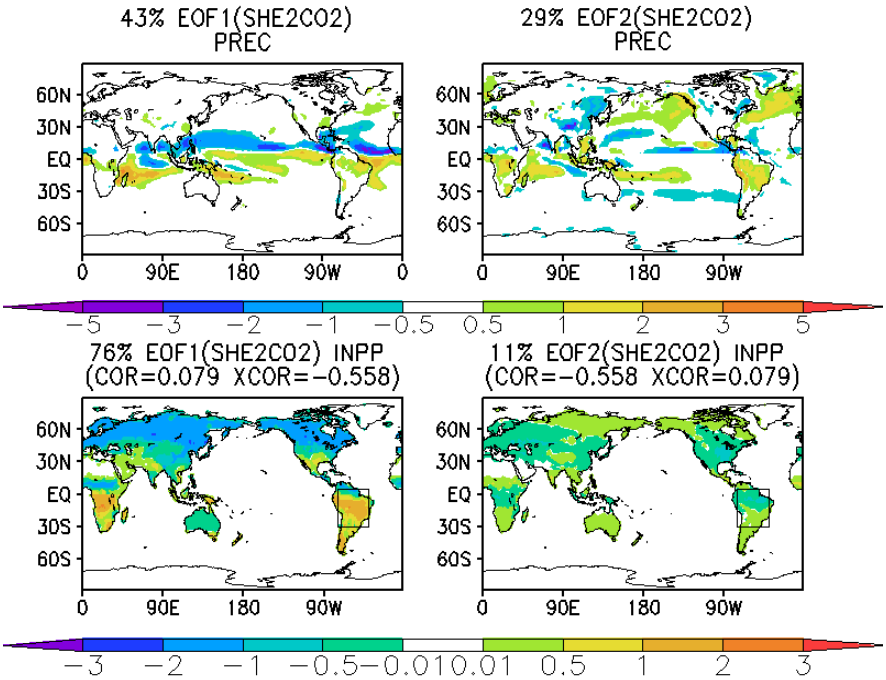
Figura 4.28 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SND, SND2CO2) e produção primária líquida dos experimentos (SND, SND2CO2).

Com a ativação do módulo dinâmico de vegetação o impacto na INPP é mais evidente, a variância explicada pelas duas primeiras componentes principais nos experimentos (SND) e (SND2CO_2) são de 71% (EOF1(SND)), 11% (EOF2(SND)), 65% (EOF1(SND2CO_2)) e 16% (EOF2(SND2CO_2)) respectivamente (Figura 4.28). A dinâmica de vegetação alterou o campo de variância das EOFs relacionadas a componentes principais (EOF1(SND) e EOF1(SND2CO_2)), na região Sul da Europa, Ásia e Austrália, mas o padrão ainda é similar ao do experimento (CTR). O campo de variância das EOFs relacionadas a componentes principais (EOF2(SND) e EOF2(SND2CO_2)) tiveram grande impacto, principalmente na Sibéria, Canadá região Sul da Ásia, onde a variância tem um sinal positivo. Com o aumento de CO_2 o padrão variância muda de sinal na Sibéria e Canadá. Isso mostra que o aumento de CO_2 não implica no aumento de INPP, a variabilidade de INPP depende de outros fatores como a precipitação, temperatura, vegetação, tipo de solo etc.

A dinâmica de vegetação também modificou as correlações dos campos das variâncias da EOF1(SND) e EOF2(SND), da série temporal de INPP com o segundo campo de variância da EOF2(SND) da série temporal de precipitação, onde a correlação foi de XCOR=-0.582. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à variabilidade de precipitação. Com o aumento de CO_2, a correlação reduz para XCOR=-0.235, indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.



(a)



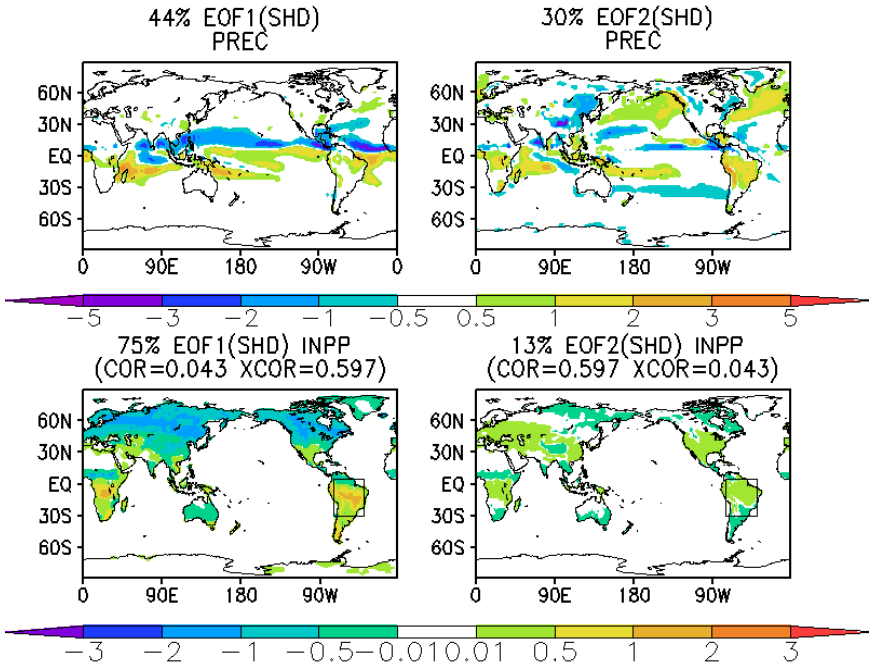
(b)

Figura 4.29 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SHE, SHE2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SHE, SHE2CO_2).

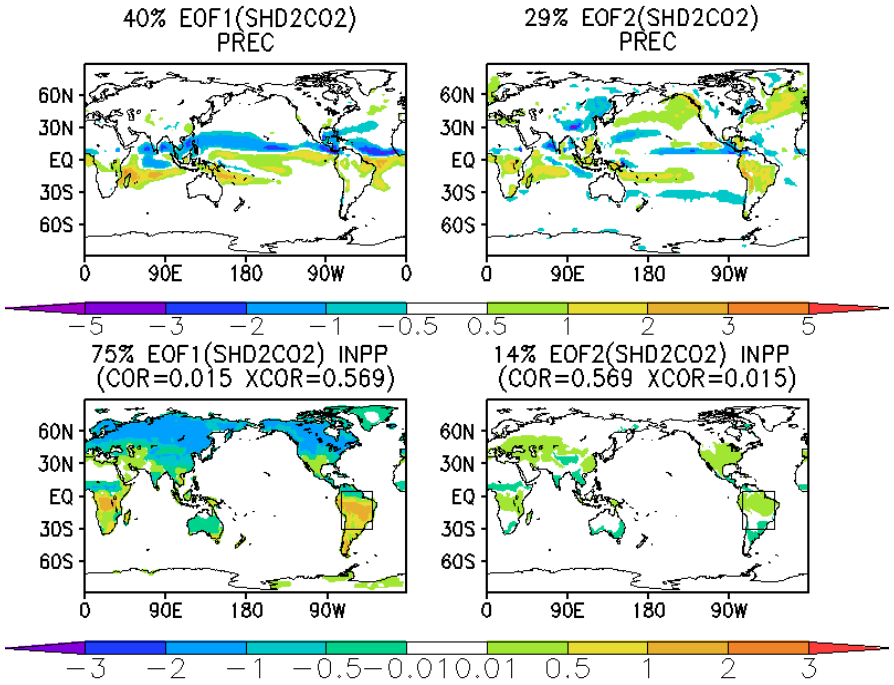
Para analisar a dependência do solo na variabilidade de precipitação e INPP foi feita a mesma análise nos experimento (SHE) com o esquema de superfície IBIS no módulo estático de vegetação, com um perfil homogêneo de solo e com temperatura da superfície do mar observada e o experimento (SHE2CO_2) somente aumentando a concentração de CO_2. As duas primeiras componentes principais para as séries de precipitação simulada nos experimentos (SHE) e (SHE2CO_2) explicam 42% (EOF1(SHE)), 27% (EOF2(SHE)), 43% (EOF1(SHE2CO_2)) e 29% (EOF2(SHE2CO_2)), respectivamente, comportamento similar ao experimento (CTR e SND), porém o módulo estático de vegetação e o perfil homogêneo de solo reduziu a intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2 (Figura 4.29). O aumento da concentração de CO_2 no experimento (SHE2CO_2) intensificou o padrão do campo variância da precipitação relacionada à EOF1 e EOF2 com relação ao experimento (SHE).

Com o módulo estático de vegetação e o perfil de solo homogêneo o impacto na INPP é bem evidente, a variância explicada pelas duas primeiras componentes principais nos experimentos (SHE) e (SHE2CO_2) são de 73% (EOF1(SHE)), 13% (EOF2(SHE)), 76% (EOF1(SHE2CO_2)) e 11% (EOF2(SHE2CO_2)), respectivamente (Figura 4.29). O módulo estático de vegetação e o perfil de solo homogêneo alterou o campo de variância das EOFs relacionadas a componentes principais (EOF1(SHE) e EOF1(SHE2CO_2)), na região Sul da Europa e Ásia e Austrália, Sul da América do Norte, mas o padrão ainda é similar ao do experimento (CTR e SND). O campo de variância das EOFs relacionadas às segundas componentes principais (EOF2(SHE) e EOF2(SHE2CO_2)), que é muito baixa em relação aos dos experimentos (CTR e SND). Com o aumento de CO_2 o padrão variância se intensifica. Isso mostra que o aumento de CO_2 induz no aumento de INPP, quando se utiliza o módulo de vegetação estática. A variabilidade de INPP, também é muito dependente da característica do solo.

O módulo estático de vegetação e o perfil de solo homogêneo também modificaram as correlações dos campos das variâncias da EOF1(SHE) e EOF2(SHE), da série temporal de INPP com o segundo campo de variância da EOF2(SHE) da série temporal de precipitação, onde a correlação foi de XCOR=-0.632. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à variabilidade de precipitação como no experimento (SND). Com o aumento de CO_2, a correlação reduz para XCOR=-0.558 indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.



(a)



(b)

Figura 4.30 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SHD, SHD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SHD, SHD2CO_2).

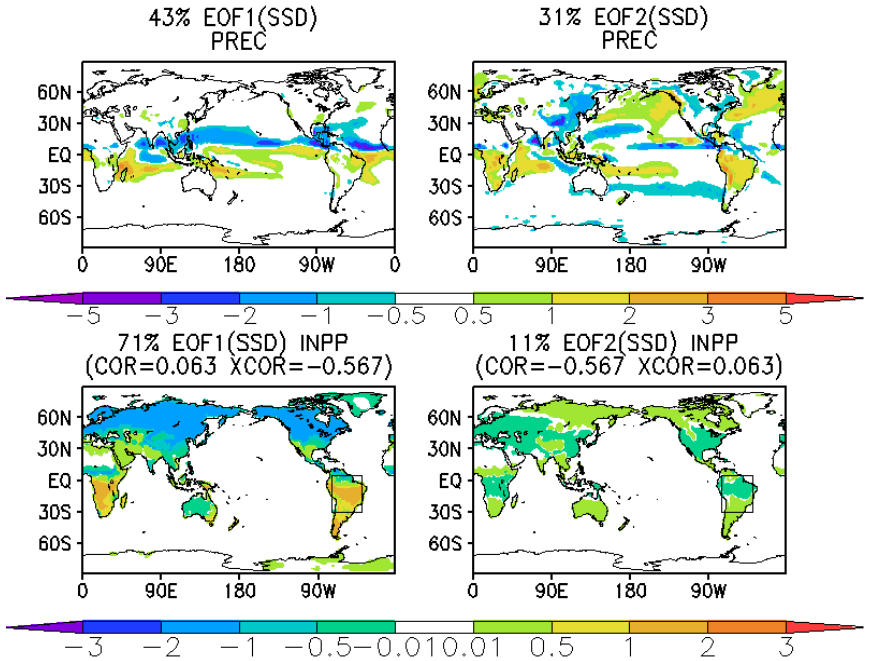
Na Figura 4.30 é analisado o caso da dependência do solo e acúmulo de matéria orgânica no solo na variabilidade de precipitação e INPP. Foi feita a mesma análise nos experimento (SHD) com o esquema de superfície IBIS no módulo dinâmico de vegetação, com um perfil homogêneo de solo e com temperatura de superfície do mar observada e o experimento (SHD2CO_2) somente aumentando a concentração de CO_2.

As duas primeiras componentes principais para as séries de precipitação simulada nos experimentos (SHD) e (SHD2CO_2) explicam 44% (EOF1(SHD)), 30%(EOF2(SHD)), 40% (EOF1(SHD2CO_2)) e 29% (EOF2(SHD2CO_2)), respectivamente (similar ao experimento (CTR, SND e SHE)). Porém, o módulo dinâmico de vegetação não permitiu reduziu a intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2 como observado no experimento (SHE). O perfil homogêneo de solo teve pouco impacto na intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2 devido ao módulo dinâmico de vegetação (Figura 4.30). O aumento da concentração de CO_2 no experimento (SHD2CO_2) reduziu a intensidade do padrão do campo variância da precipitação sobre a América do Sul e nas regiões de Storm Treck no Oceano Pacifico e Atlântico relacionado à EOF1 e EOF2 com relação ao experimento (SHD).

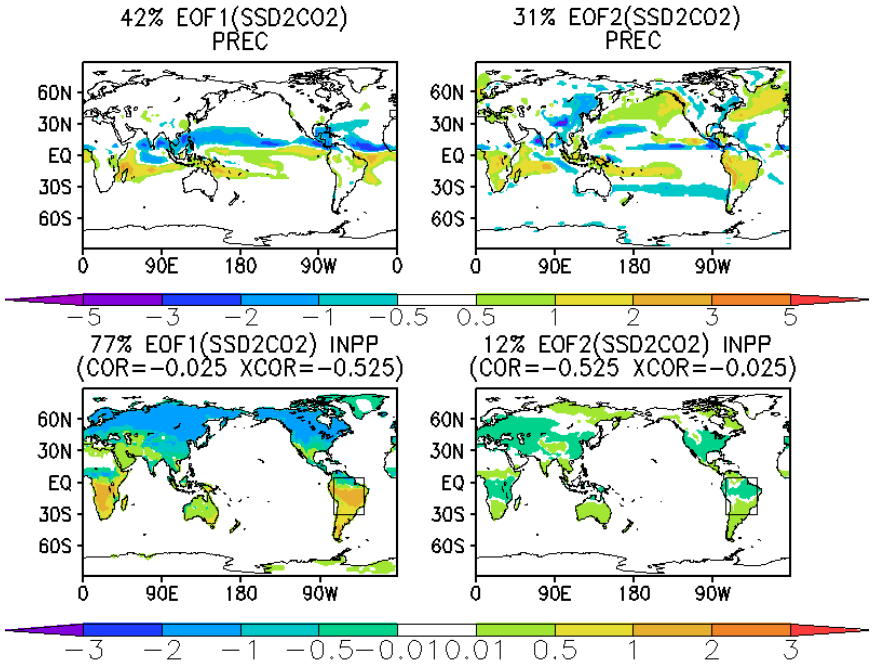
Com o módulo dinâmico de vegetação e o perfil de solo homogêneo o impacto na INPP é pouco evidente, a variância explicada pelas duas primeiras componentes principais nos experimentos (SHD) e (SHD2CO_2) são de 75% (EOF1(SHD)), 13% (EOF2(SHD)), 75% (EOF1(SHD2CO_2)) e 14% (EOF2(SHD2CO_2)), respectivamente (Figura 4.30). O módulo dinâmico de vegetação e o perfil de solo homogêneo alterou o sinal do campo de variância das EOFs relacionadas a componentes principais (EOF1(SHD) e EOF1(SHD2CO_2)), na Europa e Ásia e Austrália. Com o aumento de CO_2, o padrão variância se mantém. Quando se utiliza o módulo de vegetação dinâmico o impacto do perfil homogêneo do solo é reduzido, pois o solo modifica a quantidade de material

orgânico. A variabilidade de INPP, também é muito dependente da característica do solo, principalmente de matéria orgânica.

O módulo dinâmico de vegetação e o perfil de solo homogêneo também modificaram as correlações dos campos das variâncias da EOF1(SHD) e EOF2(SHD), da série temporal de INPP com o segundo campo de variância da EOF2(SHD) da série temporal de precipitação, onde a correlação foi de XCOR=-0.597. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à variabilidade de precipitação como no experimento (SND). Com o aumento de CO_2, a correlação reduz para XCOR=-0.569 indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.



(a)



(b)

Figura 4.31 – Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SSD, SSD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SSD, SSD2CO_2).

Na Figura 4.31 é analisado o caso do impacto da inicialização o modelo sem qualquer tipo de vegetação, ou seja, experimento com o esquema de superfície IBIS no módulo dinâmico de vegetação e com temperatura de superfície do mar observada (SSD) e o experimento com as mesmas configurações do experimento SSD, porém aumentando a concentração de CO_2 (SSD2CO_2). As duas primeiras componentes principais para as séries de precipitação simulada nos experimentos (SSD) e (SSD2CO_2) explicam 43% (EOF1(SSD)), 31% (EOF2(SSD)) e 42%(EOF1(SSD2CO_2)) e 31%(EOF2(SSD2CO_2)), respectivamente. O módulo dinâmico de vegetação conseguiu reproduzir a mesma intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2 como observado no experimento (SSD), sendo este similar ao experimento (SND) (Figura 4.31). O aumento da concentração de CO_2 no experimento (SSD2CO_2) reduziu a intensidade do padrão do campo variância da precipitação sobre a América do Sul e nas regiões de Storm Treck no Oceano Pacifico e Atlântico relacionado à EOF1 e EOF2 com relação ao experimento (SND).

Com a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação o impacto na INPP foi pouco evidente, a variância explicada pelas duas primeiras componentes principais nos experimentos (SSD) e (SSD2CO_2) são de 71% (EOF1(SSD)), 11% (EOF2(SSD)), 77% (EOF1(SSD2CO_2)) e 12% (EOF2(SSD2CO_2)), respectivamente (Figura 4.31). A inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação não modificou o sinal do campo de variância das EOFs relacionadas as componentes principais (EOF1(SSD) e EOF1(SSD2CO_2)). Com o aumento de CO_2 o padrão variância é modificado na Sibéria e Norte da América do Norte.

A inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação modificou pouco as correlações dos campos das variâncias da EOF1(SSD) e EOF2(SSD), da série temporal de INPP com o segundo campo de variância da EOF2(SSD) da série temporal de precipitação, em relação ao experimento (SND), onde a correlação foi de XCOR=-0.567. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à

variabilidade de precipitação como relação ao experimento (SSD). Com o aumento de CO_2, a correlação reduz para XCOR=-0.525 indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.

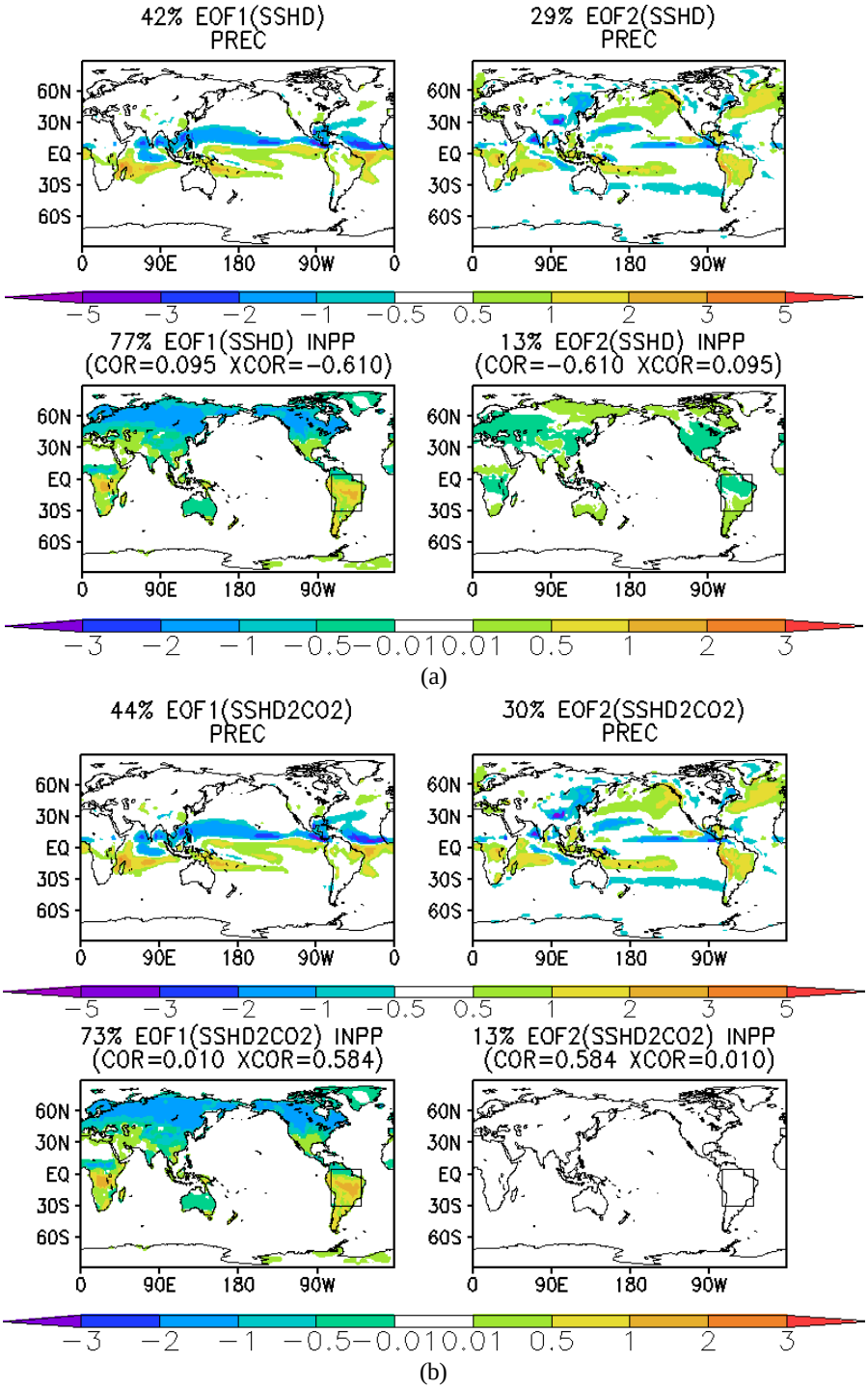


Figura 4.32 - Duas primeiras componentes principais (EOF1 e EOF2) da série de precipitação (SSHD, SSHD2CO_2) e produção primária líquida dos experimentos (SSHD, SSHD2CO_2).

Na Figura 4.32 é analisado o caso da dependência do solo e acumulo de matéria orgânica no solo e o impacto de inicializar o modelo sem qualquer tipo de vegetação na variabilidade de precipitação e INPP. Foi feita a mesma análise no experimento (SSHD) com o esquema de superfície IBIS no módulo dinâmico de vegetação, com um perfil homogêneo de solo e com temperatura de superfície do mar observada e o experimento (SSHD2CO2) somente aumentando a concentração de CO2.

As duas primeiras componentes principais para as séries de precipitação simulada nos experimentos (SSHD) e (SSHD2CO_2) explicam 42% (EOF1(SHD)), 29% (EOF2(SHD)), 44% (EOF1(SHD2CO_2)) e 30% (EOF2(SHD2CO_2)), respectivamente. O módulo dinâmico de vegetação e a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação permitiu aumentar a intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2 em relação ao observado no experimento (SND) (Figura 4.28). O perfil homogêneo de solo e a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação teve pouco impacto na intensidade do campo variância da precipitação relacionado a EOF1 e EOF2, devido ao módulo dinâmico de vegetação (Figura 4.32). O aumento da concentração de CO_2 no experimento (SSHD2CO_2) manteve a intensidade do padrão do campo variância da precipitação relacionada à EOF1 e EOF2 com relação ao experimento (SSHD).

Com o módulo dinâmico de vegetação, a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação e o perfil de solo homogêneo, o impacto na INPP é pouco evidente, a variância explicada pelas duas primeiras componentes principais nos experimentos (SSHD) e (SSHD2CO_2) são de 77% (EOF1(SSHD)), 13% (EOF2(SSHD)), 73% (EOF1(SSHD2CO_2)) e 13%(EOF2(SSHD2CO_2)), respectivamente (Figura 4.32). O módulo dinâmico de vegetação, a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação e o perfil de solo homogêneo alterou pouco o sinal do campo de variância das

EOFs relacionadas à componentes principais (EOF1(SSHD) e EOF2(SSHD)). Com o aumento de $CO_{2,}$ o padrão variância da (EOF1(SSHD2CO_2)) se mantém e (EOF2(SSHD2CO_2)) enfraquece. Isso mostra que quando se utiliza o módulo de vegetação dinâmico o impacto do perfil homogêneo do solo e a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação tem um impacto significante entre a EOF2(SSHD) e EOF2(SSHD2CO_2), o aumento da concentração de CO_2 inibe da variância da EOF2(SSHD2CO_2).

O módulo dinâmico de vegetação, a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação e o perfil de solo homogêneo também modificaram as correlações dos campos das variâncias da EOF1(SSHD) e EOF2(SSHD), da série temporal de INPP com o segundo campo de variância da EOF2(SSHD) da série temporal de precipitação, onde a correlação foi de XCOR=-0.610. Isso indica que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à variabilidade de precipitação como no experimento (SND). Com o aumento de CO_2, a correlação reduz para XCOR=-0.584, indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.

Com relação a questão levantada neste subsecção conclui-se que o NPP tem um impacto na variabilidade climática de precipitação, pois a ativação do modulo de vegetação dinâmica altera o padrão da variabilidade de precipitação associada as duas primeiras componentes principais. O aumento da intensidade da variância relacionada a EOF2 da série de precipitação indica que o NPP impacta as escalas de mais baixa da variabilidade de precipitação, este tipo de interação é muito bem discutido por RUPP C.F.M et al (2009 e 2010) e RAMIREZ G. E. et al. (2011). As correlações negativas entre as EOFs das séries precipitação e NPP indicam que variabilidade de NPP tem uma retroalimentação negativa.

4.4 Impacto do armazenamento de energia na superfície (net) na variabilidade de precipitação

O armazenamento de energia, nos oceanos, no solo e nas copas da vegetação não está disponível diretamente para convecção e consequentemente para a geração de precipitação. Esta energia é liberada quando há um déficit de energia na atmosfera. Para verificar o comportamento do regime de precipitação do MCGA-CPTEC/INPE, com diferentes condições de superfície (esquemas de superfície), aplicaremos a análise de EOFs, de acordo com as análises realizadas com o NPP. Os diferentes esquemas de superfície produzem padrões distintos de armazenamento de energia e precipitação, devido a características dos processos físicos utilizadas nas parametrizações. **Então, qual será o comportamento da variabilidade do armazenamento de energia em cada um dos esquemas? Poderá ocorrer inversão de Feedback entre esquemas simplificados e estáticos e o sofisticado e dinâmicos de vegetação?**

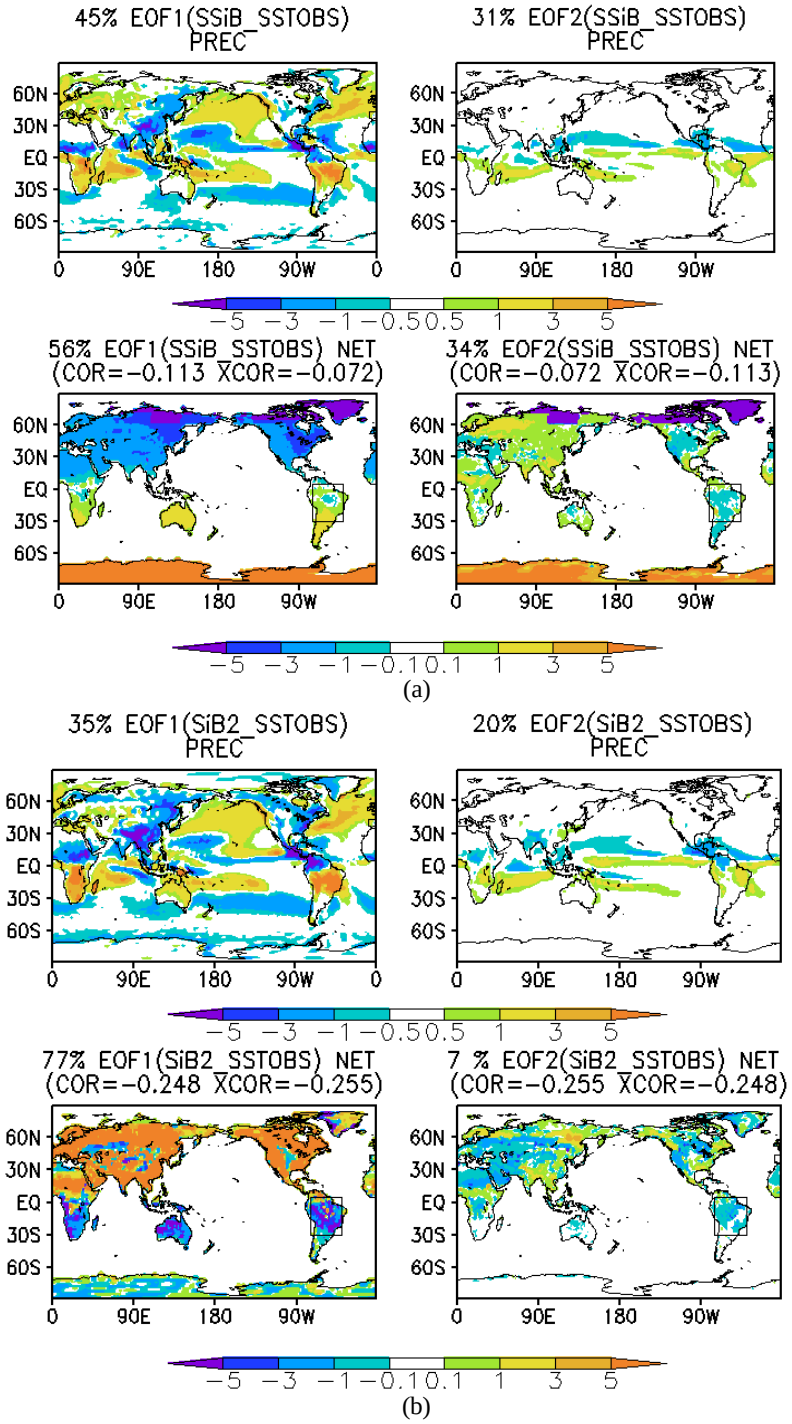


Figura 4.33 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SSiB_SSTOBS e SiB2_SSTOBS).

A Figura 4.33 mostra as duas primeiras componentes principais da série de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SSiB_SSTOBS) com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado com o esquema de superfície SSiB e com temperatura de superfície do mar observada, e o experimento (SiB2_SSTOBS) com o esquema de superfície SiB2 e com temperatura de superfície do mar observada. Aplicando a análise de EOF nos experimentos, observa-se que a primeira componente principal do experimento SSiB_SSTOBS (EOF1(SSiB_SSTOBS)) e do experimento SiB2_SSTOBS (EOF1(SiB2_SSTOBS)) sobre o oceano as EOFs apresentam o mesmo padrão de variabilidade de precipitação, similar ao observado na série de precipitação do GPCP, porém a porcentagem da variância total explicada é de 45% e 35%, respectivamente. A segunda componente principal dos experimentos SSiB_SSTOBS e SiB2_SSTOBS tem uma porcentagem da variância total explicada é de 31% e 20%. O experimento com SiB2_SSTOBS produz uma variabilidade maior sobre a América do Sul em relação ao experimento SSiB_SSTOBS. Isso indica que o esquema mais simplificado SSiB gera uma menor variabilidade de precipitação em relação ao SiB2, porém maior em relação aos resultados de precipitação do GPCP (Figura 4.26). Assim pode-se concluir que a variabilidade nas séries de precipitação simuladas pelo modelo (SSiB e SiB2) a alta frequência tem um impacto maior em relação a baixa frequência comparados com os dados de precipitação do GPCP.

Com relação à energia armazenada (“NET”), as duas primeiras componentes principais explicam 56% EOF1(SSiB_SSTOBS) e 34% EOF2(SSiB_SSTOBS) da variância total, respectivamente. Para o caso do experimento SiB2_SSTOBS as componentes principais explicam 77% EOF1(SiB2_SSTOBS) e 7% EOF2(SiB2_SSTOBS) (Figura 4.33). O padrão da variância da energia armazenada relacionada à primeira componente principal EOF1(SSiB_SSTOBS) e EOF1(SiB2_SSTOBS) não são similares, mostram um padrão invertido entre o hemisfério norte e sul. O sinal positivo indica que a variabilidade é positiva, ouse seja tem a tendência de aumentar a energia armazenada na copa e no solo e o sinal negativo tem a tendência de reduzir para a escala da EOF analisada. O padrão da variância sobre a América do Sul tem a mesma tendência, porém a EOF1

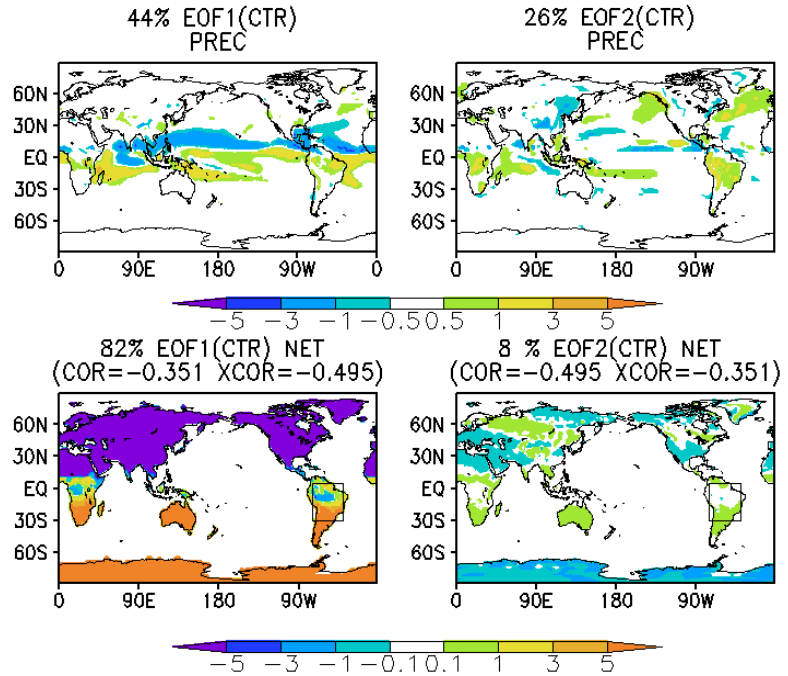
(SiB2_SSTOBS) tem uma maior variabilidade. A variância total explicada devido a EOF2(SSiB_SSTOBS) e EOF2(SiB2_SSTOBS) sobre a América do Sul tem a mesma amplitude, indicando ter a mesma variabilidade.

As correlações apesar de pequenas indicam que sobre a América do Sul os campos das variâncias da primeira e segunda componente principal da série temporal de NET (EOF1(SSiB_SSTOBS) e EOF2(SSiB_SSTOBS)) tem uma correlação melhor com o primeiro campo de variância da primeira componente principal (EOF1(SSiB_SSTOBS)) da série temporal de precipitação COR=-0.113 e com a segunda componente principal (EOF2(SSiB_SSTOBS)) XCOR=-0.072. Com o esquema mais sofisticado as correlações foram de COR=-0.248 e XCOR=-0.255. Isso indica que a variável NET nestes dois experimentos (SSiB_SSTOBS) e (SiB2_SSTOBS) a variabilidade é maior no esquema mais sofisticado, onde as parâmetros não são pré-definidos como no caso do experimento (SSiB_SSTOBS).

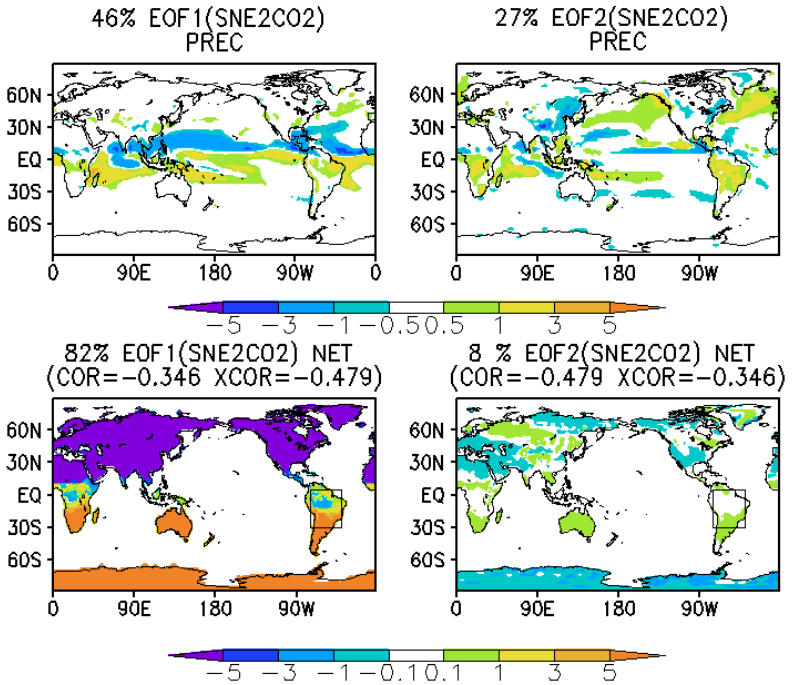
As correlações negativas indicam que a variabilidade de precipitação não aumentam linearmente com a variabilidade da energia armazenada na superfície. Ou seja, a energia armazenada não é utilizada diretamente na convecção, indicando que há um feedback negativo entre a NET e a precipitação sobre a América do Sul.

Utilizando o esquema IBIS acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE foram realizadas 12 simulações com a finalidade de verificar o impacto de diferentes forçantes de superfície na variabilidade de precipitação.

No primeiro grupo apresentado na Figura 4.33 foram selecionados os experimentos para averiguar o impacto do esquema de vegetação dinâmica e o aumento de CO_2 na variabilidade de precipitação e energia armazenada na superfície e a relação entre as duas variabilidades sobre a América do Sul durante a estação chuvosa (verão).

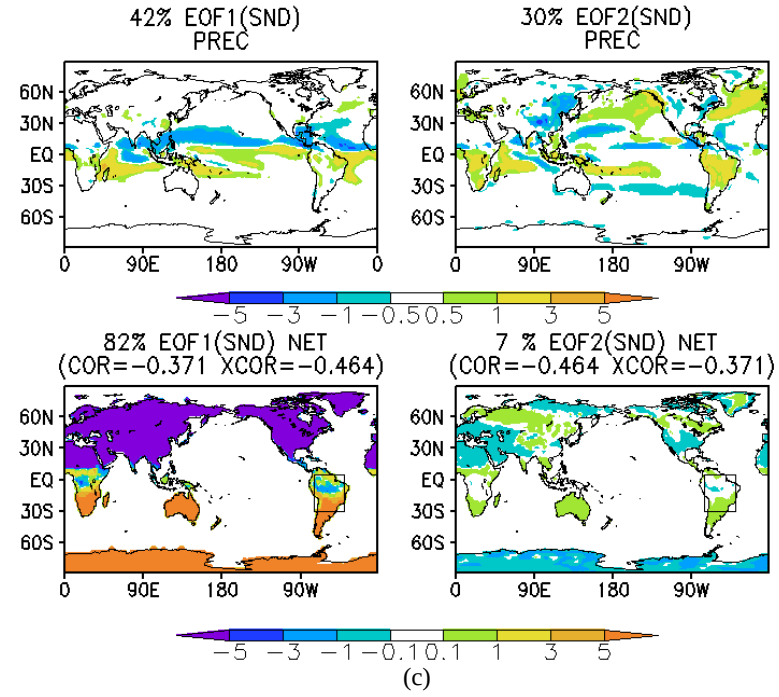


(a)

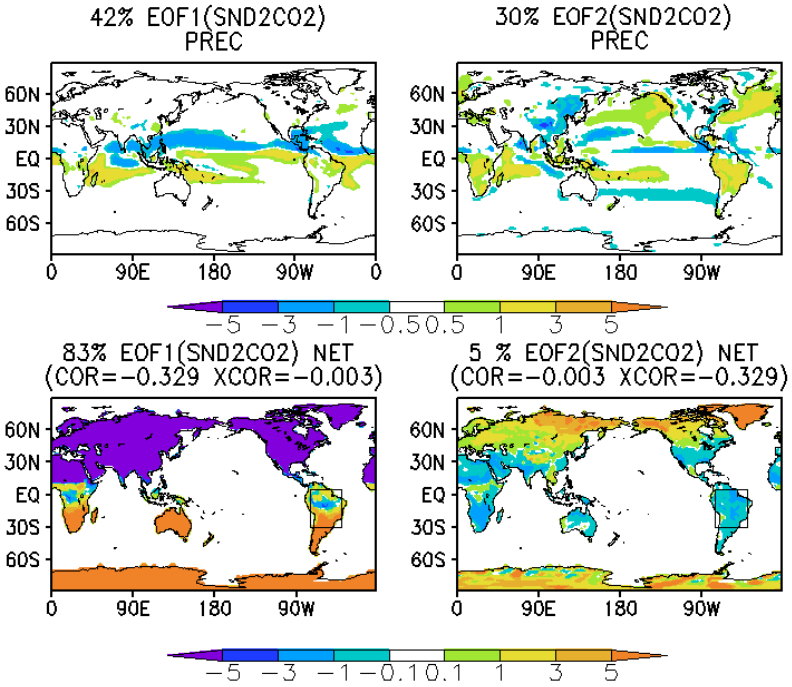


(b)

Figura 4.34 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (CTR e SNE2CO_2, SND e SND2CO_2). (Continua)



(c)



(d)

Figura 4.34 - Conclusão.

As análises de EOFs aplicadas em cada uma das simulações do grupo 1 mostram que a porcentagem de variância total explicada da série de energia armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais são 82%EOF1(CTR), 8%EOF2(CTR) e 82%EOF1(SNE2CO_2) e 8%EOF2(SNE2CO_2), para os experimentos sem vegetação dinâmica. Neste caso o aumento de CO_2 não modificou a porcentagem de variância total explicada da série de energia armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais. O padrão espacial da variância da EOF1(CTR), EOF2(CTR), EOF1(SNE2CO_2) e EOF2(SNE2CO_2) também pouco se modificaram, não respondendo ao aumento de CO_2, como no caso da variância das EOF1(CTR), EOF2(CTR), EOF1(SNE2CO_2) e EOF2(SNE2CO_2) obtidas através da série de precipitação.

A correlação entre a variância obtida para as séries de precipitação e energia armazenada na superfície (solo+vegetação) na região da América do Sul é maior em relação aos experimentos com o esquema de superfície SSiB e SiB2, porém a correlação é negativa entre as variâncias relacionas às EOF1(CTR), EOF2(CTR), EOF1(SNE2CO_2) e EOF2(SNE2CO_2). Quando se ativa o módulo de vegetação dinâmica nos experimentos (SND) e (SND2CO_2), observa-se que a variância total explicada pelas duas primeiras componentes principais obtidas da análise de EOF na série temporal de energia armazenada na superfície são de 82%EOF1(SND), 7%EOF2(SND), 83%EOF1(SND2CO_2) e 5%EOF2(SND2CO_2). O campo de variância relacionado à EOF1(SND) e EOF2(SND) tem pouca alteração mantendo o mesmo padrão do experimento EOF1(CTR) e EOF2(CTR). Quando se aumenta a concentração de CO_2 com módulo de vegetação dinâmica ativada, o campo de variância relacionado à EOF1(SND2CO_2) mantém o mesmo padrão, porém o campo de variância relacionado a EOF2(SND2CO_2) aumenta consideravelmente. Em altas latitudes a variância é positiva e em baixa latitude negativa.

A correlação entre as variâncias relacionadas com as duas primeiras componentes principais EOF1(SND), EOF2(SND), EOF1(SND2CO_2) e EOF2(SND2CO_2) da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul indica uma correlação negativa entre as variâncias das duas séries, mas com uma dependência linear mais evidente em relação aos experimentos com SSiB e SiB2. A correlação do experimento (SND) e (SND2CO_2) são de (COR=-0.371 e XCOR=-0.464) e (COR=-0.329 e XCOR=-0.003). Indicando uma correlação negativa (feedback negativo) e a redução da dependência linear entre a variabilidade de precipitação e energia armazenada na superfície com o aumento de CO_2.

No grupo 2 foram repetidas as mesmas simulações do grupo 1, a única diferença é a estratificação do perfil de solo dos experimentos (SHE, SHE2CO_2, SHD e SHD2CO_2) é homogêneo.

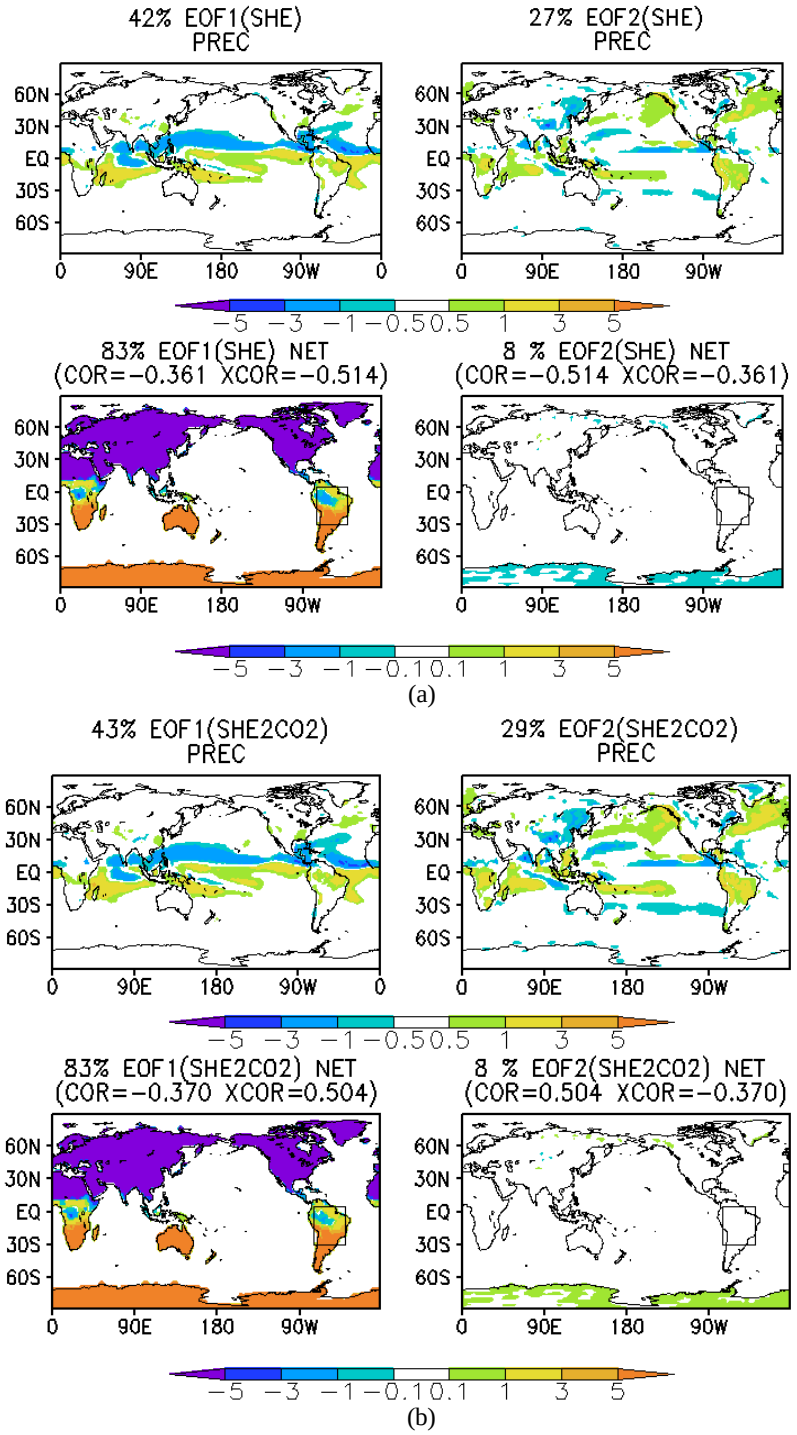


Figura 4.35 – Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SHE e SHE2CO_2, SHD e SHD2CO_2). (Continua)

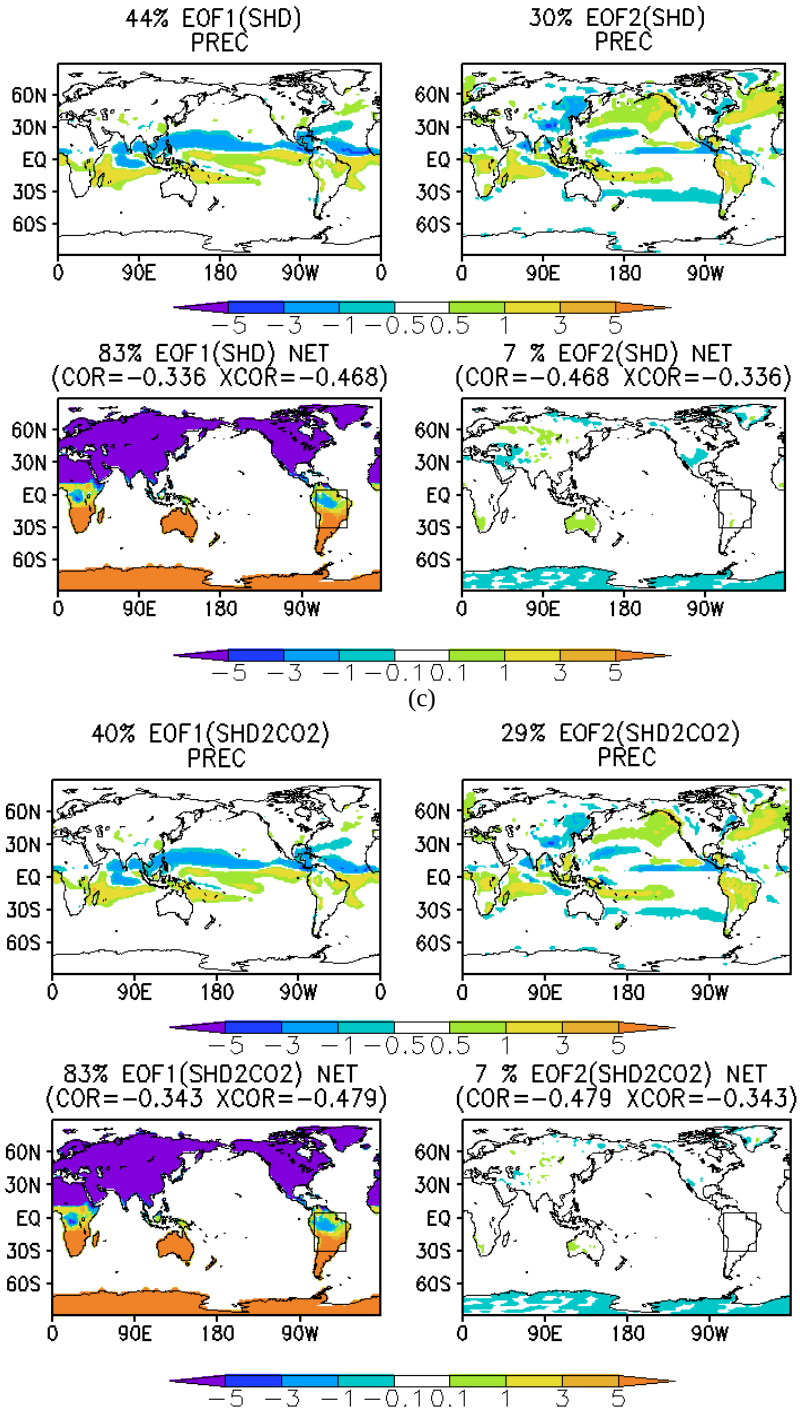


Figura 4.35 – Conclusão.

As análises de EOFs aplicadas em cada uma das simulações do grupo 2 mostram que a porcentagem de variância total explicada da série de Energia Armazenada na superfície, obtida pelas duas primeiras componentes principais são 83%EOF1(SHE), 8%EOF2(SHE), 83%EOF1(SHE2CO_2) e 8%EOF2(SHE2CO_2) para os experimentos sem vegetação dinâmica. Neste caso o aumento de CO_2 não modificou a porcentagem de variância total explicada da série de Energia Armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais. O padrão espacial da variância da EOF1(SHE), EOF2(SHE), EOF1(SHE2CO_2) e EOF2(SHE2CO_2) também pouco se modificaram, não respondendo ao aumento de CO_2.

A correlação neste caso é de COR=-0.361e XCOR=-0.514 entre a variância obtida para as séries de energia armazenada na superfície e precipitação na região da América do Sul, sendo maior em relação ao experimento (CTR). A correlação negativa indica um sinal de feedback negativo. O aumento de CO_2 não tem um impacto muito grande na correlação e umas das causa pode estar associada ao uso da vegetação estática.

Quando se ativa o módulo de vegetação dinâmica nos experimentos (SHD) e (SHD2CO_2), observa-se que a variância total explicada pelas duas primeiras componentes principais obtidas da análise de EOF na série temporal de energia armazenada na superfície são de 83% EOF1(SHD), 7% EOF2(SHD), 83% EOF1(SHD2CO_2) e 7% EOF2(SHD2CO_2). O campo de variância relacionado à EOF1(SHD) e EOF2(SHD) tem pouca alteração mantendo o mesmo padrão do experimento EOF1(CTR) e EOF2(CTR). Quando se aumenta a concentração de CO_2 como módulo de vegetação dinâmica ativada, o campo de variância relacionado à EOF1(SHD2CO_2) mantém o mesmo padrão, porém o campo de variância relacionado a EOF2(SHD2CO_2) reduz.

A correlação entre as variâncias relacionadas com as duas primeiras componentes principais EOF1(SHD), EOF2(SHD), EOF1(SHD2CO_2) e EOF2(SHD2CO_2) da série

temporal de precipitação e energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul indica uma correlação negativa entre as variâncias das duas séries. A correlação do experimento (SHD) e (SHD2CO_2) são de (COR=-0.336 e XCOR=-0.468) e (COR=-0.343 e XCOR=-0.479), indicando um feedback negativo. O aumento de CO_2 aumenta a variabilidade da energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul.

No grupo 3 foram repetidas as mesmas simulações do grupo 1. Neste grupo foi inicializado o modelo sem cobertura vegetal (SSD e SSD2CO_2), e com perfil de solo homogêneo e inicialização do modelo sem cobertura vegetal experimentos são (SSHD e SSHD2CO_2) respectivamente.

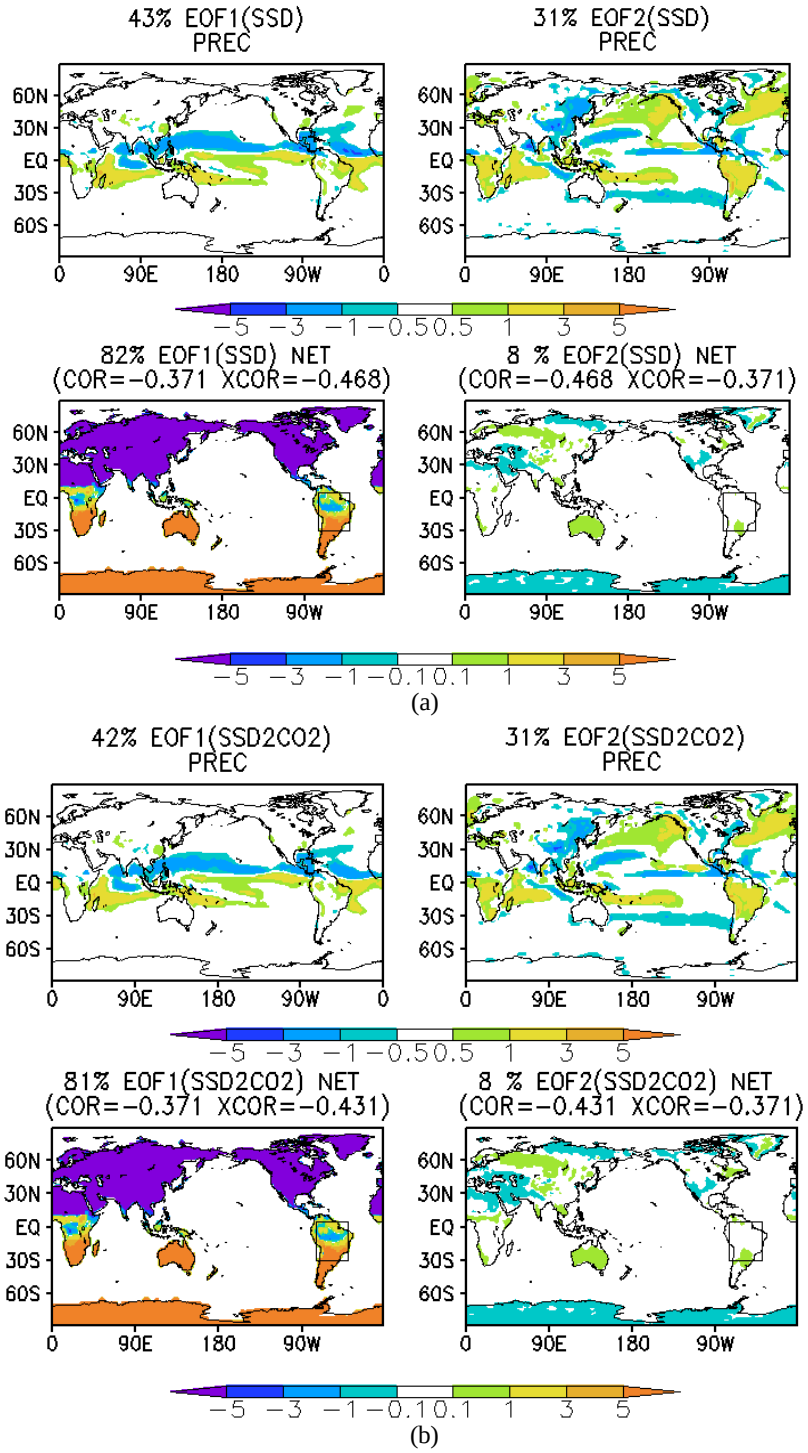


Figura 4.36 - Duas primeiras componentes principais da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície do experimento (SSD e SSD2CO_2, SHD e SHD2CO_2). (Continua)

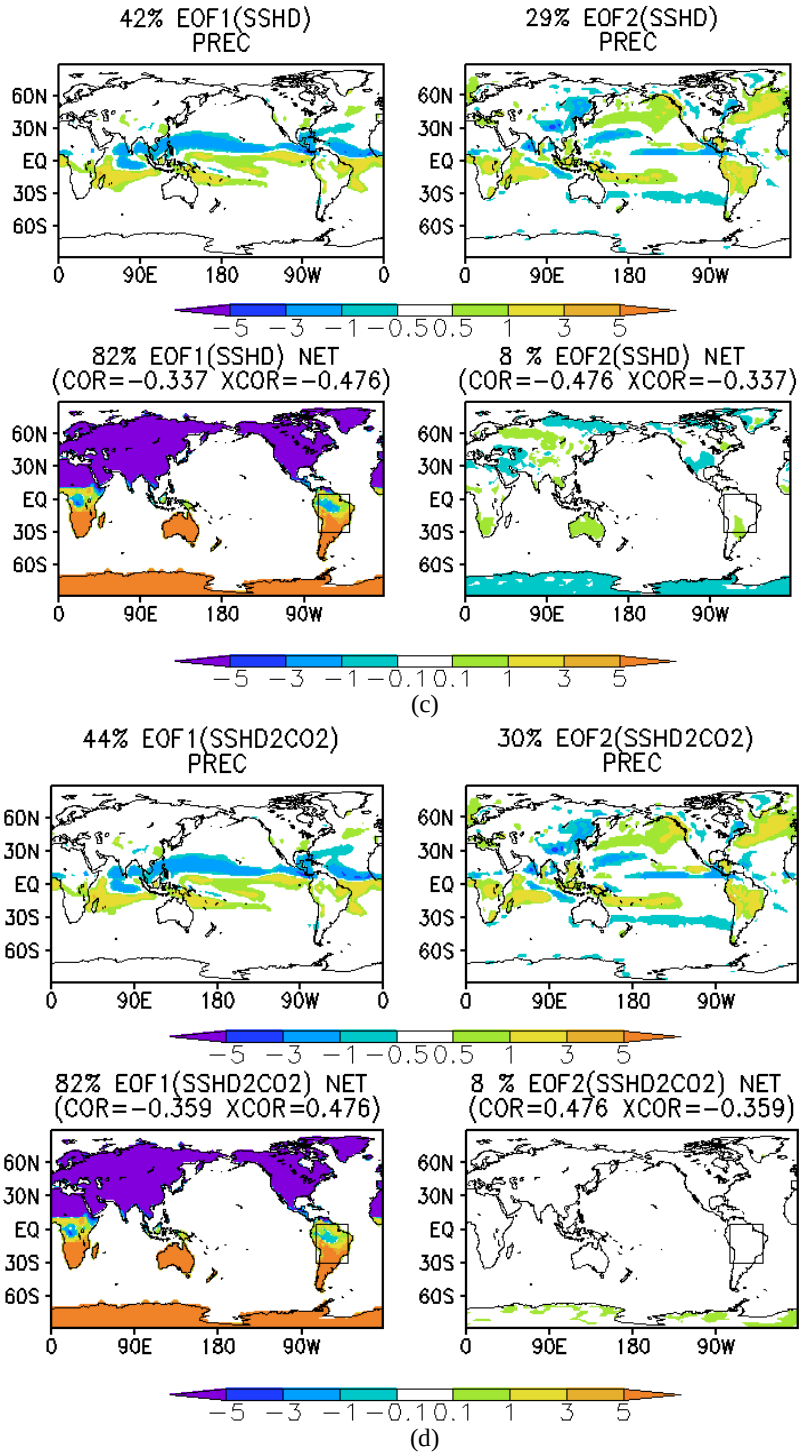


Figura 4.36 - Conclusão.

As análises de EOFs aplicadas em cada uma das simulações do grupo 3 (Figura 4.36) mostram que a porcentagem de variância total explicada da série temporal de energia armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais são 82% EOF1(SSD), 8% EOF2(SSD), 81% EOF1(SSD $2CO_2$) e 8% EOF2(SSD $2CO_2$), para os experimentos com vegetação dinâmica e inicialização do modelo sem vegetação. Neste caso o aumento de CO_2 não modificou a porcentagem de variância total explicada da série de energia armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais. O padrão espacial da variância da EOF1(SSD), EOF2(SSD), EOF1(SSD$2CO_2$) e EOF2(SSD$2CO_2$) também pouco se modificaram, não respondendo ao aumento de CO_2. A correlação neste caso é de COR=-0.371e XCOR=-0.468 entre a variância obtida para as series de energia armazenada na superfície e precipitação na região da América do Sul, sendo maior em relação ao experimento (CTR) (Figura 4.34a), onde se utiliza um perfil estratificado do solo. A correlação é negativa, indicando um sinal de feedback negativo.

O aumento de CO_2 não tem um impacto muito grande na correlação, uma das causa pode estar associada ao uso da vegetação estática. Quando se ativa o módulo de vegetação dinâmica nos experimentos (SSD) e (SSD$2CO_2$), observa-se que a variância total explicada pelas duas primeiras componentes principais obtidas da análise de EOF na série temporal de energia armazenada na superfície são de 82%EOF1(SSD), 8%EOF2(SSD), 82%EOF1(SSD$2CO_2$), 8%EOF2(SSD$2CO_2$). O campo de variância relacionado à EOF1(SSD) e EOF2(SSD) tem pouca alteração mantendo o mesmo padrão do experimento EOF1(CTR) e EOF2(CTR). Quando se aumenta a concentração de CO_2 como módulo de vegetação dinâmica ativada, o campo de variância relacionado à EOF1(SSD$2CO_2$) mantém o mesmo padrão, porém o campo de variância relacionado à EOF2(SSD$2CO_2$) reduz.

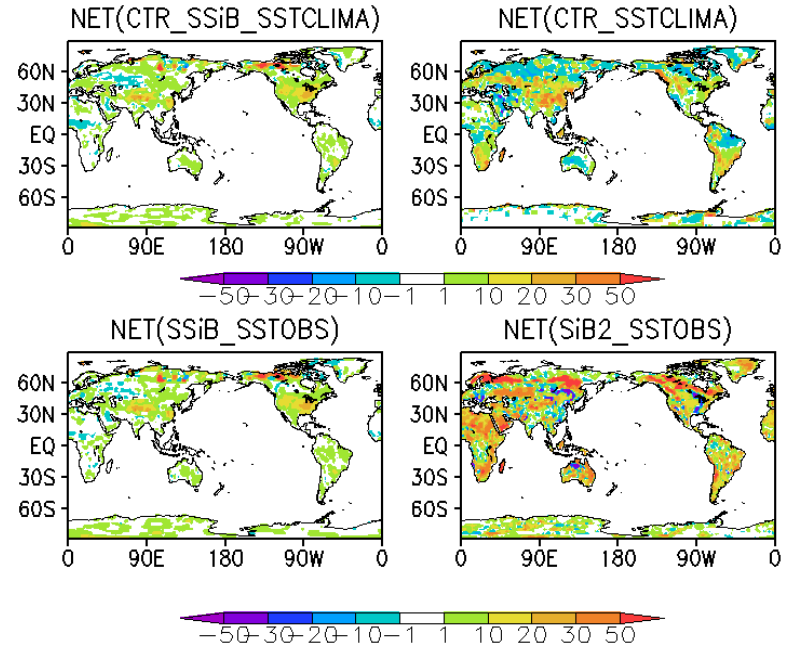
A correlação entre as variâncias relacionadas com as duas primeiras componentes principais EOF1(SSD), EOF2(SSD), EOF1(SSD2CO_2) e EOF2(SSD2CO_2) da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul indica uma correlação negativa entre as variâncias das duas séries. A correlação do experimento (SSD) e (SSD2CO_2) são de (COR=-0.336 e XCOR=-0.468) e (COR=-0.343 e XCOR=-0.479), indicando um feedback negativo. O aumento de CO_2 aumenta a variabilidade da energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul.

Para os experimentos com vegetação dinâmica, inicialização do modelo sem vegetação e com perfil homogêneo do solo, as análises de EOFs aplicadas (Figura 4.36) mostram que a porcentagem de variância total explicada da série temporal de energia armazenada na superfície obtida pelas duas primeiras componentes principais são 82% EOF1(SSHD), 8% EOF2(SSHD), 81% EOF1(SSHD2CO_2) e 8% EOF2(SSHD2CO_2), respectivamente. Neste caso o aumento de CO_2 não modificou a porcentagem de variância total explicada, mas o padrão da variância relacionada a EOF2 uma redução significativa, mostrando forte dependência do perfil de solo utilizada na simulação.

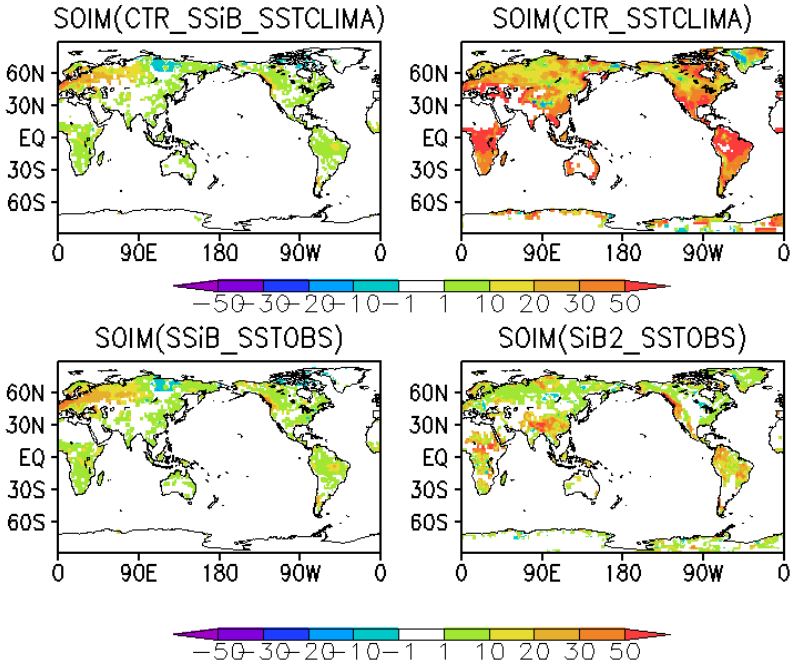
Com relação a variabilidade de precipitação e do balanço de energia conclui-se que a variabilidade de energia armazenada na superfície depende do esquema de superfície utilizado na simulação, podendo ocorrer inversão de sinal como no caso entre o SSiB, SiB2 e IBIS. Quando se utiliza o modulo de vegetação dinâmica observa-se mudança no padrão da variabilidade de energia armazenada na superfície principalmente a variabilidade de baixa frequência (EOF2). O perfil homogêneo do solo e o aumento da concentração de CO_2 também afetam a variabilidade de energia armazenada na superfície.

4.5 Impacto de diferentes parâmetros na variabilidade de precipitação

Com a análise proposta por Nichols (2001) para estimar a fração de variância na precipitação explicada pelas variáveis: energia armazenada no solo (NET), umidade do solo (SOIM), temperatura a 2 metros (T2MT) e pressão reduzida ano nível do mar (PRES), pode-se verificar quais os diferentes aspectos que causam variabilidade na precipitação no MCGA-CPTEC/INPE e obter a informação de **quais variáveis do modelo (textura do solo, umidade do solo, esquema se superfície etc...) é responsável pela maior variabilidade no armazenamento de energia, umidade do solo, temperatura, pressão? E qual delas impacta mais na precipitação?**

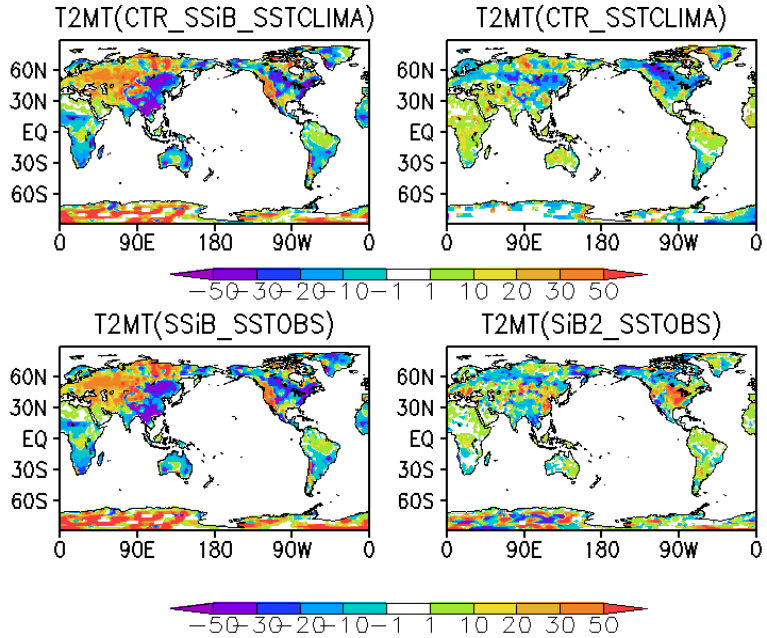


(a)

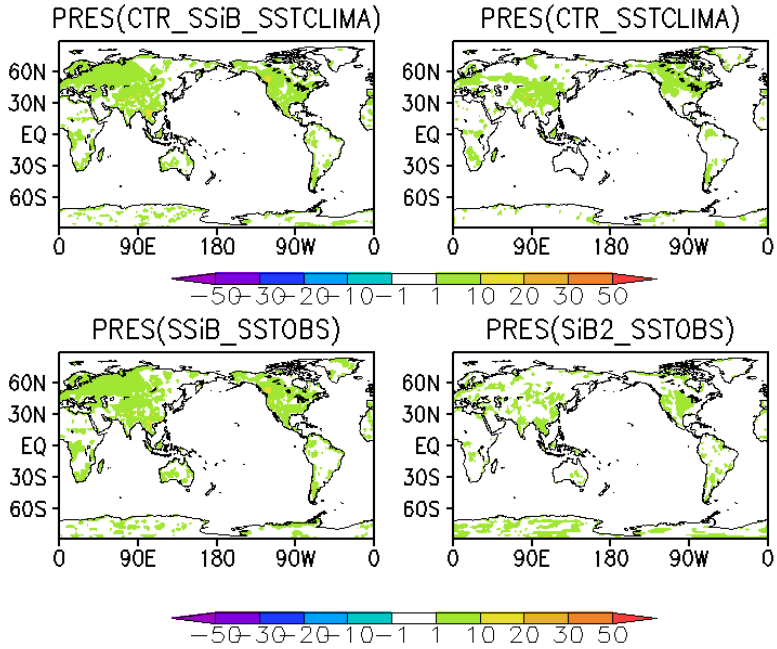


(b)

Figura 4.37 - Intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua)



(c)



(d)

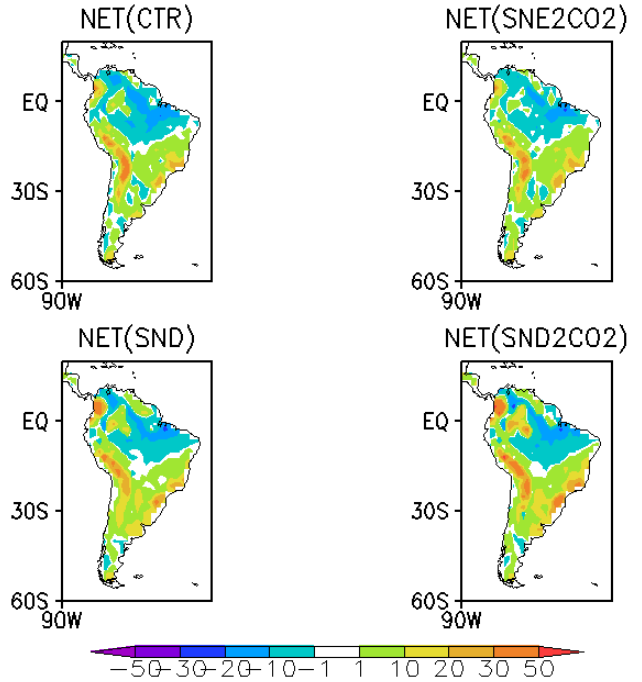
Figura 4.37 - Conclusão.

Na Figura 4.37 estão agrupados 4 diferentes experimentos: esquema de superfície SSiB com temperatura de superfície do mar climatológica (SSiB_SSTCLIMA), SSiB com temperatura de superfície do mar observada (SSiB_SSTOBS), SiB2 com temperatura de superfície do mar observada (SiB2_SSTOBS) e IBIS com temperatura de superfície do mar climatologia (CTR_CLIMA). A análise proposta por Nichols (2001) indica que a energia armazenada na superfície tem um impacto positivo e com a mesma intensidade na variância de precipitação em quase todos os continentes no caso dos experimentos (SSiB_SSTCLIMA e SSiB_SSTOBS). No experimento SiB2_SSTOBS o impacto positivo se mantém, porém a intensidade da fração de variância na precipitação explicada pela a energia armazenada na superfície é maior.

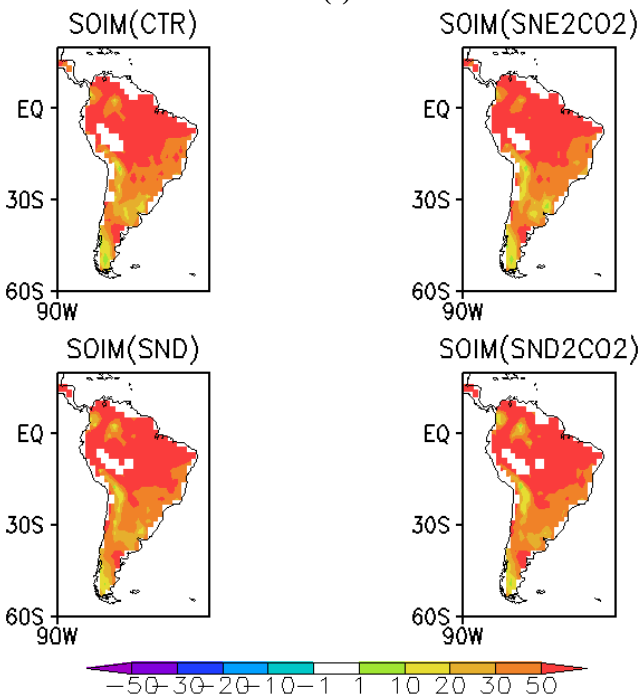
Quando se utiliza do esquema IBIS no experimento CTR_CLIMA, observa-se um impacto negativo na intensidade da fração de variância na precipitação explicada pela a energia armazenada na superfície, na região da América do Sul, África, Oceania e norte da Ásia, Europa e América do Norte. Sobre a América do Sul este sinal negativo se encontra na região de intensa precipitação no verão do Hemisfério Sul e vegetação mais densa. Onde a vegetação é mais esparsa e baixa e a precipitação é menor, o sinal continua positivo. No caso da umidade do solo todos os experimentos tem impacto positivo na variância de precipitação em quase todos os continentes, porém a intensidade da fração de variância na precipitação explicada pela a umidade do solo é maior no experimento CTR_CLIMA. A intensidade da fração de variância na precipitação explicada pela a temperatura a 2 metros é similar nos experimentos SiB2_SSTOBS e CTR_CLIMA, sendo positivo em grande parte da região tropical. A pressão tem pouca influência na variabilidade de precipitação, isso devido ao fato da América do Sul se concentrar na região Topical, onde a precipitação é geralmente forçada pelos processos convectivos gerados termodinamicamente. Para uma análise mais detalhada sobre a América do Sul os experimentos realizados com o esquema IBIS foram agrupados em 3 grupos. O primeiro grupo é composto pelos experimentos com vegetação dinâmica e aumento de CO_2 (CTR, SNE2C0$_2$, SND, SND2CO_2) (Figura 4.38)

A mudança de vegetação estática no experimento (CTR) para a vegetação dinâmica no experimento (SND) (Figura 4.38) altera pouco o padrão a intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela o armazenamento de energia. Esta baixa alteração está relacionado ao fato que o módulo de vegetação dinâmica recupera a vegetação durante a rodada de 50 anos, mantendo assim a mesma variabilidade na energia armazenada na superfície. E o aumento de CO_2 não teve grande impacto na variabilidade de energia armazenada. A intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela umidade do solo também não se modificou muito entre os experimentos do grupo 1, mantendo sempre o maior impacto sobre a região Amazônica.

A intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela temperatura a 2 metros sobre a região amazônica tem um sinal positivo. Nos experimentos do grupo 1 a utilização da vegetação dinâmica somado ao aumento da concentração de CO_2 faz a intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela temperatura a 2 metros aumentar sobre a região Amazônica. A pressão reduzida ao nível médio do mar e a umidade a 2 metros tiveram pouco impacto.

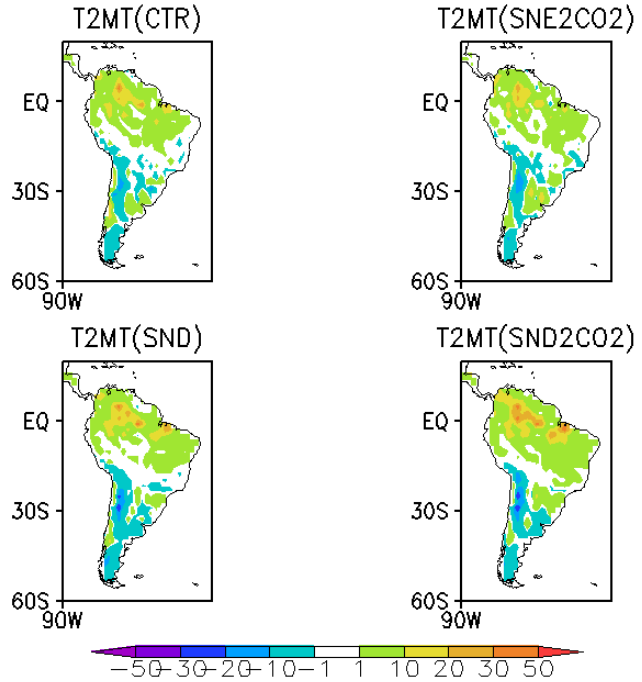


(a)

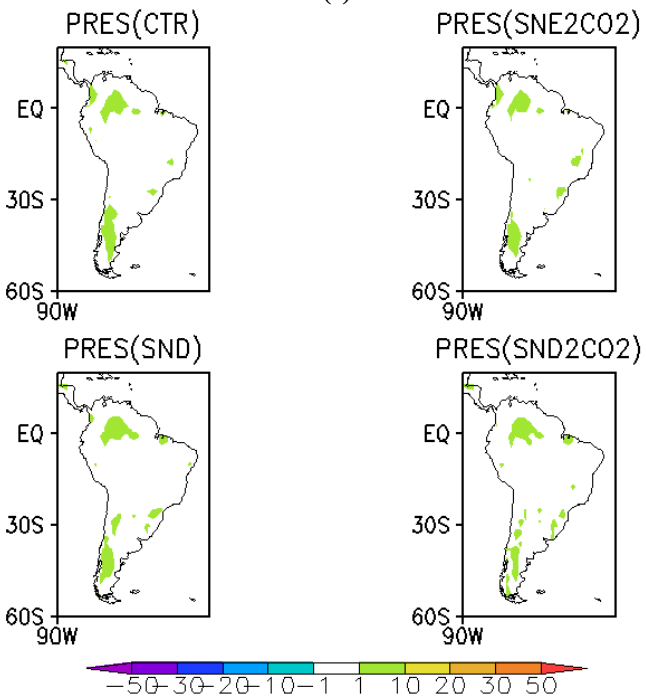


(b)

Figura 4.38 – Intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua)



(c)



(d)

Figura 4.38 – Conclusão.

A Figura 4.39 mostra os experimentos do grupo 2, que são simulações longas de 50 anos utilizando um perfil homogêneo da estrutura do solo, vegetação dinâmica e aumento de CO_2. O que podemos observar é uma alteração na a intensidade da fração de variância de precipitação explicada pelo armazenamento de energia. Com a utilização do perfil homogêneo do solo, o sinal da intensidade da fração de variância de precipitação explicada pelo armazenamento de energia na região Amazônica possui pequenas regiões com um sinal um negativo e positivo, indicando que o perfil homogêneo do solo modifica o feedback negativo e positivo entre a variabilidade de precipitação e a variabilidade da energia armazenada na superfície em relação ao perfil de solo heterogêneo. A intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela umidade do solo tem sinal positivo, porém o perfil homogêneo do solo reduziu a área de impacto sobre a região Amazônica. O campo da intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela temperatura a 2 metros também foi modificado sobre a região da Amazônia, onde em alguns pontos o sinal tornou-se negativo. A pressão reduzida ao nível do mar não teve mudanças significativas em relação aos experimentos do grupo 1.

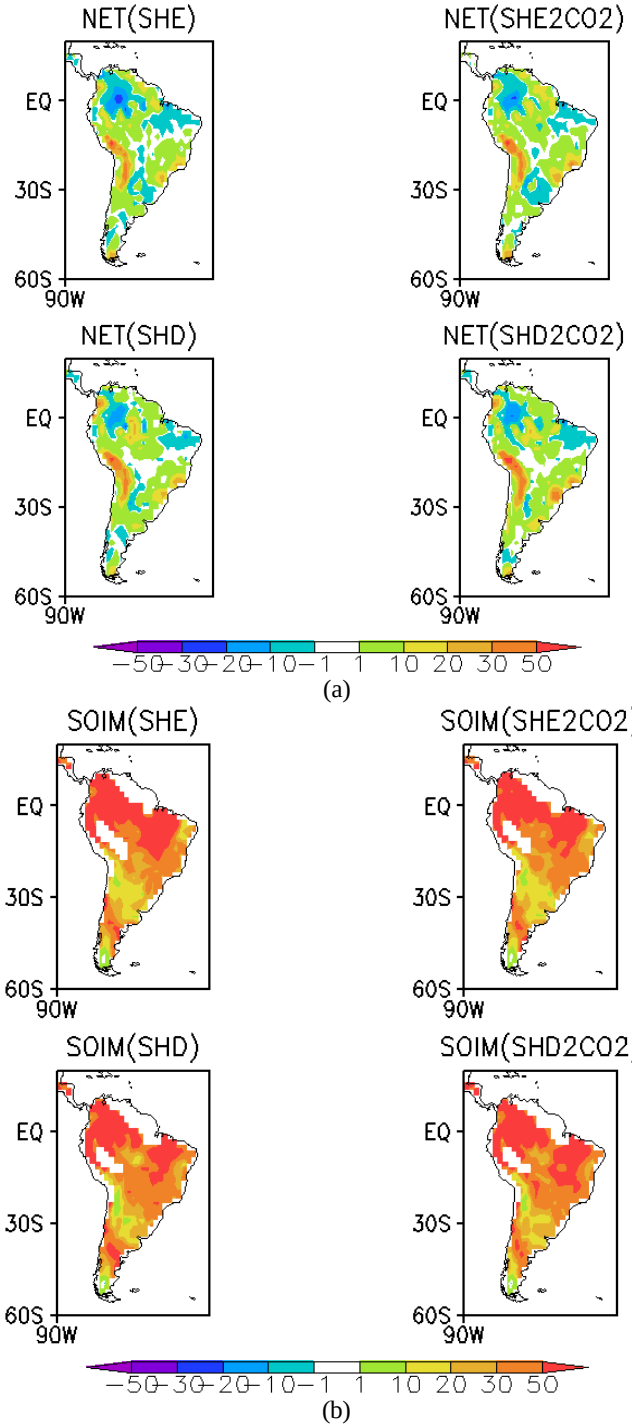
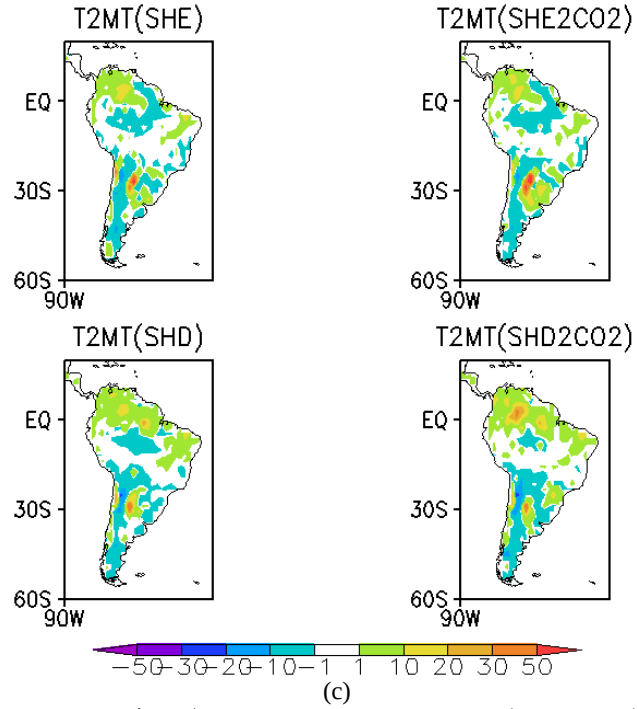
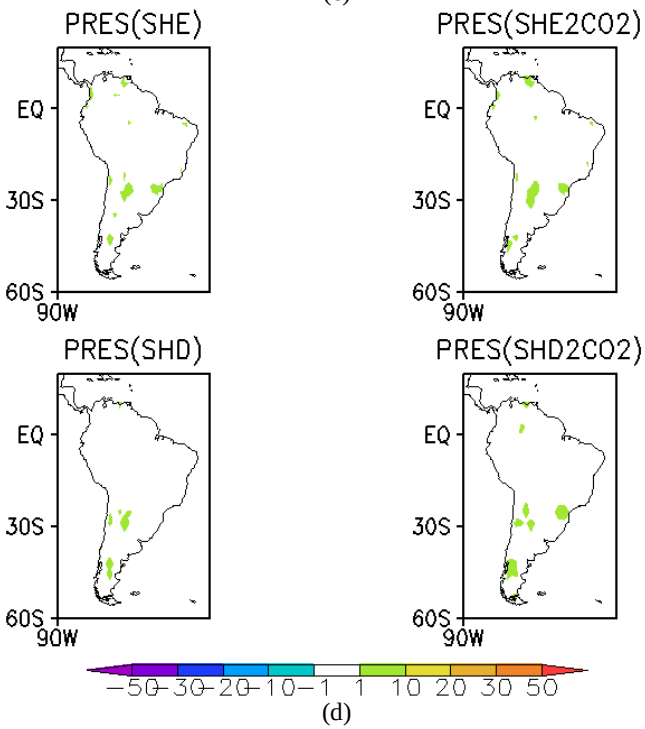


Figura 4.39 - A intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua)

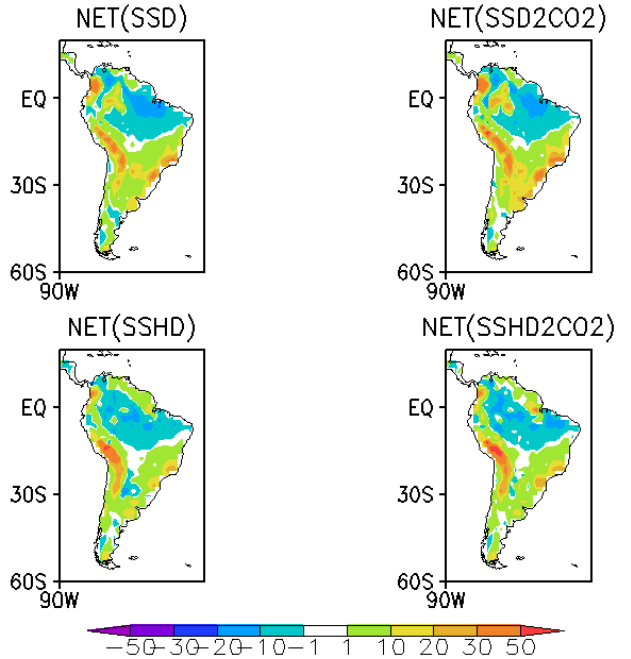


(c)

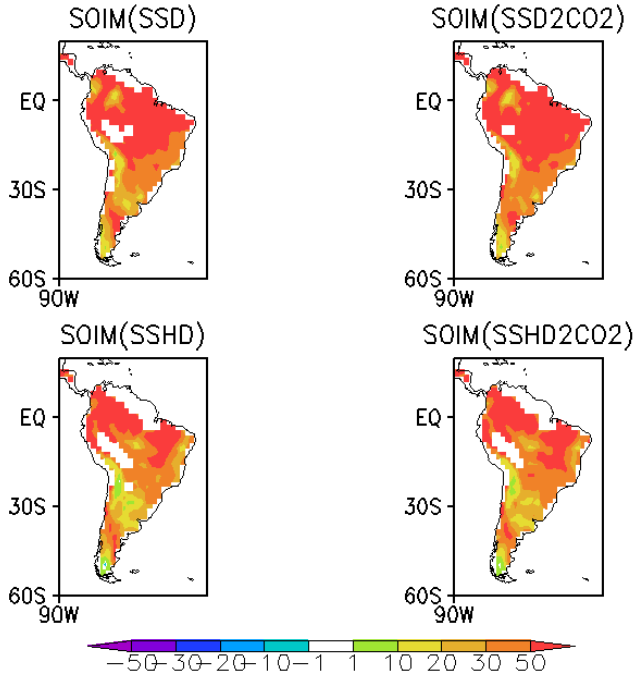


(d)

Figura 4.39 - Conclusão.

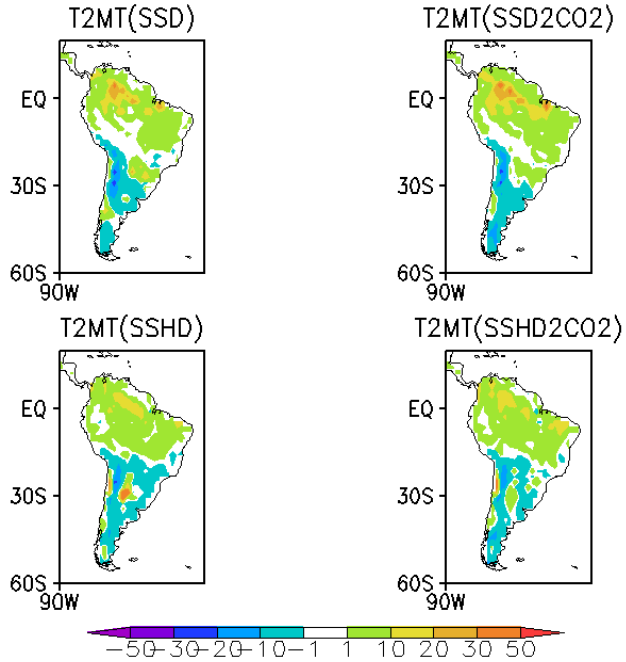


(a)

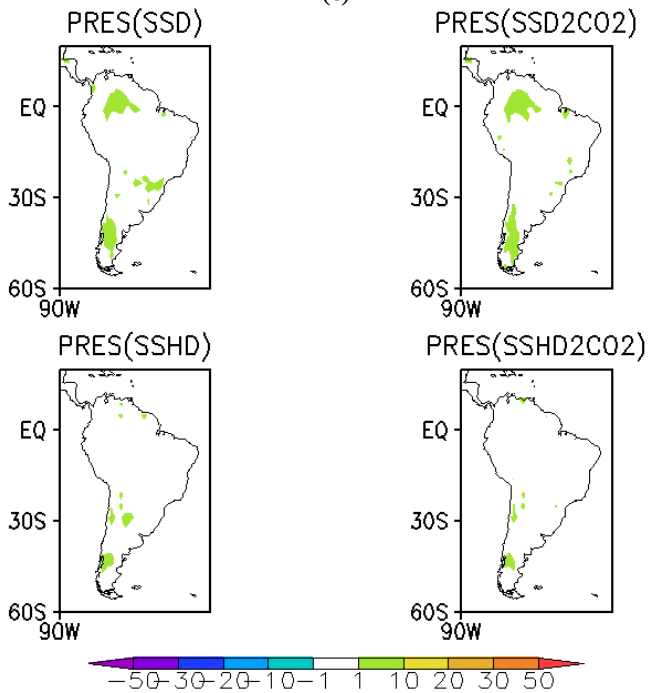


(b)

Figura 4.40 - A intensidade da fração de variância de explicada por cada variável (NET, SOIM, T2MT e PRES) sobre a América do Sul através da análise do modelo de regressão linear múltipla. (Continua)



(c)



(d)

Figura 4.40 - Conclusão.

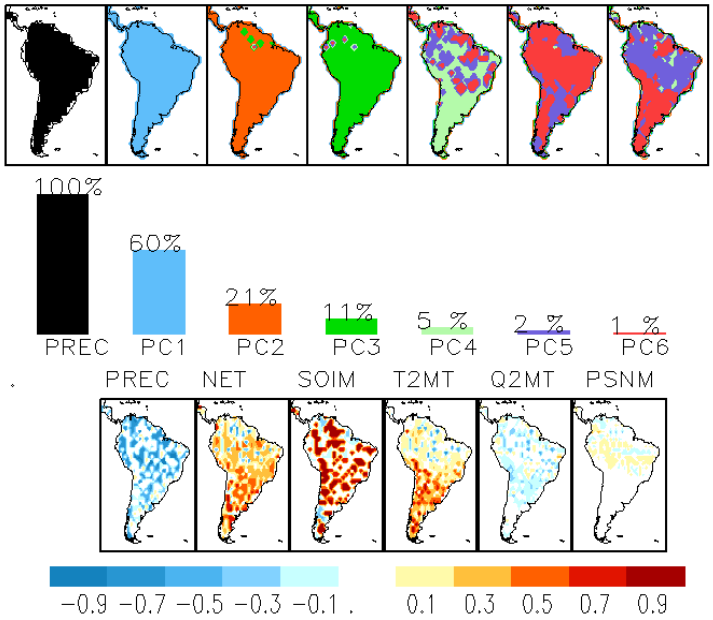
No grupo 3 realizou-se a mesma regressão linear múltipla com os experimentos inicializados sem vegetação, perfil homogêneo do solo e aumento de CO_2. Neste caso somente utilizou-se o IBIS com o módulo de vegetação dinâmica. Neste grupo, verificou-se que a inicialização do modelo sem vegetação não teve grande impacto nas variáveis analisadas. O uso da vegetação dinâmica inibe o impacto de se inicializar o modelo sem vegetação, pois os modelos recompõem as classes de vegetação em menos de 20 anos. O que mais impactou foi o perfil homogêneo do solo como nos experimento do grupo 2, onde o perfil é fixo e não se altera com o tempo de integração.

4.6 Análises fatoriais de componentes principais nas simulações longas

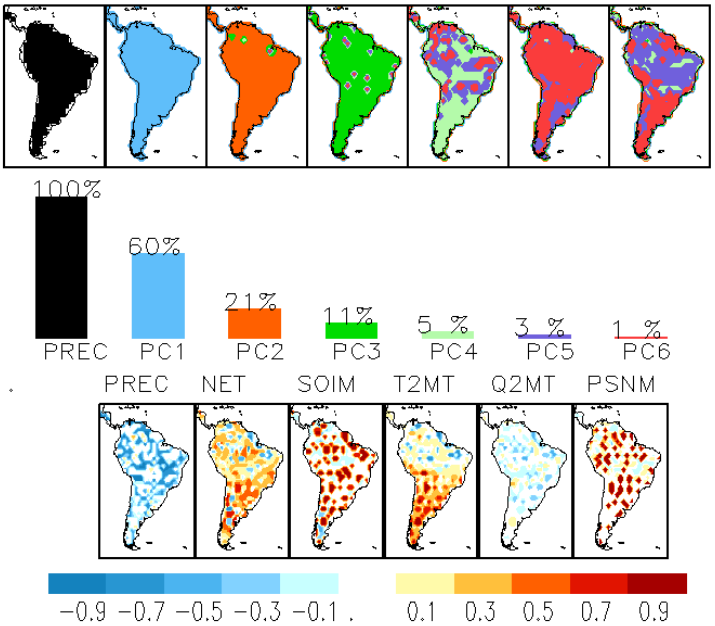
Para comparar os resultados da análise da regressão linear múltipla e analisar com mais precisão a variabilidade da precipitação foi utilizada a técnica de Análises Fatoriais de Componentes Principais, onde foi selecionado o conjunto de variáveis (precipitação (PREC), saldo de energia na superfície (NET), umidade do solo (SOIM), temperatura a 2 metros (T2MT), umidade específica a 2 metros (Q2MT) e pressão reduzida ao nível do mar (PSNM)) para aplicar esta técnica em cada ponto de grade nas saídas do MCGA-CPTEC/INPE, com diferentes parametrizações de superfície. A Figura 4.40 mostra os autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total para todos os pontos de grade da América do Sul. Observa-se que em algumas regiões ocorre a mudança na ordem de importância dos autovalores na explicação da variância total. Em todas as simulações do MCGA-CPTEC/INPE [com as diferentes parametrizações de superfície] a primeira e a segunda componente principal (PC1 e PC2) sobre a América do Sul é responsável por aproximadamente 65% da variância total. A PC1 sobre a América do Sul é composta basicamente pelos 2 primeiros autovalores, alternando de posição onde ocorre pouca precipitação e o contrário ocorre na PC2 (região onde de alta precipitação) onde o segundo autovalor predomina sobre o primeiro. Nas demais componentes os autovalores se distribuem de forma mais aleatória.

A distribuição dos autovalores na PC1 e PC2 em todas as simulações com o MCGA-CPTEC/INPE cobrem toda a na América do Sul (Figura 4.41 a ,c), indicando que as PC1 e PC2 possuem uma variabilidade sobre toda a América do Sul. Os gráficos de correlação entre as variáveis utilizadas nos cálculos das componentes principais e a PC1 (Figura 4.41) indicam que o NET e o PREC são as variáveis que possuem a maior correlação com a PC1. A correlação de PREC é positiva e do NET é negativa, isto indica que PREC e NET possuem uma diferença de fase que pode ser atribuída a um fenômeno de retroalimentação.

A variância total de aproximadamente (60% IBIS, 45% SSiB e 56% SiB2.5) explicada pela PC1 pode ser em grande parte atribuída à variância na PREC e no NET. Observa-se que as correlações entre a PREC e NET com a PC1 são negativa e positiva, respectivamente. Mantendo o mesmo padrão ao se utilizar as diferentes parametrizações de superfície com maior ou menor correlação, isso mostra que existem comportamentos distintos entre as parametrizações. No caso da simulação do MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização IBIS2.6, a correlação do NET com a PC1 e a correlação de PREC e PC1 é maior do que a correlação com as versões do SiB. Isso pode estar relacionado com a melhor representação das camadas de solo e os processos de difusão de calor e condutividade de água no solo, que fazem as características da variável NET ter uma correlação melhor com a PC1.

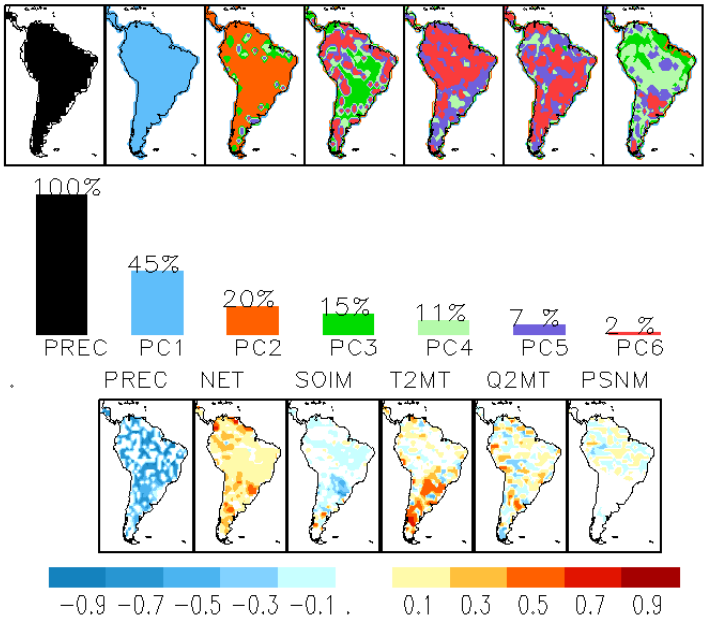


(a)

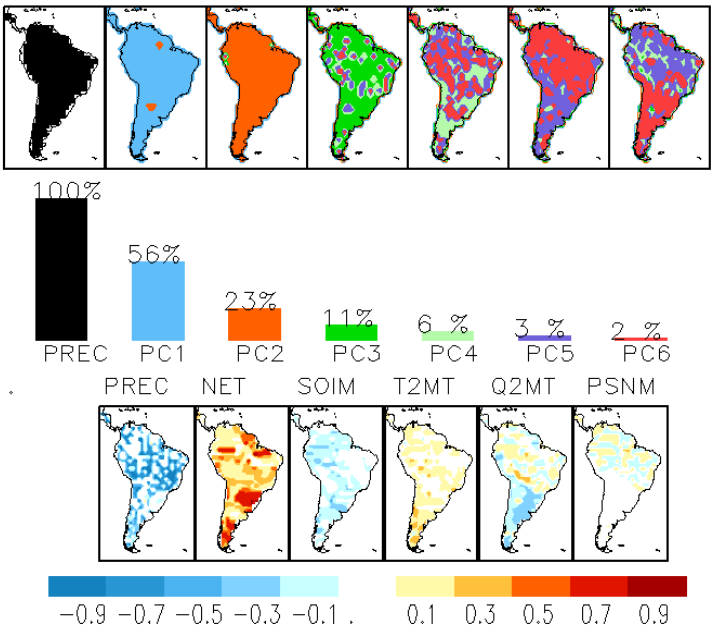


(b)

Figura 4.41 – Representação das componentes principais composta por autovalores em ordem decrescente de importância na explicação da variância total e a correlação entre a primeira componente principal e as variáveis que a compõem para os esquemas (CTR)IBIS2.6 (a), (CTR_CLIMA)IBIS2.6 (b), (SSiB_OBS)SSIB (c) e (SiB2_OBS)SIB 2.5 (d). (Continua)



(c)



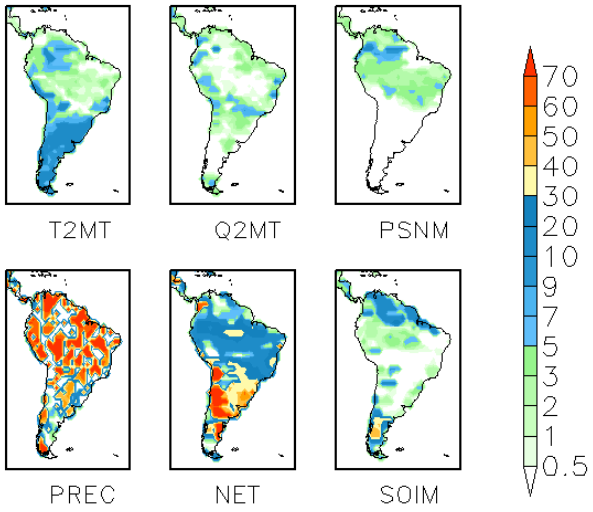
(d)

Figura 4.41 – Conclusão.

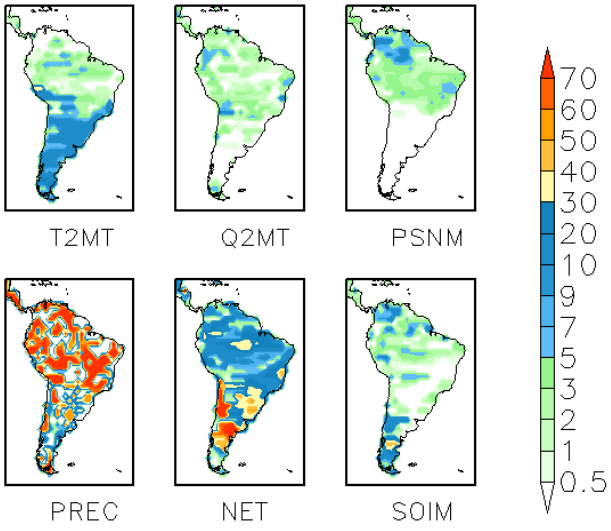
Apesar da baixa correlação mostrada pelas outras variáveis, à variabilidade explicada pela PC1, a umidade do solo não é desprezível nas simulações longas. Nos experimentos com o IBIS2.6 (CTR, CTR_CLIMA) a correlação da umidade do solo com a primeira componente principal é alta em relação as versões do SiB. Esta diferença pode estar relacionada a característica da parametrização do solo que nas versões do SiB são bem simplificadas, impedindo que haja uma maior variabilidade. Sobre a variáveis T2MT, Q2MT e PSNM são similares entre as simulações do MCGA-CPTEC/INPE com as versões de parametrizações de superfície (SiB2 e SSiB), diferenciando apenas na versão IBIS, onde a T2MT tem um boa correlação com a PC1 na região sul da América do Sul (Figura 4.41), onde a precipitação é menos intensa.

A Figura 4.42 mostra o impacto da variabilidade explicada pela PC1 sobre cada uma das variáveis utilizadas na análise. A PC1 explica melhor a variabilidade das variáveis NET e PREC, como foi observado na correlação quando utilizou-se a simulação com MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização de superfície do IBIS2.6. O esquema mais sofisticado da parametrização do solo impacta diretamente na PC1, onde a variabilidade explicada da variável NET é bem maior, em relação às simulações onde se utilizou as parametrizações SiB2.5 e SSiB.

De um modo geral, a análise de componentes principais indica que as variáveis mais significativas na variância total com relação a PC1 são PREC e NET, sendo que os impactos entre a evapotranspiração e a precipitação são comuns na literatura. Um novo aspecto a ser estudado é se existe um sinal de memória no saldo de energia à superfície, como ocorre a dissipação para outras escalas e o impacto na precipitação.

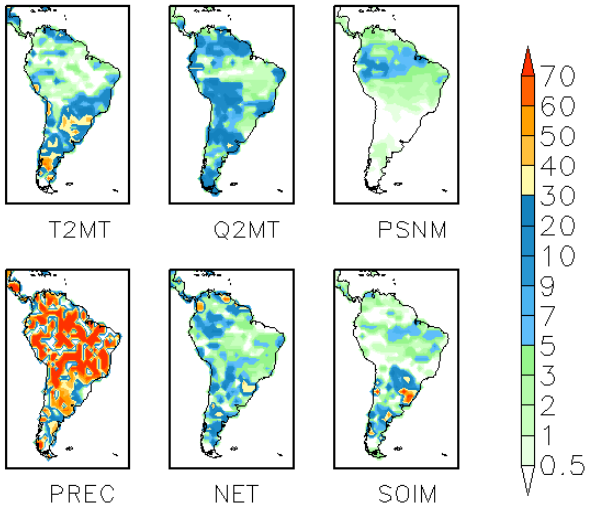


(a)

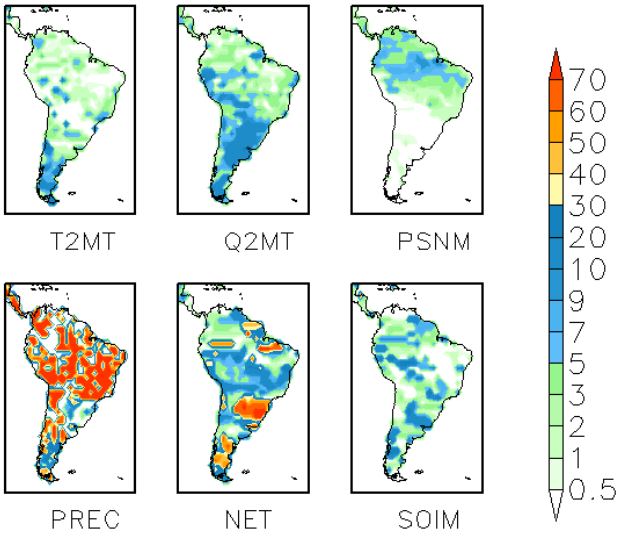


(b)

Figura 4.42 – Representação da variabilidade (%) explicada pela primeira componente principal sobre cada variável para os esquemas (CTR)IBIS2.6 (a), (CTR_CLIMA)IBIS2.6 (b), (SSiB_OBS)SSIB (c) e (SiB2_OBS)SIB 2.5 (d). (Continua)



(c)



(d)

Figura 4.42 – Conclusão.

4.7 Análise de ondeletas nas simulações longas

A análise de ondeletas é usada para calcular a variação localizada da potência dentro de uma série temporal, para visualizar a distribuição de banda de frequências no período de tempo do domínio. A decomposição de uma série temporal no espaço tempo-frequência determina ambos os modos de variabilidade e como estes modos variam no tempo. Assim, com a Transformada Cruzada de Ondeletas torna possível evidenciar características de acoplamento e regiões espectrais de maior energia em comum e com maior co-variabilidade (o grau de associação entre duas variáveis) em tempo-escala entre as variáveis analisadas. Nesta análise usa-se o conceito de ruído branco e ruído vermelho para avaliar a significância estatística. O ruído branco é um processo randômico, com uma densidade espectral constante para todas as frequências, enquanto o ruído vermelho tem uma densidade espectral que é relativamente grande em baixa frequência, e decai quadraticamente com o aumento da frequência.

Neste tópico as simulações foram agrupadas em 3 grupos, o primeiro para verificar o impacto da utilização do módulo de vegetação dinâmica e o aumento de CO_2, o segundo grupo, para verificar o impacto de da utilização de um perfil homogêneo de solo junto com o módulo de vegetação dinâmica e o aumento de CO_2 e o terceiro grupo, compõem uma mistura para verificar o impacto de se inicializar o modelo sem vegetação com perfil estratificado do solo e perfil homogêneo do solo aumentando o CO_2. A análise espectral realizada neste tópico é centralizada na América do Sul, na região entre as latitudes 20°S a 5°S e longitudes 85°W a 40°W que tem uma maior variabilidade de precipitação. A análise de ondeletas foi usada para encontrar uma co-variabilidade entre as séries de precipitação e energia armazenada na superfície (simuladas pelos experimentos com o modelo IBIS acoplado ao MCGA-CPTEC/INPE). O objetivo desta análise é averiguar o impacto de diferentes configurações no espectro de energia das duas séries. Assim, optou-se por aplicar a analise na série temporal normalizada das anomalias das variáveis (precipitação e energia armazenada na superfície) de cada

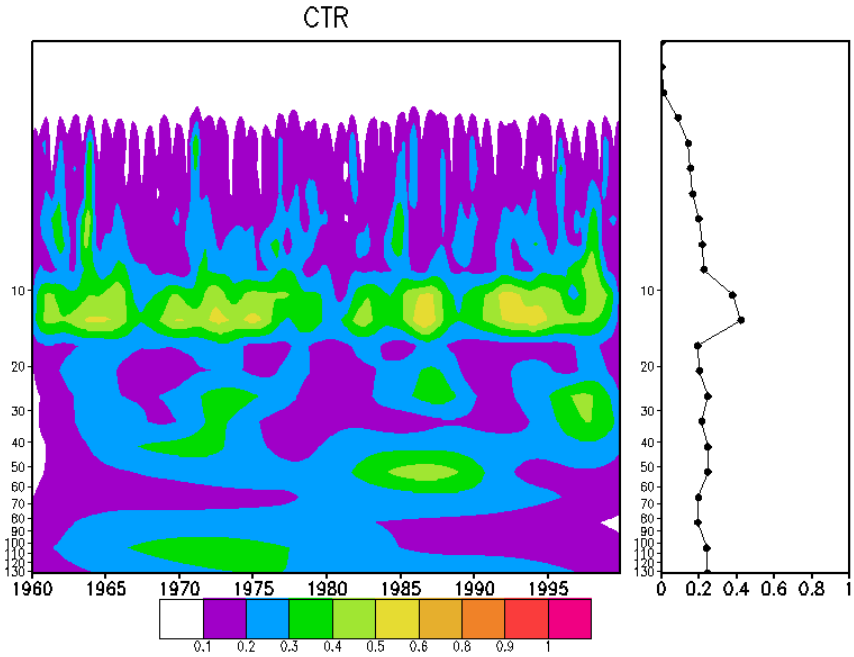
experimento com as do experimento controle (neste caso é a rodada de 50 anos do MCGA-CPTEC/INPE com o esquema de superfície IBIS simulada com a temperatura de superfície do mar climatológica). Este procedimento mostrou-se eficiente para analisar o impacto das modificações de cada experimento.

Para a série temporal de 1960 a 2000, a TCO da precipitação e energia armazenada na superfície, foi verificado um núcleo de alta variabilidade na energia para um período de 10 - 15 meses aproximadamente (ciclo anual), durante todo o período. Segundo Sousa (2010), o ciclo anual está diretamente relacionado com o período chuvoso que é controlado pela migração da ZCIT para o Hemisfério Sul (Figura 4.43). Os ciclos sazonais relacionados com períodos de 4 a 6 meses sofrem influência de anomalias de TSM no oceano Pacífico e do Atlântico, pois estes aparecem em anos de ocorrência de ENSO. Os núcleos de alta variabilidade na energia para um período de 30 - 60 meses podem estar relacionados com a ocorrência do fenômeno ENSO, que tem grande impacto sobre a precipitação sobre a região. Os núcleos com período de 100 a 130 meses estão relacionados às oscilações decenal.

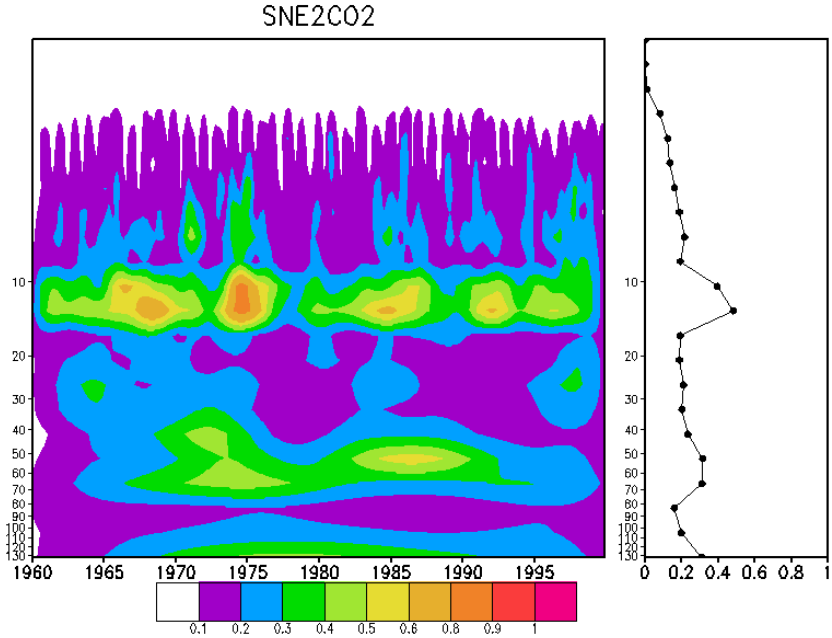
Com o aumento de CO_2, no experimento (SNE2CO_2) observa-se que os núcleos de alta variabilidade na energia em geral se intensificam principalmente os relacionados a períodos entre 30 a 60 meses e 100 a 130 meses. Isso está relacionado à resistência estomática, onde a relação entre a concentração de CO_2 e a resistência estomática é diretamente proporcional. Assim, uma resposta da vegetação ao aumento da concentração de CO_2, pode ser um aumento generalizado na resistência estomática (Field et al., 1995). Em uma atmosfera rica em CO_2, as plantas podem manter a mesma absorção de CO2 para a fotossíntese, reduzindo a sua abertura de seus estômatos. Tal resposta pode aumentar a eficiência do uso de água e reduzir a transpiração, sendo uma potencial causa nas modificações no clima em escala regional e global. O principal efeito pode ser um feedback positivo no aquecimento da superfície devido ao decréscimo na evaporação. O aumento da resistência estomática pode não ser a única resposta da vegetação à elevada concentração de CO2. Em escala de tempo mais longa,

a fertilização de CO2 pode também causar um aumento na produção primária líquida NPP, em áreas com bastante água e nutrientes (ROSENBERG, 1982). Isso pode forçar um aumento no índice de área foliar, na qual pode gerar um efeito contrário, aumentando a transpiração e um possível contraste à resposta estomática. Então aumentando a concentração de CO_2 modifica a intensidade da fonte de umidade na superfície, principalmente em regiões de vegetação densa e úmida.

Quando se ativa a vegetação dinâmica sem aumentar a concentração de CO_2, experimento (SND), os núcleos de alta variabilidade na energia que são bem definidos na série temporal de 1960-2000 para os períodos de 10-12 meses, 30-60 meses e 100-130 meses, tem seu padrão alterado. Para o período de 10-12 meses, observa-se uma maior descontinuidade na serie temporal. Os núcleos se distribuem para escalas de período de 4-6 meses e 30-60 meses. Isso indica que os processos físicos que tem escalas de tempo mensais, anuais ativados pelo módulo de vegetação dinâmica que tem um impacto considerável na distribuição do espectro de potência de energia das ondeletas. Aumentando a concentração de CO_2, com o módulo de vegetação dinâmica ativada observa-se que as intensidades dos núcleos aumentam e as escalas tornam-se mais organizadas, aproximando mais do experimento controle. Isso pode estar relacionado à mudança da fonte de umidade na superfície devido ao aumento da resistência estomática.

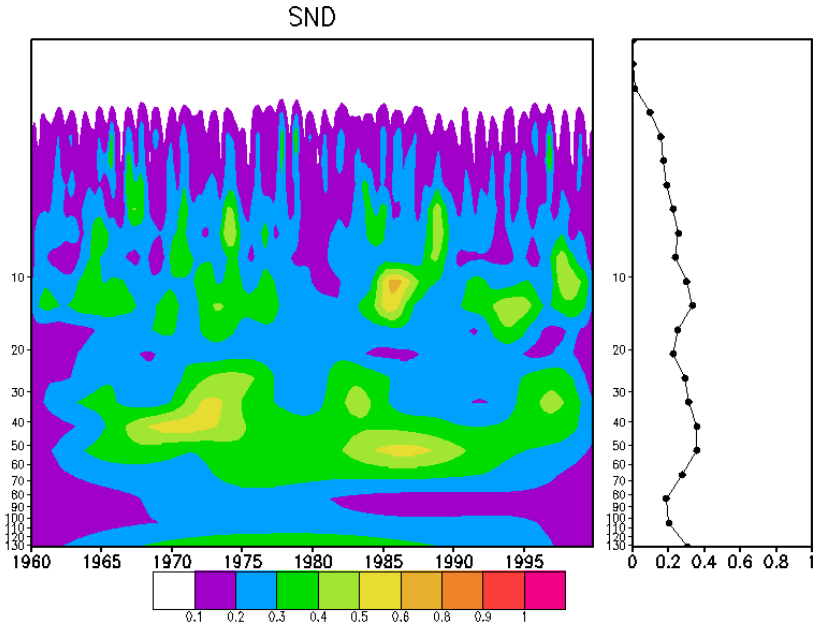


(a)

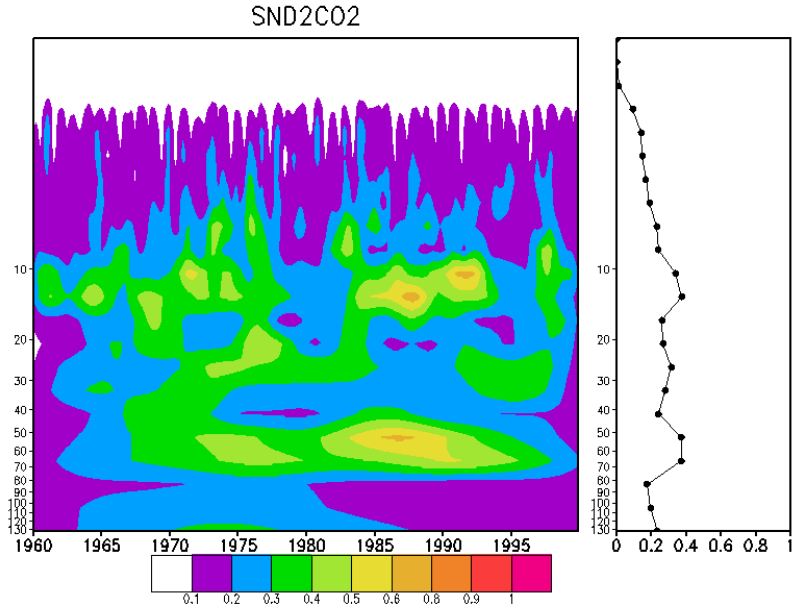


(b)

Figura 4.43 - Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos com vegetação dinâmica, onde vegetação estática (a), vegetação estática com o aumento de CO_2 (b), Vegetação dinâmica (c) e Vegetação dinâmica com o aumento de CO_2. (Continua)



(c)



(d)

Figura 4.43 - Conclusão.

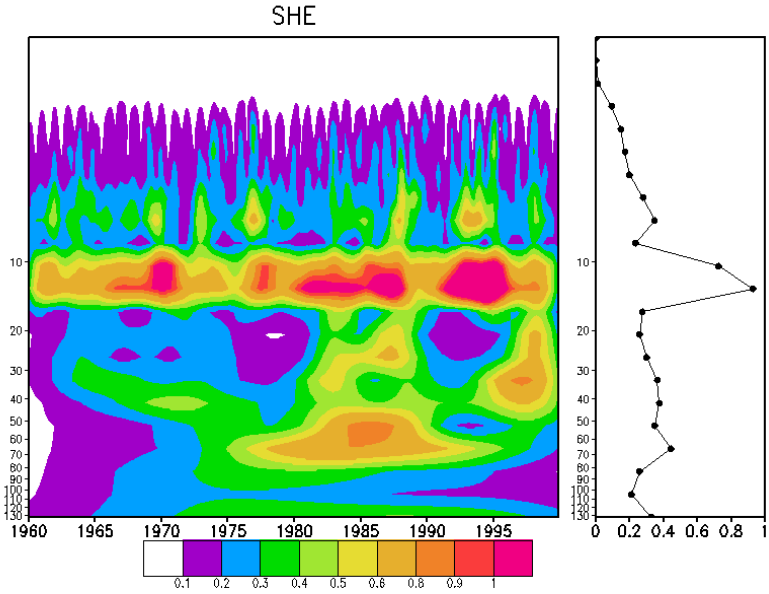
A análise de ondeletas para o segundo grupo (onde foi utilizado um perfil de solo homogêneo, com o módulo de vegetação dinâmica e estática e aumentando a concentração de CO_2) para a série temporal de 1960 a 2000, a transformada de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície foi observado um núcleo de alta variabilidade na energia para um período de 10 - 15 meses aproximadamente (ciclo anual), durante todo o período, nos 4 experimentos (SHE, SHE2CO2, SHD e SHD2CO2) (Figura 4.44). Estes núcleos são mais intensos em relação aos experimentos do grupo 1. Os núcleos de alta variabilidade na energia para um período de 4 - 6 meses e 30 - 60 meses, também são mais intensos. Comparando os experimentos (CTR(grupo 1) e SHE(grupo 2)), conclui-se que a intensificação gerada devido a utilização de um perfil homogêneo de solo está relacionada a diferença no armazenamento de energia no solo, onde no experimento (SHE) a variabilidade na energia armazenada na superfície é maior, impactando quase todas as escalas do espectro de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície.

O aumento de CO_2 teve o mesmo comportamento observado nos experimento do grupo 1, onde os núcleos de alta variabilidade na energia são intensificados, principalmente os núcleos de período de 30-60 meses. O módulo de vegetação dinâmica não destrói o padrão dos núcleos de alta variabilidade na energia como nos experimentos do grupo 1 para o perfil heterogêneo do solo. Os núcleos de alta variabilidade na energia para períodos de 30-60 meses, se intensificam consideravelmente a partir de 1980 no experimento (SHD). Indicando que até 1980 a variabilidade devido ao perfil homogêneo de solo domina sobre a vegetação dinâmica. Então se conclui que os processos lentos de alocação de carbono para a geração da (NPP) afetam a variabilidade em um escala tempo mais longa como descrito por Rosenberg (1982).

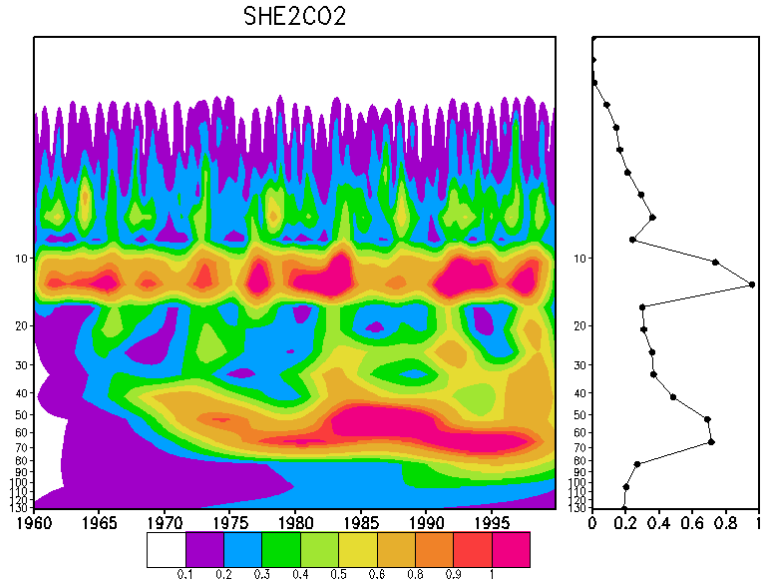
Neste caso o aumento de CO_2 também intensificou os núcleos de alta variabilidade na energia da transformada de ondeletas experimento (SHD2CO_2), porém o impacto da vegetação dinâmica torna-se mais evidente já no início da série temporal no ano de

1965. Assim, conclui-se que a modificação na estrutura do solo impacta na intensidade dos núcleos de alta variabilidade na energia da transformada de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície, principalmente para os períodos de 10-15 meses e 4-6 meses. A vegetação dinâmica impacta o espectro de energia em todas as escalas, porém observa-se que a intensidade dos núcleos aumenta consideravelmente para períodos entre 4-6 meses a 30-60 meses, devido aos processos biogeoquímicos que tem um escala de tempo mais longa.

A co-variabilidade entre as séries temporais precipitação e energia armazenada na superfície, indica que há acoplamento entre estas duas variáveis e possuem regiões espectrais de maior energia em comum. Portanto, existe um processo físico em comum que pode indicar um feedback negativo ou positivo entre a precipitação e a energia armazenada na superfície. A energia armazenada na forma biogeoquímica (relacionada à NPP) pode ser utilizada em escala diferente escalas de tempo, tendo a função de impactar na variabilidade de precipitação devido à memória do saldo de energia na superfície.

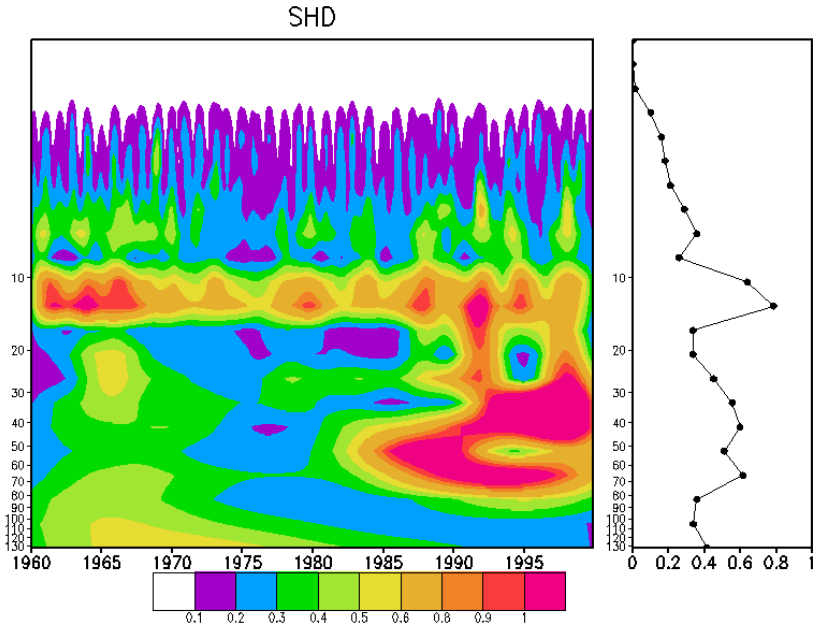


(a)

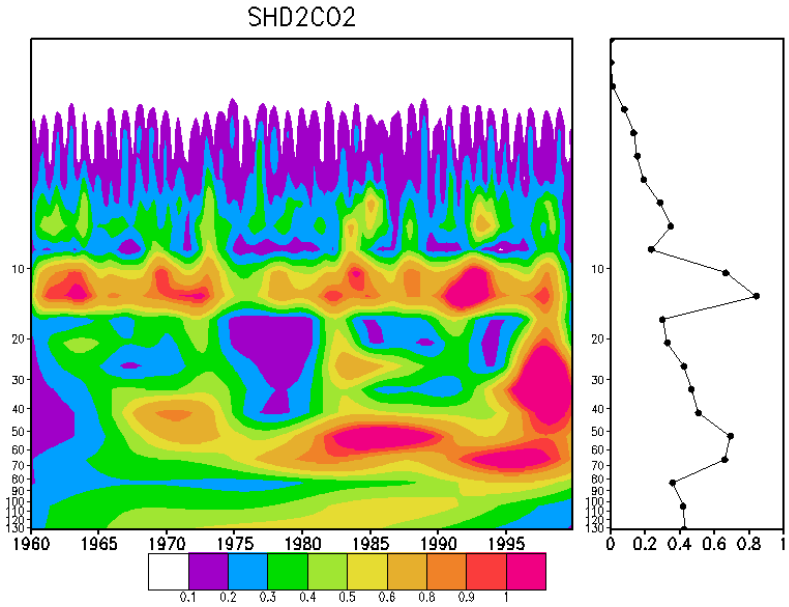


(b)

Figura 4.44 - Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos com perfil homogêneo do solo, onde vegetação estática e perfil homogêneo do solo (a), vegetação estática perfil homogêneo do com o aumento de CO_2 (b), Vegetação dinâmica e perfil homogêneo do (c) e Vegetação dinâmica e perfil homogêneo do com o aumento de CO_2. (Continua)



(a)



(b)

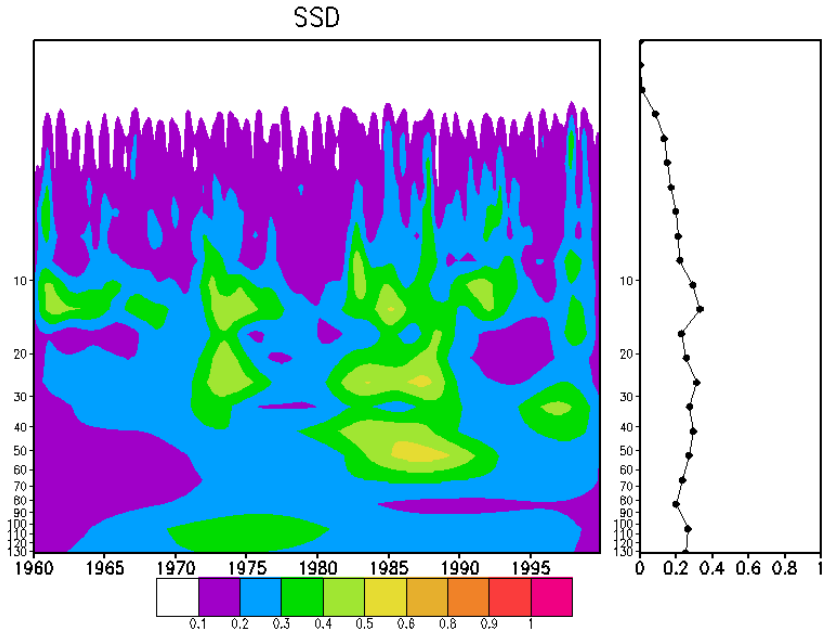
Figura 4.44 - Conclusão.

O grupo 3 é composto de experimentos inicializados sem uma cobertura vegetal, o modelo de vegetação dinâmica é responsável pelo desenvolvimento da vegetação

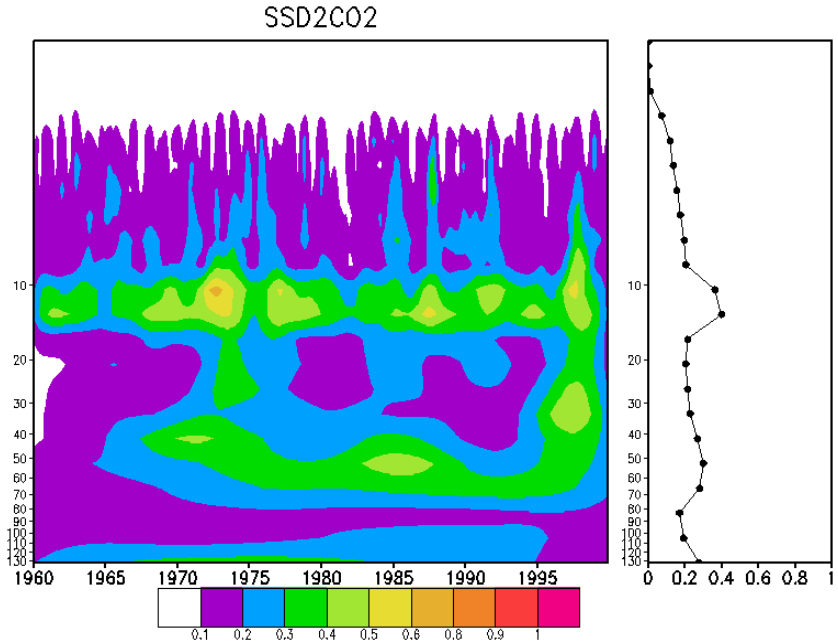
durante a simulação de 50 anos. Para detalhar melhor o impacto da estrutura do perfil do solo foi utilizado um perfil homogêneo nos experimentos (SSHD e SSHD2CO_2) e outro heterogêneo nos experimentos (SSD e SSD2CO_2), aumentado à concentração de CO_2.

Para a série temporal de 1960 a 2000, a Figura 4.45 mostra a transformada de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície, para terceiro grupo. No espectro de energia do experimento (SSD), os núcleos de alta variabilidade na energia se concentram em períodos de 10-15 meses, 30-60, porém bem menos frequentes em relação ao experimento (SND). Os núcleos com período de 4-6 meses são menos frequentes e com baixa intensidade. Nos anos entre 1960-1970, os núcleos de alta variabilidade na energia com períodos de 30-60 não estão configurados, indicando que há uma dependência da vegetação dinâmica nesta escala do espectro de energia do experimento (SSD). Observa-se que com o aumento de CO_2 no experimento (SSD2CO_2) ocorre uma reorganização das bandas com período de 10-15 meses e 30-60 meses, indicando que mesmo inicializando o modelo sem vegetação, o aumento de CO_2 compensa e mantém os núcleos de alta variabilidade na energia. Ou seja, o aumento de CO_2 faz a vegetação se desenvolver mais rápido e o padrão das bandas dos períodos é recuperado.

Quando inicializa o modelo sem vegetação e com um perfil homogêneo de solo (SSHD e SSHD2CO_2) pode-se observar que as bandas de períodos de 4-6 meses, 10-15 meses e 30-60 meses estão bem configurados. Indicando que a variabilidade devido à mudança no perfil de solo é maior em relação à variabilidade devido à vegetação dinâmica.

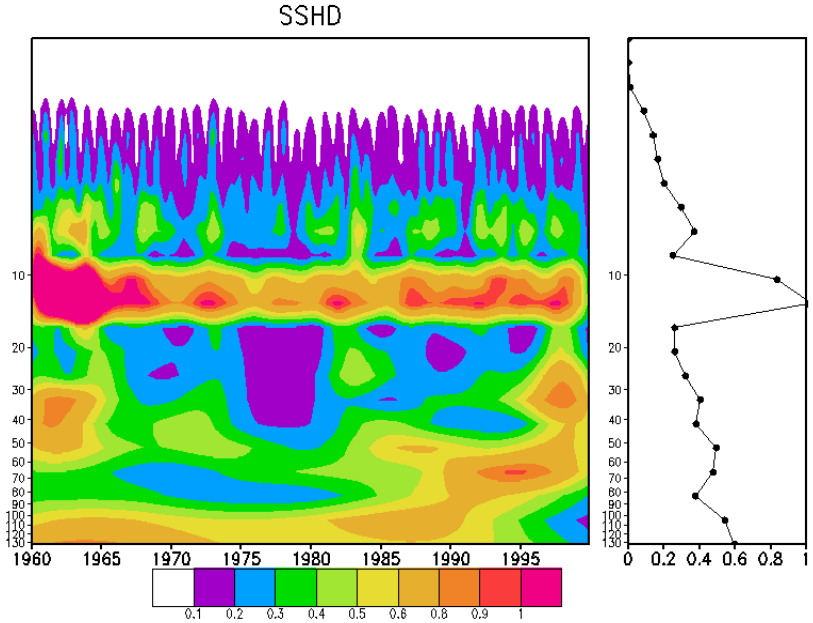


(a)

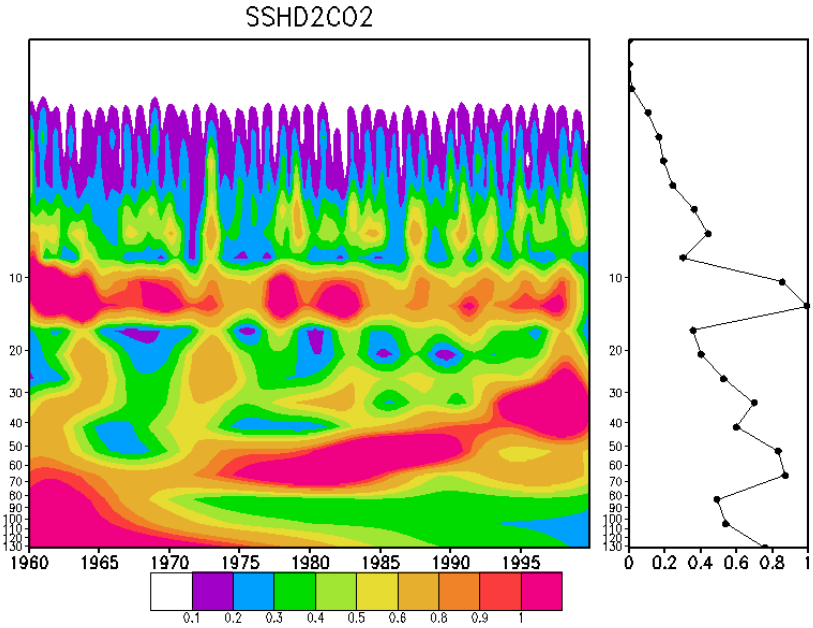


(b)

Figura 4.45 – Espectro de potência de Ondeletas composta para a série de precipitação e energia Armazenada na Superfície para os experimentos inicializando o modelo sem vegetação e perfil heterogêneo do solo (a), aumentado o CO_2 (b) e inicializando o modelo sem vegetação e perfil homogêneo do solo (c), aumentado o CO_2 (d). (Continua)



(c)



(b)

Figura 4.45 – Conclusão.

5 CONCLUSÃO

Este trabalho teve como incentivos alguns tópicos que ainda não haviam sido bem estudados e compreendidos, como por exemplo: como a memória do armazenamento de energia na superfície impacta na variabilidade da precipitação, e como a variação na biomassa impacta no balanço de energia e consequentemente na variabilidade de precipitação. As análises foram feitas em todo o globo, sendo focada sobre a América do Sul.

Como existem estudos observacionais e de modelagem que exploram o impacto da vegetação dinâmica nas mudanças climáticas, este trabalho teve como base da metodologia o desenvolvimento de um modelo global que incorporasse as características de um modelo de superfície que representasse bem as mudanças na vegetação devido às alterações na mudança de CO_2 e a dependência do clima simulado em função do esquema de vegetação dinâmica. Assim, optou-se em utilizar o MCGA-CPTEC/INPE com as melhorias realizadas nos últimos anos, acoplando um esquema de superfície que simule dinamicamente as mudanças na vegetação.

O acoplamento do esquema de superfície IBIS2.6 com o MCGA-CPTEC/INPE foi realizado utilizando um esquema de camada limite que facilita o acoplamento de diferentes esquemas de superfície. Utilizou-se o esquema de camada limite de Hostlag e Boville modificado, onde foram introduzidas novas parametrizações do coeficiente vertical (Mellor e Yamada de ordem 2.0 e 2.5), que forneceram resultados melhores que o esquema de parametrização original de Hostlag e Boville.

A calibração do acoplamento do MCGA-CPTEC/INPE com diferentes esquemas de superfície (IBIS, SSiB e SiB2) utilizando o esquema de camada limite modificado de Hostlag e Boville foi realizado utilizando dados de radiossondagem do experimento SALLJEX para três regiões específicas da América do Sul e as análises do NCEP. Foi observado o comportamento de cada parametrização do coeficiente de difusão implementada no esquema modificado de Hostlag e Boville, nos perfis de umidade específica, temperatura e velocidade zonal do vento para previsões de 48 e 120 horas.

As comparações realizadas com a sondagem da cidade de Rio Branco apresentam padrões similares de erros médios nos perfis de umidade específica, temperatura e velocidade zonal. Os coeficientes de difusão utilizada por Mellor e Yamada nos esquemas de fechamento de ordem de nível 2.0 e 2.5 implementado no esquema de Hostlag e Boville apresentaram um padrão similar ou melhor do que o esquema de camada limite original do MCGA-CPTEC/INPE, principalmente o de ordem 2.5. Em simulações curtas para (120 horas), os perfis dos erros possuem padrões diferentes. Quando se utiliza os coeficientes de Mellor e Yamada para fechamento de ordem 2.0 e 2.5, os erros são menores em relação aos perfis de erros obtidos com o coeficiente de Hostlag e Boville e o ensemble dos coeficientes, exceto para o perfil de erro da velocidade zonal. Na cidade de Resistência na latitude mais alta da América do Sul, observou-se que os erros nas variáveis são mais evidentes, porém os erros nas simulações utilizando os coeficientes de Mellor e Yamada implementados no esquema de Hostlag Boville são iguais ou menores do que o esquema original utilizado no MCGA-CPTEC/INPE. Os erros nas simulações são distintos para cada região, a comparação com a sondagem da cidade de Santiago mostra que os erros dependem da região, porém o padrão de melhora se mantém, indicando que a implementação dos diferentes coeficientes de difusão no esquema Hostlag Boville foi bem sucedida, possibilitando compreender através destas parametrizações as influências dos diferentes processos físicos presentes. As comparações com as sondagens mostraram que os esquemas de camada limite são equivalentes e em alguns casos são melhores em relação ao esquema original. Os esquemas de superfície SSiB e SiB2.5 combinados com os

coeficientes de difusão apresentam o mesmo padrão de RMSE. No entanto, o esquema SiB2.5 com os coeficientes de MY0 e MY2 melhoram as previsões de umidade específica e velocidade zonal do vento, em relação ao esquema original com SSiB/MY0. A combinação do esquema de superfície IBIS2.6 com os coeficientes de difusão apresentaram uma previsão melhor em quase todas as variáveis com relação ao esquema original SSiB/MY0 e SiB2.5/MY0.

Utilizando a melhor combinação dos coeficientes de difusão, aplicou-se a análise de Funções Ortogonais Empíricas, onde foi observada que a primeira e a segunda componente principal (PC1 e PC2) em todas as simulações do MCGA-CPTEC/INPE explicam mais de 50% da variabilidade total. As variáveis NET e o PREC possuem a maior correlação com a PC1, onde a correlação de PREC é positiva e do NET é negativa, indicando que PREC e NET possuem uma diferença de fase que pode ser atribuída a um fenômeno de retroalimentação. No caso da simulação do MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização IBIS2.6, a correlação do NET com a PC1 é maior do que a correlação PREC e PC1. Isso está relacionado com a melhor representação das camadas de solo, processos de difusão de calor e condutividade de água no solo, que fazem as características da variável NET ter uma correlação melhor com a PC1. Na simulação com MCGA-CPTEC/INPE com a parametrização de superfície do IBIS2.6, a PCI explica melhor a variabilidade da variável NET diferentemente das simulações onde utilizou as parametrizações SiB2.5 e SSiB.

A média temporal do espectro de ondeletas da série temporal de precipitação do TRMM e dos experimentos realizados com o MCGA-CPTEC/INPE com diferentes parametrizações de superfície para o período simulado em cada ponto de grade, mostra que o sinal no período de 0.5 dias na região central da América do Sul persiste em escalas com períodos maiores que 7 dias, em alguns casos amplificando o espectro de ondeletas. O esquema HB/MY/IBIS tem uma intensidade menor nos espectros, principalmente nas escalas entre 0.5 e 1.2 dias. As versões do SiB (HB/MY/SIB2,

HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB) apresentam padrões semelhantes, porém na região Amazônica as versões do SSiB tem um espectro mais intenso com relação ao SiB2. A média temporal do espectro de ondeletas da série temporal do saldo de energia armazenado à superfície das simulações do MCGA-CPTEC/INPE com as diferentes parametrizações de superfície, indica que os esquemas HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 apresentam um espectro de ondeletas mais intenso com relação às versões do SSiB (HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB). Principalmente na Amazônia observa-se um decaimento dos espectros nos esquemas HB/MY/IBIS e HB/MY/SIB2 entre as escalas de 0.5 a 6.9 dias. Nas versões do SSiB (HB/MY/SSiB e o MY/MY/SSiB) apesar do espectro ter uma intensidade pequena observa-se um leve aumento na intensidade do espectro entre as escalas de 0.5 a 6.9 dias

Como os sinais da ondeleta composta se mantêm nas escalas de 0.5 a 6.9 dias em todas as simulações, pode-se observar que a correlação entre os espectros da ondeleta da precipitação e o saldo de energia armazenado à superfície também se mantém nestas escalas, mostrando a manutenção de uma dependência linear ao longo do tempo.

Através dos resultados para simulações curtas conclui-se que o acoplamento do MCGA-CPTEC/INPE com diferentes parametrizações de superfície utilizando o esquema de camada limite de Hostlag e Boville modificado tornou o MCGA-CPTEC/INPE estruturalmente mais independente do esquema de superfície utilizado. As novas implementações tornaram o modelo equivalente ao original e em alguns casos melhorando as simulações para previsões de curto prazo.

Simulações curtas melhores não implicam necessariamente na melhora em simulações longas, pois nas simulações curtas existe influência das condições iniciais e de contorno e nas longas as características das parametrizações começam a ter maior impacto.

Portanto, para ajustar o MCGA-CPTEC/INPE para simular corretamente o clima presente com os esquemas superfície (IBIS-2.6, SSiB e SiB2), foram realizados diferentes experimentos com os 3 diferentes esquemas de superfície e duas opções de temperatura de superfície do mar climatológica e observada (sstaoi e sstmtd). As simulações foram para um período de 50 anos de 1957 a 2007 e as saídas das simulações foram comparadas com os dados de precipitação do GPCP e com as próprias reanálise do ERAINTERIM.

Nas climatologias de temperatura a 2 metros dos experimentos com os três esquemas de superfície (IBIS, Sib2 e SSiB) utilizando como forçante a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica foi observado que as diferenças (Simulado - ERAINTERIM) de temperatura a 2 metros nas simulações para cada estação do ano são similares, quando se utiliza a temperatura de superfície do mar climatológica e a observada. Ocorre uma pequena redução desta diferença quando se utiliza a temperatura de superfície do mar climatológica, neste caso não foi removido o viés do modelo. Isso pode ser explicado devido ao fato de a temperatura de superfície do mar climatológica não variar tanto durante a simulação de 50 anos, como na temperatura de superfície do mar observada, isso induz a uma menor oscilação forçada pela temperatura de superfície do mar. Essas oscilações combinadas a outras forçantes (esquema de superfície) do modelo podem gerar um maior ou menor aquecimento da superfície. A temperatura a 2 metros simulada pelo esquema IBIS possui uma superestimava maior em relação aos esquemas SiB2 e SSiB. Esta diferença na temperatura a 2 metros entre os esquemas está relacionada à diferença na parametrização de albedo e nas variáveis (rugosidade, escala de velocidade, temperatura da copa, solo etc.) utilizadas para estimar a temperatura a 2 metros. Na América do Sul não há muita diferença quando se usa a temperatura de superfície do mar climatológica ou observada. Somente há uma diferença entre os esquemas de superfície.

A diferença na umidade específica a 2 metros nas simulações realizadas com as diferentes temperaturas de superfície do mar (observada e climatológica) não tem grande diferenças sobre os oceanos, assim como na temperatura a 2 metros. A maior diferença na umidade a 2 metros ocorre devido às diferenças nos esquemas de superfície implementados. O IBIS tende a superestimar a umidade a 2 metros, em todas as estações do ano, na América do Sul, África e a região da Indonésia, geralmente onde a classe de vegetação é de floresta densa. As outras regiões dependem da estação do ano. O SSiB e o SiB2 não superestimam tanto a umidade a 2 metros como o IBIS, mas em geral, estes dois esquemas subestimam a umidade a 2 metros sobre a América do Sul, África e a região da Indonésia.

O esquema IBIS apresenta uma superestimava do escoamento zonal (200mb) nas simulações utilizando a temperatura de superfície do mar observada e a climatológica. O padrão não muda, quando troca a forçante de superfície do mar. O contrário ocorre com os esquemas SSiB e SiB2, onde o escoamento zonal é sensível a mudança da temperatura do mar, onde pode-se observar que há uma superestimava do escoamento zonal com a temperatura de superfície do mar observada e uma subestimativa do escoamento com a temperatura de superfície do mar climatológica.

Durante todas as estações do ano pode-se observar que os esquemas de superfície implementados no MCGA-CPTEC/INPE superestimam a precipitação na região tropical sobre os oceanos, tantos os forçados com a sstaoi ou a sstmtd. No verão do Hemisfério Sul, os esquemas superestimam a precipitação na região da ZCAS e subestimam a precipitação na região Amazônica e da Bacia do Prata. Na estação de inverno no Hemisfério Sul os esquemas de superfície acoplados ao MCGA-CPTEC/INPE sempre subestimam a precipitação sobre América do Sul. As diferenças na climatologia de precipitação simuladas pelos três esquemas que estão acoplados no MCGA-CPTEC/INPE não apresentaram grandes diferenças quando forçada com a temperatura de superfície do mar observada e climatológica.

A diferença das variâncias calculadas com a série de precipitação do GPCP e a simulada com o MCGA-CPTEC/INPE acoplado com o esquema de superfície IBIS: para as 4 estações do ano do Hemisfério Sul, indica que o experimento com módulo de vegetação dinâmica ativado e temperatura de superfície do mar observada (sstmtd) sobre os oceanos a diferença das variâncias é positiva e mais intensa em relação ao continente, e isto está relacionado ao padrão espacial da precipitação. A diferença das variâncias sobre América do Sul é maior durante a estação de verão da região devido à estação ser chuvosa. Portanto, neste experimento a diferença positiva das variâncias das séries indicam as regiões onde o modelo tem uma maior variabilidade de precipitação e o negativo indicam regiões onde os dados de precipitação do GPCP possui uma maior variabilidade na série temporal.

Nas simulações feitas com o esquema SSiB foi observado um comportamento bem diferente ao do esquema IBIS, a diferença da variância das séries de precipitação é em geral negativa, pois as variâncias das séries de precipitação obtidas através das simulações com o MCGA-CPTEC/INPE são menores em relação ao da série do GPCP. O experimento com a sstmtd apresentou uma variância maior sobre os oceanos em relação ao experimento com a sstaoi, mostrando um pequeno impacto da temperatura do mar observada (sstmtd). As diferenças de variâncias das séries de precipitação do GPCP e do MCGA-CPTEC/INPE simuladas com o esquema SSiB indicam que a variabilidade de precipitação nos experimentos utilizando o esquema SSiB acoplado no MCGA-CPTEC/INPE é menor que a variabilidade obtida com os dados de precipitação do GPCP.

Através das análises das simulações longas conclui-se que os 3 esquemas de superfície tem a mesma distribuição espacial da climatologia de precipitação, apesar de superestimar em reação aos dados do GPCP em todo o globo terrestre. Porém, sobre a

América do Sul, no período de verão desta região o esquema IBIS2.6 simula melhor a intensidade da precipitação e tem um variabilidade maior em relação aos esquemas SSiB e SiB2. Isso é muito importante, pois indica que o esquema é sensível a mais processos físicos, como já era esperado para um esquema mais sofisticado como o IBIS2.6.

Portanto, conclui-se que o modelo MCGA-CPTEC/INPE acoplado a diferentes esquemas de superfície tem uma sensibilidade distinta dependendo do grau de sofisticação do esquema. Isso possibilita estudar o impacto deste grau de sofisticação dos esquemas e seus impactos na variabilidade de precipitação usando diferentes métodos estatísticos.

Através do método de EOFs analisou-se o impacto da *Net Primary Production* (NPP) na variabilidade de precipitação. As EOFs foram aplicadas nas séries temporais de precipitação do GPCP, produção primária líquida (absorção de CO_2) (MODIS), e das simulações realizadas com o MCGA-CPTEC/INPE com diferentes configurações de parametrizações físicas. A série reconstruída pelas EOFs tem um padrão similar às séries originais, indicando que as 10 primeiras componentes principais explicam mais da metade (60% GPCP e 80% MODIS) da variabilidade das séries originais. As análises das componentes principais mostraram uma variabilidade inter-sazonal e inter-mensal de precipitação sobre o globo, durante o período de verão.

As correlações entre as variâncias das duas primeiras componentes principais em todos os experimentos, (dinâmica de vegetação), (módulo estático de vegetação e o perfil de solo homogêneo), (módulo dinâmico de vegetação e o perfil de solo homogêneo), (inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação) e (módulo dinâmico de vegetação, a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação e o perfil de solo

homogêneo) modificaram as correlações dos campos das variâncias, indicando que o INPP tem uma variabilidade maior, porém de sinal oposto à variabilidade de precipitação, com o aumento de CO_2, indicando que a absorção de CO_2 tem algum peso na variabilidade de INPP.

As correlações indicam que sobre a América do Sul os campos das variâncias da primeira e segunda componente principal da série temporal de NET (EOF1(SSiB_SSTOBS) e EOF2(SSiB_SSTOBS)), tem uma correlação melhor com o primeiro campo de variância da primeiro componente principal (EOF1(SSiB_SSTOBS)) da série temporal de precipitação COR=-0.113 e com a segunda componente principal (EOF2(SSiB_SSTOBS)) XCOR=-0.072. Com o esquema mais sofisticado (IBIS e SiB2) as correlações foram de COR=-0.248 e XCOR=-0.255. Isso indica que o NET nestes dois experimentos (SSiB_SSTOBS) e (SiB2_SSTOBS) a variabilidade é maior no esquema mais sofisticado, onde as parâmetros não são pré-definidos como no caso do experimento (SSiB_SSTOBS).

A correlação entre as variâncias relacionadas com as duas primeiras componentes principais EOF1(SND), EOF2(SND), EOF1(SND2CO_2) e EOF2(SND2CO_2) da série temporal de precipitação e energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul indica uma correlação negativa entre as variâncias das duas séries, mas com uma dependência linear melhor em relação aos experimentos com SSiB e SiB2. A correlação em todos os experimentos utilizando diferentes esquemas de superfície, indica uma correlação negativa (feedback negativo) e a redução da dependência linear entre a variabilidade de precipitação e energia armazenada na superfície com o aumento de CO_2, nos experimentos com o IBIS2.6.

As correlações entre as variâncias das duas primeiras componentes principais em todos os experimentos, (dinâmica de vegetação), (módulo estático de vegetação e o perfil de solo homogêneo), (módulo dinâmico de vegetação e o perfil de solo homogêneo), (inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação) e (módulo dinâmico de vegetação, a inicialização do modelo sem qualquer tipo de vegetação e o perfil de solo homogêneo) indicam uma correlação negativa (feedback negativo) entre as variâncias das duas séries temporal de energia armazenada na superfície e precipitação na região da América do Sul. O aumento de CO_2 aumenta a variabilidade da energia armazenada na superfície sobre a região da América do Sul. No caso do uso da vegetação estática, aumento de CO_2 não tem um impacto muito grande na correlação e umas das causa pode estar associada ao uso da vegetação estática que não possibilita a mudança da vegetação durante a integração impedindo que a planta absorva CO_2 com maior ou menor intensidade.

As EOFs mostram diferentes padrões espaciais da variabilidade de precipitação e como está relacionada à variabilidade da produção primária liquida e o armazenamento de energia na superfície. Porém, as informações quantitativas de como cada variável impacta na variabilidade de precipitação não é possível obter nesta análise. Seria necessária uma analise de fatores mais sofisticados para a obtenção de informações que pudessem contribuir melhor nas analises.

A regressão linear múltipla realizada com os experimentos (inicializados sem vegetação, perfil homogêneo do solo, aumento de CO_2 e com o módulo de vegetação dinâmica), mostrou, um sinal negativo na intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela o armazenamento de energia, indicando um feedback negativo entre a variabilidade de precipitação e a variabilidade da energia armazenada na superfície. O uso da vegetação dinâmica inibe o impacto de se inicializar o modelo sem vegetação, pois os modelos recompõem as classes de vegetação muito rapidamente em menos de 20 anos. O que mais impactou na variabilidade de precipitação e a

variabilidade da energia armazenada na superfície foi o perfil homogêneo do solo. A mudança de vegetação estática no experimento (CTR) para a vegetação dinâmica no experimento (SND) altera pouco o padrão da intensidade da fração de variância de precipitação explicada pela o armazenamento de energia. Esta baixa alteração está relacionado ao fato de que o módulo de vegetação dinâmica recupera a vegetação durante a rodada de 50 anos, mantendo assim a mesma variabilidade na energia armazenada na superfície.

Resultados qualitativamente similares ao da análise de regressão linear múltipla foram obtido através das análises Fatoriais de Componentes Principais onde se obteve para cada esquema de superfície a variância total de aproximadamente (60% IBIS, 45% SSiB e 56% SiB2.5) explicada pela PC1, sendo que estes resultados podem ser em grande parte atribuída à variância na PREC e no NET. As correlações entre a PREC e NET com a PC1 são negativa e positiva, respectivamente.

A análise de regressão linear múltipla e a analise fatorial de componentes principais indicam que existe uma relação linear entre a variabilidade de precipitação e a variabilidade do balanço de energia armazenada na superfície. As correlações entre estas variabilidades são negativas, indicando que há um sinal de realimentação negativa. E para analisar a interação entre as escalas de energia entre a série temporal de precipitação e da energia armazenada na superfície, optou-se pela análise espectral da transformada de ondeletas cruzadas entre duas séries temporais.

A análise de ondeletas foi centralizada na América do Sul, na região entre as latitudes 20°S a 5°S e longitudes 85°W a 40°W, onde tem uma maior variabilidade de precipitação. A transformada de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície mostrou um núcleo de alta variabilidade na energia para um

período de 10 - 15 meses aproximadamente (ciclo anual), durante todo o período. Os ciclos sazonais relacionados com períodos de 4 a 6 meses sofreram influência de anomalias de TSM no oceano Pacífico e do Atlântico, pois estes aparecem em anos de ocorrência de ENSO. Os núcleos de alta variabilidade na energia para um período de 30 - 60 meses podem estar relacionados com a ocorrência do fenômeno ENSO, que tem grande impacto sobre a precipitação na região. Os núcleos com período de 100 a 130 meses estão relacionados às oscilações decadais.

Com o aumento de CO_2, no experimento (SNE2CO_2) observa-se que os núcleos de alta variabilidade na energia em geral se intensificam os relacionados a períodos entre 30 a 60 meses e 100 a 130 meses. Isso está relacionado à resistência estomática, onde a relação entre a concentração de CO_2 e a resistência estomática é diretamente proporcional. O aumento da resistência estomática pode não ser a única resposta da vegetação à elevada concentração de CO2. Em escala de tempo mais longa, a fertilização de CO2 pode também causar um aumento na produção primária líquida NPP, em áreas com bastante água e nutrientes. Isso pode forçar um aumento no índice de área foliar, aumentando a transpiração.

A análise espectral indica que os processos físicos que tem escalas de tempo mensais, anuais ativados pelo módulo de vegetação dinâmica tem um impacto considerável na distribuição do espectro de potência de energia das ondeletas. Aumentando a concentração de CO_2, com o módulo de vegetação dinâmica ativada, as intensidades dos núcleos aumentam e as escalas tornam-se mais organizadas. Isso pode estar relacionado à mudança da fonte de umidade na superfície devido ao aumento da resistência estomática.

A intensificação gerada devido à utilização de um perfil homogêneo de solo está relacionada à diferença no armazenamento de energia no solo, onde no experimento (SHE) a variabilidade na energia armazenada na superfície é maior, impactando quase todas as escalas do espectro de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície.

O módulo de vegetação dinâmica não destrói o padrão dos núcleos de alta variabilidade na energia como nos experimentos com perfil heterogêneo do solo. Os núcleos de alta variabilidade na energia para períodos de 30-60 meses, se intensificam consideravelmente a partir de 1980 no experimento (SHD). Conclui-se que os processos lentos de alocação de carbono para a geração da (NPP) afetam a variabilidade em um escala tempo mais longa como descrito por Rosenberg (1982).

A modificação na estrutura do solo impacta na intensidade dos núcleos de alta variabilidade na energia da transformada de ondeletas cruzada da precipitação e energia armazenada na superfície, principalmente para os períodos de 10-15 meses e 4-6 meses. A vegetação dinâmica impacta no espectro de energia em todas as escalas, porém observa-se que a intensidade dos núcleos aumenta consideravelmente para períodos entre 4-6 meses a 30-60 meses, devido aos processos biogeoquímicos que tem um escala de tempo mais longa.

A co-variabilidade entre as séries temporais precipitação e energia armazenada na superfície, indica que há acoplamento entre estas duas variáveis e possuem regiões espectrais de maior energia em comum. Portanto, existe um processo físico em comum que pode indicar um feedback negativo ou positivo entre a precipitação e a energia armazenada na superfície. A energia armazenada na forma biogeoquímica (relacionada à NPP) pode ser utilizada em escala diferente escalas de tempo, tendo a função de

impactar na variabilidade de precipitação devido à memória do saldo de energia na superfície.

Mesmo inicializando o modelo sem vegetação, o aumento de CO_2 compensa e mantém os núcleos de alta variabilidade na energia. Ou seja, o aumento de CO_2 faz a vegetação se desenvolver mais rápido e o padrão das bandas dos períodos é recuperado. Quando se inicializa o modelo sem vegetação e com um perfil homogêneo de solo, as bandas de períodos de 4-6 meses, 10-15 meses e 30-60 meses estão bem configurados, indicando que a variabilidade devido à mudança no perfil de solo é maior em relação à variabilidade devido à vegetação dinâmica.

6 ESTUDOS FUTUROS

- Após analisar os resultados obtidos neste trabalho observou-se que ainda é necessário investigar melhor os processos físicos de superfície que causam a variabilidade de precipitação na América do Sul. Nesta secção estão alguns estudos que poderão ser abordados futuramente:

- Realizar os mesmos experimentos acoplando o MCGA-CPTEC/INPE a um modelo oceânico. Em simulações longas, a sstaoi e sstmtd tem pouco impacto devido à sstaoi ser a climatologia da sstmtd. As médias climatológicas das variáveis simuladas com a sstaoi e sstmtd possuem o mesmo padrão.

- Melhorar a parametrização dos cálculos de fluxos de superfície sobre os oceanos e gelo marinho. A superestimativa de precipitação sobre o oceano deve ter alguma relação com os erros nos fluxo de calor umidade e momentum sobre estes tipos de superfície. Quantificar melhor o impacto dos fluxos continentais na variabilidade de precipitação global.

- Realizar analise unidimensional das variáveis relacionadas ao fluxo de energia com os dados observados de torre e aplicar a mesma analise espectral.

- Identificar outras variáveis que possam impactar na variabilidade de precipitação na América do Sul (fluxo de calor latente e sensível das copas, ramos e troncos das arvores, umidade do solo, etc.).

- Investir no desenvolvimento de um modelo de solo mais sofisticado que possua um melhor detalhamento dos processos de armazenamento de matéria orgânica, visto que o esquema que armazena a matéria orgânica no IBIS2.6 é muito simplificado. Este trabalho mostrou que o solo é muito importante no processo de memória do armazenamento de energia na superfície.

- Desenvolver técnicas que possibilitem detalhar melhor o impacto da memória do armazenamento de energia na superfície na variabilidade de precipitação utilizando as técnicas da transformada de ondeletas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R.F.; HUFFMAN, G.J.; CHANG, A. ET AL. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979-present). **J. Hydrometeor**., v 4, n. 6, p.1147-1167, 2003.

ASNER, G. P.; TOWNSEND, A. R.; BRASWELL, B. H. Satellite observation of El Nino effects on Amazon forest phenology and productivity, **Geophysical Research Letters**,. v.27 ,n. 7, p. 981-984, 2000.

ALPERT, J. C.; KANAMITSU, M; CAPLAN, P. M.; SELA,J. G.; WHITE, G. H.; KALNAY, E. Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium range forecast model. In: CONF. ON NUMERICAL WEATHER. PREDICTION, 8., 1988, Baltimore, MD. **Proceedings…** Baltmore: The Society, 1988. 726-733.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **Journal Atmospheric Science**, 31, p.671-701, 1974.

AMTHOR, J. The role of maintenance respiration in plant growth. **Plant Cell and Environment,** 7, p. 561-569, 1984.

ATTIWILL, P. M. The Disturbance of Forest Ecosystems - the Ecological Basis for Conservative Management, **Forest Ecology and Management,** 63 , 2-3, p.247-300, 1994.

AUSSENAC, G. Interactions between forest stands and micro-climate: ecophysiological aspects and consequences for silvi-culture. **Ann Forest Science**, 57, p. 287-301, 2000.

AVISSAR, R.; SILVA DIAS, P. L.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE C.. The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs, **J. Geophys. Res**., doi:10.1029/2002JD002704, 2002,

BAIDYA R, S.; HURTT, G.C.; WEAVER, C.P.; PACALA, S.W. Impact of historical land-use/land-cover change on the July climate of the United States. **Journal of Geophysical Research**, 108, p. 4793-4799, 2003.

BALL, J. T.; WOODROW, I. E.; BERRY, J. A. **In progress in photosynthesis research.** Dordrecht, The Netherlands: Biggins J, 1987. IV, 221–224.
BARROS, S. **Inovações no Modelo Global do CPTEC** (CPTEC/INPE, 2006).(Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Cachoeira Paulista).http://www.cptec.inpe.br/pad. Comunicação pessoal ou e-mail.

BEARD, J. S. The savanna vegetation of northern South America, **Ecological Monograph**, 1953. 23, p.149-215.

BETTS R.A. Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo**. Nature**, 408, p.187–190, 2000.

BETTS, R.A. The impacts of land use on the climate of present day. In: RICHIE, H. (Ed.). **Research activities in atmospheric and ocean modeling** Geneva: World Meteorological Organization, 1999. p 7.11-7.12. CAS/JSC WGNE Report.

BOER, G.; SARGENT, N. E. Vertically integrated budgets of mass and energy for the globe. **J. Atmos. Sci**., 42**,** p.1592–1613, 1985.

BOLZAN, M. J. A.; SAHAI, Y.; FAGUNDES, P. R.; ROSA, R. R.; RAMOS, F. M.; ABALDE, J. R. Intermittency analysis of geomagnetic storm time-series observed in Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics,** v 67, n. 14, Sept. p. 1365-1372, 2005.

BONAN G. B.; LEVIS. S.; SITCH, S.; VERTENSTEIN, M.; OLESON, K. A dynamic global vegetation model for use with climate models: concepts and description of simulated vegetation dynamics. **Global Change Biology**, 9, p.1543–1566, 2003.

BONAN, G. B. Land-atmosphere CO2 exchange simulated by a land surface process model coupled to an atmospheric general circulation model, **Journal of Geophysical Research,** 100, p. 2817-2831, 1995.

BONAN, G.B. Effects of land use on the climate of the United States. **Climatic Change**, 37, p. 449-489, 1997.

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

BOUNOUA, L.; DEFRIES, R.; COLLATZ, G.J.; SELLERS, P.; KHAN, H. Effects of land cover conversion on surface climate. **Climatic Change**. 52, 1-2, p. 29-64, 2002.

BROVKIN, V.; GANOPOLSKI, A.; CLAUSSEN, M.; KUBATZKI, C.; PETOUKHOV, V. Modelling climate response to historical land cover change. **Global Ecology and Biogeography,** 8, 6, p. 509-517,1999.

BUSINGER, J. A.; WYNAARD, J.C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E. Flux-profile relationships in atmospheric surface layer**. Journal Atmospheric Science**, 28, p.181-189, 1971.

CHASE, T.N.; PIELKE SR., R.A.; KITTEL, T.G.F.; BARON, J.S.; STOHLGREN, T.J. Potential impacts on Colorado Rocky Mountain weather due to land use changes on the adjacent Great Plains. **Journal of Geophysical Research**, 104 (D4), p. 16673-16690, 1999.

COOLEY, H.S.; RILEY, W.J.; TOM, M.S.; HE, Y. Impacts of agricultural pratice on regional climate in a coupled land surface mesoscale model. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, 110 (D3), 2005

COSTA, M. H.; FOLEY, J.A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO2 concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, 13 (1), p. 18-34, 1999.

CAVALCANTI, I. F. A.; MARENGO, J.A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; TROSNIKOV, I.; BONATTI, J.P.; MANZI, A. O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L.P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C.C.; SANCHES, M. B.; CAMARGO, H. Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. **Journal Climate**, 15, p. 2965-2988, 2002.

CHARNEY , J.G. AND ELIASSEN. On the growth of the hurricane depression, **Journal Atmosphere Science,** 21, p.68-75, 1964.

CHARNEY, J. G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. **Quarterly Journal Royal Meteorology Society**, 101, p. 193–202, 1975.

CHARNEY, J. G.; QUIRK, W. J.; CHOW, S. H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of Atmospheric Sciences**, 34, p. 1366-1385, 1997.

CHOU, M. D.; SUAREZ, M.J. A Solar Radiation Parameterization (CLIRAD-SW). **NASA Technical Memorandum** no. 104606, v. 15, 48 p., 1996.

CLAPP, R. B.; Hornberger, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic properties, **Water Resour. Res**., doi:10.1029/WR014i004p00601, 1978.

CLAUSSEN, M.; KUBATZKI, C.; BROVKIN, V.; GANOPOLSKI, A. Simulation of an abrupt change in Saharian vegetation in the mid-Holocene. **Geophysics Res. Letters**, 26, p. 2037-2040, 1999.

COCHRANE, M.A.; SCHULZE, M.D. Fire as a recurrent event in tropical forests of the eastern Amazon: Effects on forest structure, biomass, and species composition, **Biotropica,** 31, 1, p. 2-16, 1999.

COLLATZ, G.J.; BALL,J.T.; GRIVET,C.; BERRY, J.A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer. **Agricultural and Forest Meteorology**, 54, p. 107-136, 1991.

COLLATZ, G.J.; RIBAS-CARBO, M.; BERRY, J.A. Coupled photosynthesis-stomatal conductance model for leaves of C4 plants. **Aust. J. Plant Physiol**, 19, p. 519-538, 1992.

COPELAND, J.H.; PIELKE, R.A.; KITTEL, T.G.F. Potential climate Impacts of vegetation change: a regional modeling study. **Journal of Geophysical Research**,. v. 101, p.7409-7418, 1995.

CORREIA, F. W. S.; ALVALA, R. C. S.; MANZI, A. O. Impacto Das Modificações Da Cobertura Vegetal No Balanço De Água Na Amazônia: Um Estudo Com Modelo De Circulação Geral Da Atmosfera (Mcga). **Revista Brasileira De Meteorologia**, v. 21, p. 153-167, 2006.

COX, P.M.; BETTS, R.A.; JONES, C.D.; SPALL, S.A.; TOTTERDELL, I., Acceleration of global warming due to carbon cycle feedbacks in a coupled climate model. **Nature**, 408, p. 184-187, 2000.

CRUCIFIX M.; BETTS R. A., COX P.M. Vegetation and climate variability: a GCM modeling study. **Climate Dynamics**, 25, p. 457-467, 2005.

DALMOLIN, R. O. Q. Critérios para a análise da geometria de redes geodésicas por componentes principais. **Boletim Ciência.** Geodésica, secção. Artigos, Curitiba, v. 9, no 1, p. 25-37, 2003.

DAUBECHIES, I.; MALLAT, S.; WILLSKY, A. Introduction to the special issue on wavelet transforms and multiresolution signal analysis. IEEE Trans. Inf. Theory, 1992 v. 38, n.2, p. 528-531.

DELIRE, C.; BEHLING, P.; COE, M. T.; FOLEY, J.A.; JACOB, R.; KUZBACH, J.; LIU, Z.; VAVRUS, S. Simulated response of the atmosphere-ocean system to deforestation in the Indonesian Archipelago. **Geophysical Research Letters,** 28, 10, p. 2081-2084, 2001.

DELIRE, C.; LEVIS, S.; BONAN, G.; FOLEY, J. A.; VAVRUS, S. Comparison of the climate simulated by the CCM3 coupled to two different land-surface models. **Climate Dynamics**, DOI 10.1007/s00382-002-0255-7, 2002.

DICKINSON R. E. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. Climate processes and climate sensitivity. **Geophysics Monograph,** 29, Am. Geophysical Union: p. 58–72, 1984.

DICKINSON, R.; KENNEDY, P.; HENDERSON-SELLERS, A.; WILSON, M. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) for the ncar community climate model.** Boulder: National Center for Atmospheric Research, 1986. Technical Report NCARE/TN-275+STR

DIRMEYER, P. A.; SHUKLA, J. Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. **Journal. Geophysics. Res**., 99, p. 20 863– 20 877, 1994.

DYER, A.J. A review of Flux-profile relationships. **Boundary Layer Meteorology**, v.7, p. 363-372, 1974.

FARQUHAR,G.D.; VON CAEMMERER,S.; BERRY, J.A. A biochemical model of photosynthetic CO2 fixation in leaves of a C3 species. **Planta,** 149, p. 78-90, 1980.

FARGE, M. Wavelet transforms and their applications to turbulence. **Ann. Rev. Fluid Mech**., 24, p. 395-457, 1992.

FOLEY, J. A.; BOTTA, A.; COE, M. T.; COSTA M. H.. El Nino-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v.16, n.4, p.1–17, 2002.

FOLEY, J. A.; PRENTICE, C. I.; RAMANKUTTY, N.; LEVIS, S.; POLLARD, D.; SITCH, S.; HAXELTINE, A. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, 10, 4, p. 603-628, 1996.

FOLEY J. A.; LEVIS S.; COSTA M.H.; CRAMER W.; POLLARD D. Incorporating Dynamic Vegetation Cover within Global Climate Models. **Ecological Applications**,v. 10 N. 6 Dec 2000, p.1620-1632, 2000.

FOUFOULA-GEORGIOU, E.; KUMAR P. **Wavelets in geophysics**: an introduction. California: Academic Press, 1995. ISBN: 9780122628504.

FRELICH, L. E.; REICH, P. B. Neighborhood effects, disturbance severity, and community stability in forests. **Ecosystems**, 2, 2, p. 151-166, 1999.

FRIEND, A. D.; STEVENS, A. K.; KNOX, R. G.; CANNELL, M. G. R. A process-based, terrestrial biosphere model of ecosystem dynamics (Hybrid v3.0). **Ecological Modelling**, 95 , 2-3, p. 249-287, 1997.

FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How Do Atmosphere and Land Surface Influence Seasonal Changes of Convection in the Tropical Amazon? **Journal of Climate,** v.12, p. 1306-1321, 1999.

FU, C. Potential impacts of human-induced land cover change on East Asia monsoon. **Global and Planetary Change**, 37, p. 219-229, 2003.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **J. Atmos. Sci**., 48, p. 1822–1836, 1991.

GAMAGE, N.; BLUMEN, W. Comparative analysis of low level cold fronts: Wavelet, Fourier, and empirical orthogonal function decompositions. **Mon. Wea. Rev**., 121, p. 2867–2878, 1993.

GOVINDASAMY, B.; DUFFY, P.B.; CALDEIRA, K. Land use changes and northern hemisphere cooling. **Geophysical Research Letters**, 28, 2, p. 291-294, 2001.

GRELL, G. A.; D. DEVENYI. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical. Resource. Letters**, 29, 14, p. 1693, 2002,

GRELL, G. A.; MCKEEN, S. A.; MICHALAKES, J.; BAO, J.-W.; TRAINER, M.; HSIE, E.-Y. Real-time simultaneous prediction of air pollution and weather during Houston 2000 Field Experiment. Preprints of the 4th Conference on Atmospheric Chemistry, AMS, 13-17 January 2002, Orlando, Florida. Disponível em: https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/32555.pdf. Acesso em: 08 out. 2012.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, 121, p. 764–787, 1993.

GUTMAN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. **Meteor. Rundsch**., 18, p. 69–75, 1965.

GUTMANN, G.; SCHWERDTFEGER,W.S. The role of the latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes in the summer. **Meteorologische Rundschau**, 18, p. 1–17, 1965.

HAHMANN, A. N.; DICKINSON, R. E. RCCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation. **J. Climate**, 10, p. 1944–1964, 1997.

HARSHVARDHAN, R. D.; RANDALL, D. A.; CORSETTI, T. G. A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal Geophysics Resource**, 92, p. 1009-1016, 1987.

HENDERSON-SELLERS, A.; DICKINSON, R.E.; DURBRIDGE, T.B; KENNEDY, P.J.; MCGUFFIE, K.; PITMAN, A.J. Tropical deforestation: modeling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research**, 98 (D4), p 7289-7315, 1993.

HOFFMANN W. A.; JACKSON R. B. Vegetation–Climate Feedbacks in the Conversion of Tropical Savanna to Grassland. **Journal of Climate**, 13, p. 1593-1602, 2000.

HOLTSLAG, A.A.M.; BOVILLE, B. A. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. **Journal of Climate**, 6, p. 1825-1842, 1992.

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC) **IPCC third assessment report–climate change 2001**: the scientific basis. Houghton, J. T. et al. (ed.). New York: Cambridge Univ. Press, 2001. 881 p.

INSTUTUTE FOR ATMOSPHERIC AND CLIMATE SCIENCE (IAC) Evolução dos modelos de superfície. Disponível em: <http://www.iac.ethz.ch/edu/courses/master/modules/land-climate_interactions>. Acesso em: 07 jul. 2012. 1 figura.

JELTSCH, F.; MILTON, S. J.; DEAN, W. R. J.; VAN ROOYEN, N.; MOLONEY, K. A. Modelling the impact of small-scale heterogeneities on tree- grass coexistence in semi-arid savannas. **Journal of Ecology**, 86 (5), p. 780-793, 1998.

JUSTICE, C. O.; TOWNSHEND, J. R. G.; VERMOTE, E. F.; MASUOKA, E.; WOLFE, R. E.; SALEOUS, N.; ROY, D. P.; MORISETTE, J. T. An overview of MODIS Land data processing and product status, **Remote Sens. Environ.**, 83, p. 3–15, 2002.

KALNAY, E, ET AL. NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.3, p.437-471, 1996.

KALNAY, E.; CAI, M. Impacts of urbanization and land-use change on climate. **Nature**, 423 (6939), p. 528-531, 2003.

KAISER, H. F. The Varimax criterion for analytic rotations in factor analysis. Psychometrika, 23, p. 187–200, 1958.

KOLMOGOROV, A. N., The local structure of turbulence in an incompressible viscous flow for very high Reynolds numbers. **Dokl. Acad. Nauk. SSSR,**. 30, p.301-305, 1941.

KUO, H. L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal Atmospheric Society**, 22, p. 40-63, 1965.

KUCHARIK, C. J.; ET AL. Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: water balance, carbon balance, and vegetation structure. **Global Biogeochem. Cycles**, v. 14, n.3, p.795-826, 2000. doi: 10.1029/1999GB001138.

KUBOTA, P. Y.; TOMITA, S. S.; HERDIES, D. L.; BONATTI, J. P. Avaliação do MCGA/CPTEC no estudo sobre a previsão de um ciclone extratropical no Atlântico Sul próximo da costa brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIV - (CBMET), , Florianópolis, SC. **Proceedings...** 2006. Papel. (INPE-14194-PRE/9312). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-15@80/2006/09.28.12.37>. Acesso em: 22 nov. 2008.

KUMAR, P.; FOUFOULA-GEORGIOU, E. Wavelet analysis for geophysical applications, **Rev. Geophys**., doi:10.1029/97RG00427, 1997.

LACIS A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **Journal Atmospheric Society**, 31, p. 118-133, 1974.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **J. Climate**, 10**,** p. 1216–1235, 1997.

LEAN, J.; ROWNTREE, P. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **J Clim**, 10, p. 1216–1235, 1997.

LEUNING, R. A critical appraisal of a combined stomatal-photosynthesis model for C3 plants. **Plant Cell and Environment**, 18, p. 339-355, 1995.

LINDEN, E. **The winds of change**: climate, weather and the destruction of civilizations. New York: Simon & Schuster, 2006. 302p.

LOS, S.O.; COLLATZ, G.J.; SELLERS, P.J.; MALMSTRŠM, C.M.; POLLACK, N.H., DEFRIES, R.S. ; BOUNOUA, L.; PARRIS, M.T. ; TUCKER, C.J.; DAZLICH, D.A.. A global 9-year biophysical land-surface data set from NOAA AVHRR data. **J Hydrometeor**, 1, p. 183-199, 2000.

LLOYD. J.; FARQUHAR, G.D. CO_2 discrimination by the terrestrial biosphere. Ecology, 99, p. 315–323, 1994.

MACHADO L. A. T. The Amazon Energy Budget Using the ABLE-2B and FluAmazon Data. **Journal of the Atmospheric Sciences,** 57, p. 3131-3144, 2000.

MATSUI, T.; R. A. PIELKE SR. Measurement-based estimation of the spatial gradient of aerosol radiative forcing, **Geophysics. Resource. Letters**, doi:10.1029/2006GL025974, 2006.

MARENGO, J.A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade -** caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do Século XXI. 2ª edição. Brasília –DF Editora S.A, 2007.170p.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the LLJ east of the Andes as derived from the NCEP reanalyzes. **Journal Climate**, 17, p. 2261–2280, 2004b.

MARSALL, C. H.; PIELKE, R. A.; STEYAERT, L.T. Wetlands: crop freezes and land-use change in Florida. **Nature**, v. 426 (6962), p. 29-30, 2003.

MATTHEWS, H. D.; WEAVER, A.J.; MEISSNER, K.J.; GILLETT, N.P.; EBY, M. Natural and anthropogenic climate change: incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. **Climate Dynamics**, 22, p. 461-479. 2004.

MC BEAN,G.L. **The planetary boundary layer**. Geneva: WMO, 1979. WMO TN 165.

MEYERS, T. P.; HOLLINGER, S. E. An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. **Agricultural for Meteorology**, 125, p. 105–115, 2004.

MELILLO, J. M.; MCGUIRE, A. D.; KICKLIGHTER, D. W.; MOORE III, B.; VOROSMARTY, C. J.; SCHLOSS A. L. Global climate change and terrestrial net primary production. **Nature,** 363, p. 234-240, 1993.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **Journal Atmospheric Science**, 31, p. 1791-1806, 1974.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys**., 20, p. 851-875, 1982.

MITCHELL, T.D.; HULME, M.; NEW, M. Climate data for political areas. **Area,** 34, p. 109-112, 2002.

MITCHELL, T. D.; ET AL. A comprehensive set of climate scenarios for Europe and the globe. **Tyndall Centre Working Paper,** 55, 2003.

MONIN, A.S.; OBUKHOV, A.M., Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. **SSSR Geophiz. Inst**, v. 24, n. 151, p.1963-1987, 1954.

MORAES, C. V. **Aprimoramento da concepção do modelo geodésico para a caracterização de estremas no espaço geométrico**. 2001. Tese (Doutorado em Ciências Geodésicas) – Departamento de Geociências, Universidade Federal do Paraná, Curitiba , 2001.

NARISMA, G.T.; PITMAN, A.J. The impact of 200 years of land cover change on the Australian near-surface climate. **Journal of Hydrometeorology**, 4 (2), p 424-436, 2003.

NEWELL, R. E.; KIDSON, J. W.; VICENT, D. G.; BOER, G. J: The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interaction with Extratropical Latitudes. **The MIT Press**, 1, 258, 1972

NICHOLS, N. Deconstructing correlations: using path analysis and structural equation modeling to infer causality. In: BMRC annual modeling workshop, Melbourne, 14-16 November, "**Bureau of Meteorology Research Center**, p. 73-80, 2001.

NUNES, L. H. Interações entre a atmosfera e a sociedade: em busca de novas perspectivas, **Geografia**, v.30, n.1, p.199-208, 2005,

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change**, Journal Climate**, 4, p. 957-988, 1991.

RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R. Análise por regressão iterativa de periodicidades em séries temporais de registros geofísicos**. Revista Brasileira de Geofísica**, v. 16, n. 2/3, p. 149-158, 1998.

ODUM, E.P. **Fundamentals of ecology**. 3. ed. Phyladelfia, PA, USA: W.B. Saunders, 1971.

OLSON R.J.; JOHNSON, K.; ZHENG, D.;SCURLOCK, J.M.O. **Global and regional ecosystem modeling**: databases of model drivers and validation measurements. Oak Ridge, Tennessee: Enviro. Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory, 2001. 84p.(ORNL/TM-2001/196).

OLIVEIRA, G. S. **Conseqüências climáticas da substituição gradual da floresta tropical amazônica por pastagem degradada ou por plantação de soja**: um estudo de modelagem. 2008. 417 p. (INPE-15263-TDI/1346). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2008/02.28.17.17>. Acesso em: 22 nov. 2008.

OYAMA, M. D. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro**: um estudo de modelagem. 2002-12-16. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>. Acesso em: 26 fev. 2008.

PAEGLE, J.; ZHANG, C. D.; BAUMHEFNER, D. B. Atmospheric response to tropical thermal forcing in real data integrations. **Monthly Weather. Review**, 115, p. 2975–2995, 1987.

PARTON, W.J.; SCURLOCK, J.M.O.; OJIMA, D.S.; GILMANOV, T.G.; SCHOLES, R.J.; SCHIMEL, D.S.; KIRCHNER, T.; MENAUT, J-C.; SEASTEDT, T.; GARCIA MOYA, E.; KAMNALRUT, A.; KINYAMARIO, J.L. Observations and modeling of

biomass and soil organic matter dynamics for the grassland biome worldwide. **Global Biogeochem Cycles**, 7, p. 785-809, 1993.

PANETTA, J.; BARROS, S. R. M.; BONATTI, J. P.; TOMITA, S.S.; KUBOTA, P. Y. **Computational Cost of CPTEC AGCM at use of high performance computing in meteorology**. Hackensack, NJ: World Scientific Publishing Co., 2007. p. 65-83. ISBN-13 978-981-277-588-7

PATZ, J. A.; CAMPBELL-LENDRUM, D.; HOLLOWAY, T.; FOLEY, J. A. Impact of regional climate change on human health. **Nature**, v. 438, p. 310-317, 2005.

PEIXOTO, J.; OORT, A. **Physics of Climate**. New. York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.

PITMAN, A.; DURBIDGE, T.; HENDERSON-SELLER, A. Assessing climate model sensitivity to prescribed deforested landscapes. **International Journal Climatology**, 13, p. 879–898, 1993.

PITMAN, A.J.; NARISMA, G.T.; PIELKE, SR., R.A.; HOLBROOK, N.J. Impact of land cover change on the climate of southwest Western Australia. **Journal of Geophysical Research**, 2004, doi:10.1029/2003JD004347.

PIELKE, R.A.; MARLAND,G.; BETTS,R.A.; CHASE, T.N.; EASTMAN, J.L.; NILES, J. O.; NIYOGI, D.D.S.; RUNNING, S.W.The influence of land-use change and landscape dynamics on the climate system: relevance to climate-change policy beyond the radiative effect of greenhouse gases. **Philos Transact A Math Phys Eng Sci.,** v. 15, n. 360, p.1705-1719, Aug. 2002.

POTTER, C. S.; RANDERSON, J. T.; FIELD, C. B.; MATSON, P. A.; VITOUSEK, P. M.; MOONEY, H. A.; KLOOSTER, S. A. Terrestrial ecosystem production: a process model based on global satellite and surface data, **Global Biogeochemical Cycles,** 7 (4), 811-841, 1993.

POTTER, B. E.; ZASADA, J. C. Biomass, thermal inertia, and radiative freeze occurrence in leafless forests, **Can. J. For. Res**., 29, p. 213– 221, 1999.
POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. Climate and ice-sheet mass balance at the last glacial maximum form the GENESIS VERSION 2 GLOBAL CLIMATE MODEL, **Quat. Sci. Rev**., 16, p. 841–863, 1997.

PRADO, P. I.; LEWINSOHN, T. M.; CARMO, R. L.; HOGAN, D. J. Ordenação Multivariada na Ecologia e seu Uso em Ciências Ambientais. **Ambiente e Sociedade**, v.10, p. 69-83, 2002

RAMANKUTTY, N., AND J. A. FOLEY. Global potential vegetation data. climate, people, and environment program. Madison, Wisconsin, U.S.A.: University of Wisconsin, 1999.

RAMIREZ GUTIERREZ, E., DA SILVA DIAS, P., RAUPP, C., BONATTI, J. **The family of anisotropic scaled equatorial waves. Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, North America, 2011. Available at: **http://james.agu.org/index.php/JAMES/article/view/78.**

RAO, G. V.; ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian plateau for a mean January. **Bound.-Layer Meteor**., 46, p. 13–33, 1989.

RAUPP C. F. M.; SILVA DIAS P. L. Interaction of equatorial waves through resonance with the diurnal cycle of tropical heating.**Tellus Series A - Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 62, n.5, 2010.

RAUPP C. F. M. AND SILVA DIAS P. L. Resonant wave interactions in the presence of a diurnally varying heat source. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 66, p. 3165-3183, 2009.

RIGOZO, N. R.; NORDEMANN, D. J. R. Análise por regressão iterativa de periodicidades em séries temporais de registros geofísicos. **Revista Brasileira de Geofísica**, 16, 149-157, 1998.
RYAN, M. G. Foliar maintenance respiration of subalpine and boreal trees and shrubs in relation to nitrogen content, Plant Cell Environ., 18, p. 765– 772, 1995.

ROBINSON, S. K., Coherent motions in the turbulent boundary layer. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 23, p.601-639, 1991,

ROSENBERG, G.; RAMUS, J. Ecological growth strategies in the seaweeds Gracilaria foliifera and Ulva sp.: soluble nitrogen and reserve carbohydrates. **Marine Biology**, 66, p. 251-259, 1982.

RODRIGUES NETO, C.; ZANANDREA, A.; RAMOS, F. M.; ROSA, R. R.; BOLZAN, M. J. A.; SA, L. D. A. Multiscale analysis from turbulent time series with wavelet transform, **Physica A**, 295(1–2), p. 215–218, 2001.

RUNNING, S. W.; NEMANI, R. R.; HEINSCH, F. A.; ZHAO, M.; REEVES, M.; HASHIMOTO, H. A continuous satellite-derived measure of global terrestrial primary productivity: Future science and applications, **Bioscience**, 56(6), p. 547–560, 2004.

SAMPAIO G. **Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do Nordeste brasileiro**: um estudo de modelagem. 2007-12-16. 220 p. (INPE-9898-TDI/875). Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2002. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/09.01.15.24>. Acesso em: 26 fev2007

SAMSON, R.; LEMEUR. R. Energy balance storage terms and bigleaf evapotranspiration in a mixed deciduous forest, **Ann. for. Sci.,** 58, p. 529– 541, 2001.

SARMENTO, F. J. **Transposição do Rio São Francisco** – realidade e obra a construir, Brasília: Edicel, 2005. 132p.

SCHWERDTFEGER, W.C. Stromings und Temperatufeld der freien Atmosphare uber den Andes. **Meteorologische Rundshau**, 14, 1–6, 1961

SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. Chicago: University of Chicago, 1965. 272 p.

SELLERS, P. J., MINTZ, Y., SUD, Y. C. AND DALCHER, A. A simple biosphere model (SiB)for use within general circulation models. **Journal Atmospheric Society,** 43, p. 505-531, 1986.

SESTINI, M. F.; ALVALÁ, R. C. S.; MELLO, E. M. K. Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos. **INPE**, São José dos Campos, 2002. INPE-8972-RPQ/730.

SELLERS, P. J.; RANDALL, D. A.; COLLATZ, G. J.; BERRY, J. A.; FIELD, C. B.; DAZLICH, D. A.; ZHANG, C.; COLLELO, G. D.; BOUNOUA, L. A Revised Land

Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: model formulation, **Journal of Climate**, 9, p. 676-705, 1996.

SCHOLES, R. J.; ARCHER, S. R. Tree-grass interactions in savannas, **Annual Review of Ecology and Systematic,** 28, p. 517-544, 1997.

SHUKLA, J.; NOBRE, C.; SELLERS, P. Amazon deforestation and climate change. **Science**, 247. p 1322-1325, 1990.

SILVA, N. R.; PADOVANI, C. R., Utilização de Componentes principais em Experimentação Agronômica, **Energ. Agri**., Botucatu, v. 21, n. 4, p.93-113, 2006.

SNYDER, P.K.; DELIRE, C.; FOLEY, J.A. Evaluating the influence of different vegetation biomes on global climate. **Climate Dynamics**, doi: 10.1007/s00382-004-0430-0, 2004.

SNYDER, P.K.; FOLEY, J.A.; HITCHMAN, M.H.; DELIRE, C. Analyzing the effects of complete tropical forest removal on the regional climate using a detailed three-dimensional energy budget: an application to Africa, **Journal of Geophysical Research**, 2004b, doi:10.1029/2003JD004462.

SOUZA, S. S. **Impactos Climáticos Regionais da mudança de Vegetação no semi-árido do Nordeste**. 2006-03-27. 211 p. (INPE-14432-TDI/1131). Tese de Doutorado - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006.

SOUZA, D. C.; OYAMA, M. D. Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil **Theoretical and Applied Climatology**, Volume 103, Issue 3-4, p. 345-357, 2011.

STOHLGREN, T.J.; CHASE, T.N.; PIELKE, R.A.; KITTEL, T.G.F.; BARON, J.S. Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas. **Global Change Biology**. 4 (5), p. 495-504, 1998

SUD Y.C.; LAU K.M.; WALKER G.K.; KIM J.H. Understanding biosphere-precipitation relationship: theory, model simulations and logical inferences. **Mausam,** 46, p. 1-14, 1995.

SUD, Y. C.; FENNESSY, M. J. Influence of evaporation in semi-arid regions on the july circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, 4, p. 383-398, 1984.

TARASOVA, T.A.; FOMIN, B.A. Solar radiation absorption due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. **J. Appl.Meteorol.,** v.39, p.1947-1951, 2000.

TARASOVA, T. A.; FIGUEROA, S. N.; BARBOSA, H. M. J. Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. Cachoeira Paulista - CPTEC: INPE, 2007. 44 p. (INPE-14052-NTC/371). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2006/01.16.10.40>. Acesso em: 08 out. 2012.

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time mean large scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE SCALE NUMERICAL MODELS. 1983, Reading. **Proceedings…** Reading: CMWF, 1983. P. 297-316.

TOMITA, S. S.; KUBOTA, P. Y.; BONATTI, J. P.; HERDIES, D. L. Testes de sensibilidade do novo modelo global MCGA/MPI - CPTEC/INPE usando diferentes parametrizações físicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIV - (CBMET), Florianópolis, SC. **Anais…** 2006. CD-ROM; Papel. (INPE-14590-PRE/9620).

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A practical guide to wavelet analysis. **Bulletin of the American Meteorology Society**, v. 79, n. 1, p. 61-78, 1998.

TRIOLA, M.F. **Introdução à estatística.** 7. ed. Rio de Janeiro: LTC - Livros Técnicos e Científicos Editora S.A., 1998, 410p.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin American Meteorological Society,** 66-77. DOI:10.1175/BAMS-87-1-63, 2006.

VERBERNE; E.L.J., HASSINK, J., DE WILLIGEN, P., GROOT, J.J.R., VAN VEEN, J.A. Modelling soil organic matter dynamics in different soils. **Neth. J. Agric. Sci**., 38, 221-238, 1990.

VERTTELI, M.; HERLEY, C. **IEEE Trans. Signal Proc**. v..40, 2207 (1992).

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, 109, p. 599–610, 1981.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. **Journal of Climate**, 6, p. 2232-2245, 1993.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II: Aforestation. **Journal of Climate**, 9, p. 3260-3275, 1996.

XUE, Y.; SELLERS, P. J.; Kinter, J. L.; Shukla., J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate,** 4, p. 345-364, 1991.

WENG, H.; LAU, K.M. Low-Frequency Time-Space Regimes in Tropical Convection. **Theor.Appl.Climatol**., 55, p. 89-98, 1996.

WERTH, D.; R. AVISSAR. The local and global effects of Amazon deforestation, **J. Geophys. Res.**, 107, 8087, doi:10.1029/2001JD000717, 2002.

WOODWARD, F.I. **Climate and plant distribution**. New York: Cambridge University Press. 1987. p.174.

WYPUTTA, U.; MCAVANEY, B.J. Influence of vegetation changes during the last glacial maximum using the BMRC atmospheric general circulation model. **Climate Dynamics**, 17, p. 923-932, 2001.

ZENG, N.; DICKINSON, R. E. ; ZENG, X. Climatic impact of Amazon deforestation—A mechanistic model study. **J. Climate,** 9, p. 859–883, 1996.

ZHAO, M.; PITMAN, A.J.; CHASE, T. The impact of land cover change on the atmospheric circulation. **Climate Dynamics**, 17 (5-6), p. 467-477, 1998.

ZHENG, D.; PRINCE, S.D.; WRIGHT, R. Terrestrial net primary production estimates for 0.5 degree grid cells from field observations-a contribution to global biogeochemical modeling. **Global Change Biology,** 9,p. 46-64, 2002.

ZIEGLER C. L.; MARTIN W. J.; PIELKE R. A.; WALKO R. L. A modeling study of the dryline. **Journal Atmospheric Science**, 52, p. 263-285, 1995.

YAGLOM, A.M. Comments on wind and temperature flux profile relationship. **Boundary-Layer Meteorology**, 11, p. 89-102, 1977.

ZIPSER, E. J. Mesoscale and convective downdrafts as distinct components of squall-line structure. . **Monthly Weather Review**, v. 105 (12), p. 1568-1589, 1977.

ANEXO A –ARTIGO CIENTÍFICO

Theoretical and Applied Climatology

Short-term weather forecasting variability of precipitation in South America forced by different surface parameterizations

--Manuscript Draft--

Manuscript Number:	
Full Title:	Short-term weather forecasting variability of precipitation in South America forced by different surface parameterizations
Article Type:	Original Paper
Corresponding Author:	Paulo Yoshio Kubota, M.D INPE Cachoeira Paulista, São Paulo BRAZIL
Corresponding Author Secondary Information:	
Corresponding Author's Institution:	INPE
Corresponding Author's Secondary Institution:	
First Author:	Paulo Yoshio Kubota, M.D
First Author Secondary Information:	
Order of Authors:	Paulo Yoshio Kubota, M.D
	José Paulo Bonatti, Dr.
Order of Authors Secondary Information:	
Abstract:	This study analyzes the variability of precipitation in South America in short-term weather forecasting influenced by the memory of stored energy in the soil-canopy system using different surface and vertical diffusion parameterizations. The Atmospheric General Circulation Model of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (AGCM/CPTEC) was acloped with different vertical diffusion coefficients and surface parameterizations. These simulation results were compared with sounding data from the South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX) and showed that it is as good as or better than the original boundary layer and surface schemes of the AGCM / CPTEC. The vertical diffusion coefficient with the Mellor-Yamada 2.0 closure scheme implemented in the modified Hostlag-Boville scheme had the best result for a large number of variables. Principal component analysis shows that the first and second principal components (PC1 and PC2) over South America are responsible for 75% of the total variance. The most significant variables for total variance with PC1 are precipitation and surface energy balance. The time average of wavelet spectrum of time series from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) and the precipitation series of precipitation experiments realized with the AGCM / CPTEC with different surface parameterizations show that a signal of around 0.5 days in Central South America persists at scales with periods longer than 7 days, in some cases amplifying the wavelet spectrum. Signs of composed wavelet transform remain at scales of 0.5 to 6.9 days in all simulations; the correlation between the wavelet spectrum of the precipitation and the stored energy in the soil-canopy system also remains at these scales, maintaining linear dependence over time.
Suggested Reviewers:	

Powered by Editorial Manager® and Preprint Manager® from Aries Systems Corporation

Manuscript
Click here to download Manuscript: TAC_PAULOKUBOTA_BONATI_29_04_2012.doc Click here to view linked References

Short-term weather forecasting variability of precipitation in South America forced by different surface parameterizations

Paulo Yoshio Kubota [1,*], José Paulo Bonatti [1]

[1] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, SP, Brazil

[*] Corresponding author

Submitted to Theoretical and Applied Climatology
April 2012

Address for correspondence:
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos-CPTEC
Rodovia Presidente Dutra, Km 40, SP-RJ
12630-000
Cachoeira Paulista – SP
Brazil
Phone: +55 12 3186-8555
Fax: +55 12 3101-2835
Emails: pkubota@gmail.com , paulo.kubota@cptec.inpe.br

Abstract

This study analyzes the variability of precipitation in South America in short-term weather forecasting influenced by the memory of stored energy in the soil-canopy system using different surface and vertical diffusion parameterizations. The Atmospheric General Circulation Model of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (AGCM/CPTEC) was acloped with different vertical diffusion coefficients and surface parameterizations. These simulation results were compared with sounding data from the South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX) and showed that it is as good as or better than the original boundary layer and surface schemes of the AGCM / CPTEC. The vertical diffusion coefficient with the Mellor-Yamada 2.0 closure scheme implemented in the modified Hostlag-Boville scheme had the best result for a large number of variables. Principal component analysis shows that the first and second principal components (PC1 and PC2) over South America are responsible for 75% of the total variance. The most significant variables for total variance with PC1 are precipitation and surface energy balance. The time average of wavelet spectrum of time series from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) and the precipitation series of precipitation experiments realized with the AGCM / CPTEC with different surface

parameterizations show that a signal of around 0.5 days in Central South America persists at scales with periods longer than 7 days, in some cases amplifying the wavelet spectrum. Signs of composed wavelet transform remain at scales of 0.5 to 6.9 days in all simulations; the correlation between the wavelet spectrum of the precipitation and the stored energy in the soil-canopy system also remains at these scales, maintaining linear dependence over time.

1. Introduction

There are several factors that contribute to precipitation variability in South America. The factors have synoptic, mesoscale, and local spatial scales. At the local scale, there are aspects that can be approached from different points of view, such as the influences of the surface at the local scale and the interaction with other space and time scales. The interaction between the surface and the different types of scale occurs through the exchange of energy, which can weaken or intensify the weather systems at different scales. The oceans are known to be vast reservoirs of energy, much larger than the continents, yet the stored energy in the soil-canopy system is not negligible (Potter and Zasada (1999); Lemeur and Samson (2001), Mayer and Holling (2004)). Understanding the interaction at different time scales is very important because this interaction can act as memory and can have an impact on precipitation variability.

The storage and the transport of energy are critical to maintaining the global energy balance. Sellers (1965), Boer and Sargent (1985), Peixoto and Oort (1992), and Machado (2000) present complete discussions of the energy flux in the atmosphere, surface energy balance, and vertically integrated energy balance. The stored energy in the soil-canopy system is very dependent on geographical position, albedo, roughness and storage condition at the surface (soil type, amount of organic matter in soil, and biomass) (Hahmann and Dickinson 1997; Lean and Rowntree 1997).

The position of the landmass has an important role in storing energy from biomass, because continents located near the equator receive more solar radiation than a continent located at higher latitudes. Energy heats the surface and consequently the lower atmosphere, and depending on the available humidity it can initiate convection. The albedo has a strong influence on the absorption of energy from short-wave radiation. Different types of coverage directly influence surface albedo, where energy reflection and transmission determine its absorption rate. Betts (2000) found that surface albedo decreases through the expansion of boreal forest into the tundra. However, when carbon is removed from the atmosphere, climate cooling resulting from the reduction of CO_2 can remove heat produced by the low albedo at the surface. Dirmeyer and Shukla (1994) and Hahmann and Dickinson (1997) showed that albedo is the main parameter in determining the effect of deforestation on precipitation.

The distribution of biomass is spatially heterogeneous, meaning that the heat stored in the biomass as biogeochemical energy must be spatially heterogeneous. This heterogeneity is in essence a form of radiative forcing gradient (Pielke and Matsui, 2006). The combination of spatial variability in evapotranspiration, albedo and surface roughness with vegetation can influence the horizontal pressure gradient and mesoscale circulation and through them the regional climate. Potter and Zasada (1999) assume that thermal inertia of biomass can predict occurrence of cold weather in the forest during spring; Lemeur and Samson (2001) found that energy stored in biomass in the form of biochemical energy is greater than 60 Wm^{-2} in a deciduous forest. Mayer and Holling (2004) reported that energy stored in biomass as biochemical energy may be greater than 20 Wm^{-2} for corn and soybean canopies. This is more than radiative forcing of greenhouse gases and atmospheric aerosols, which are a few watts per square meter, according to the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2001), and justifies the study of stored heat in biomass and biogeochemical energy in interactions between the biosphere and atmosphere and climate change.

In many climate studies using numerical models, surface components are always given the most attention. Various surface schemes are used, but always coupled with independent atmospheric models, making it more difficult to determine how schemes force the atmosphere. When coupling two surface schemes in the same model, it is possible to observe how surface-atmospheric forcing can influence the simulations. An example of coupling surface schemes was developed by Delire et al. (2002), in which the Land Surface Model (LSM) and the Integrated Biosphere Simulator (IBIS) schemes were coupled with the Community Climate Model (CCM3), finding significant differences in weather patterns related to vegetation morphology and physiology.

In recent decades, the scientific community has been searching for a better understanding of climate impacts caused by changes in vegetation due to human action or the natural climate of a given region [Charney et al. (1977); Fenessy and Sud (1982 and 1984), Xue and Shukla (1993 and 1996); Dirmeyer and Shukla (1996), Oyama (2004), Correia (2004), Souza (2006), Souza (2011)]. As a result, the numerical modeling of the atmosphere is being developed very rapidly and incorporating more physical processes, improving weather and climate forecasting.

Many works have shown that biomes impact the climate, in particular morphological, physical, soil texture parameters. However, other anthropogenic factors change the earth's surface. The effects of deforestation, urbanization, emissions of greenhouse gases and desertification should be considered [Oyama (2004), Correia (2004), Souza and Oyama (2011)]. The changes in biomes are obtained by analyzing satellite images (LANDSAT), such as the mapping of the Amazon by Sestini et al. (2002). Biomes are usually kept static during simulations with a particular numerical model. Depending of the simulation time, this can produce very uncertain results.

The Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS), Simple Biosphere (SiB), LSM, Unified land-surface model (NOAH) and Land Ecosystem-Atmosphere Feedback (LEAF) show interactions between the biosphere and atmosphere, keeping biomes fixed. In some models, some parameters may vary depending of the month and the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). However, parameters which may vary with the NDVI can directly influence the variation in the short time scale. For long time scale variation, a dynamic vegetation scheme that simulates the ecosystems of the planet is needed, such as IBIS and the Community Land Model (CLM). The intention of using a dynamic vegetation scheme coupled with an Atmospheric General Circulation Model is to evaluate the impact of biomes and surface biophysical parameters on global climate through forecasting transient changes in vegetation structure based on the change in the carbon balance and competition between plants of Earth's ecosystems.

The impact of detailed surface physical processes in the short time scale of few days is very important for weather forecasting. The initial conditions like temperature and soil moisture are crucial for a good weather forecast, but the physical processes that lead to these variables cannot be neglected, because they have a direct impact on the stored energy in the soil-canopy system. The objective of this study is to verify the variability of precipitation in South America in short-term weather forecasting influenced by the memory of stored energy in the soil-canopy system using different surface and vertical diffusion parameterizations.

2. Methodology

Different vertical diffusion coefficient parameterizations were used to check the impact of the memory of the stored energy in the soil-canopy system on precipitation variability in South America. They were added to the boundary layer scheme modified with non-local closure proposed by Hostlag and Boville (1992) to improve the interactions between the surface and atmosphere. This scheme was coupled with different surface parameterizations in the Atmospheric General Circulation Model of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (AGCM / CPTEC).

To improve the coupling between the surface and free atmosphere it was necessary to use different formulations for the transport of energy and scalar components of the surface to the free atmosphere. This transport is then calculated using turbulent diffusion coefficients. These coefficients do not appear in the fluid (air), but are properties of the turbulent flow, which varies over space and time. Thus, this estimate may be obtained through the laws that govern the turbulent flow, whose main

source of turbulence is the surface. Better understand the physics of these processes is fundamental to the analysis of mass and energy balance.

Currently, there are several boundary layer parameterizations using various forms of closure equations, which parameterize the diffusion coefficient using different numerical schemes and analytical formulas, such as in Mellor and Yamada (1974) and Hostlag and Boville (1992). Many parameters used in the Mellor and Yamada scheme are obtained in the laboratory as opposed to the Hostlag and Boville scheme (1992), in which they are obtained through observation.

The diffusion coefficient is responsible for transporting energy and mass and also has an impact on the precipitation regime in climate simulations (Hostlag and Boville, 1992). The Hostlag and Boville scheme (1992) was introduced to improve the coupling which was adapted to use different diffusion coefficient parameterizations in AGCM/CPTEC, allowing tests with different formulations of the diffusion coefficient that better represented field conditions.

Different diffusion coefficients were implemented using different weights (w_{HBO}, $w_{MY2.5}$ and $w_{MY2.0}$) for each of the coefficients. The resulting coefficients are a combination of all the diffusion coefficients, using a weighted average (ensemble) (ENS) or the selection of a certain coefficient. The sum of the weights cannot be greater than 1. The diffusion coefficients implemented were proposed by Mellor and Yamada (1974) with closure 2.0 (MY0) and 2.5 (MY2) and originally proposed by Hostlag and Boville (1992) (HBO):

$$\overline{K_m} = w_{HBO}K_{mHBO} + w_{MY2.5}K_{mMY2.5} + w_{MY2.0}K_{mMY2.0} \quad (1)$$

$$\overline{K_h} = w_{HBO}K_{hHBO} + w_{MY2.5}K_{hMY2.5} + w_{MY2.0}K_{hMY2.0} \quad (2)$$

This new boundary layer scheme facilitates the coupling with surface models because the systems of equations do not depend on the schemes and the solution becomes much simpler. In this work two different surface schemes (IBIS and SiB-2.6-2.5) in AGCM/CPTEC were implemented to the original SSiB scheme in order to compare the ability each scheme has to store energy and its impact on the variability of precipitation.

2.1 Experimental design

In this work two data analysis techniques were used: principal component analysis (Smith, 2006) and wavelet transform (Torrence and Compo, 1998). The principal component analysis used in this study was developed to analyze the impact of a given set of variables on the main components, as described in the NIST / SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods. Principal component analysis was used to quantify the weight of each variable of the set that composes the first principal component,

and to ascertain the contribution of the variables to precipitation variability to assist in analyzing the wavelet transform.

Meteorological studies suggest that meteorological variables exhibit characteristics that are consistent with long memory processes (Haslett and Raftery, 1989; Montanari *et al.* 1996; Hunt and Nason, 2001; Bhardwaj and Swanson, 2004). In long memory processes, the autocorrelation of a variable decays very slowly (at a hyperbolic rate) (Haslett and Raftery, 1989). The impact caused by stored energy in the soil-canopy system on precipitation variability can be evaluated using the Morlet wavelet transform (Morlet, 1982).

In this work numerical simulations were performed with three surface schemes (SSiB, SiB2, IBIS) in three different experiments in which the wavelet transform was applied. The wavelet transform technique allows the variation of signals in a time series and the interaction of signals between different scales to be analyzed. To apply this technique, you must remove the medium diurnal cycle from the time series of the stored energy in the soil-canopy system in each experiment. Then, you can get information about the interaction between the scales of the stored energy in the soil-canopy system from few hours to several days, which is a kind of memory.

The experiments were performed using the Atmospheric General Circulation Model of the Center for Weather Forecasting and Climate Studies (Panetta, 2007), TQ0213L042 resolution (~ 60 km) and 42 vertical levels. Each experiment was simulated for a period of 10 days with different surface and vertical diffusion coefficient parameterizations and the control simulation, as shown on Table 1.

The other physical parameterizations were: Eulerian Dynamics, Short Wave Radiation (Lacis and Hansen, 1974); Longwave Radiation (Harshvardhan, 1987); deep convection (Grell, 1992); shallow convection (Tiedtke, 1983); and Gravity Wave (Alpert, 1988). The month with the most precipitation in South America was chosen for the simulation period for a South Atlantic Convergence Zone (SACZ) event. The daily NCEP analysis for the period (1 January 2003 to 10 January 2003) was used as the initial condition for the resolution (TQ254L64 ~ 50 km) and as boundary conditions over the ocean and surface temperature sea too NCEP (1°x1°), interpolated to the model resolution. The validation and analysis of experiments were conducted using precipitation data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM3b42) and sounding data from the South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX).

Soil moisture is predicted by the surface scheme implemented in the AGCM/CPTEC. Therefore, all schemes were begun using the same set of data obtained from water balance analysis of climatological averages (Willmott et al. 1985). Data are available on a 1°x1°grid, and are interpolated to the grid of

the Gaussian model. These data were chosen because they are used for AGCM/CPTEC weather forecasts. Since the objective is to analyze the differences between surface parameterizations, it was decided to maintain the same initial soil moisture for all surface schemes.

Short weather forecasts were used because it is a good way to extract the systematic error component from a large sample of forecasts from 5 to 8 days and provide a way to understand why an important part of the forecast errors occur (Arpe et. al. 1986). The sources of systematic error may be related to the dynamics of the model or the physical parameterizations. Therefore, changing physical parameters in a weather forecast model can modify the systematic errors of the model. The error equation proposed by Boer et al. (1984) can analyze the behavior depending on the scale of the forecast error and the various factors that influence the growth of error. These factors are related to the nonlinear production term, nonlinear transfer of energy between the scales and the source term of errors related to the model. This shows that the errors occur in larger number of smaller waves, where the amplitude of the flow is higher, while relative errors occur in larger numbers of errors where the larger waves approach saturation. In short-term weather forecasting, the growth of errors is influenced by the error in the source term model which gives the error for all scales. Production term and nonlinear interaction between scales become more important for long- term weather forecasts. On average, the statistical sensitivity of integration proposed by Rabier et al. (1996) corrects about one tenth of the error for a 2-day forecast, indicating that not all errors amplify rapidly. However, correcting a fraction of the error in the first two days is important for an improvement in the medium term.

3. Results

Results of sounding data from the SALLJEX were compared with the simulation using the AGCM/CPTEC coupled with the Holtslag and Boville modified boundary layer scheme (1992). The experiments are shown on Table 1. Figures 1, 2 and 3 are from three specific regions of South America (Rio Branco (9.96 S, 67.87 W), Resistencia (27.44 S and 59.05 W) and Santiago (27.76 S and 64.25 W). The behavior of each diffusion coefficient parameterization implemented in the Holtslag and Boville scheme was analyzed for specific humidity, temperature and zonal wind speed profiles for forecasts of 48 and 120 hours.

Figure 1 shows that the soundings of Rio Branco city exhibit similar patterns of mean errors (bias) in the profiles of specific humidity, temperature and zonal wind speed. But it can be seen that Holtslag and Boville's original diffusion coefficient parameterization provide a lower error in the zonal wind speed, mainly at low levels. For temperature and humidity, Holtslag and Boville's original diffusion coefficient parameterization resulted in a greater error. This was also seen when using the ensemble mode implemented in the Holtslag and Boville scheme. The diffusion coefficients used by Mellor and Yamada in 2.0 and 2.5 level closure schemes implemented in the Holtslag and Boville scheme were

as good as or better than the original scheme of the AGCM / CPTEC boundary layer, especially for the order of 2.5. The high values of errors at the lower levels are related to the lower boundary, represented by the surface scheme. The initialization of moisture and temperature do not representing the actual condition of the soil, because the climatology of temperature and humidity of the soil used as initial conditions hasn't been adjusted yet.

In short simulations (48 hours) smaller errors are found, and when compared with the error profiles obtained for each type of diffusion coefficient parameterizations, the same pattern is observed. This is different for longer simulations (120 hours), in which the error profiles have different patterns. The Mellor-Yamada coefficients for 2.0 and 2.5 order closure have a smaller error than error profiles obtained with the Holtslag and Boville coefficient and the ensemble of coefficients, except for the zonal wind speed error profile (Figure 1).

In Resistencia city, the highest latitude in South America (Figure 2), it was noted that the errors in the variables are larger, but the errors in the simulations using the Mellor-Yamada coefficients in the Hostslag Boville scheme are equal or less than the original scheme used in the AGCM / CPTEC. The errors in the simulations are different for each region; the comparison with the soundings of Santiago city (Figure 3) shows that the errors depend on the region and that it is very important to continue the pattern of improvement. The implementation of the different diffusion coefficients in the modified Hostslag-Boville scheme is valid, and very useful in understanding the physical processes taking place.

The boundary layer scheme with greater order closure is expected to offer better results because it incorporates more physical processes. However, these schemes are too difficult to calibrate to enable this improvement in the results. This can be seen in the errors introduced by Mellor and Yamada 2.5 scheme (MY2) in almost all profiles. In some cases they have improved, but overall they maintain the same pattern of first order closure schemes.

Comparisons with the sounding showed that boundary layer schemes are at least as good as the original scheme, and in some cases, they are better. Figures 4 and 5 (sounding verse experiments on Table 1) show the results of coupling different surface parameterizations to the AGCM/CPTEC, using different diffusion coefficient parameterizations in the modified Hostslag-Boville scheme. The root mean squared error (RMSE) is calculated for each forecast time from 6 to 162 hours in function of TRMM3B42 precipitation and NCEP analysis over South America. The variables have a tendency to increase across South America with any combination of surface scheme and diffusion coefficients. SSiB and SiB2.5 surface schemes combined with the diffusion coefficients have the same pattern as RMSE, however SiB2.5, MY0, and MY2 schemes improve forecasts of specific humidity and zonal

wind speed over the original scheme with SSiB/MY0. The combination of the IBIS2.6 surface scheme with the diffusion coefficients made a better forecast in almost all variables than the original scheme (MY0/MY0/SSiB).

Figure 5 shows the RMSE of precipitation in some regions across South America. It is observed that the RMSE patterns are similar for the SSiB and SiB2.5 schemes, with little improvement when combined with different diffusion coefficients. Using the IBIS2.6 scheme with different combinations of the diffusion coefficient, there is a considerable improvement in the precipitation in northern South America. In other regions the RMSE patterns were similar to other implementations of surface and vertical diffusion coefficient schemes.

The improvements with the implementation of new surface schemes and formulations of diffusion coefficients show that the combined method is able to satisfactorily represent the processes of surface and vertical diffusion. This is possible because new implementations incorporate physical processes that in the original scheme (MY0/MY0/SSiB) are simplified or pre-defined, such as albedo, temperature and soil moisture parameterizations, the prognostic of turbulent kinetic energy, mixing length and others. In short, the IBIS2.6 has a soil model that has a better distribution of soil layers making a better representation of heat diffusion and soil water conductivity possible. The SiB2.5 has parameterizations for heat diffusion and water conductivity on the ground in different numbers of soil layers, and the representation of soil water conductivity is similar to SSiB. These differences have different impacts on water storage and ground heat, as do different forms of root distribution and soil properties. The energy generated with these different surface parameterizations has a direct impact on temperature and humidity near the surface and consequently on precipitation (Figure 4 and 5).

Another process that influences temperature and humidity near the surface is the vertical diffusion of surface fluxes caused by turbulent eddies. The improvement of the results shown in Figures 2, 3, 4 and 5, was not only due to the more realistic implementation of the physical surface, but also to the introduction of parameterizations that best incorporate the turbulent processes into the diffusion coefficient parameterizations.

3.1. Principal Component and Factor Analyses

The Principal Component and Factor Analyses technique was used to make a detailed analysis of precipitation variability. A set of variables of the experiment on Table 1 (precipitation (PREC), surface energy (NET), soil moisture (SOIMA), temperature at 2 meters (T2MT), specific humidity at 2 meters (Q2MT) and pressure reduced to sea level (PSNM)) was selected to apply this technique at each grid point on the outputs of the AGCM/CPTEC experiments with different surface

parameterizations and the best combination of diffusion coefficients. Figure 6 shows the eigenvalues in decreasing order of importance in the explanation of total variance for all grid points in South America. In some regions there is a change in the order of importance of eigenvalues in the explanation of total variance. In all AGCM/CPTEC simulations with different surface parameterizations the sum of the first and second principal components (PC1 and PC2) in South America accounts for approximately 75% of the total variance. The PC1 of South America is basically composed of the two first eigenvalues, switching positions where there is little precipitation, and the opposite occurs in PC2 (a high precipitation region) where the second eigenvalue is dominant over the first. In the other components the eigenvalues are distributed more randomly.

The distribution of eigenvalues in PC1 and PC2 in all AGCM/CPTEC simulations characterized the precipitation pattern (PREC) in South America (Figure 6), indicating that PC1 and PC2 have a relationship with precipitation. Correlation graphs of the variables used in the calculation of principal components and PC1 indicate that the NET and PREC variables have a higher correlation with PC1. The PREC correlation is positive and the NET is negative, indicating that PREC and NET have a phase difference that can be attributed to a feedback process.

The total variance of approximately 45% explained by PC1 can be largely attributed to the variance of PREC and NET. Correlations between PREC and NET and PC1 have a different pattern when using different surface parameterizations, showing that the parameterizations have different behavior. In the case of the AGCM/CPTEC simulation with the IBIS2.6 parameterizations, the correlation of NET with PC1 is larger than the correlation of PREC with PC1. This may be because the better representation of soil layers, heat diffusion, and soil water conductivity processes that make up the characteristics of the NET variable have a better correlation with PC1.

Figure 7 shows the impact of variability explained by PC1 on the variables. PC1 explains the variability of the PREC and NET variables well, as seen in the correlation when using AGCM/CPTEC simulation with the IBIS2.6 surface parameterizations. PC1 explains the variability of the NET variable well, unlike the simulations in which the SiB2.5 and SSiB parameterizations were used.

Despite the low correlation shown by other variables, the variability explained by PC1 in the soil moisture is significant, especially where there is little precipitation because the soil is not saturated and allows for greater variability. In regions where the precipitation is more intense the soil can be saturated which leads to less variability. As T2MT, Q2MT and PSNM variables are similar for the AGCM/CPTEC simulations. The surface parameterizations (HB/MY/SiB2, HB/MY/SSiB and

MY/MY/SiB2) differ only for the HB/MY/IBIS version, where the variability explained by PC1 on the PSNM is very small (Figure 6 and 7).

In general, the principal component analysis indicates that the most significant variables in relation to the total variance with PC1 are PREC and NET, and the impacts between the surface energy balance and precipitation are common in the literature. A new aspect to be studied is if there is a memory signal in the surface energy balance, how to calculate the dissipation to other scales and the impact on precipitation. This will be discussed in the next section on Wavelet Analysis.

3.2. Wavelet Analysis

Wavelet analysis was applied to short-term weather forecasting with the AGCM/CPTEC with different surface parameterizations. Figure 8a shows the difference between precipitation simulated with different surface parameterizations and estimated by TRMM. It is observed that in much of South America, simulations always overestimate precipitation, except where there is little precipitation. This may be related to soil moisture used as an initial condition in the model and the surface parameterizations. Figure 8b shows the time average of wavelet spectrum of TRMM precipitation for the period simulated at each grid point. The Figures are arranged into periods of between 0.5 to 6.9 days, where the signal observed in the range of 0.5 days in central South America persists in scales with periods longer than 7 days, in some cases amplifying the wavelet spectrum. One can assume that high frequency signal events (0.5 days) persist and are amplified in lower frequency events (6.9 days). This occurs through the transfer of energy from one scale to another.

Figure 9 shows the time average of wavelet spectrum of precipitation time series of AGCM/CPTEC simulations with surface parameterizations implemented. Comparing Figures 8a and 9 reveals that the time average of the wavelet spectrum is more intense where there is an overestimation of precipitation in relation to the TRMM estimates. The signal spectrum is also persistent in wavelet scales from 0.5 to 6.9 days in simulations with the AGCM/CPTEC, especially in regions where there is heavy precipitation. The intensity of the wavelet spectrum between the surface parameterizations was also notable. The HB/MY/IBIS scheme has a lower intensity in the spectrum, especially at scales between 0.5 and 1.2 days. Versions of SiB (HB/MY/SIB2, HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB) have similar patterns, but in the Amazon region the SSiB versions have a more intense spectrum than SiB2.

It is known that the signs of the time average of the wavelet spectrum of precipitation series remain at scales from 0.5 to 6.9 days, but some signs disappear and others are intensified in all simulations. This is because not all the energy absorbed by the soil-canopy system is released to aid convection, and

part of the stored energy in the soil-canopy system for a longer period. Features such as soil type and depth, vegetation type are the main factors that influence the stored energy in the soil-canopy system.

The time average of the wavelet spectrum of stored energy in the soil-canopy system time series of the AGCM/CPTEC simulations [with different surface parameterizations], shown in Figure 10 indicates that the HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes have a more intense wavelet spectrum in the SSiB versions (HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB). The Amazon has a decaying spectrum in the HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes between 0.5 to 6.9 days. In versions of SSiB (HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB), though the spectrum was not intense, there was a slight increase in the intensity of the spectrum ranges between 0.5 to 6.9 days. Generally in regions where the wavelet precipitation spectrum is strongest, the tendency to have more intense precipitation is greater than in all the simulations and from TRMM data. This happens because precipitation frequency can be influenced by various scales, in other words, it is as if the precipitation persisted for several days. The same occurs with the wavelet spectrum of the stored energy in the soil-canopy system, more evident in cases such as HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes and less evident in HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB schemes.

Analyzing the wavelet spectrum of precipitation and the stored energy in the soil-canopy system shows that the two spectrums are correlated. The technique used to analyze two wavelet spectrums was the composed wavelet transform, which allows the covariance between two time series at all scales and the measure of linear dependence between two spectrums to be checked. Figure 11 shows the time average of composed wavelet spectrum transform involving the time series of precipitation and stored energy in the soil-canopy system applied to the AGCM/CPTEC in the simulations with different surface parameterizations.

The composed spectrum wavelets transform shows where there is strong correlation between precipitation and surface energy. It may be noted that using the HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes, the signals in the Amazon region are most evident for the HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB schemes, indicating that there is a linear dependence among the surface parameterizations used which varies considerably between precipitation and surface energy balance at all scales. Although the energy wavelet spectrum of stored energy in the soil-canopy system has a small intensity in the Amazon region in the HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB schemes, the composed wavelet shows that the signal is more evident at the scales of 1.2 to 6.9 days. As the signs are still composed of wavelet scales from 0.5 to 6.9 days in all simulations, we can observe that the correlation between the wavelet spectrum of the precipitation and the stored energy in the soil-canopy system also at these scales. This shows consistent linear dependence over the time, indicating that not only does the stored energy in

the soil-canopy system during the diurnal cycle in precipitation have an impact at the range of 0.5 to 1.2 days, but it also influences precipitation at time scales longer than one day.

The differences in wavelet spectrum between the surface schemes are influenced by formulation of physical processes mainly related to soil physics, which is greatly simplified in the SSiB scheme. This significantly changes the amount of energy stored in soil layers, directly influencing atmospheric variables near the surface, and consequently, precipitation. The composed wavelet showed the regions where there is covariance between the two series, indicating that they are linearly dependent. A feedback relationship cannot be verified, but physically it is known that as soil moisture increases, energy storage capacity increases because the thermal capacity of the soil increases.

4. Concluding remarks

The impact of stored energy in the soil-canopy system on the variability of precipitation was verified using the AGCM/CPTEC coupled with different vertical diffusion and surface scheme parameterizations. This work helped to improve the understanding to the relationship of some surface variables with precipitation variability in South America, and the behavior of precipitation at different time scales due the stored energy in the soil-canopy system. Through comparisons of the results of soundings from the SALLJEX in three specific regions of South America, one can observe the behavior of each diffusion coefficient parameterization implemented in the modified Holtslag-Boville scheme to specific humidity, temperature and zonal wind speed profiles for forecasts of 48 and 120 hours.

The comparisons with the sounding of Rio Branco city have similar patterns of mean errors in specific humidity, temperature and zonal velocity profiles. The diffusion coefficients used by Mellor and Yamada 2.0 and 2.5 in closure schemes implemented in the Holtslag and Boville scheme had a similar or better pattern than the original scheme of the boundary layer AGCM/CPTEC, especially at the order of 2.5. In short-term weather forecasting (simulations of 120 hours), the error profiles have different patterns. When using the Mellor-Yamada coefficients for 2.0 and 2.5 order closure, the errors are smaller than with the profiles obtained with the Holtslag-Boville coefficient and the ensemble of the coefficients, except for the error profile of zonal wind speed. In Resistencia city, at the highest latitude in South America, it was seen that there are more evident errors in the variables, but the errors in the simulations using the Mellor-Yamada coefficients implemented in Hostslag-Boville scheme are equal to or smaller than the original scheme used in the AGCM/CPTEC. Errors in the simulations are different for each region; a comparison with the soundings of Santiago city shows that the errors depend on the region. However, the pattern of improvement is maintained, indicating that the implementation of the different diffusion coefficients in the Hostslag-Boville scheme was

successful, allowing us to use these parameterizations to understand the influences of different physical processes.

Comparisons with the soundings showed that the boundary layer schemes are as good as and in some cases better than the original. The SSiB and SiB2.5 surface schemes combined with the diffusion coefficients have the same pattern of RMSE. However, the SSiB and SiB2.5 schemes with the coefficients of MY0 and MY2 give better forecasts of specific humidity and zonal wind speed than the original with SSiB/MY0. The combination of the IBIS2.6 surface scheme with the diffusion coefficients made a better forecast in almost all variables than the original SSiB/MY0.

The Principal Component and Factor Analyses was applied using the best combination of diffusion coefficients. The first and second principal components (PC1 and PC2) are responsible for approximately 75% of the total variance in all AGCM/CPTEC simulations with different surface parameterizations across South America. The PC1 of South America is basically composed of the 2 first eigenvalues, switching position where there is little precipitation. The opposite occurs in PC2, where there is a lot of precipitation and the second eigenvalue is dominant over the first. The NET and PREC variables have the highest correlation with PC1, where the PREC correlation is positive and the NET is negative, indicating that PREC and NET have a phase difference that can be attributed to a feedback process. In the case of the simulation of the AGCM/CPTEC with the IBIS2.6 parameterizations, the correlation of NET with PC1 is greater than the correlation of PREC and PC1. This is because soil layers, processes of heat diffusion, and soil water conductivity are better represented, which make the characteristics of the NET variable, correlating better with PC1. In the AGCM/CPTEC simulation with the IBIS2.6 surface parameterizations, the PCI explains the variability of the NET variable better than simulations which used the SiB2.5 and SSiB parameterizations.

The time average of wavelet spectrum of TRMM precipitation series and precipitation series of the experiments with the AGCM/CPTEC with different surface parameterizations for the period simulated at each grid point shows that the signal at the range of 0.5 days in central South America persists at scales with periods longer than 7 days, in some cases amplifying the wavelet spectrum. The HB/MY/IBIS scheme has a lower intensity in the spectrum, especially at scales between 0.5 and 1.2 days.

The SiB versions (HB/MY/SIB2, HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB) have similar patterns, but in the Amazon region the SSiB versions have a more intense spectrum than SiB2.5. The time average of wavelet spectrum of time series of stored energy in the soil-canopy system of AGCM/CPTEC simulations with different surface parameterizations indicates that the HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes have a more intense wavelet spectrum than SSiB versions (HB/MY/SSiB and

MY/MY/SSiB). In the Amazon, there is a decay of the spectrum in HB/MY/IBIS and HB/MY/SIB2 schemes at scales of 0.5 to 6.9 days. In SSiB versions (HB/MY/SSiB and MY/MY/SSiB) despite the spectrum's low intensity, there is a slight increase in its intensity between ranges 0.5 to 6.9 days. Since the signs of composed wavelet remain in scales from 0.5 to 6.9 days in all simulations, the correlation between the wavelet spectrum of the precipitation and stored energy in the soil-canopy system also remains in these scales, showing that linear dependence is maintained over time.

References

Alpert J C, Kanamitsu M, Caplan P M, Sela J G, White G H, and Kalnay E (1988) Mountain induced gravity wave drag parameterization in the NMC medium range forecast model. Proc. Eighth Conference On Numerical Weather. Prediction, Baltimore, MD, 726-733.

Arpe, K. and Klinker, E. 1986. Systematic errors of the ECMWF operational forecasting model in mid-latitudes. Q. J. R. Meteorol. Soc. 112, 181–202.

Betts R A (2000) Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo**.** Nature, 408, 187–190.

Bhardwaj G and Swanson N R (2004) An empirical investigation of the usefulness of arfima models for predicting macroeconomic and financial time series. J. Econometrics, 131(2): 539-578.

Boer G J, Sargent N (1985) Vertically integrated budgets of mass and energy for the globe. J Atmos Sci 42 : 1592-1613.

Boer, G. J. (1984). A spectral analysis of the predictability and error in an operational forecast system. Mon. Weather Rev. 112,1183–1197.

Charney J G (1975) Dynamics of deserts and drought in the Sahel. Quarterly Journal Royal Meteorology Society, 101, 193–202.

Chiawa M A, Asare B K and Audu B (2010) Short and Long Memory Time Series Models of Relative Humidity of Jos Metropolis Research Journal of Mathematics and Statistics 2(1): 23-31, ISSN: 2040-7505.

Correia F W S, Alvala R C S, Manzi A O (2006) Impacto Das Modificações Da Cobertura Vegetal No Balanço De Água Na Amazônia: Um Estudo Com Modelo De Circulação Geral Da Atmosfera (Mcga). Revista Brasileira De Meteorologia, V. 21, P. 153-167.

Dickinson A, Henderson-Sellers, Kennedy P J, and Wilson M F (1986) Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note NCAR/TN-2751STR, 69 pp.

Dirmeyer P A, and Shukla J, (1996) The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. *Quart. J.Roy. Meteor. Soc*., 122, 451-482.

Dirmeyer P A, and Shukla J (1994) Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. Journal. Geophysics. Res.*,* 99, 20 863– 20 877.

Grell G A (1993) Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. Monthly Weather Review 121: 764–787.

Hahmann A N, and Dickinson R E (1997) RCCM2-BATS model over tropical South America: Applications to tropical deforestation. J Climate, 10, 1944–1964.

Harshvardhan R D, Randall D A and Corsetti T G (1987) A fast radiation parameterization for general circulation models. Journal Geophysics Resource 92: 1009-1016.

Haslett J and A E Raftery (1989) Space-time modeling with long memory dependence: Assessing Ireland wind power resources. Appl Stat, 38(1): 1-50.

Holtslag A A M, Boville B A (1992) Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. Journal of Climate 6: 1825-1842.

Hunt K and Nason G P (2001) Wind speed modeling and short-term prediction using wavelets. Wind Eng., 25: 55-61.

Lacis A and Hansen J E (1974) A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. Journal Atmospheric Society 31: 118-133.

Lean J and Rowntree P R (1997) Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. J. Climate, 10**,** 1216–1235.

Machado L A T (2000) The Amazon energy budget using the ABLE-2B and FluAmazon data, Journal Atmospheric Society, 57, 3131– 3143.

Matsui T and Pielke R A (2006) Measurement-based estimation of the spatial gradient of aerosol radiative forcing, Geophysics. Resource. Letters, 33, L11813, doi:10.1029/2006GL025974.

Mellor G L, and Yamada T (1974) A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. Journal Atmospheric Science 31: 1791-1806.

Meyers T P and Hollinger S E (2004) An assessment of storage terms in the surface energy balance of maize and soybean. Agricultural. for. Meteorology 125: 105– 115.

Montanari A, Rosso R and Taqqu M (1996). Some long run properties of rainfall records in Italy. Journal Geophys. Res. Atmosphere, 101(23): 431-438.

Morlet J, Arehs G, Fourgeau I and Giard D (1982) Wave propagation and sampling theory. Geophysics 47: 203.

NIST/SEMATECH e-Handbook of Statistical Methods, http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/, 2011. http://www.itl.nist.gov/div898/handbook/pmc/section5/pmc552.. Accessed 24 october 2011.

Oyama M D (2004) Climatic consequences of a large-scale desertification in northeast Brazil: a GCM simulation study. J Climate 17: 3203-3213.

Panetta J, Barros S R M, Bonatti J P, Tomita S S and Kubota P Y (2007) "Computational Cost of CPTEC AGCM" at Use of High Performance Computing in Meteorology, World Scientific Publishing Co., ISBN-13 978-981-277-588-7: 65-83.

Peixoto J and Oort A (1992) Physics of Climate, 520 pp., Am. Inst. of Phys., New York.
Potter B E, and Zasada J C (1999) Biomass, thermal inertia, and radiative freeze occurrence in leafless forests, Can. J. For. Res 29: 213– 221.

Potter B E, and Zasada J C (1999) Biomass, thermal inertia, and radiative freeze occurrence in leafless forests, Can J For Res, 29, 213– 221.

Rabier, F., E. Klinker, P. Courtier, A. Hollingsworth, (1996) Sensitivity of forecast errors to initial condition. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Volume 122,Issue 529, pages 121–150, January 1996 Part A.

Samson R and Lemeur R. (2001) Energy balance storage terms and bigleaf evapotranspiration in a mixed deciduous forest, Ann for Sci, 58, 529– 541.

Sellers W D, 1965: Physical Climatology. University of Chicago Press, 272~pp.

Sestini M, Reimer E, Valeriano D, Alvala´ R, Mello E, Chan C and Nobre C (2003) Mapa de cobertura da terra da Amazônia legal para uso em modelos meteorológicos, Anais XI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 2901–2906 (in Portuguese).

Silva N R, Padovani C R (2006) Utilização de Componentes Principais Em Experimentação Agronômica. Energia Agrícola, Botucatu, v. 6 n 21, p. 98-113 (in Portuguese).

Souza D C and Oyama M D (2011). Climatic consequences of gradual desertification in the semi-arid area of Northeast Brazil Theoretical and Applied Climatology, Volume 103, Issue 3-4, pp. 345-357.

Souza S S (2006) Regional climatic impacts of the vegetation change in the semi-arid in Northeast Brazil. Dissertation (INPE-14432-TDI/1131), Instituto Nacional Pesquisas Espaciais, São José dos Campos (in Portuguese).

Sud Y C, Fennessy M J (1984) Influence of evaporation in semi-arid regions on the july circulation: a numerical study. Journal of Climatology, 4, 383-398.

Tiedtke M (1983) The sensitivity of the time mean large scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. Workshop on Convection in Large Scale Numerical Models. ECMWF, pages 297-316.

Torrence C and Compo G P (1998) A practical guide to wavelet analysis. Bull Amer Meteor Soc 79: 61–78.

Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. (1985) Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. Journal of Climatology, v.5, p.589-606.

Xue Y, Shukla J (1993) The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. Journal of Climate, 6, 2232-2245.

Xue Y, Shukla J (1996) The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II: Aforestation. Journal of Climate, 9, 3260-3275.

Tables

Table 1 - Configuration of the experiments.

Experiments	Vertical diffusion coefficient of the planetary boundary layer	Surface scheme
CRT - (MY0/MY0/SSIB)	MY0	SSiB
Exp1- (HBO/MY0/SSIB)	MY0	IBIS (static)
Exp2- (HBO/MY2/SSIB)	MY2	IBIS (static)
Exp3- (HBO/HBO/SSIB)	HBO	IBIS (static)
Exp4- (HBO/ENS/SSIB)	ENS	IBIS (static)
Exp5- (HBO/MY0/SIB2)	MY0	SiB2
Exp6- (HBO/MY2/SIB2)	MY2	SiB2
Exp7- (HBO/HBO/SIB2)	HBO	SiB2
Exp8- (HBO/ENS/SIB2)	ENS	SiB2
Exp9- (HBO/MY0/SSiB)	MY0	SSiB
Exp10- (HBO/MY2/SSiB)	MY2	SSiB
Exp11- (HBO/HBO/SSiB)	HBO	SSiB
Exp12- (HBO/ENS/SSiB)	ENS	SSiB

Figures

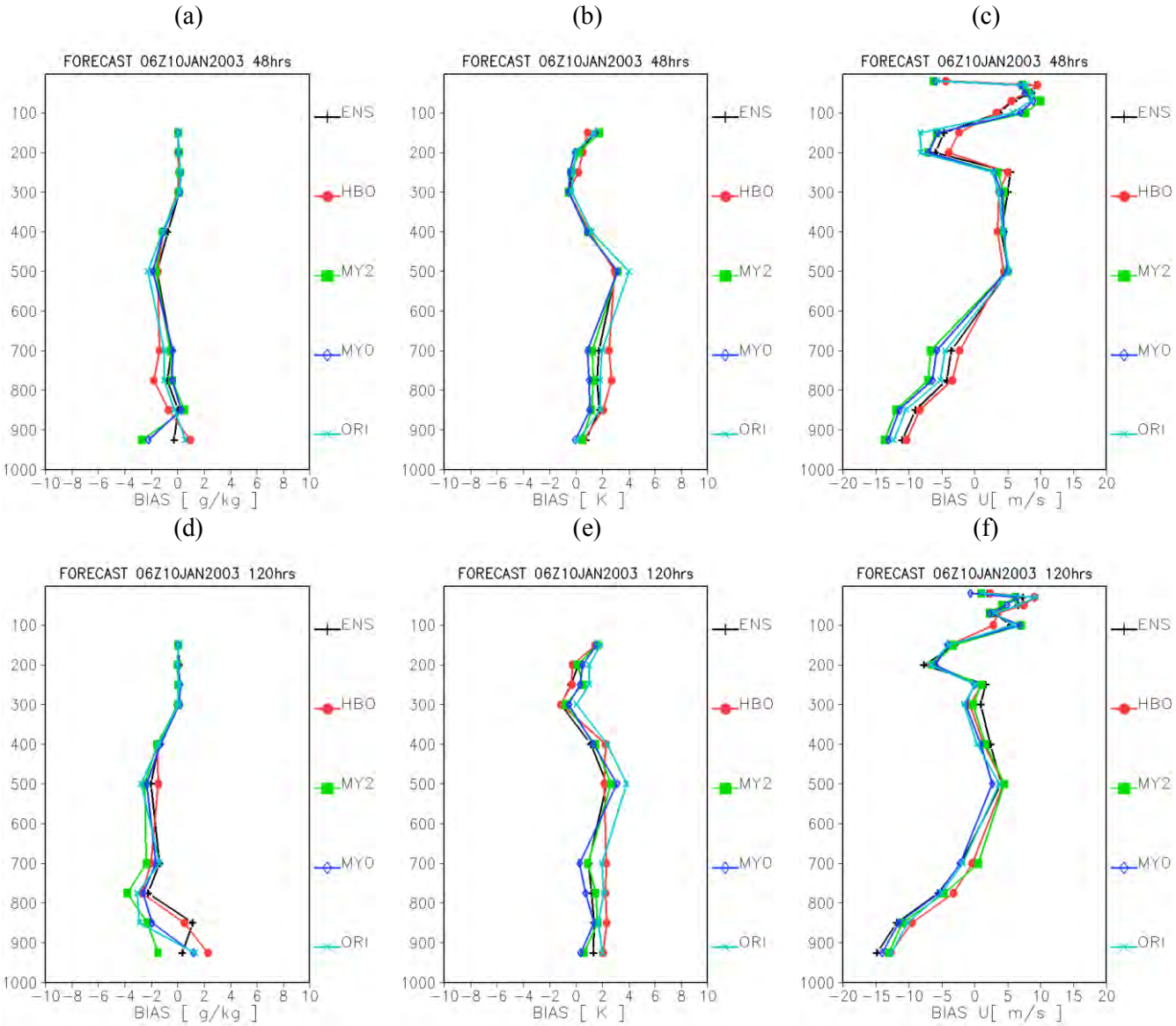


Figure 1 – Error profiles (forecast-sounding) of specific humidity (a, d), temperature (b, e) and zonal wind speed (c, f) for forecasts of 48 and 120 hours for Rio Branco city, Brazil.

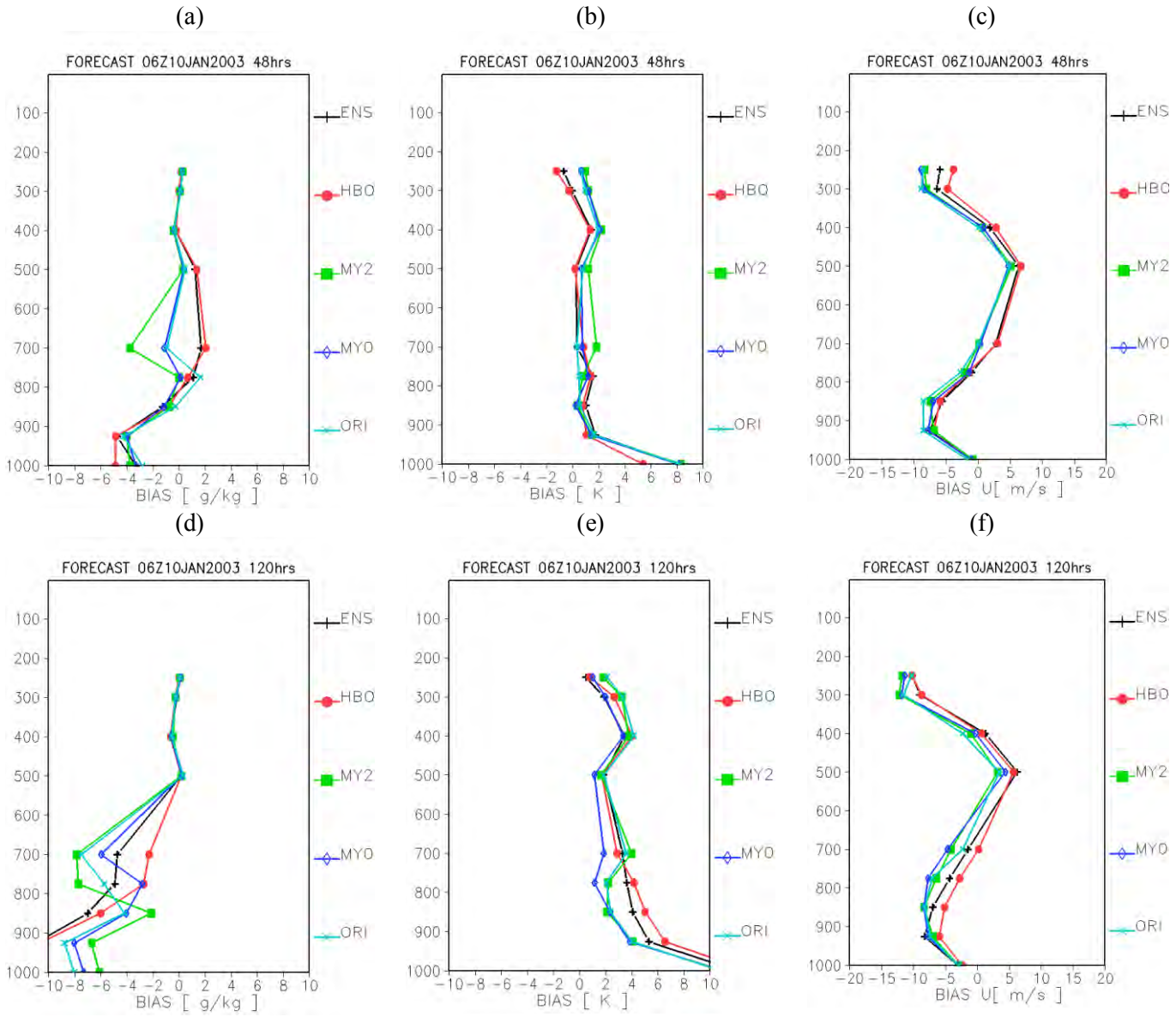


Figure 2 – Error profile (forecast- sounding) of specific humidity (a, d), temperature (b, e) and zonal wind speed (c, f) for forecasts of 48 and 120 hours for Resistencia city, Paraguay.

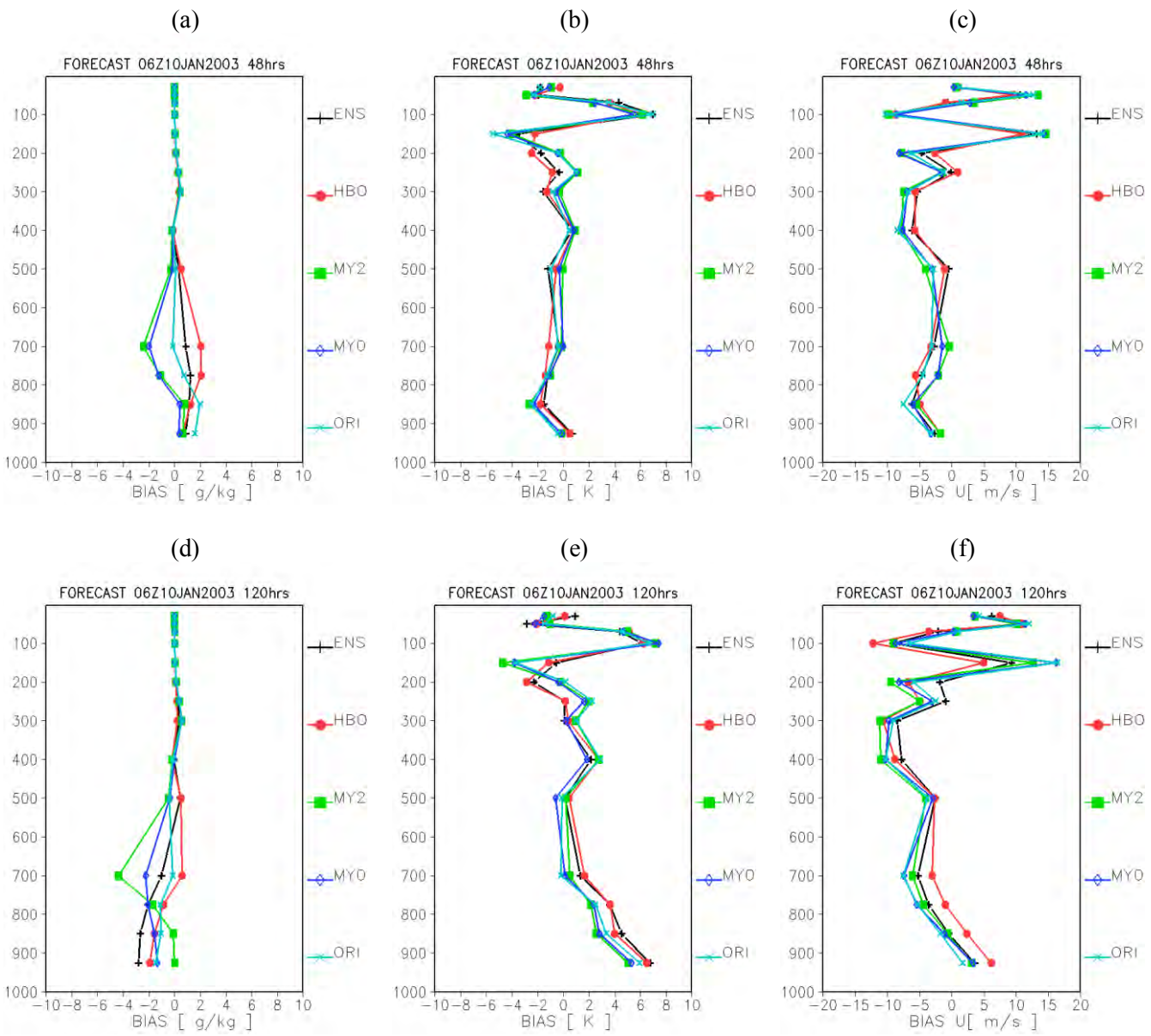


Figure 3 – Error profile (forecast- sounding) of specific humidity (a, d), temperature (b, e) and zonal wind speed (c, f) for forecasts of 48 and 120 hours for Santiago city, Argentina.

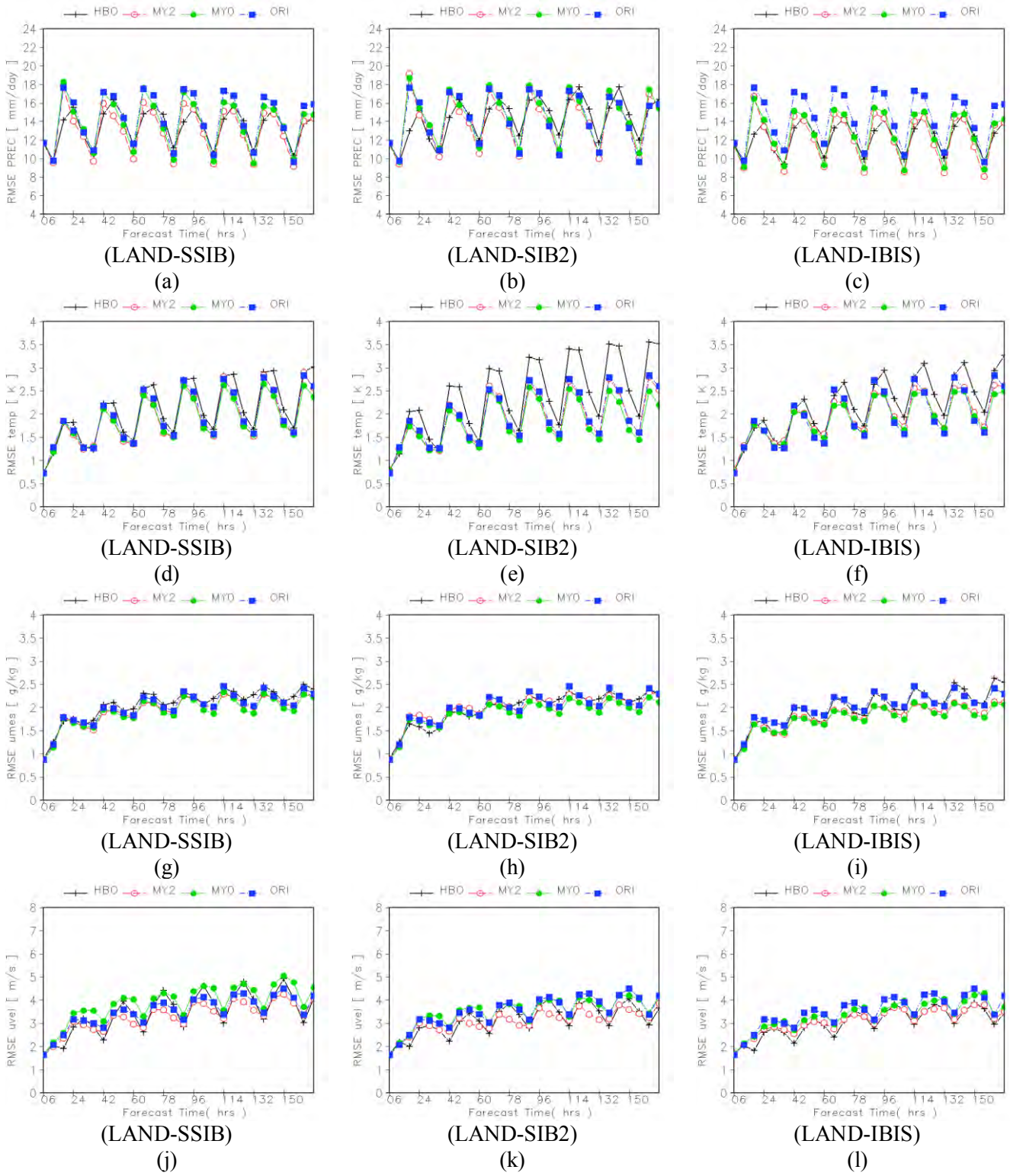


Figure 4 - RMSE of precipitation (a, b, c), temperature (d, e, f) specific humidity (g, h, i) and zonal wind speed (j, k, l) for SSiB, SIB2 .5 and IBIS schemes calculated using the TRMM3B42 precipitation and NCEP analysis.

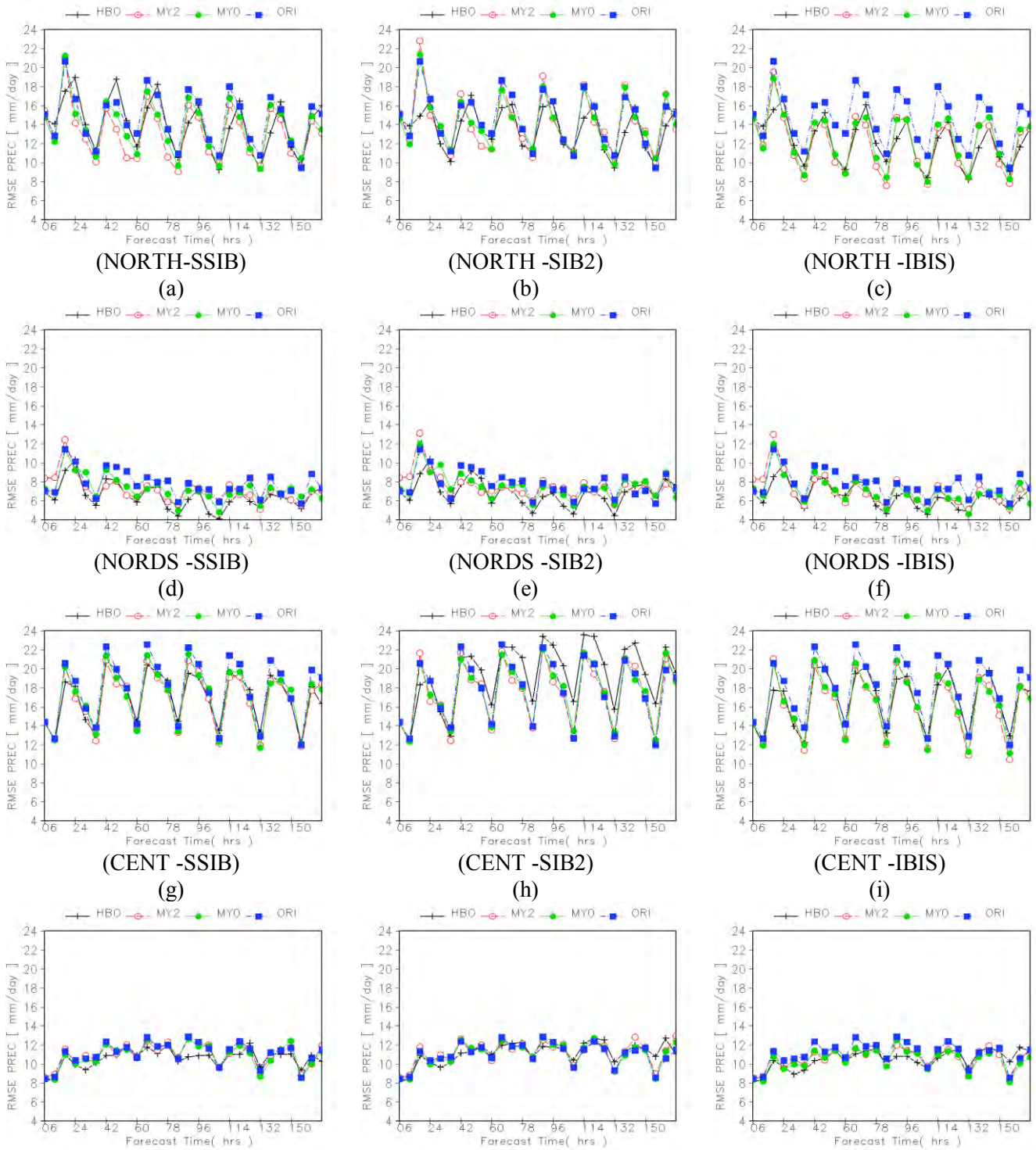


Figure 5 - RMSE of precipitation for the northern region (a, b, c), northeast (d, e, f), center (g, h, i) and south (j, k, l) of South America, for SSiB, SIB2.5 and IBIS schemes calculated using the TRMM3B42 precipitation and NCEP analysis.

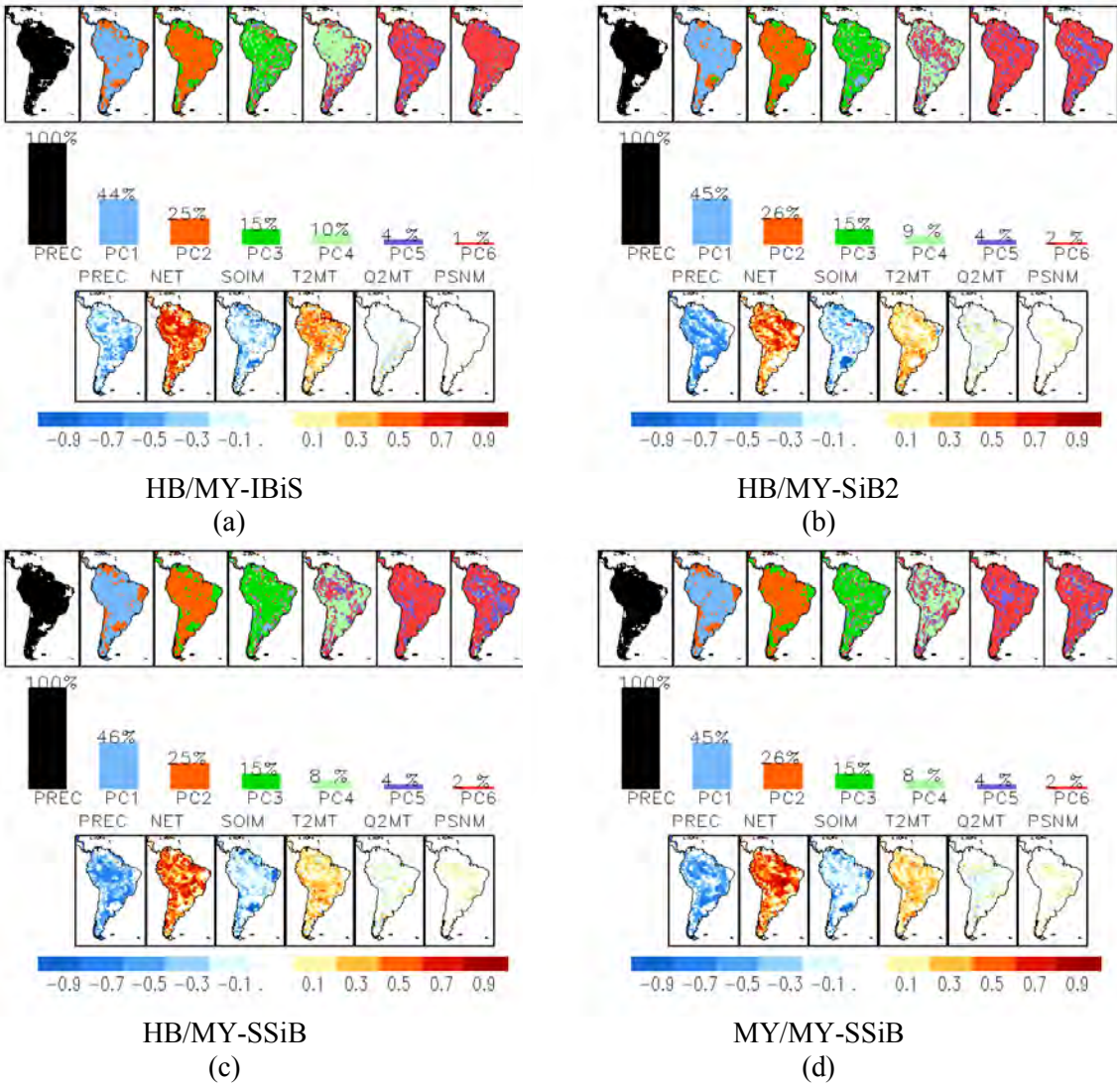
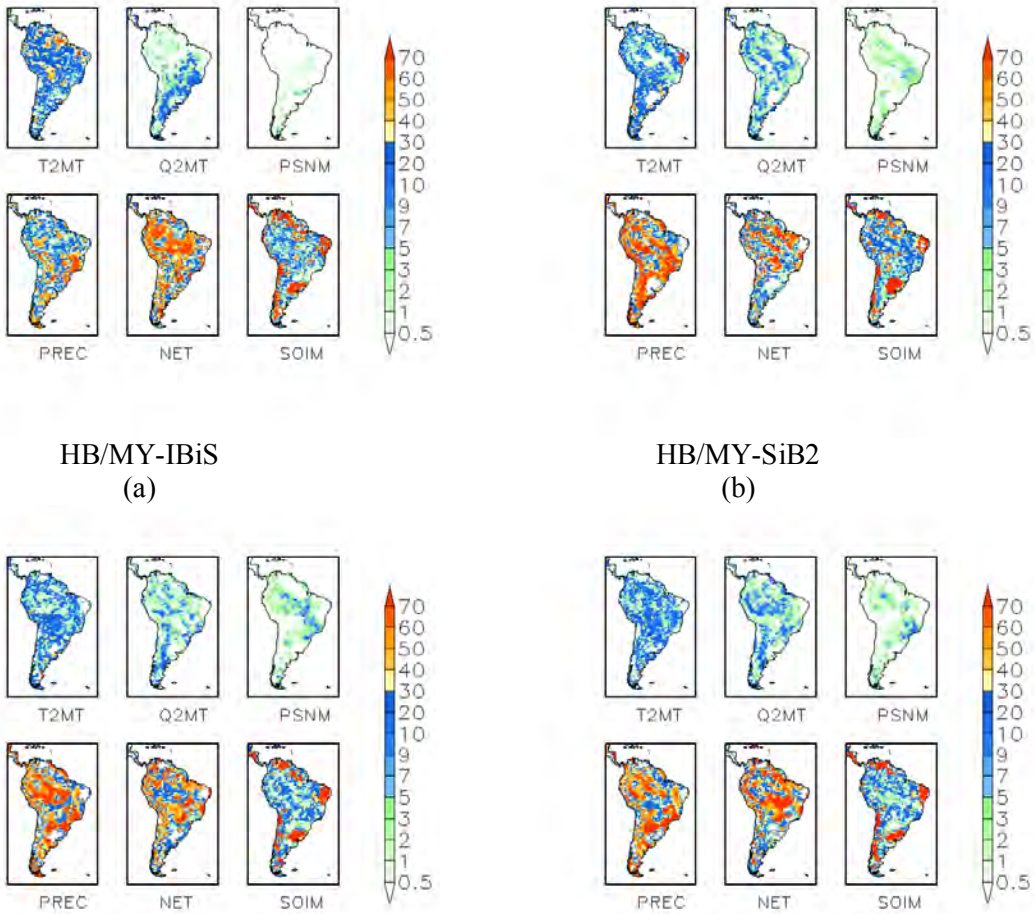


Figure 6 - Representation of the principal components: eigenvalues in descending order of importance in the explanation of total variance and correlation between the first principal component and the variables that make up the IBIS2.6 (a) SIB 2.5 (b) SSiB (c) and original CPTEC SSiB (d) schemes.



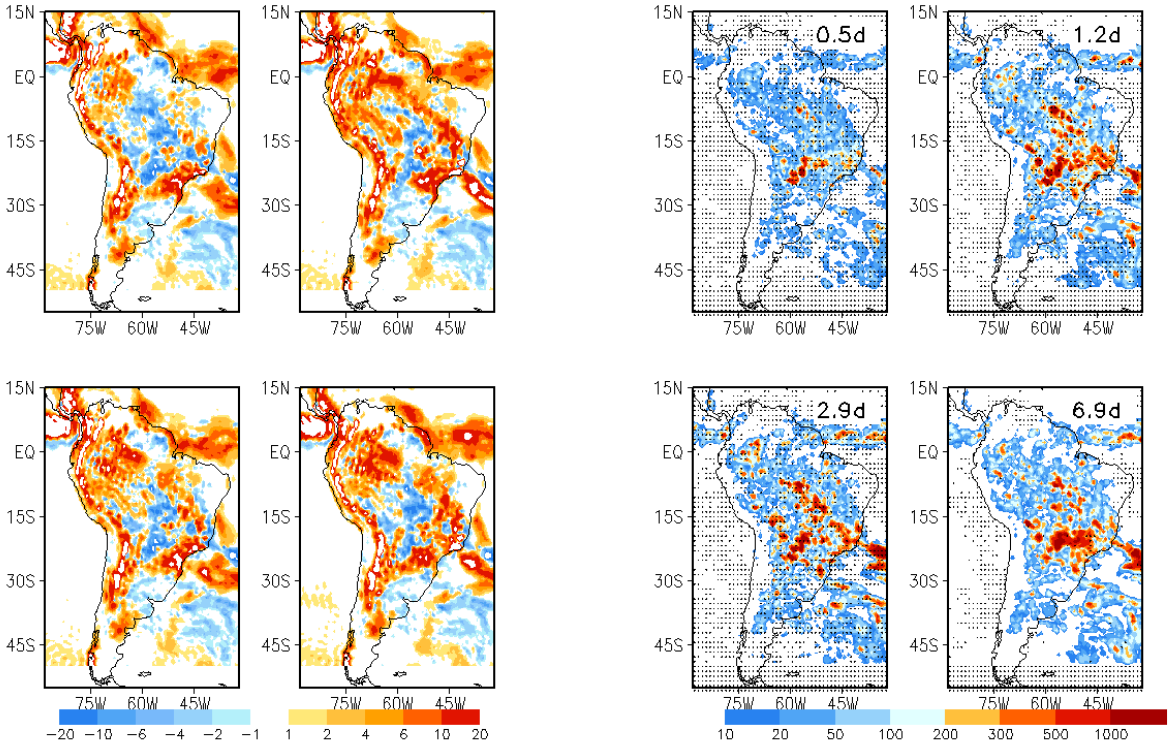
HB/MY-IBiS
(a)

HB/MY-SiB2
(b)

HB/MY-SSiB
(c)

MY/MY-SSiB
(d)

Figure 7 - Representation of variability (%) explained by the first principal component of each variable for IBIS2.6 (a) SIB 2.5 (b) SSiB (c) and original CPTEC SSiB (d) schemes.



(a) (b)

Figure 8 - Difference of average precipitation for the period simulated with AGCM / CPTEC using each surface parameterization implemented (IBIS,SIB2, SSiB, original SSiB) and average precipitation estimated by TRMM (a); and the average energy spectrum of precipitation estimated by TRMM of transform wavelet for a period from 0.5 to 6.9 days for the same simulated period (b).

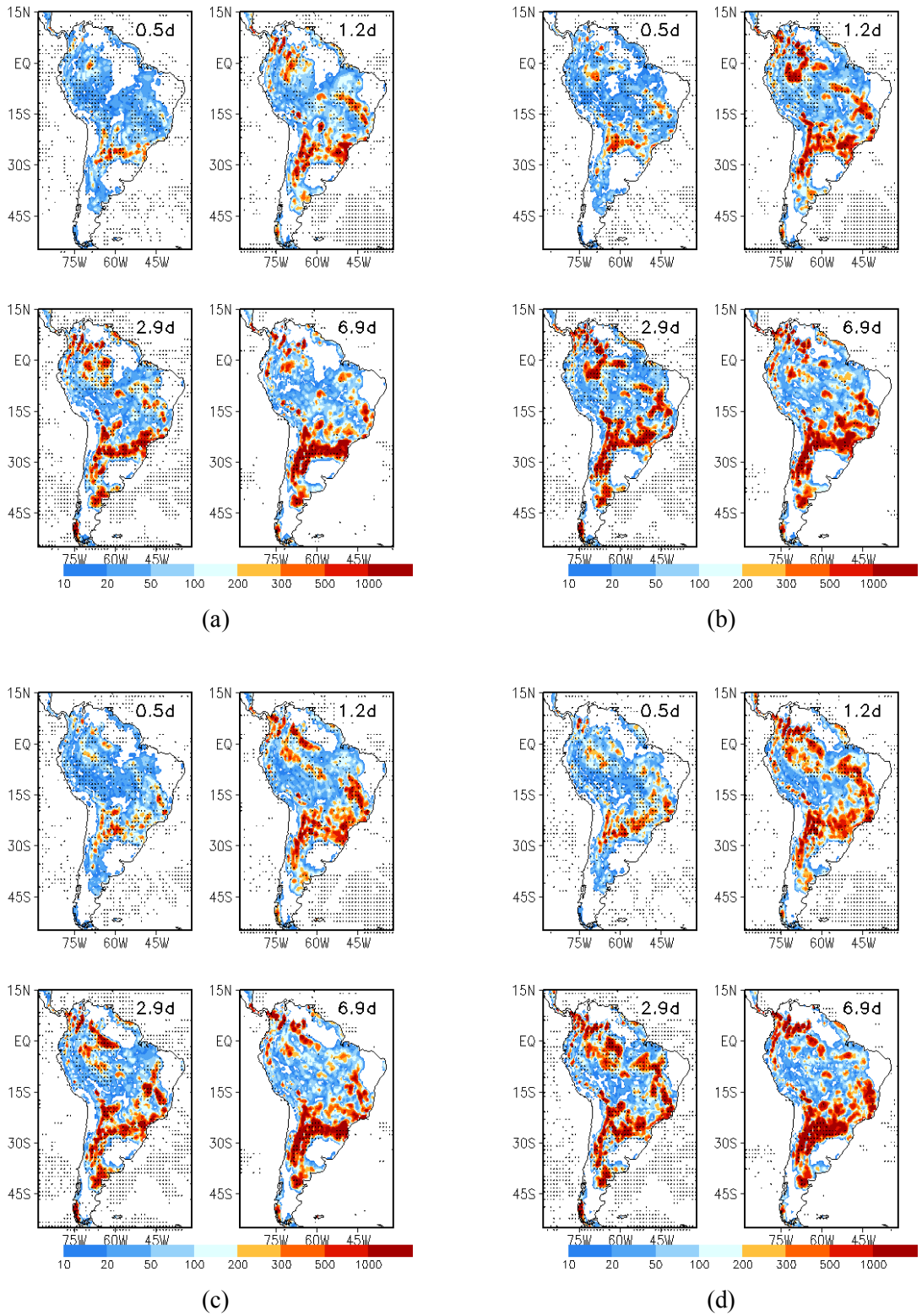


Figure 9 - Average of the square of the energy spectrum of precipitation of transform wavelet for a period from 0.5 to 6.9 days for experiments with the HB/MY/IBIS (a) HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) and the MY/MY/SSiB (d) schemes. The areas with X represent regions with statistical significance above 95%.

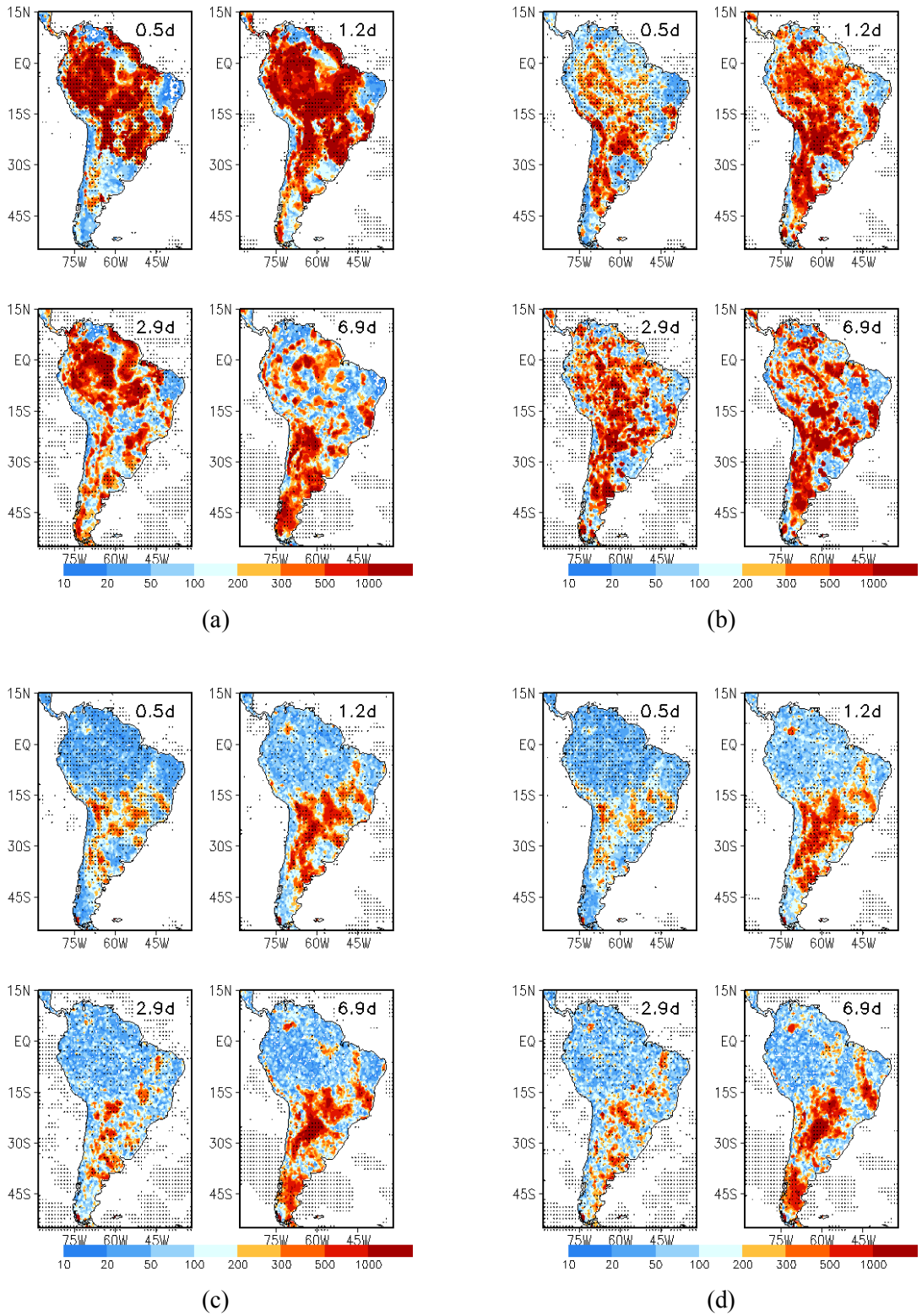


Figure 10 - Average of the square of the energy spectrum of stored energy in the soil-canopy system of the wavelet transform for a period from 0.5 to 6.9 days for experiments with the HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) and the MY/MY/SSiB (d) schemes. The areas with X represent regions with statistical significance above 95%.

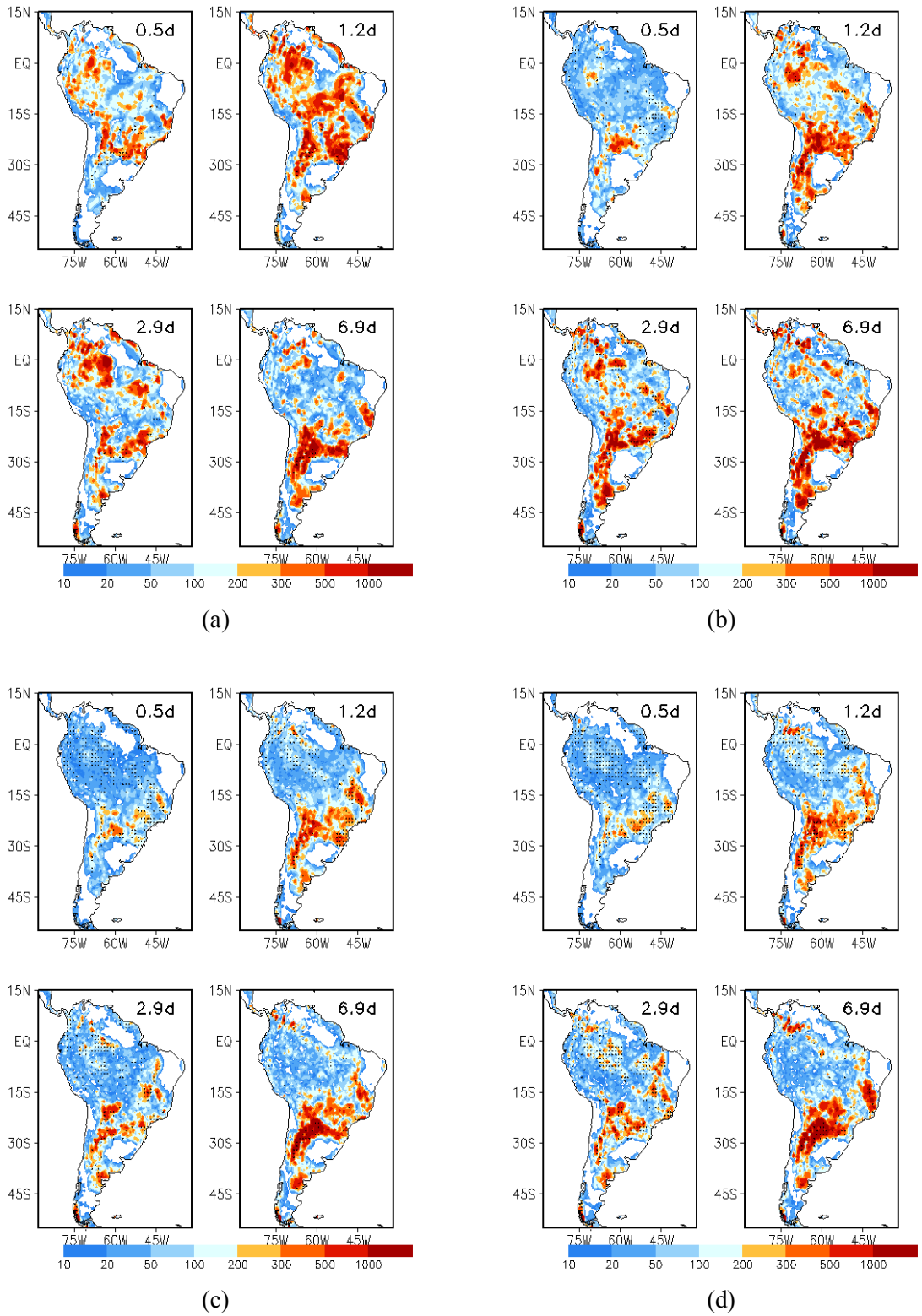


Figure 11 - Average of the square of the spectrum of precipitation and stored energy in the soil-canopy system of the composed wavelet transform for a period from 0.5 to 6.9 days, for the experiments with the HB/MY/IBIS (a), HB/MY/SIB2 (b), HB/MY/SSiB (c) and the MY/MY/SSiB (d) schemes. The areas with X represent regions with statistical significance above 95%.