

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

MARIA DE SOUZA CUSTÓDIO

IMPACTO DA RESOLUÇÃO HORIZONTAL DOS MODELOS GLOBAIS NA AMÉRICA  
DO SUL: CLIMATOLOGIA, VARIABILIDADE E CICLO DIURNO.

SÃO PAULO

2013



MARIA DE SOUZA CUSTÓDIO

IMPACTO DA RESOLUÇÃO HORIZONTAL DOS MODELOS GLOBAIS NA AMÉRICA  
DO SUL: CLIMATOLOGIA, VARIABILIDADE E CICLO DIURNO.

Versão corrigida. O original encontra-se disponível na unidade.

Tese apresentada ao Departamento de Ciências  
Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e  
Ciências Atmosféricas da Universidade de São  
Paulo como requisito parcial para a obtenção do  
título de Doutor em Ciências

Área de concentração: Meteorologia  
Orientador: Prof. Dra Rosmeri Porfírio da  
Rocha

SÃO PAULO

2013



Aos meus pais, Gilmar e Jacira, pela forma guerreira que conduzem sua jornada.



## AGRADECIMENTOS

À Deus por sempre me acompanhar e me amparar, iluminando meu caminho e me conduzindo em todos os momentos de minha vida.

Agradeço imensamente a meus pais, Gilmar e Jacira, pessoas que amo muito, e para as quais devo tudo que hoje sou. Pessoas que sei estarem em minha vida por uma sabia decisão Divina, que sempre me incentivaram e principalmente me apoiaram em todos os momentos com muito amor, carinho e sabedoria. Sou uma pessoa extremamente feliz por ter vocês ao meu lado, sempre me indicando o caminho certo a seguir, com seus exemplos de vida e principalmente pelo amor incondicional que sempre me deram.

Ao meu irmão Brandon e minha irmã Jennifer pelo carinho, amizade e amor, sempre compreendendo e entendendo a minha ausência. A minha madrinha Eomar (*in memoriam*) que desde sempre me incentivou a buscar constantemente o conhecimento.

A minha orientadora Dra. Rosmeri Porfirio da Rocha, por sua orientação e ensinamentos nesta etapa fundamental de minha trajetória acadêmica.

A CAPES e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro.

Agradeço a equipe HadGEM, especialmente a Dra. Marie-Estelle Demory, e ao UK–Japan Climate Collaboration (apoiado pelo Foreign and Commonwealth Office Global Opportunities Fund, co-financiado pelo NERC CR1540 e ao Joint DECC/Defra Met Office Hadley Centre Climate Program GA01101) e ao High-Resolution Climate Modelling program (R8/H12/123) que deram suporte para o desenvolvimento destas simulações. Para as simulações foram utilizados os supercomputadores do Met Office e do Earth Simulator at JAMSTEC, Japão.

Aos colegas e amigos que fiz no IAG pela amizade e companheirismo: Ana Elizabete, Clara, Diego, Ivan, João Ricardo, Luiz Kruger, Luiz Felipe, Angélica, Livia, Mauricio, Mário, Marta e Nathalie que muito contribuíram para conclusão desta etapa em minha vida se tornando grandes amigos.

As amigas (irmãs) Adrisa e Sharon companheiras de todas as horas e para todas as aventuras, sempre me divertindo e aturando nos momentos mais turbulentos de minha vida. Para as quais mesmo com a distância estão sempre juntas afinal “Somos Verdade”.

Agradeço a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a realização e sucesso desse trabalho. A todos o meu muito obrigada.





## RESUMO

**CUSTÓDIO, M de S. IMPACTO DA RESOLUÇÃO DOS MODELOS GLOBAIS NA AMÉRICA DO SUL: CLIMATOLOGIA, VARIABILIDADE E CICLO DIURNO. 2013. N° de paginas f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.**

Os MCGs (Modelos de Circulação Geral) têm mostrado dificuldades em simular a precipitação na América do Sul (AS), principalmente seu ciclo diurno, o que muitas vezes é atribuído à baixa resolução destes modelos limitando que simulem sistemas de menor escala espacial. O objetivo deste trabalho foi compreender o impacto da resolução horizontal dos modelos acoplados de alta resolução nos padrões atmosféricos e em seus processos de interação entre escalas espaciais. Para tanto, foi analisada a climatologia, a variabilidade nas escalas interanual (IA) e intrasazonal (IS) e o ciclo diurno da precipitação sobre a AS dos modelos globais acoplados e atmosféricos de alta resolução do projeto HiGEM. Para a validação das simulações foram utilizados dados de diferentes reanálises e as estimativas de chuva do TRMM-PR. As simulações foram comparadas às observações visando o entendimento do impacto que a resolução horizontal dos modelos globais acarreta nos sistemas precipitantes da AS. As simulações, tanto acopladas como atmosféricas, representam os padrões espaciais observados relacionados à marcha sazonal da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), formação e posicionamento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, as Altas Subtropicais do Atlântico e Pacífico. No entanto, superestimam a taxa de chuva, com destaque para ZCIT e a fronteira oeste das regiões de maior elevação como, por exemplo, o sul do Chile. O aumento da resolução horizontal contribuiu para a maior acurácia na representação dos padrões sazonais dos modelos globais, com os modelos acoplados aproximando-se mais das observações do que os atmosféricos em várias regiões da AS. A análise da variabilidade IA mostrou que as simulações acopladas intensificam o impacto do El Niño Oscilação Sul (ENOS) na Amazônia e sudeste da AS. Na escala IS, apesar da intensificação, os modelos acoplados mostraram sinal mais próximo do observado do que os atmosféricos para os extremos de precipitação sobre a AS. Vale destacar que existem diferenças entre as anomalias IS simuladas e observadas o que indica que os modelos ainda apresentam problemas em representar corretamente a intensidade dos fenômenos de baixa frequência que ocorrem nesta escala. O ciclo diurno da chuva simulada pelos modelos acoplados e atmosféricos foi semelhante ao do TRMM-PR na grande maioria das regiões e estações do ano. No entanto, as simulações acopladas e atmosféricas apresentando padrão semelhante e não foi possível identificar qual dos grupos possui melhor desempenho. O aumento da resolução intensificou, em geral, o pico diário da chuva não alterando sua intensidade de forma representativa nos demais horários. Portanto, conclui-se que os modelos globais de alta resolução representam corretamente, apesar de alguns erros de intensidade, o ciclo diurno da precipitação na AS, corrigindo, por exemplo, erros de compensação na frequência e intensidade da precipitação, com precipitação fraca ocorrendo muito frequentemente comum em muitos modelos globais e até mesmo regionais.

**Palavras-chaves:** modelos acoplados, precipitação, ciclo diurno.



## ABSTRACT

CUSTÓDIO, M de S. **IMPACT OF RESOLUTION OF GLOBAL MODELS IN SOUTH AMERICA: CLIMATOLOGY, VARIABILITY AND DIURNAL CYCLE.** 2013. N°de paginas f. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.

General Circulation Models (GCMs) have shown difficulties in simulating the precipitation in South America (SA), especially its diurnal cycle, which is often attributed to the low resolution of these models preventing the simulation of lower spatial scale systems. The purpose of this study was to understand the impact of the horizontal resolution of coupled models in simulating atmospheric patterns and processes of interaction between spatial scales. Therefore, we analyzed the climatology, intraseasonal (IS) and interannual (IA) variability and the diurnal cycle of precipitation over the SA from high resolution coupled and atmospheric global models of HiGEM project. The simulations were validated using different reanalysis data and estimates of precipitation from TRMM-PR, and compared with observations in order to understand the impact of horizontal resolution on the precipitation systems over SA. Both coupled and uncoupled simulations consistently represent the observed spatial patterns related to seasonal march of the Inter-tropical Convergence Zone (ITCZ), the formation and location of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and the subtropical high pressure systems in the Pacific and Atlantic Oceans. However, they overestimate the rate of precipitation, especially in the ITCZ and western border regions of higher elevation, as in southern Chile. The fine horizontal resolution contributed to large similarity between the seasonal patterns of global models and observations, with coupled models representing better these patterns than the atmospheric models in many regions of SA. The interannual variability analysis showed that coupled simulations intensify the impact of the El Niño Southern Oscillation (ENSO) in the Amazon and southeastern of SA. In the Intraseasonal scale, although the simulations intensify this signal, the coupled models present larger similarities with observations than the atmospheric models for the extremes of precipitation in the SA. Note that there are differences between simulated and observed IS anomalies indicating that the models have problems to correctly represent the intensity of low frequency phenomena in this scale. The diurnal cycle of the precipitation simulated by the coupled and atmospheric models was similar to the TRMM-PR estimates in the majority of regions and seasons. However, the simulations show very similar patterns and it is not clear which group has better performance. The use of fine horizontal resolution, in general, intensifies the daily peak of precipitation without changing its intensity at other times of the day. Therefore, it can be concluded that the fine resolution global models improves, although with some intensity errors, the diurnal cycle of precipitation in SA correcting, for example, compensation error in the frequency and intensity of precipitation with weak precipitation occurring often, which is very common in many global and even regional models.

**Keywords:** coupled models, precipitation, diurnal cycle, South America



## LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1. Topografia da América do Sul e localização dos subdomínios para a análise do ciclo anual.....	35
Figura 3.2. Subdomínios (linha preta) e topografia (m) usados na análise do ciclo diurno das simulações do modelo global e do TRMM-PR. ....	40
Figura 4.4. Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do CMAP (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h). ....	49
Figura 4.5. Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do CMAP (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h). ....	50
Figura 4.6. Diferença entre a precipitação simulada pelos modelos atmosféricos e o CMAP no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGAM-CMAP na coluna da esquerda, HiGAM-CMAP na coluna central e NUGAM-CMAP na coluna da direita. ....	51
Figura 4.7. Diferença entre a precipitação simulada pelos modelos acoplados e atmosféricos no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-HadGAM na coluna da esquerda e HiGEM-HiGAM na coluna da direita. ....	52
Figura 4.8. Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do ERAIN (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f). ....	57
Figura 4.9. Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do ERAIN (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f). ....	58
Figura 4.10. Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos acoplados e o ERAIN no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). HadGEM-ERAIn na coluna da esquerda e HiGEM-ERAIn na coluna da direita. ....	59
Figura 4.11. Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do ERAIN (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h). ....	60
Figura 4.12. Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do ERAIN (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h). ....	61

Figura 4.13. Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos atmosféricos e o ERAIN no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-ERAIn na coluna da esquerda, HiGEM-ERAIn na coluna central e NUGEM-ERAIn na coluna da direita.....	62
Figura 4.14. Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos acoplados e atmosféricos no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-HadGAM na coluna da esquerda e HiGEM-HiGAM na coluna da direita. ....	63
Figura 4.15. Ciclo anual da precipitação médio na área de 65°W a 40°W para o CMAP (a), os modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). ....	65
Figura 4.16. Ciclo anual da precipitação (mm/dia) nos subdomínios da AS, para as simulações do MCGA (painel esquerdo) HadGEM (linha azul) e HiGEM (linha vermelha) e os MCG (painel direito) HadGAM (linha salmão), HiGAM (linha verde) e NUGAM (linha rosa) e para a média das observações (linha preta, a barra indica os máximos/mínimos observados). ....	67
Figura 4.17. Ciclo anual da temperatura (°C) nos subdomínios da AS, para as simulações do MCGA (painel esquerdo) HadGEM (linha azul) e HiGEM (linha vermelha) e os MCG (painel direito) HadGAM (linha salmão), HiGAM (linha verde) e NUGAM (linha rosa) e para a média das observações (linha preta, a barra indica os máximos/mínimos observados). ....	82
Figura 5.1. Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região AMZ para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP. ....	92
Figura 5.2. Como na figura 5.1, mas para a temperatura na AMZ e o ERAIn. ....	92
Figura 5.3. Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região NDE para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP. ....	93
Figura 5.4. Como na figura 5.3, mas para a temperatura na NDE e o ERAIn. ....	93
Figura 5.5. Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região SDE para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP. ....	94
Figura 5.6. Como na figura 5.5, mas para a temperatura na SDE e o ERAIn. ....	94
Figura 5.7. Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região SESA para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HadGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HadGAM (c) e NUGAM (e) e o CMAP. ....	95
Figura 5.8. Como na figura 5.7, mas para a temperatura na SESA e o ERAIn. ....	95

Figura 5.9. Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).....	97
Figura 5.10. Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). ....	98
Figura 5.11. Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). ....	100
Figura 5.12. Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).....	101
Figura 5.13. Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).....	103
Figura 5.14. Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). ....	104
Figura 5.15. Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). ....	105
Figura 5.16. Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).....	106
Figura 5.17. Série filtrada na escala interanual (> 365 dias) da precipitação (mm/dia) nos subdomínios de interesse da AS para os modelos acoplados (painel da esquerda), modelos atmosféricos (painel da direita) e o CMAP. ....	108

Figura 5.18. Série temporal na escala interanual (> 365 dias) da temperatura nos subdomínios de interesse da AS para os modelos acoplados (painel da esquerda), modelos atmosféricos (painel da direita) e o ERAIN.....	109
Figura 5.19. Composições de verão dos extremos interanuais dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	112
Figura 5.20. Composições de verão dos extremos interanuais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	113
Figura 5.21. Composições de inverno dos extremos interanuais dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	114
Figura 5.22. Composições de inverno dos extremos interanuais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	115
Figura 5.23. Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	119
Figura 5.24. Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM, HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	119
Figura 5.25. Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	120
Figura 5.26. Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	120
Figura 5.27. Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	123



Figura 5.28. Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	123
Figura 5.29. Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	124
Figura 5.30. Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	124
Figura 5.31. Composições de verão dos extremos intrasazonais dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	128
Figura 5.32. Composições de verão dos extremos intrasazonais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	129
Figura 5.33. Composições de inverno dos extremos intrasazonais dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	130
Figura 5.34. Composições de inverno dos extremos intrasazonais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	131
Figura 5.35. Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	134
Figura 5.36. Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	135
Figura 5.37. Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d). .....	135

Figura 5.38. Limiões dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SESA das simulaoes acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (f).....	136
Figura 5.39. Persistência (em pntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região AMZ das simulaoes acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). .....	138
Figura 5.40. Persistência (em pntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região NDE das simulaoes acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). .....	140
Figura 5.41. Persistência (em pntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região SDE das simulaoes acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). .....	142
Figura 5.42. Persistência (em pntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região SESA das simulaoes acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). .....	144
Figura 6.1. Chuva diária média sazonal para o TRMM-PR (linha preta) e CMAP (linha vermelha) sobre a América do Sul. ....	146
Figura 6.2. Ciclo diurno médio da precipitação durante o verão para o TRMM-PR (linha preta) e as simulaoes acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul (hora UTC).....	149
Figura 6.3. Ciclo diurno médio da precipitação durante o verão para o TRMM-PR (linha preta) e as simulaoes atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul. ....	149
Figura 6.4. Ciclo diurno médio da precipitação durante o outono para o TRMM-PR (linha preta) e as simulaoes acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul. ....	150
Figura 6.5. Ciclo diurno médio da precipitação durante o outono para o TRMM-PR (linha preta) e as simulaoes atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul. ....	150

Figura 6.6. Ciclo diurno médio da precipitação durante o inverno para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul. ....	151
Figura 6.7. Ciclo diurno médio da precipitação durante o inverno para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul. ....	151
Figura 6.8. Ciclo diurno médio da precipitação durante a primavera para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul. ....	152
Figura 6.9. Ciclo diurno médio da precipitação durante a primavera para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul. ....	152

## LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1. Simulações do modelo global de alta resolução e suas respectivas nomenclaturas a partir de agora.....	29
Tabela 3.2. Período das análises e reanálises utilizadas na validação da climatologia das simulações dos modelos globais.....	34
Tabela 4.1. Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (Média: $\chi$ , Bias: $b$ e Raiz quadrada do erro médio quadrático: $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações (CMAP, CPC, CRU e GPCP). ....	71
Tabela 4.2. Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (Média: $\chi$ , Bias: $b$ e Raiz quadrada do erro médio quadrático: $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e as observações (CMAP, CPC, CRU e GPCP).....	72
Tabela 4.3. Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual da precipitação nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações.....	76
Tabela 4.4. Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual da precipitação nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e o ensemble.....	77
Tabela 4.5. Índices estatísticos para o ciclo anual da temperatura (Média: $\chi$ , Bias: $b$ e Raiz quadrada do erro médio quadrático: $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS calculados para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações (ERAIN, CRU e NCEP).....	85
Tabela 4.6. Índices estatísticos para o ciclo anual da temperatura (Média: $\chi$ , Bias: $b$ e Raiz quadrada do erro médio quadrático: $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS calculados para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e as observações (ERAIN, CRU e NCEP).....	86
Tabela 4.7. Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual de temperatura nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e o <i>ensemble</i> . ....	87
Tabela 4.8. Correlação e teste da diferença das médias do ciclo anual de temperatura dos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e o <i>ensemble</i> . ....	88
Tabela 5.1. Correlação ( $r$ ) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala interanual (> 365 dias) de precipitação entre CMAP, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul. 116	

Tabela 5.2. Correlação (r) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala interanual (> 365 dias) de temperatura entre ERAIN, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul. 117

Tabela 5.3. Correlação (r) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala intrasazonal (30-90 dias) de precipitação entre GPCP, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul. 132

## LISTA DE APÊNDICES

Apêndice A 1. Composições dos extremos interanuais no outono dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	183
Apêndice A 2. Composições dos extremos interanuais no outono dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	184
Apêndice A 3. Composições dos extremos interanuais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	185
Apêndice A 4. Composições dos extremos interanuais na primavera dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	186
Apêndice B 1. Composições dos extremos interanuais no verão dos eventos frios (P10) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	187
Apêndice B 2. Composições dos extremos interanuais no verão dos eventos quentes (P90) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	188
Apêndice B 3. Composições dos extremos interanuais no inverno dos eventos frios (P10) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	189
Apêndice B 4. Composições dos extremos interanuais no inverno dos eventos quentes (P90) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	190
Apêndice C 1. Composições dos extremos intrasazonais no outono dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	191
Apêndice C 2. Composições dos extremos intrasazonais no outono dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	192
Apêndice C 3. Composições dos extremos intrasazonais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). .....	193

Apêndice C 4. Composições dos extremos intrasazonais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f). ..... 194

## SUMÁRIO

CAPITULO 1. INTRODUÇÃO .....	1
CAPITULO 2. REVISÃO .....	3
2.1 MECANISMOS PRECIPITANTES NA AMÉRICA DO SUL .....	3
2.2 MODELOS CLIMÁTICOS .....	12
2.3 ESTUDOS OBSERVACIONAIS E MODELAGEM DO CICLO DIURNO DA CHUVA .....	19
CAPITULO 3. DADOS E METODOLOGIA .....	27
3.1 MODELOS GLOBAIS DE ALTA RESOLUÇÃO .....	27
3.2 SIMULAÇÕES .....	28
3.3 DADOS OBSERVADOS .....	29
3.3.1 CMAP .....	30
3.3.2 CRU .....	30
3.3.3 GPCP.....	31
3.3.4 CPC.....	31
3.3.5 NCEP/NCAR.....	32
3.3.6 ERA-Interim.....	32
3.3.7 TRMM-PR .....	33
3.4 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA AMÉRICA DO SUL.....	33
<b>Tabela 3.2.</b> Período de reanálises utilizado na validação da climatologia das simulações dos modelos globais.....	34
3.5 Análise de Eventos Extremos .....	37
3.5.1 Análise de persistência.....	39
3.6 Ciclo Diurno da Precipitação.....	39
CAPITULO 4. CLIMATOLOGIA: MODELOS ACOPLADOS E ATMOSFÉRICOS.....	41
4.1 Padrão Sazonal .....	41
4.1.1 Precipitação e vento em 850 hPa .....	41
4.1.2 Temperatura .....	54
4.2 Ciclo Anual.....	64
4.2.1 Precipitação .....	64
4.2.2 Temperatura .....	78
CAPITULO 5. VARIABILIDADE INTERANUAL E INTRASAZONAL .....	90



5.1	Anomalias Totais de Precipitação e Temperatura .....	90
5.1.1	Eventos Extremos das Anomalias Totais.....	96
5.1.2	Precipitação .....	96
5.1.3	Temperatura .....	102
5.2	Variabilidade Interanual na América do Sul.....	107
5.2.1	Anomalias Totais na Escala Interanual .....	107
5.2.2	Eventos Extremos na Escala Interanual.....	110
5.3	Variabilidade Intrasazonal na América do Sul.....	126
5.3.1	Eventos Extremos na Escala Intrasazonal.....	126
CAPITULO 6. CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: MODELOS ACOPLADOS E ATMOSFÉRICOS .....		145
6.1	Validação: TRMM-PR x CMAP.....	145
6.2	Climatologia do ciclo diurno de precipitação .....	146
CAPITULO 7. Conclusão Geral e Etapas Futuras.....		165
7.1	Conclusões.....	165
7.2	Sugestão para Trabalhos Futuros .....	169
CAPITULO 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....		171
APÊNDICE. ....		182

## CAPITULO 1. INTRODUÇÃO

O ciclo diurno da precipitação é parte crucial do sistema climático e hidrológico da Terra, contribuindo para modular a variação da temperatura próxima à superfície, e está intimamente associado ao ciclo diurno da convecção úmida, trovoadas, formação de nuvens e desenvolvimento da camada limite planetária (Dai e Threnbert, 2004; Liang et al 2004). A região tropical da América do Sul (AS) é uma das regiões mais chuvosas da Terra e com isso desempenha um papel importante no balanço global de energia e de água. Durante o verão e o outono austral os principais sistemas atuantes sobre essa área são a Alta da Bolívia, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), parte da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os sistemas frontais, provenientes de médias latitudes (Angelis e Machado, 2004; Garreaud e Wallace, 1997).

Diferentes mecanismos precipitantes controlam a precipitação na AS, o que pode resultar em diferentes ciclos diurnos, que assim como a intensidade das chuvas varia principalmente de acordo com as estações do ano. A frequência temporal de precipitação e sua intensidade também são importantes características, além da quantidade mensal ou sazonal de precipitação comumente estudada. A correta simulação da precipitação diária nos modelos climáticos é apontada como problemática. De acordo com Mearns et al. (1995) embora muitos modelos simulem padrões de precipitação total sazonal semelhante aos observados, muitas vezes estes valores resultam de erros de compensação na frequência e intensidade da precipitação, com precipitação fraca ocorrendo muito frequentemente. Este tipo de erro inviabiliza a utilização de tais modelos em estudos de eventos extremos.

Buscando melhorar nosso entendimento dos processos que levam à interação entre escalas, estudos de como os modelos climáticos (tanto globais como regionais) simulam o ciclo diurno da precipitação vem sendo realizados em diversas instituições devido à necessidade de avaliar e validar dados fornecidos pelos modelos e ainda aumentar a confiabilidade das previsões. Na América do Sul, os MCGs têm mostrado certa habilidade em prever a precipitação sazonal devido à forte relação entre as anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) e a chuva, principalmente sobre o nordeste do Brasil (Nobre et al., 2001; Moura e Hastenrath 2004). Entretanto, a resolução horizontal grosseira utilizada até o momento nestes modelos limita sua capacidade de resolver características climáticas induzidas por variações de pequena escala como da topografia e do uso do solo, que por sua vez afetam a variabilidade de alta frequência da chuva.

Os modelos acoplados atmosfera-oceano utilizados no 4º Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC 2007) possuem resolução horizontal de  $\sim 1,5\text{-}3^\circ$  na atmosfera e de  $\sim 1^\circ$  no oceano, sendo que em nenhum dos seus componentes estão representados adequadamente aspectos fundamentais para o sistema climático, tais como, a influência de turbilhões oceânicos, forçantes orográficas da atmosfera e ciclones tropicais. O aumento da resolução horizontal dos modelos globais visa melhorar a acurácia das simulações e do entendimento dos processos não lineares que originam as interações entre processos de pequenas e grandes escalas espaciais dentro do sistema climático, o que até o momento não é representado realisticamente nos MCGs de baixa resolução horizontal.

A primeira iniciativa de aumento simultâneo da resolução em ambos os componentes de um modelo acoplado realizada pelo Met Office Hadley Centre buscou incluir no seu modelo acoplado HiGEM a variabilidade natural do sistema climático (Shaffrey et al., 2009). O aumento da resolução no modelo oceânico procurou melhorar, por exemplo, a representação das correntes do Golfo e do Atlântico Norte; na atmosfera a finalidade foi incluir sistemas ciclônicos mais realísticos e também a trajetória de tempestades (“Storm Tracks”). O aumento da resolução possibilitou ao HiGEM várias melhorias na representação do sistema climático global (Shaffrey et al. 2009), mas como estas alterações são ainda recentes, não se conhece os resultados destas simulações para todas as regiões do globo e principalmente para todas as variáveis simuladas. Por isso a avaliação desta classe de modelo de alta resolução possui grande importância, servindo como fator decisório para a utilização de modelos de alta resolução em projeções do clima futuro.

O objetivo deste estudo é compreender os impactos do aumento da resolução horizontal nos modelos globais acoplados e atmosféricos nos padrões atmosféricos simulados sobre a América do Sul, ou seja, investigar como o aumento da resolução modifica ou não a simulação do clima e sua variabilidade espacial e temporal. Como objetivos específicos têm-se:

- avaliar qual é o impacto da resolução horizontal dos modelos globais na variabilidade espacial e temporal da precipitação na AS;
- avaliar se o aumento da resolução horizontal contribui para simulação de eventos extremos de precipitação e temperatura nas escalas interanual e intrasazonal mais próximos das observações;
- caracterizar os erros sistemáticos no ciclo diurno da chuva simulada através de comparações com estimativas de satélite em diversas regiões e estações do ano na AS.

## **CAPITULO 2. REVISÃO**

Neste capítulo é apresentada uma breve revisão com o objetivo de abordar conceitos que serão discutidos e analisados na climatologia dos modelos climáticos globais, tais como, regiões de atuação dos principais mecanismos responsáveis pelo regime de chuva da América do Sul. Além disso, apresenta um breve histórico de estudos com modelos climáticos e um resumo dos principais resultados focando nos erros e acertos destes modelos em simular os padrões climáticos de diferentes escalas espaciais e temporais sobre a América do Sul.

### **2.1 MECANISMOS PRECIPITANTES NA AMÉRICA DO SUL**

A América do Sul (AS) é um continente com grande extensão latitudinal, com uma geografia diversificada e uma grande cadeia montanhosa, a Cordilheira dos Andes, localizada a oeste do continente, desde 60°S até os trópicos, ou seja, em toda a sua extensão norte-sul. O continente sul-americano apresenta características tropicais, subtropicais e extratropicais, e em razão de sua extensão territorial sofre a influência de sistemas dinâmicos variados com diferentes escalas espaciais e temporais o que resulta em diferentes regimes climáticos em suas sub-regiões. Além disso, o regime de precipitação na AS sofre influência de fenômenos de baixa frequência como o El Niño Oscilação Sul (ENOS) e o dipolo do Atlântico, ou seja, é diretamente afetado pelas variações da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e suas teleconexões. Na maior parte da AS o regime de precipitação tem uma característica marcante que é seu ciclo anual bem definido e em fase, com máximo no verão e mínimo no inverno (NISHIZAHUA TANAKA, 1983; CHU, 1985).

Devido à importância da precipitação para diversos setores incluindo o planejamento de atividades produtivas, como por exemplo, a agricultura, pecuária e geração de energia hidroelétrica, muitos estudos sobre variações climáticas no Brasil têm procurado determinar e explicar os mecanismos que afetam o regime de precipitação. No entanto, em função da complexidade do sistema climático, e conseqüentemente de seus efeitos no regime de precipitação global, suas interações não estão totalmente compreendidas e, por conseguinte representadas nos modelos numéricos utilizados para previsões de clima. Entre todas as variáveis meteorológicas a precipitação é a que melhor caracteriza a variabilidade climática na AS e em virtude de sua importância econômica, possivelmente, apresenta impacto mais direto e significativo na população. Portanto análises da variabilidade climática de

precipitação em diferentes escalas de espaço e tempo, e suas possíveis causas vêm sendo exploradas constantemente pela comunidade acadêmica.

Figuroa e Nobre (1990) determinaram a climatologia de precipitação na AS tropical com base em uma série de 30 anos de dados (1960-1989) e mostraram que sobre a bacia amazônica e adjacências a precipitação varia de 1500 mm/ano no leste para 3500 mm/ano no oeste e nordeste (próximo da nascente do rio Amazonas), e cerca de 2800 mm/ano na Amazônia central. Elevados índices pluviométricos, excedendo 5000 mm/ano, são observadas sobre uma região relativamente pequena no oeste da Colômbia. A precipitação é também abundante (cerca de 3000 mm/ano) no leste do Peru e regiões adjacentes no leste dos Andes. Os máximos de precipitação ocorrem no verão austral (DJF) sobre o sul e o leste da Amazônia, no outono austral (AMJ) sobre o noroeste e nordeste da Amazônia, e no inverno austral (JJA) na região noroeste da Amazônia enquanto na primavera (SON) ocorrem sobre o interior da região sudeste da Amazônia central.

O regime de precipitação na AS e nos oceanos adjacentes apresenta uma grande diversidade de sistemas meteorológicos, principalmente nos meses de primavera (SON) e verão (DJF) austral, período onde muitos atuam com maior frequência, podendo-se destacar como os principais: Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCANs), Alta da Bolívia (AB) e os sistemas frontais (SFs).

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS; CARVALHO et al 2004; CARVALHO et al 2002; SATYAMURTY et al. 1998, KODAMA, 1992) caracteriza-se como uma banda de nebulosidade convectiva persistente com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde a Amazônia até o sudeste do Brasil, e frequentemente, prolonga-se até o Oceano Atlântico Sul subtropical. Muitos autores (MUZA et al. 2009; CARVALHO et al 2004; CARVALHO et al 2002) dividem a ZCAS em duas regiões: continental e oceânica. Este sistema de escala sinótica afeta o regime de precipitação principalmente na parte centro-oeste e sudeste do Brasil durante a primavera e o verão, provocando chuvas intensas e persistentes no tempo, sendo facilmente identificado em composições de imagens de satélites. Normalmente a ZCAS é vista como uma banda de nuvens que parecem emanar ou emergir com a convecção da bacia Amazônica, estendendo-se na direção sudeste da América do Sul e alcançando o Oceano Atlântico Sul. A ZCAS está associada à intensa atividade convectiva da região Amazônica, formando-se ao longo do jato subtropical em altos níveis e varia em muitas escalas de tempo, podendo permanecer em atividade por mais de 10 dias

(BOMBARDI e CARVALHO, 2008; VASQUES, 2007; CARVALHO et al 2004; CARVALHO et al. 2002; SATYAMURTY et al. 1998).

Liebmann et al. (1999) mostraram que o posicionamento da ZCAS está associado a um guia de onda de Rossby, o qual relaciona-se com a circulação de grande escala governada por fontes e sumidouros de aquecimento diabático. A atividade de propagação preferencial de onda de médias latitudes para a região da ZCAS apresenta-se como um fator determinante para a localização e até mesmo para a aparente periodicidade da intensificação ou supressão de convecção. Segundo os autores a intensificação da convecção no sul do Brasil ocorre em associação com fraca atividade convectiva na ZCAS. Entretanto, quando se estabelece o padrão de gangorra, a convecção mais intensa na ZCAS encontra-se mais deslocada para o oceano.

A associação da ZCAS com a variabilidade da atividade convectiva e a circulação de grande escala durante o verão austral foi estudada por Carvalho et al. (2004). A ocorrência da ZCAS intensa foi relacionada a anomalias negativas de ROL (radiação de onda longa) sobre uma grande área da AS tropical, se estendendo do oeste da Amazônia para o Oceano Atlântico Sul. Durante ZCAS fraca observam-se anomalias positivas de ROL sobre a AS tropical e anomalias negativas sobre o sudeste da AS. Os autores obtiveram uma relação significativa entre a oscilação Madden-Julian Oscillation (MJO; MADDEN e JULIAN, 1994) e a ocorrência de chuva extrema sobre o Brasil. A MJO modula os eventos de ZCAS intensos com persistência maior do que 3 dias. A variabilidade da ZCAS estaria mutuamente relacionada ao sistema de monções da AS (SMAS – ZHOU e LAU, 1998), sugerindo que os mecanismos responsáveis pelas variações na intensidade do primeiro determinam as características de grande escala do segundo.

As condições para a formação da ZCAS, como o transporte de umidade do Oceano Atlântico Sul, associado a reciclagem do vapor d'água sobre a floresta Amazônica, que mantém a máxima precipitação sobre o Brasil central, ocorrem no período de máximo desenvolvimento do sistema do SMAS. O regime de monções é uma importante característica climática na AS, o termo monção frequentemente indica uma reversão sazonal na circulação de grande escala, causada pelo aquecimento diferencial entre continentes e oceanos. Este sistema encontra-se descrito por Vera et al. (2006a) que apontam as principais características do SMAS, dentre as quais destaca-se que a maior parte da AS está situada nos trópicos e, portanto, diferenças sazonais de temperatura são menos pronunciadas que em regimes de monções de regiões subtropicais. O início das monções de verão da AS caracteriza-se pela

formação de convecção sobre o noroeste da região Amazônica que se estende na direção sudeste da AS, intensificando-se progressivamente. Sobre a região central da AS, durante o verão, é comum a ocorrência de chuvas convectivas, com máximo de atividade durante o final da tarde e início da noite. A grande variabilidade de escalas temporais e espaciais é uma característica marcante do regime de monções na AS. Durante o fim de novembro até o fim de fevereiro (a fase madura do SMAS), a principal atividade convectiva situa-se sobre a região central do Brasil ligada a uma banda de nebulosidade à sudeste, que se estende do sul da Amazônia em direção a sudeste Brasil-Oceano Atlântico Sul. Esta banda de convecção é a ZCAS. A fase de decaimento da SMAS começa no final do verão quando a convecção desloca-se gradualmente em direção ao equador. De acordo com Veiga et al. (2002) o início e fim das chuvas de monção na AS apresentam grande variabilidade e esta variabilidade estaria associada ao ENOS, em anos de El Niño as chuvas de monção se iniciam mais tarde e o oposto ocorrendo em anos de La Niña.

Outro sistema que determina a precipitação da AS é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) que pode ser definida como uma banda de nebulosidade que circunda a faixa equatorial do globo terrestre, formada principalmente pela confluência dos ventos alísios do hemisfério norte (HN) com os ventos alísios do hemisfério sul (HS). A ZCIT é considerada como o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, assim como para as áreas continentais adjacentes (CAVALCANTI et al., 2009; FERREIRA, 1996; WALISER e GAUTIER, 1993, UVO, 1989a, b). A ZCIT atua durante todo o ano, e considerando a região equatorial apresenta uma marcha sazonal norte-sul, influenciando assim diretamente o regime de chuva no nordeste brasileiro (NEB) e o noroeste da AS. Considerando um ano normal a migração da ZCIT tem período de aproximadamente um ano, atingindo seu deslocamento máximo ao norte durante o inverno-início da primavera austral (agosto-setembro), e ao sul no outono austral (março a abril). Esta zona de convergência tende a se deslocar para as regiões onde a TSM está mais quente, ou seja, seu deslocamento é para o hemisfério onde a estação é o verão. Além da influência no tempo e no clima das áreas tropicais, a ZCIT também participa na manutenção do balanço térmico global. Na escala planetária atua no sentido de transferir calor e umidade da baixa troposfera das regiões tropicais para a alta troposfera e para as latitudes subtropicais e extratropicais. A ZCIT é o principal mecanismo precipitante do norte do nordeste brasileiro, e juntamente com outros fatores que alteram principalmente a intensidade dos ventos alísios, determina as estações chuvosa e seca da região (UVO, 1989a, b; FERREIRA, 1996).

A variabilidade interanual da ZCIT está diretamente ligada as anomalias de TSM, pois seu deslocamento é resultado de sua resposta direta ao perfil norte-sul da TSM dos oceanos. No oceano Atlântico tropical este padrão norte-sul é conhecido como dipolo do Atlântico que se caracteriza por sinais opostos de anomalias de TSM nos setores norte e sul do Atlântico Tropical (NOBRE e SHUKLA, 1996; SERVAIM, 1991; MOURA e SHUKLA, 1981; HASTENRATH e HELLER, 1977). Esta diferença entre norte e sul do oceano gera um gradiente meridional de TSM entre os hemisférios norte e sul, que modula o deslocamento da ZCIT. Quando o Atlântico norte permanece mais quente do que o Atlântico sul é chamado de dipolo positivo e a ZCIT permanece mais ao norte de sua posição climatológica (norte do equador), enquanto no caso do Atlântico sul mais quente e o norte mais frio o dipolo é negativo, e a ZCIT permanece mais ao sul em relação a sua posição climatológica (PIKE, 1971; HASTENRATH e LAMB, 1977; MOURA e SHUKLA, 1981; SAHA, 1981). No caso do dipolo negativo a ZCIT contribui para ocorrência de chuvas no norte do nordeste do Brasil.

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) consistem em um conjunto de nuvens convectivas com diferentes estágios do ciclo de vida e escalas horizontais da ordem de 200 km. Estes sistemas são facilmente identificados em imagens de satélite e podem ser caracterizados por células isoladas de poucas centenas de metros, até grandes aglomerados convectivos, de milhares de quilômetros, com ciclos de vida desde algumas horas até dias compostos por diferentes tipos de nuvens. (COTTON, 2010; SAKAMOTO, 2008; MADDOX 1980). Os SCMs podem ser divididos em tipos como: Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e as Linhas de Instabilidade. Uma característica marcante destes sistemas é sua ocorrência basicamente durante o verão, além disso, eles são responsáveis por grande parte da precipitação nas regiões tropicais e em varias localidades de latitudes médias.

Os CCMs foram inicialmente definidos por Maddox (1980) e foram estudados por outros autores que se basearam nesta primeira definição, mas que fizeram algumas alterações em determinados limiares para serem aplicados às diferentes regiões do globo (VELASCO e FRITZ, 1987; COTTON et al., 1989; MILLER e FRITSCH, 1991). A classificação de Maddox (1980) considera o tamanho, a forma e o tempo de vida do sistema usando limiares de temperatura, extensão e duração pré-determinados, quando todos os critérios são satisfeitos tem-se a configuração de um CCM. As regiões do Paraguai, norte da Argentina, Uruguai, e sul do Brasil experimentam os efeitos do desenvolvimento dos CCMs especialmente entre novembro a abril (SAKAMOTO, 2008; MACHADO e LAURENTE 2004; VELASCO e FRITSCH, 1987). O jato de baixos níveis a leste dos Andes contribui no transporte de



umidade para a formação de nuvens e precipitação nos CCMs. Esses sistemas se movem para leste da sua região fonte, norte da Argentina e Paraguai, afetando o sul do Brasil e Uruguai com intensa precipitação (SALIO et al., 2007; SATYAMURTY et al., 1998; VELASCO e FRITSCH, 1987). Em geral, estes sistemas são continentais e noturnos (SAKAMOTO, 2009; VELASCO e FRITSCH, 1987). Os CCMs de latitudes médias começam a se formar no final do dia e atingem seu máximo desenvolvimento durante a madrugada, se dissipando no final da manhã seguinte. Em latitudes tropicais, os CCMs possuem praticamente o mesmo comportamento, mas seu ciclo de vida tem início mais tardio e a preferência para a sua formação é na região boliviana e colombiana, praticamente durante o ano todo (Sakamoto, 2012; VASQUES, 2007; MACHADO e LAURENTE, 2004; VELASCO e FRITSCH, 1987). De acordo com Conforte (1997), sobre a AS estes sistemas apresentam em média área de 190 mil m<sup>2</sup> e tempo de vida em torno de 16 horas, no entanto foram identificados alguns casos em que o sistema apresentou duração de até 40 horas; a maior frequência de ocorrência de CCMs na AS é na região entre 15°S e 30°S durante o verão, apresentando um ciclo de vida típico, com início a noite ou de madrugada, chegando a sua máxima extensão durante a manhã e dissipando-se por volta de meio dia (SILVA DIAS et al., 2009).

Outros sistemas que atuam sobre a AS são os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis - VCANs que de acordo com Ferreira et al. (2009) representam centros de baixa pressão fechada na alta troposfera e se estendem, em geral, até a média troposfera, dependendo das condições de instabilidade atmosférica. Os VCANs se desprendem do escoamento de grande escala, são quase estacionários, mas podem deslocar-se lentamente tanto para lestes como para oeste. O centro do VCANs é geralmente frio, com convergência de massa, movimentos verticais subsidentes no seu centro e ascendentes na periferia, favorecendo nebulosidade mais intensa principalmente na dianteira da região de seu deslocamento. Os VCANs que se formam no Atlântico Sul tropical afetam o NEB entre setembro e abril (maior frequência em janeiro), e possuem duração de algumas horas a duas semanas, com trajetória irregular. Estes sistemas são importantes para a precipitação sobre o NEB, já que podem causar estiagem prolongada próximo do seu núcleo e intensa atividade convectiva e precipitação nos setores oeste e norte (VITORINO, 2002). Gan e Kousky (1986) verificaram que quando estes vórtices penetram no NEB do Brasil, produzem condições de céu claro na região sul e na central, e precipitação no norte do NEB. A atuação dos VCANs sobre o norte e nordeste brasileiro estaria associada com a interação/atuação com outros sistemas meteorológicos, como a ZCAS e a alta da Bolívia, que favorecem o deslocamento e desenvolvimento destes vórtices (GAN e

KOUSKY, 1986). Estes sistemas meteorológicos em conjunto modulam o ciclo hidrológico, o balanço de energia e o clima em grande parte do continente sul americano e são preferencialmente observados durante o verão (FERREIRA et al., 2009).

A alta da Bolívia (AB) de acordo com Vasques (2007) é um anticiclone de altos níveis (200 hPa), centrado em média sobre o Platô Boliviano, sendo um sistema de grande escala característico da circulação da AS. A intensidade máxima deste sistema, em geral, é atingida nos meses de dezembro a fevereiro, enquanto de abril a maio sua intensidade apresenta um mínimo. A variabilidade sazonal da precipitação na AS possui forte relação com a posição da AB em seu período de maior e menor atividade, enquanto sua manutenção está diretamente ligada ao escoamento de baixos níveis e ao aquecimento continental com máximo no verão. (HOREL et al., 1989). Gutman e Schwerdfeger (1965) baseados no balanço de calor troposférico sobre a região do platô boliviano, apontaram o papel do calor sensível como o possível responsável pela formação da AB. O mecanismo básico de formação da AB é o movimento ascendente de escala regional devido à intensa atividade convectiva sobre a Amazônia. Logo, a AB pode ser vista como uma resposta ao calor latente oriundo da convecção da Amazônia, Andes central e ZCAS, que por sua vez está diretamente ligada a precipitação no Altiplano no verão (LENTRES e COOK, 1997; LENTERS e COOK, 1999).

Os Sistemas Frontais - SFs (frentes frias ou quentes) são os sistemas mais comuns que afetam o tempo na América do Sul subtropical e extratropical. Estes sistemas ocorrem durante todo o ano e se deslocam das latitudes mais altas para as mais baixas sobre o continente e o oceano Atlântico adjacente, influenciando as condições do tempo desde o sul da AS até o leste e centro-oeste do Brasil. Em alguns casos as frentes frias atingem latitudes mais baixas, podendo chegar ao nordeste do Brasil e parte oeste da Amazônia (CAVALCANTI et al., 2009). Geralmente seu deslocamento ocorre de oeste para leste, mas esse movimento pode ser alterado por características geográficas como montanhas e grandes superfícies de águas. Em geral, as penetrações frontais são bem distribuídas sobre todas as estações do ano, em todas as bandas longitudinais. A atividade convectiva associada às frentes, entretanto, é menor nos meses de inverno, especialmente em junho-julho. Os SFs são mais frequentes entre 35° e 40°S (cerca de 9 por mês) e menos frequentes ao norte 20°S (cerca de 2 por mês; SATYAMURTY et al., 1998). Durante o verão quando os SFs avançam para norte (em direção ao equador) ocorre a interação com o ar quente e úmido dos trópicos, produzindo assim convecção profunda e organizada e chuvas fortes sobre o continente, podendo causar sérios prejuízos em decorrência de enchente e inundações. Além disso, no verão as frentes frias frequentemente se

posicionam na região climatológica da ZCAS, ao longo da costa do Brasil, entre São Paulo e Bahia, o que acarreta em chuvas intensas e prolongadas nestas regiões (CAVALCANTI et al., 2009).

A maior fonte da variabilidade climática interanual global é El Niño Oscilação Sul – ENOS um modo de oscilação acoplada oceano-atmosfera com região de formação no Pacífico equatorial (CAVALCANTI et al., 2009; GRIMM, 2003; TRENBERTH e CARON, 2000). O ENOS representa as alterações na distribuição da TSM e da pressão atmosférica da região do Oceano Pacífico tropical num curto período, de 12 a 18 meses aproximadamente, afetando todo o clima global. Este fenômeno é o resultado da combinação de dois mecanismos interligados que demonstram o vínculo existente entre oceano e atmosfera, ou seja, é um fenômeno de acoplamento entre o oceano e a atmosfera. O componente oceânico é representado pelo El Niño (EN), enquanto o componente atmosférico é representado pela Oscilação Sul (OS). O componente oceânico está associado com as variações na TSM, que é monitorada atualmente na região equatorial do Oceano Pacífico em várias regiões dos Niños (Niño 1+2, Niño 3, Niño 4, Niño 3.4 – MCPHADEN, 1995). O fenômeno ENOS representa na verdade, uma variação irregular em torno da condição normal na região do Pacífico Tropical, no oceano e atmosfera, apresentando as fases El Niño e La Niña. (OLIVEIRA, 1999; SILVA, 2000; BERLATO e FONTANA, 2003).

De acordo com Oliveira (1999), durante o El Niño ocorre a combinação do aquecimento anormal das águas do Oceano Pacífico, conjugado com o enfraquecimento dos ventos alísios (que sopram de leste para oeste) na região equatorial, sendo que em eventos fortes podem inclusive inverter o seu sentido. Com esse aquecimento do oceano e com o enfraquecimento dos ventos alísios, são observadas mudanças na circulação atmosférica e, portanto, fenômenos como secas e enchentes ocorrem em várias partes do globo. A La Niña se caracteriza quando as águas do Oceano Pacífico se resfriam anormalmente, juntamente com a intensificação dos ventos alísios de leste na região equatorial, o que também determina fenômenos de secas e enchentes em várias partes do globo, mas neste caso ocorre com sinal oposto aos de período de El Niños. Os efeitos diretos na precipitação gerados pelas fases do ENOS ocorrem devido aos padrões de teleconexões que são disparados pela convecção na região do Pacífico Tropical que altera/afeta o padrão da circulação de Walker (GRIMM e SILVA DIAS, 1995; AMBRIZZI et al., 1995, CAVALCANTI et al., 2009). Os padrões de teleconexões que a convecção da região tropical acarreta sobre o globo são discutidos em

Dawson et al. (2012), Shaffery et al. (2009), Cavalcanti et al. (2009), Magana e Ambrizzi, (2005), Grimm, (2003), Ambrizzi et al., (1995).

Grimm (2003), analisando o ENOS e o impacto dos processos locais e as influências remotas durante a monção de verão no Brasil, mostrou que a circulação de monção durante o verão e a precipitação nos anos de El Niño são alterados pelas perturbações de grande escala associados a estes eventos e pelo aquecimento anômalo da superfície no sudeste do Brasil durante a primavera. Segundo Grimm (2003) as fontes de calor anômalas associadas ao El Niño perturbam as células de Walker e Hadley sobre a América dos Sul e geram trens de onda de Rossby que produzem efeitos importantes nos trópicos e subtropicais. No início da estação das monções de verão perturbações atmosféricas produzidas remotamente prevalecem sobre o Brasil. Neste caso Grimm (2003) observou anomalias negativas de precipitação no norte e no centro-leste do Brasil e anomalias positivas no sul do Brasil, que foram associadas às perturbações nas células de Walker e Hadley sobre o leste do Pacífico e América do Sul, e ao trem de onda de Rossby sobre o sul da AS no leste do Pacífico. Em janeiro a precipitação aumenta no centro-leste do Brasil, as anomalias secas no nordeste são deslocadas para o norte e as anomalias no sul do Brasil quase desaparecem. Em fevereiro no centro-leste do Brasil as anomalias de temperatura são negativas e a precipitação diminui, no norte do Brasil e na região da ZCAS as anomalias de precipitação são negativas e no sul do Brasil as anomalias são positivas. Os padrões de circulação e precipitação sobre o sudeste do Brasil durante a primavera nos anos de El Niño foram associados por Grimm (2003) às influências remotas do Pacífico tropical leste e o padrão de janeiro a influência local.

O El Niño, sua relação com as fases positiva e negativa da oscilação decadal do Pacífico (ODP – Mantua et al., 1997) e seus impactos no clima da AS durante o verão austral foram analisados por da Silva et al. (2011) por meio de observação e experimentos numéricos com o CAM3 (Community Climate System Model version 3.0 – Collins et al., 2006). Os autores apontam que no caso de El Niño durante eventos de ODP(+) as anomalias negativas de precipitação sobre o norte da Amazônia e anomalias positivas sobre a maior parte do sudeste da América do Sul (SESA) estão associadas a anomalias intensas TSM sobre o Pacífico equatorial com valores máximos no leste da bacia. Nos casos de ODP(-) a precipitação tende a ficar acima do normal no sul da região SESA, mas menos intensa do que no caso da ODP(+) e abaixo do normal ao norte desta região, padrão que foi associado às anomalias positivas de TSM sobre Oceano Atlântico equatorial próximo à costa da AS e com um leve aquecimento no Oceano Pacífico equatorial central que se mostrou menos intensa do

que no caso da ODP(+). Esta análise feita por da Silva et al. (2011) sugere que a TSM global e o gelo marinho associado com as diferentes fases da ODP possuem papel importante na diferença da resposta do El Niño canônico sobre a América do Sul, no entanto os autores apontam que além das diferenças na climatologia da ODP TSM, a circulação de verão da AS é influenciada ainda por outras bacias oceânicas não apenas pelo Pacífico equatorial. Esta influência de outras bacias já foi apontada nos estudos de Chan et al. (2008) e Drumond e Ambrizzi (2005).

## 2.2 MODELOS CLIMÁTICOS

Os modelos climáticos globais são muito utilizados para o estudo do clima e suas mudanças no passado, presente e futuro. Esses modelos permitem simular possíveis respostas climáticas de escala continental e regional às diferentes mudanças que o planeta vem sofrendo ou sofreu no passado, bem como a análise de casos hipotéticos com diferenças variações climáticas. Modelos climáticos são também utilizados para fins operacionais, incluindo previsões climáticas mensais, sazonais, interanuais e decadais. Em virtude do aumento da concentração dos principais gases antropogênicos do efeito estufa (por exemplo: CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>O) o IPCC (2001, 2007) alerta que o clima global está sofrendo mudanças e com isso estes modelos estão sendo testados para a simulação de cenários atuais mais próximos da realidade. As simulações dos modelos globais para climas futuros apresentam certo grau de incerteza, pois são baseadas em cenários de forçantes climáticas que estão constantemente sofrendo alterações. Sabe-se ainda que estas incertezas são maiores quando se projetam cenários regionais nos modelos globais devido à baixa resolução com a qual estes modelos são executados.

A maioria dos modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) calcula a radiação atmosférica em intervalos de 3 a 6 horas, o que não é suficiente para explicar a maior parte das variações diurnas e subdiurnas (GLOSSÁRIO NOAA, 2012). Estes modelos geralmente são acoplados a um modelo de interação solo-planta-atmosfera superfície terrestre que também representa o ciclo diurno terrestre. Em simulações não acopladas, sem o modelo de circulação geral do oceano (MCGO), os modelos atmosféricos são forçados com TSM especificada que normalmente não contém variações de alta frequência, como a diurna e a diária. Nas simulações acopladas o MCGA interage com o MCGO (DAI e TRENBERTH, 2004). Nas simulações acopladas as interações oceano-atmosfera não ocorrem diariamente, o que para o estudo do ciclo diurno representa um fator negativo, pois em geral o tempo para

efetuar o acoplamento excede uma hora. Os MCGOs na maioria das vezes também apresentam um tempo de interação muito baixo, por exemplo, os modelos com simulações diárias (uma vez por dia).

Os padrões sazonais de grande escala são constantemente analisados em todo o globo, tanto nos modelos climáticos globais como nos regionais, e apesar de algumas regiões apresentarem resultados similares aos observados, em outras ocorrem erros sistemáticos, principalmente na intensidade, posicionamento e deslocamento de sistemas meteorológicos como, por exemplo, nas zonas de convergências. Além disso, no caso dos modelos acoplados problemas como a quebra da ZCIT são constantemente identificados (YU e MECHOSO, 1999; MA et al., 1996; CAVALCANTI et al., 2002; BIASUTTI et al., 2006), bem como falhas em representar padrões de circulação em regiões de altas topografias, como os Andes, mas neste caso isto também acontece nos modelos regionais. Existe concordância geral de que os MCG ainda precisam de constantes avaliações para identificar erros de simulações e apontar necessidades de aprimoramento destes modelos. Alguns trabalhos que apontam os problemas mais comuns nos modelos climáticos, tanto regionais como globais, são discutidos a seguir buscando enfatizar a necessidade de melhorias nos mesmos.

Nos modelos climáticos globais e regionais um fator de suma importância para as simulações, tanto dos padrões de grande escala espacial como para os de escalas menores, é a parametrização convectiva utilizada que por sua vez, está diretamente ligada ao ciclo diurno da chuva. Um estudo que aborda esta questão realizado por Liang et al. (2004) com o modelo regional climático MM5 (resolução horizontal de 30 km) analisou o ciclo diurno da precipitação de verão sobre os Estados Unidos (EUA), no período de 1982-2002, utilizando os esquemas de Grell e Kain-Fritsch para a parametrização de cumulus. Os resultados mostraram que a correta representação do ciclo diurno da precipitação depende da escolha da parametrização de cumulus, cujo desempenho depende do regime climático. O esquema de Grell simulou de forma mais real o ciclo diurno ao longo dos EUA ocidental e central, com máximos de chuva no final de tarde, mas apresentou deficiência em simular o máximo do fim da tarde no sudeste dos EUA, que foi melhor simulado pelo esquema de Kain-Fritsch. As simulações do MM5 mostraram regime altamente seletivo: a parametrização de Grell sendo mais realista sobre as grandes planícies, onde o ritmo diurno da convecção sofre influência do movimento vertical de grande escala, enquanto o esquema Kain-Fritsch mostrou-se mais próximo das observações no sudeste dos EUA, onde a convecção é principalmente governada pelo aquecimento diurno da superfície.

Os modelos globais do clima utilizados atualmente possuem baixas resoluções, em geral maiores que 200 km, próprias para as simulações de fenômenos de grande escala e suas variações como, por exemplo, sazonais, mas não simulam adequadamente aspectos regionais do clima. Com isso coloca-se como necessário melhorar a resolução desses modelos ou como uma alternativa, implementar modelos regionais que podem ser executados com maior resolução horizontal, visando então melhorar a simulação de fenômenos de pequena escala, o que vem sendo usado nos estudos climáticos regionais (GIORGI e MEARNNS, 1999).

Outro caminho é aumentar a resolução dos modelos globais como em Shaffrey et al. (2009) que avaliou o desempenho do modelo acoplado HiGEM (High Resolution Global Environment Model), com resolução de  $1,25^\circ \times 0,83^\circ$  (N144 – equivalente a 90 km) de longitude e latitude para a atmosfera e  $1/3^\circ \times 1/3^\circ$  para o oceano e gelo marinho. Segundo Roberts et al. (2009), as ondas de instabilidade tropical e sua interação com a atmosfera tropical foram simuladas de forma realística pelo modelo. A interação entre as ondas de instabilidade tropical e a resposta dos ventos próximos à superfície impacta no estado médio do Oceano Pacífico equatorial e, portanto no clima global médio e no ENOS. A capacidade da atmosfera de responder as estruturas de pequena escala da TSM de uma forma mais realística ficou clara no estudo de Shaffrey et al. (2009). Com base nas melhorias apresentadas os autores apontam como etapas futuras o aumento ainda mais da resolução atmosférica, para que esta aproxime-se da resolução utilizada no oceano, visando melhorar os aspectos do sistema climático e sua variabilidade. Adicionalmente, Shaffrey et al. (2009) destacam a necessidade de mais estudos a respeito da parametrização da convecção utilizada no HiGEM para a correção de alguns erros no padrão da chuva tropical.

Simulações de precipitação sazonal sobre a AS nos modelos acoplados utilizados no IPCC-AR4 foram analisados por Vera et al. (2006). Os modelos analisados foram: CNRM-CME, GFDL-CM2.0, IPSL-CM4, ECHAM/MPI-OM, GISS-EH, MIROC-3.2 e MRI-CGFM2.3.2, dos quais a maioria possui resolução horizontal de  $2^\circ$  (superior a 200 km). Este estudo mostrou que os modelos reproduziram as principais características do ciclo sazonal de precipitação na AS, apesar de discrepâncias existentes entre eles em relação à intensidade e localização da ZCAS e sua evolução sazonal. Por outro lado, os modelos não reproduziram a precipitação máxima observada sobre o sudeste da AS, incluindo o sul do Brasil, durante as estações frias do ano. Vera et al. (2006) também mostraram que os modelos ainda possuem problemas na exata quantificação da precipitação sazonal sobre as principais bacias do

continente, como por exemplo, a bacia da Amazônia e a bacia do Plata, o que limita o uso desses modelos em aplicações hidrológicas.

Rauscher et al. (2007) analisou a variabilidade de alta frequência da chuva simulada pelos modelos regional RegCM3 e MCG-ECHAM. Neste estudo, o MCG-ECHAM (European Centre-Hamburg Model) foi executado com resolução horizontal T42 (grade de 2,8° latitude – longitude) e 19 níveis verticais, já o RegCM3 utilizou 60 km de resolução horizontal e 18 níveis verticais. Na maioria das regiões tanto o RegCM3 como o ECHAM reproduziram a distribuição de frequência da intensidade da chuva diária. No entanto, os dois modelos subestimaram e superestimaram a frequência de períodos secos mais curtos e mais longos, respectivamente. A análise da duração da estação chuvosa indica que os erros no modelo regional são menores do que os do MCG-ECHAM sobre o NEB. Por outro lado, o MCG-ECHAM simulou corretamente a duração da estação chuvosa sobre o sul da Amazônia e monções, enquanto o modelo regional antecipou o início e fim da estação chuvosa.

Resultados do modelo climático global de alta resolução HadGEM1.1, que é uma versão atualizada dos modelo utilizado no IPCC AR4 (HadGEM1), foi analisado por Roberts et al. (2009). Neste trabalho foram testadas simulações que combinaram diferentes resoluções na atmosfera e no oceano, com a finalidade de avaliar o impacto da solução dos processos de pequena escala na circulação de grande escala. A análise se concentrou no impacto da resolução dos componentes do modelo na simulação da circulação média do Pacífico Tropical e sua variabilidade, pois nesta região o modelo de baixa resolução HadGEM1 apresenta deficiências em simular a circulação observada. Os resultados apontam que no modelo com a maior resolução no oceano ocorrem os menores erros na TSM sobre o Pacífico Tropical, logo seu estado médio aproxima-se mais das observações. Em contrapartida os modelos com resolução no oceano mais grosseria apresentam TSM de 2°-3°C mais frias do que as observações ao longo do equador, além disso, o vento zonal é muito forte no oeste do Pacífico. O aumento da resolução da atmosfera reduziu levemente estes erros, no entanto as maiores melhorias foram obtidas com o aumento da resolução no oceano. Este estudo evidenciou a importância da resolução do modelo oceânico para a representação do estado médio e variabilidade no oceano, que com a redução do bias frio da TSM equatorial permite que a parte convectiva da célula de Walker ocorra mais distante do continente marítimo, e assim melhore a intensidade do vento zonal e reduza o erro na umidade atmosférica. Portanto, a maior resolução dos modelos oceânicos permite a simulação mais realística da variabilidade dos processos de pequena escala (como as ondas de instabilidade tropical) bem como, do



gradiente de TSM e do cisalhamento observado no estado médio. Ficou evidente o feedback entre o estado médio do oceano, o aumento do cisalhamento e a variabilidade, sendo que o balanço entre estes elementos que é importante.

Os modelos climáticos acoplados analisados por Shaffrey et al. (2009) são versões modificadas do HadGEM1.1 desenvolvido por Roberts et al. (2009). Além das melhorias já abordadas, Shaffrey et al. (2009) destacam ainda que globalmente o HiGEM1.2 tem menos nuvens do que o HadGEM1.2, resultando em uma superfície mais quente. Este aquecimento do HiGEM1.2 significa que o bias frio presente no HadGEM1.2 nos oceanos Pacífico Tropical e Subtropical, Atlântico e Índico sofreu pequena redução. O bias quente nas zonas de ressurgência nas costas do Peru, Namíbia e Califórnia, onde as nuvens stratocumulus são predominantes e dificilmente são simuladas pelos modelos, mostrou-se mais fraco no HiGEM1.2 devido ao aumento da cobertura de nuvens e a melhor representação da ressurgência na região costeira. Além disso, o HiGEM1.2 simulou o gradiente oeste-leste de TSM sobre o Pacífico equatorial similar ao observado, com implicações importantes para o estado médio do sistema acoplado e conseqüentemente melhorou a representação do ENOS. A maior resolução no oceano também acarretou em melhor detalhamento do gradiente de TSM na Corrente do Golfo, e algumas melhoras na orientação da Corrente do Golfo e do Atlântico Norte, reduzindo conseqüentemente os erros na TSM do Atlântico Norte, o que segundo os autores tem grande impacto na ciclogêneses de inverno sobre o Atlântico Norte. Apesar das melhoras significativas na TSM os autores mostraram que tanto o HiGEM1.2 como o HadGEM1.2 ainda apresentam erros na distribuição da precipitação média anual, apesar de leve redução no erro no HiGEM1.2. Assim como na TSM, ocorreu uma redução do erro na precipitação do HiGEM1.2 na região da ZCIT do Pacífico Tropical e sobre o Oceano Índico. Shafrey et al. (2009) discutem ainda que o aumento da resolução também não corrigiu o erro de atraso das monções de verão na Índia, relacionando este erro não ao suprimento inadequado de umidade, mas sim à advecção anômala de ar seco que atua impedindo a convecção. Os autores destacam que fora da região do trópicos o HiGEM1.2 simula padrões mais realísticos especialmente sobre o Atlântico Norte.

O impacto da resolução horizontal na atmosfera e no oceano na resposta extratropicos-trópicos ao El Niño foi analisado através de um conjunto de configurações acopladas, somente atmosféricas e resoluções cruzadas do modelo HiGEM por Dawson et al. (2012). As simulações deste trabalho são as mesmas utilizadas por Roberts et al. (2009), no entanto Dawson et al. (2012) adicionaram simulações apenas com o componente atmosférico. A

resposta dinâmica extratropicos-tropicos ao El Niño no modelo acoplado de alta resolução HiGEM foi semelhante àquela da reanálise NCEP/NCAR. As teleconexões entre trópicos e extratropicos no HiGEM foram mais fracas do que no NCEP/NCAR, mas o padrão espacial desta resposta nos extratropicos mostrou semelhanças com esta reanálise. Com base nos resultados dos modelos apenas com o componente atmosférico, e das combinações entre baixa/alta resolução na atmosfera/oceano, os autores apontam que a resolução do modelo oceânico é mais importante do que a resolução do modelo atmosférico em determinar a habilidade do sistema do modelo acoplado em simular de forma mais real a resposta extratropicos-tropicos ao El Niño. Com o aumento da resolução no oceano, tanto a TSM como a camada superior do oceano aproximaram-se mais das observações, o que estaria relacionado à melhor representação das características de pequena escala no oceano, como as ondas de instabilidade tropical que resultam do fluxo de calor de retorno para o equador, e a redução global do bias frio na TSM, resultados que também foi apontado por Roberts et al. (2009). Dawson et al. (2012) destacam que esta melhor representação da TSM no HiGEM permitiu o desenvolvimento do estado básico da atmosfera mais realístico, permitindo assim que a resposta extratropical-tropical do El Niño ocorra também de forma mais semelhante à observada.

Os erros sistemáticos presentes em modelos globais de resolução grosseria podem ser ilustrados pelo estudo de Taschetto e Wainer (2008) com o National Center for Atmospheric Research (NCAR) Community Climate Model, versão 3 (CCM3). Este estudo utilizou o CCM3 com resolução horizontal T42, aproximadamente 2,8° latitude x 2,8° longitude, e 18 níveis verticais. Nesta simulação o CCM3 superestimou a chuva sobre o Planalto Tibetano e sobre os Andes, o que segundo os autores é uma tendência comum dos MCG que bloqueiam a precipitação sobre topografias elevadas. Este erro foi apontado por muitos trabalhos anteriores (CAVALCANTI et al., 2002; STERN e MIYAKODA, 1995) como um erro recorrente dos modelos climáticos globais. Taschetto e Wainer (2008) identificaram ainda valores de precipitação nas latitudes tropicais mais altos do que nas latitudes extratropicais durante os meses de MAM e SON. A falha do CCM3 em reproduzir a precipitação durante o verão austral sobre a AS foi atribuída às variações originadas na região das ZCAS, enquanto a deficiência em reproduzir a precipitação no inverno estaria relacionada à intensidade da precipitação nos sistemas frontais, que são os sistemas mais comuns na região nesta época do ano e que o modelo apresenta dificuldades em representar precisamente.

Em muitos estudos, modelos regionais são utilizados como uma alternativa para o problema da resolução grosseira dos modelos globais. No entanto, embora apresentem resolução mais fina existem ainda problemas na correta simulação dos padrões climáticos sobre a AS. Alguns estudos podem ser destacados neste sentido, como o realizado por Seth et al. (2007) com o modelo RegCM3 forçado com o modelo global ECHAM e com a reanálise do NCEP/NCAR sobre a América do Sul. Os resultados mostraram bias na região norte da Amazônia que independe da forçante de fronteira utilizada (ECHAM ou NCEP/NCAR). Segundo Seth et al. (2007) a semelhança entre o ciclo anual no NN-RegCM (reanálise) e EC-RegCM (ECHAM) na região da Amazônia sugere que a fonte do erro seria o modelo regional. Além disso, embora o modelo regional simule corretamente o ciclo anual da precipitação no nordeste do Brasil, em contrapartida subestima a chuva durante o inverno (JJA) na região sudeste, assim como simula um ciclo semi-anual com grande bias seco no verão (DJF) na região Amazônica. Na região da Amazônia o modelo regional subestimou a chuva em todos os meses, com exceção do período de setembro a dezembro, antecipando também o início da estação chuvosa. Seth et al. (2007) atribuíram os erros na simulação do ciclo anual às parametrizações físicas do RegCM3, pois foram identificadas algumas melhorias no ciclo anual nas regiões analisadas com a implementação do esquema convectivo de MIT.

Os modelos climáticos acoplados do projeto Coupled Model Intercomparison Project versão 3 (CMIP3) analisados por Seth et al. (2010) utilizam média das simulações durante o período de monções da América do Sul. Os modelos acoplados representaram a ZCIT deslocada para sul do equador e com menor intensidade do que a observada. Os modelos não apresentaram o ramo da ZCAS sobre o oceano Atlântico subtropical, em relação à ZCIT amplitude foi simulada mais fraca do que nas observações, bem como o deslocamento mais ao sul no Equador em ambas as bacias oceânicas. Além disso, Seth et al. (2010) mostraram que os modelos superestimaram a precipitação sobre os Andes. Apesar destes erros os autores destacam que os padrões da precipitação simulada são semelhantes aos observados. Em relação ao ciclo anual, a média das simulações reproduziu as principais características tanto da precipitação quanto da temperatura presentes nas observações. No entanto, foram identificados alguns erros como um atraso na precipitação simulada e subestimativa no inverno na região SESA, enquanto durante o verão notou-se bias quente na temperatura.

O sistema climático tem suas alterações determinadas principalmente pelos complexos fluxos procedentes do oceano e da atmosfera, pois estes transportam energia, traçadores e momento, dentro e entre os componentes do sistema, ocorrendo em uma ampla faixa de

escalas espacial e temporal (SHAFFREY et al., 2009). Em virtude disto, o desenvolvimento de modelos globais de alta resolução é imprescindível para a simulação da transferência de energia para escalas menores, e a captura do potencial não linear das interações entre amplas faixas de escala espacial e temporal, e entre os diferentes componentes do sistema climático.

Segundo Shafrey et al. (2009), existem fortes razões para aumentar a resolução em todos os componentes atmosféricos e oceânicos dos modelos climáticos acoplados. Para a atmosfera, simulações de alta resolução já demonstraram melhorias significativas na representação das trajetórias de tempestades e na distribuição de precipitação sobre a Europa, onde efeitos orográficos são importantes (POPE e STRATTON 2002, JUNGE et al. 2006). Para os oceanos existem fortes evidências de que a representação dos turbilhões implica em melhorias na direção do vento, circulação e correntes de oeste (ocidental) (SEMTNER e CHERVIN, 1988; ROBERTS et al., 2009; DAWSON et al., 2012).

### **2.3 ESTUDOS OBSERVACIONAIS E MODELAGEM DO CICLO DIURNO DA CHUVA**

A precipitação é uma variável frequentemente estudada em virtude de sua importância econômica e seus impactos diretos na sociedade. No entanto análises climatológicas com altas resoluções temporais são raras devido a escassez de dados observados, bem como a falta de uma ampla distribuição espacial da rede de estações meteorológicas. Historicamente, a maioria destas estações reporta quatro observações por dia o que não permite conhecer todos os aspectos ligados à evolução diurna da chuva. A falha dos modelos numéricos em representar o ciclo diurno da precipitação pode afetar não somente as características climáticas, mas também o balanço de energia e a circulação de uma determinada região. Existem alguns estudos observacionais sobre o ciclo diurno da precipitação (FITZGERALD et al., 2008; KOUSKY e CHU, 1978; KOUSKY, 1980), contudo este ramo evoluiu com o advento dos satélites e radares que possibilitam uma ampla observação do globo em intervalos pequenos de tempo (minutos/horas) e com uma cobertura das áreas tanto continentais como oceânicas.

Um dos primeiros estudos que analisou o ciclo diurno sobre o norte e nordeste do Brasil através de dados de estações de superfície do INMET durante o período de 1961-1970 foi feito por Kousky (1980). Este estudo mostrou um máximo de chuva noturna na maior parte das áreas costeiras (21-09 local time-LT), um máximo no período da tarde (09-15 LT) entre 100 e 300 km da costa do nordeste e sobre áreas elevadas, e ainda um mínimo diário

(15-21 LT) no interior dos vales. Estas características de acordo com Kousky (1980) estão relacionadas aos sistemas de ventos locais que produzem diferentes ciclos diurno da chuva no NE do Brasil, por exemplo, o máximo noturno costeiro resultaria da convergência entre os alísios de sudeste e a brisa terrestre. A costa norte do Brasil apresentou variações sazonais, sendo que em Soure, localizada próximo da foz do rio Amazonas, apresentou um máximo noturno de chuva entre janeiro e maio, e um máximo à tarde entre junho e setembro. No ano inteiro as estações dessa região apresentaram um máximo noturno na atividade convectiva (2100-0900 LT).

As imagens do satélite GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), com resolução horizontal de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  e resolução temporal de 3 horas, foram utilizadas por Garreaud e Wallace (1997) para a análise do ciclo diurno da nebulosidade convectiva. A nebulosidade convectiva durante a estação chuvosa sobre a maior parte das áreas terrestres da América do Sul apresentou um ciclo diurno coerente, com as manhãs de céu limpo, um rápido aumento da nebulosidade convectiva durante a tarde, e um decréscimo mais gradual à noite. As nuvens convectivas com topos mais altos e mais frios apresentaram um pico mais cedo do que as mais baixas. Durante o verão austral (DJF) a amplitude do ciclo diurno foi mais forte sobre os Andes, em uma banda terrestre na costa nordeste da AS e em duas faixas intermediárias paralelas sobre a Amazônia. Durante o verão boreal (JJA) um ciclo diurno com forte amplitude foi observado sobre a América Central, se estendendo a noroeste ao longo do continente.

O ciclo diurno da chuva e a intensidade convectiva foram analisados através dos dados de radar do satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) por Nesbitt e Zipser (2003), ou seja, TRMM-PR. Sobre os oceanos o ciclo diurno da chuva apresentou pequena amplitude, com uma contribuição máxima proveniente dos CCMs na chuva do início da manhã. Na superfície terrestre o ciclo diurno da precipitação mostrou maior amplitude do que sobre do oceano, com o mínimo no meio da manhã e um máximo durante a tarde, diminuindo lentamente até o fim da noite. As chuvas características nos casos não-CCMs têm um pico mais intenso à tarde na taxa de chuva condicional instantânea (taxa de chuva média nos pixels com chuva) e na intensidade convectiva. O ciclo diurno da chuva dos CCMs terrestres e intensidade convectiva mostram variações significativas entre as regiões do globo, o que resultaria da sensibilidade às variações das condições ambientais dinâmicas e termodinâmicas em que os CCMs e tempestades associadas se formam.

Para o período de 1998-2000, o ciclo diurno da chuva sobre a Amazônia brasileira também foi analisado por Angelis et al. (2004) através dos dados de 24 estações meteorológicas com medidas de chuva acumulada a cada três horas. A chuva sobre a área analisada apresentou grande variabilidade espacial e temporal, e em todas as localidades o ciclo diurno da chuva foi evidente, entretanto os picos de precipitação ocorrem em horários diferentes durante o dia. No norte da Amazônia a chuva tende a ocorrer durante a noite, enquanto na parte sul, central e centro-oeste da Amazônia a chuva mais intensa ocorre a tarde. Já para a parte oeste da Amazônia o máximo da chuva é observado no final da noite e no início da manhã. A fase do primeiro harmônico mostrou pequenas diferenças entre o ciclo diurno da chuva durante a estação seca e a úmida, indicando que não existem diferenças na circulação de baixos níveis nessas estações do ano (ANGELIS et al., 2004). Observações de estações meteorológicas para janeiro-fevereiro 1999 durante o LBA-TRMM mostram sobre Rondônia um máximo de chuva pronunciado às 13 hl (17 UTC) e outro secundário durante a madrugada as 3 hl (07 UTC). Ainda utilizando estações de superfície, Fitzgerald et al. (2008) mostraram nas proximidades de Santarém (leste da Amazônia) dois horários preferencias de máximo de chuva, um de madrugada (06 UTC = 3 hl) e outro no início da tarde (18 UTC = 15hl). O máximo na madrugada, segundo Fitzgerald et al. (2008), resultaria da chegada em Santarém de linhas de instabilidades formadas na costa durante à tarde do dia anterior (COHEN et al., 1995), enquanto o máximo no início da tarde seria atribuído ao aquecimento diurno.

Outro estudo observacional para caracterizar o ciclo diurno da precipitação na região tropical do globo foi realizado por Biasutti et al. (2011) utilizando o radar de precipitação abordo do satélite TRMM, i.e., TRMM-PR. Para o setor referente a América Central norte da América do Sul os autores apontam um ciclo diurno fraco sobre o mar aberto (Pacífico Oeste), mas um ciclo diurno com amplitude mais forte na costa. O efeito da topografia ficou evidente as 15-18 UTC (9-12 hora local) com a presença de picos individuais na chuva ao longo da Cordilheira dos Andes na Colômbia, e nas Terras Altas da Venezuela e Brasil, que apresentam máximo de precipitação associado com a circulação da brisa de montanha. Na região mais ao norte dos trópicos o ciclo diurno com amplitude mais fraca seria atribuído tanto à menor quantidade de vapor como ao menor aquecimento diurno que varia mais sazonalmente. Com a alta resolução dos dados do TRMM-PR, Biasutti et al. (2011) identificou o padrão de circulação da brisa terrestre que determina o pico da chuva durante o dia, consistindo basicamente do aquecimento diferencial entre costa – oceano quando o pico

da precipitação se move do continente (durante a tarde local) para o oceano (durante noite e no início da manhã).

Na AS na região da Amazônia o ciclo diurno de precipitação é frequentemente estudado e isto pode ser associado a sua importância para a dinâmica da atmosfera global. No entanto, esta é uma região onde os modelos apresentam muitos problemas em simular corretamente o ciclo da água devido a complexidade que existe nas trocas turbulentas na baixa troposfera, que são intensas em virtude da orografia, transporte de umidade e principalmente pela presença de vegetação. Os modelos regionais e globais tendem a antecipar a precipitação na região Amazônica, o que segundo alguns autores (BETTS e JAKOB, 2002; DAI e TRENBERTH, 2004; MA e MECHOSO, 2007; NOBRE e MALAGUTTI, 2004; LIN et al., 2000) está diretamente relacionado ao tipo de parametrização convectiva que é usada nas simulações.

O modelo do ECMWF analisado por Betts e Jakob (2002) simula precipitação logo após o nascer do sol (12 UTC) na Amazônia, quando a camada limite começa a se tornar instável, contribuindo assim para erros em outras variáveis. Portanto, o ECMWF antecipa o início da precipitação (2h depois do nascer do sol), enquanto as observações mostram a chuva ocorrendo bem mais tarde, ou seja, no início a tarde. Resultados semelhantes foram obtidos por Dai e Trenberth (2004) que avaliaram o desempenho do modelo global acoplado CCSM2 (Community Climate System Model). Neste estudo padrões de grande escala da frequência diária de precipitação observada, assim como o contraste que existe entre o oceano e o continente quanto à frequência de precipitação foram reproduzidos pelo modelo, enquanto padrões da frequência de precipitação sobre o Pacífico tropical são incorretamente simulados. Neste caso a frequência é definida pelos autores como o percentual total do número de dias com um ou mais registros de precipitação, excluindo garoa. O CCSM2 superestimou a precipitação convectiva e subestimou a precipitação não convectiva, o que foi atribuído ao início precoce da convecção úmida e também à frequente ocorrência de chuva de fraca intensidade nas simulações, removendo assim prematuramente a umidade da atmosfera e limitando o desenvolvimento de chuva de forte intensidade. Dai e Trenberth (2004) mostraram ainda que no CCSM2 o número de dias com chuva (precipitação acima de 1mm por dia) assemelha-se ao observado, enquanto o ciclo diurno da precipitação apresentou fraca amplitude sobre os oceanos, especialmente a precipitação convectiva.

Um estudo de Ma e Mechoso (2007) mostrou que o MCG-UCLA (University of California Los Angeles) simula o dipolo de precipitação e os padrões de circulação na AS,

apesar das amplitudes simuladas serem menores do que as observadas. Entretanto, o MCG-UCLA não reproduziu a precipitação máxima do início da manhã, simulando valores totais de precipitação quase idênticos aos associados com a precipitação convectiva. Ma e Mechoso (2007) enfatizam que muitos MCG apresentam dificuldades em simular o ciclo diurno da precipitação, pois em geral subestimam a convecção rasa, que seria o processo potencialmente responsável pelo máximo de precipitação no início da manhã. Os autores utilizaram a versão 7.1 do MCG-UCLA com resolução horizontal de  $2,5^\circ$  de latitude e  $2^\circ$  de longitude, e 29 níveis verticais.

Segundo Nobre e Malagutti (2004) os MCGAs apresentam erros sistemáticos que são encontrados tanto em campos médios mensais quanto no ciclo diurno de precipitação, assim como na circulação atmosférica. Os autores analisaram MCGA/CPTEC (resolução horizontal da ordem de  $2^\circ$  e 28 níveis na vertical) e os seus erros sistemáticos na simulação do ciclo diurno da precipitação. Nobre e Malagutti (2004) mostraram que o ciclo diurno da precipitação simulado não é homogêneo no espaço, mas os máximos de chuva são simulados durante os horários da manhã ou início da tarde sobre grande parte do continente. Além disto, o MCGA/CPTEC superestima a precipitação sobre a Amazônia entre outubro a maio, mas na estação seca os erros são menores. Os autores discutem que no MCGA/CPTEC o ciclo diurno da precipitação está defasado (para mais cedo) em relação às observações com máximos durante a tarde, indicando a necessidade de melhorias nos esquemas de parametrizações físicas do modelo do MCGA/CPTEC.

Lin et al. (2000) analisaram o modelo de circulação geral CSU sobre a região da Amazônia para dois diferentes fluxos de massa na base das nuvens cumulus através da sua relação com o parâmetro dimensional  $\alpha$ . Segundo Randall e Pan (1993) com maiores valores de  $\alpha$  a parametrização convectiva não é capaz de responder à forçante diurna tão rápido como a convecção diurna realmente ocorre. Embora as variações sazonais médias da precipitação tenham sido corretamente simuladas pelo CSU, as variações diurnas da precipitação incluindo chuva convectiva e estratiforme são diferentes das observações. Os resultados mostraram que a parametrização com a menor fluxo massa (Alpha8) captura as principais características observadas no TRMM-PR, com um máximo de chuva a noite sobre as partes norte e sul da Amazônia, e máximo a tarde sobre a Amazônia central, enquanto a amplitude do ciclo diurno simulado é levemente menor do que a observado. O ciclo da chuva na simulação com maior fluxo de massa (Alpha9) foi consideravelmente melhor tanto do TRMM-PR quanto da Alpha8, apresentando máximo de chuva a noite e no início da manhã sobre a Amazônia. O



erro da Alpha9 foi associado a forte precipitação estratiforme não real sobre o continente tropical no verão austral nesta simulação. O mínimo da chuva convectiva entre 0900-1000 LST é simulada corretamente, contudo o máximo ocorre mais tarde do que na observação, o que segundo Lin et al. (2000) está associado ao maior tempo de ajuste da parametrização devido aos maiores valores do fluxo de massa (inversamente proporcional a massa da base nuvem). Além disso, nestas simulações a chuva estratiforme apresentou um pico no início da manhã, semelhante ao observado, contudo este pico ocorre com atraso de 2-3 h. Estes atrasos no máximo diurno da chuva ocorrem porque a precipitação estratiforme é extremamente forte no início da manhã e a precipitação convectiva é extremamente fraca a tarde.

Simulações do ciclo diurno pelo modelo RegCM3 durante o verão austral foram comparadas com dados observados pelo radar no satélite TRMM-PR por da Rocha et al. (2009). O RegCM3 apresentou um contraste pronunciado do ciclo diurno entre trópicos e extratropicos da AS; além disso, uma tendência a superestimativa da taxa de chuva convectiva durante o dia em relação ao TRMM-PR nos trópicos e subtropicos, e padrão oposto durante a noite. A semelhança entre as simulações e as observações, principalmente em relação a fase do ciclo diurno da chuva, mostra um máximo a tarde (1500 – 1800 UTC) e um mínimo pela manhã (0900 – 1200 UTC), o que segundo os autores resultaria da transferência de calor latente e sensível devido ao forte aquecimento da superfície, que atinge seu máximo a tarde e instabiliza a atmosfera, gerando a convecção. O RegCM3 representou o pico da precipitação durante a tarde, bem como o mínimo durante a manhã, na maior parte das regiões analisadas, apesar de superestimar a precipitação em algumas áreas próximas aos Andes. Além disso, o RegCM3 simulou o pico noturno secundário de precipitação no leste dos Andes, nos trópicos, no oceano Atlântico e também sobre o norte da Argentina e do Paraguai. A representação do ciclo diurno da chuva no RegCM3 similar ao TRMM-PR foi atribuída por da Rocha et al. (2009) ao esquema convectivo de *Grell* (1993), que seria o responsável pela reprodução das principais características do ciclo diurno da precipitação observada, bem como ao fato do modelo responder às forçantes de diferentes escalas como a local (aquecimento diurno), mesoescala (brisa marítima e circulação vale-montanha), e de grande escala (ZCAS).

Os modelos climáticos regionais que fazem parte do projeto CORDEX (*Coordinated Regional Downscaling Experiment*; GIORGI et al. 2009) foram analisados individualmente e pela média das simulações (*ensemble*) por Nikulin et al.(2012) sobre a África. No que se refere ao ciclo diurno da precipitação a maioria dos modelos apresentou um ciclo completamente fora de fase comparado com as observações do TRMM-3B42. Os autores

relacionam este problema a formulação da parametrização convectiva dos modelos, com o subconjunto de modelos que aplicam a parametrização do esquema de Kain-Fritsch mostrando a fase do ciclo diurno um pouco mais próxima do TRMM-3B42. No caso do *ensemble* dos modelos ocorre uma melhoria na representação da amplitude do ciclo diurno, entretanto o bias sistemático na fase do ciclo diurno não sofre alteração.

Os estudos citados até agora apontam para a sensibilidade dos modelos climáticos regionais e globais aos processos de pequena escala que geram precipitação mais intensa geralmente no período da tarde e também no início da manhã ou madrugada. Destaca-se a importância dos esquemas de parametrizações convectivas para melhorar o desempenho dos modelos em representar o ciclo diurno da precipitação. Vale destacar ainda que apesar deste ser um tema já bastante estudado, os avanços foram pequenos e os modelos ainda apresentam erros em questões relativas tanto à fase como amplitude do ciclo diurno da chuva, frequência de ocorrência e intensidade da precipitação. Na AS a maioria dos modelos globais utilizados na investigação do ciclo diurno da chuva consideraram resolução horizontal grosseira (superior a 200 km), enquanto em muitas regiões fenômenos de pequena escala muitas vezes controlam a evolução diurna da chuva. Então, coloca-se a necessidade de investigar se o aumento de resolução horizontal nos modelos globais pode ou não impactar positivamente o ciclo diurno a chuva. Provavelmente, corrigir erros no ciclo diurno pode acarretar inclusive em simulações mais realísticas de padrões de grande escala. Assim existe a necessidade de mais estudos que avaliem o ciclo diurno da chuva dos modelos climáticos e apontem possíveis deficiências e/ou ajustes que podem ser feitos nas parametrizações utilizadas nos modelos globais.



## CAPITULO 3. DADOS E METODOLOGIA

Neste capítulo a metodologia e os dados utilizados na análise da climatologia, variabilidade interanual e o ciclo diurno da precipitação da América do Sul serão abordados com detalhes.

### 3.1 MODELOS GLOBAIS DE ALTA RESOLUÇÃO

O modelo ambiental global acoplado atmosfera-oceano HiGEM é o primeiro modelo global de alta resolução desenvolvido no Reino Unido resultado de uma parceria entre o Natural Environment Research Council (NERC) e o Met Office Hadley Centre. O HiGEM utilizou como base as últimas configurações climáticas do modelo global do Met Office Unified Model – HadGEM1 (Johns et al, 2006; Martin et al., 2006; Ringer et al.; 2006). O HadGEM1 foi utilizado no IPCC Fourth Assessment Report com resolução horizontal de 1.25° latitude x 1.875° longitude (N96) na atmosfera, e 1° x 1° (aumentando para 1/3° meridionalmente próximo ao equador) no oceano.

O HiGEM foi desenvolvido com base em uma série de modificações feitas a partir do núcleo dinâmico do HadGEM1, necessárias para que o aumento da resolução no oceano e na atmosfera fosse possível (Roberts et al., 2009). A resolução horizontal do HiGEM1.2 aumentou para 0,83° latitude x 1,25° longitude (N144) na atmosfera, e 1/3 x 1/3° globalmente no oceano e gelo marinho. O modelo tem três componentes: atmosférico, oceânico e gelo-marinho. As principais características são resumidas na sequência e mais detalhes podem ser obtidos em Shaffrey et al. (2009) e Martin et al. (2006).

O componente atmosférico do HiGEM tem núcleo dinâmico não hidrostático com transporte semi-lagrangiano, onde as equações são discretizadas na grade C de Arakawa. Além disso, o modelo inclui um esquema iterativo para os aerossóis. As parametrizações da camada limite e dos esquemas convectivos foram melhoradas em relação a terceira geração destes modelos (HadCM3). O HiGEM tem 38 níveis na vertical e o topo do modelo está a 39 km, logo a estratosfera não está completamente resolvida. O HiGEM usa a segunda versão do U.K. Met Office Surface Exchange Scheme (MOSES-II; Cox et al., 1999; Martin et al., 2006) para representar os processos de superfície que permite descrever a cobertura heterogênea da superfície terrestre usando nove diferentes tipos de superfície. Segundo Martin et al. (2006), o balanço do fluxo de energia é calculado em separado para cada “telha” (*tile*) e então calcula-

se o fluxo médio ponderado na área média da grade. Isto resultaria em fluxos superficiais mais reais do que quando um único tipo de superfície é considerado na grade. Além disso, para vegetação considera-se que a área foliar varia sazonalmente, fornecendo uma representação mais real das mudanças sazonais nos fluxos de energia e momento em superfície.

O componente oceânico do HiGEM1.2, assim como o atmosférico, segue o mesmo padrão utilizado no HadGEM1 (Johns et al., 2006), mas com uma resolução horizontal maior e algumas melhorias adicionais. O modelo é formulado em uma grade esférica de latitude-longitude, com 40 níveis espaçados de forma desigual na vertical considerando maior resolução próximo a superfície, para resolver melhor a camada de mistura e os processos de interação oceano-atmosfera. A profundidade máxima do oceano é de 5500 m. A descrição mais detalhada do modelo oceano pode ser obtida em (Shafrey et al., 2009).

Assim como os outros componentes, a formulação para o gelo marinho também segue a usada no HadGEM1, mas com diferenças em alguns parâmetros com valores alterados e a introdução de esquema de sub-espaço de tempo para a dinâmica do gelo. Em vez de existir como um submodelo separado, parte do gelo é tratado dentro do modelo oceânico, e uma pequena parte é resolvida pelo modelo atmosférico. O modelo oceânico resolve a dinâmica, redistribuição mecânica e termodinâmica do gelo marinho, enquanto o modelo atmosférico calcula os fluxos gelo-atmosfera e a temperatura da superfície do gelo usando o passo de tempo da atmosfera para permitir a representação do ciclo diurno do gelo. Os campos médios são então transferidos ao modelo oceânico no passo de tempo do acoplamento (uma vez por dia). Maiores detalhes sobre o componente de gelo marinho do HiGEM podem ser obtidos em McLaren et al. (2006).

## **3.2 SIMULAÇÕES**

No presente estudo serão analisadas e comparadas cinco simulações do modelo climático global da série HiGEM1.1 que diferem por serem acoplados ou apenas atmosféricos e possuem diferentes resoluções horizontais. Todas as simulações possuem o mesmo núcleo dinâmico apresentando basicamente duas diferenças: resolução e componentes. A simulação acoplada com 60 km de resolução horizontal para a versão do HiGEM utilizada neste estudo não foi realizada, portanto apenas os modelos atmosféricos com 60 km foram analisados. O nome específico de cada simulação, sua duração e componentes são apresentados na tabela

3.1. As simulações apresentam duração diferente, no entanto todas possuem o mesmo núcleo dinâmico e a mesma forçante radiativa. A forçante radiativa utilizada é a do ano de 1990 e a partir desta condição inicial o modelo é integrado livremente por todo período da simulação. Portanto, características como a concentração dos gases, constante solar, e etc., são as mesmas em todas as simulações.

As simulações apenas com o componente atmosférico apresentam as mesmas parametrizações das acopladas, a diferença básica está na temperatura da superfície do mar (TSM) que para os modelos atmosféricos se utilizam dados observados médios mensais. Além disso, outra diferença é que as condições de fronteira da concentração do gelo marinho nos modelos atmosféricos são prescritas. Tanto a TSM como o gelo marinho foram prescritos considerando dados do Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP II, CITAR). O AMIP consiste em um experimento padrão para os modelos acoplados que fornece uma estrutura base para a comunidade no apoio do diagnóstico de modelos climáticos, validação, intercomparação, documentação e dados e acesso. Basicamente, o que se procura discutir ao comparar as simulações acopladas e atmosféricas é o impacto da TSM e do gelo marinho na climatologia e na variabilidade em diferentes escalas de tempo das variáveis atmosféricas.

**Tabela 3.1.** Simulações do modelo global de alta resolução e suas respectivas nomenclaturas a partir de agora.

Simulação	Resolução	Resolução em graus		Resolução aproximada em km	Duração da Simulação
		na Atmosfera	Lat x Lon		
<b>HadGEM</b>	N96	1,25 x 1,875°		135/100 km	30 anos
<b>HiGEM</b>	N144	0,83 x 1,25°		90/30 km	30 anos
<b>HadGAM</b>	N96	1,25 x 1,875°		135 km	24 anos
<b>HiGAM</b>	N144	0,83 x 1,25°		90 km	24 anos
<b>NUGAM</b>	N216	0,55 x 0,83°		60 km	26 anos

### 3.3 DADOS OBSERVADOS

As simulações climáticas da precipitação, temperatura e circulação serão comparadas a dados observados de diferentes análises e resoluções espacial e temporal. Na análise da climatologia sazonal e do ciclo anual da precipitação são utilizados os dados do Climate

Prediction Center – Merged Analysis of Precipitation (CMAP; Xie and Arkin, 1996), Climate Research Unit (CRU; Mitchell e Jones, 2005), Global Precipitation Climatology Project (GPCP; Quartly et al. 2007) e Climate Prediction Center (CPC; Chen et al., 2008). Além disso, serão utilizados os dados da reanálise do National Center for Environmental Prediction (NCEP; Kalnay et al., 1996) e European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA-Interim (Dee et al., 2011). O ciclo diurno da precipitação do modelo global é comparado aos dados do Tropical Rainfall Measuring Mission – Precipitation Radar (TRMM-PR, Kummerow et al., 1998, 2000).

### **3.3.1 CMAP**

A reanálise Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (CMAP) está disponível no Climate Prediction Center (CPC) do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) e possui produto mensal e em pêntadas para o globo todo. O CMAP tem resolução horizontal de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  de latitude e longitude e está disponível a partir de 1979 até o presente. Estes dados incluem produtos de muitos satélites globais nos canais infravermelho e micro-ondas, dados de estações meteorológicas de superfície e a precipitação da reanálise do NCEP/NCAR. O CMAP fornece a precipitação global e com uma qualidade melhor do que os dados individuais devido ao seu modelo de assimilação. Os erros ainda existentes, principalmente nas médias e altas latitudes onde a fonte de dados não apresenta boa qualidade, estão relacionados a qualidade do dado de entrada do CMAP e estão sendo frequentemente melhoradas (Xie & Arkin, 1996). Estes dados estão disponíveis em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.cmap.html>.

### **3.3.2 CRU**

O conjunto de dados do CRU foi desenvolvido pela University of East Anglia, Noewick – Reino Unido (Mitchell e Jones, 2005) e consiste nos dados de mais de 4000 estações meteorológicas, cobrindo assim a área continental global. A resolução horizontal do CRU é de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$  de latitude por longitude e o período disponível é de 1901 a 2002. Os dados disponíveis são médias mensais muitas variáveis, tais como precipitação, temperaturas média, máxima e mínima, humidade relativa, cobertura de nuvens etc. Esta análise tem sido muito utilizada na validação da climatologia sazonal de modelos climáticos regionais e globais, devido alta resolução horizontal e o longo período de tempo disponível (da Rocha et al., 2009;

Vidale et al., 2003; Seth e Rojas, 2003). Para este estudo as variáveis utilizadas são a precipitação e a temperatura média do ar no período de 1979 a 2002.

### **3.3.3 GPCP**

A análise de precipitação do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) é parte do Word Climate Research Program (WRCP) sendo componente chave do Global Water Cycle and Energy Experiment (GEWEX). O produto primário do GPCP é o dado mensal com cobertura global, o segundo é a análise global pênadal (5 dias) e o terceiro produto com resolução temporal diária, todos são ajustados a partir do dado mensal. Os dois primeiros dados possuem resolução horizontal de 1° e o terceiro 2,5°. Estes produtos são armazenados e disponibilizados pelo Word Data Center A for Meteorology e no National Oceanic and Amospheric Administration (NOAA) National Climate data center (<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/wmo/wdcamet-ncdc.html> e <http://precip.gsfc.nasa.gov/>) As versões desta reanálise resultam de dados que incluem medidas de estações meteorológicas de superfície e estimativas de precipitação por satélites tanto no canal infravermelho como em microondas. As versões com resolução horizontal de 2,5° x 2,5° estão disponíveis para o período de 1979 até o presente. A versão do GPCP com valores diários de chuva, que cobre apenas o período posterior a 1997 e por isto não foi utilizada neste estudo.

### **3.3.4 CPC**

O Climate Prediction Center (CPC) é uma análise de chuva do National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) que possui resolução horizontal de 1° x 1° de latitude-longitude. Os dados médios mensais são obtidos a partir dos dados observados diários das estações meteorológicas. A precipitação nesta análise consiste em dados apenas de pluviômetro de superfície, logo esta análise possui informações apenas para as regiões continentais. O período disponível é de 1948 até 2004, no entanto neste estudo será usado apenas a partir de 1979. Segundo Silva et al. (2007) que comparou os dados do CPCP com os dados das estações, esta reanálise apresenta alta correlação e baixo viés sobre grande parte da América dos Sul. Além disso, o CPCP se destacou por apresentar uma maior precisão na representação da chuva na região leste do Brasil nas quatro estações do ano. Mais detalhes sobre a técnica de análise e o método de interpolação do CPC podem ser obtidos em Silva et al.(2007).



### **3.3.5 NCEP/NCAR**

O National Center for Environmental Prediction (NCEP) – National Center for Atmospheric Research (NCAR) desenvolveram em conjunto o projeto de reanálises NCEP/NCAR no início dos anos 90 motivados pela evidente mudança no clima introduzida no Global Data Assimilation System (GDAS) operacional do National Meteorological Center (NMC). Esta reanálise consiste, dentre outros dados, em observações de superfície, de navios, radiossonda, aeronaves e satélites, a partir de 1957 até o presente. A assimilação dos dados e o modelo utilizado nesta reanálise é idêntico ao sistema global implementado no NCEP em janeiro de 1995, só que neste caso a resolução horizontal é a T62 ( $\approx 210$  km) com 28 níveis verticais. Nesta reanálise os fluxos de superfície do modelo atmosférico são utilizados na assimilação dos dados do oceano representando o acoplamento atmosfera-oceano. Estão disponíveis diversas variáveis, tais como, precipitação, temperatura, altura geopotencial, componentes zonal e meridional do vento, etc., que em virtude de sua resolução temporal e cobertura espacial estão frequentemente sendo utilizadas em estudos climáticos. Maiores detalhes do modelo de assimilação e das variáveis disponíveis pode ser obtidos em Kalnay et al. (1996). Neste estudo as variáveis da reanálise NCEP/NCAR utilizadas foram a temperatura e os componentes zonal e meridional do vento em 850 mba, para o período 1979 a 2008 e resolução horizontal de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  latitude-longitude.

### **3.3.6 ERA-Interim**

A reanálise do ERA-Interim, referida a partir daqui como ERA-Interim, é a última reanálise do ECMWF e representa a terceira geração de reanálises, estando operacional desde março de 2009. O período disponível inicia-se em janeiro de 1979 e segue até os dias atuais. A resolução horizontal da análise é  $1,5^\circ \times 1,5^\circ$  e estão disponíveis campos médios mensais, diários e a cada 3 horas. Neste conjunto estão disponíveis diversas variáveis (temperatura, precipitação, precipitação convectiva, albedo, vorticidade, etc.) em 37 níveis de pressão vertical. Esta reanálise é baseada no mesmo modelo de assimilação do ERA40, no entanto apresenta um modelo atmosférico melhorado que eliminou ou diminuiu significativamente erros na representação dos padrões atmosféricos presentes na versão anterior. Além disso, de acordo com o NCAR-Climate Data Center este conjunto de dados representa melhor a

variabilidade de baixa frequência e a circulação estratosférica. Como pontos negativos no ERAIN o ciclo da água permanece intenso (precipitação, evaporação) sobre os oceanos, e para a região do ártico a temperatura e a umidade apresentam bias positivo abaixo de 850hPa quando comparadas as radiossondas além de não representarem a inversão em baixos níveis.

### **3.3.7 TRMM-PR**

O satélite TRMM foi lançado em novembro de 1997 levando a bordo o primeiro radar de precipitação (PR) no espaço, sua órbita é circular de 350 km e o ângulo de inclinação é de 35°. Além do PR este satélite possui a bordo sensores que medem radiação nas frequências de microondas, infravermelho e visível. Basicamente os objetivos do projeto TRMM são medir a precipitação e troca energia (por exemplo, calor latente de condensação) das regiões tropicais e subtropicais ao redor do globo. Particularmente, o TRMM-PR fornece informações detalhadas da estrutura tridimensional da precipitação tropical assim como da taxa de liberação de calor latente, que podem fornecer informações novas importantes a serem utilizadas para a melhoria significativa da previsão de tempo dos modelos numéricos atmosféricos e acoplados (Kummerow et al., 1998).

Os dados do TRMM-PR foram utilizados para validação do ciclo diurno da precipitação simulada pelos modelos globais. Representando uma extensão da análise de da Rocha et al. (2009) com o modelo RegCM3. Nesta validação os dados do TRMM-PR utilizados abrangem o período de 1998 a 2010 para as quatro estações do ano (verão, outono, inverno e primavera).

## **3.4 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA AMÉRICA DO SUL**

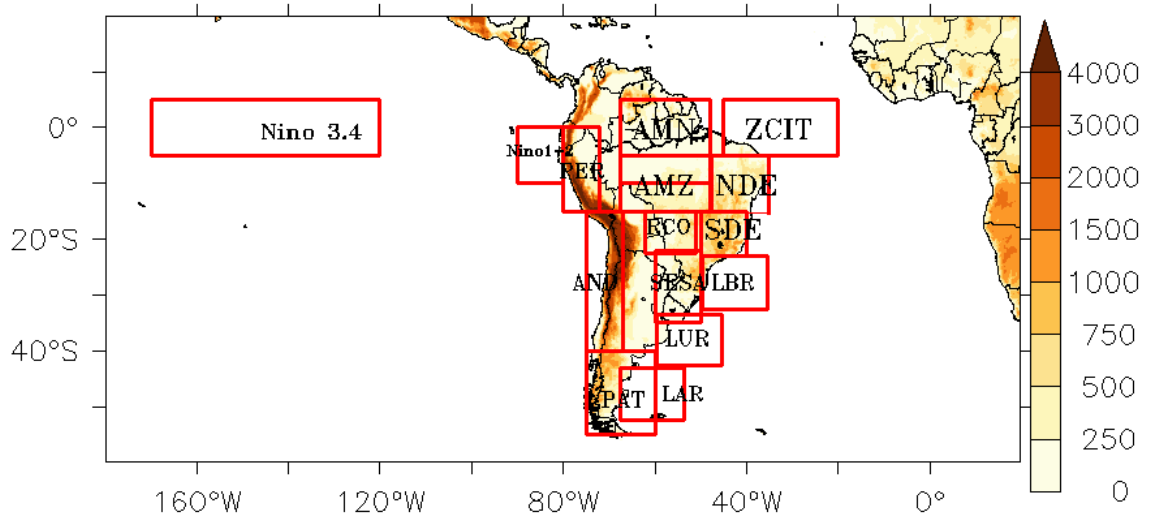
A climatologia sazonal e o ciclo anual dos modelos acoplados e atmosféricos foram calculados para suas respectivas durações já indicadas na tabela 3.1; já as reanálises de precipitação, temperatura e vento utilizadas os períodos são apresentados na tabela 3.2. O padrão espacial da precipitação sazonal foi analisado juntamente com o vento em 850 hPa e a validação foi realizada, respectivamente, com as análises do CMAP (chuva) e NCEP/NCAR (ventos). Na validação sazonal da temperatura das simulações utilizou-se a reanálise ERAIN.

**Tabela 3.2.** Período das análises e reanálises utilizadas na validação da climatologia das simulações dos modelos globais.

Reanálise	Período Analisado
<b>CMAP</b>	jan/1979-dez/2008
<b>CPC</b>	jan/1979-dez/2004
<b>CRU</b>	jan/1979-dez/2002
<b>GPCP</b>	jan/1979-dez/2008
<b>ERA-Interim</b>	jan/1979-dez/2008
<b>CRU</b>	jan/1979-dez/2008
<b>NCEP</b>	jan/1979-dez/2008

O ciclo anual de precipitação e temperatura foi analisado para 15 subdomínios da América do sul apresentados na figura 1. Devido a resolução grosseira da maior parte das reanálises disponíveis, *ensembles* foram construídos incluindo dados com resolução mais refinada tanto para as observações de precipitação como de temperatura. O *ensemble* de precipitação incluiu os dados do CMAP, CPC, CRU e GPCP, enquanto o de temperatura inclui ERA-Interim, CRU e NCEP. Adicionalmente, o diagrama de Hovmöller complementou a análise do ciclo anual precipitação. Para este diagrama fixou-se uma longitude média (65°W a 40°W), e a chuva mensal é representada por sua variação na latitude x tempo. Este diagrama permite, dentre outras coisas, analisar a marcha anual dos máximos de chuva e assim avaliar, por exemplo, o deslocamento da ITCZ.

Determinados o padrão sazonal e o ciclo anual da precipitação, temperatura, vento em 850 mb e pressão ao nível médio do mar as 6 simulações do modelo global foram comparadas entre si e com as reanálises com o objetivo de avaliar se o aumento da resolução possui impacto positivo na representação destes campos. Além disso, a comparação entre os modelos acoplados e apenas com a componente atmosférica possibilita entender como os modelos acoplados estão simulando a TSM e em consequência os processos que dependem dela, como por exemplo, as trocas turbulentas entre o oceano e a atmosfera.



**Figura 3.1.** Topografia da América do Sul e localização dos subdomínios para a análise do ciclo anual.

A análise estatística das simulações consistiu no cálculo dos seguintes índices: média ( $\chi$ ), bias ( $b$ ), desvio padrão ( $\sigma$ ), raiz quadrada do erro médio quadrático ( $RMSE$ ) e correlação linear ( $r$ ). O bias ou viés expressa a diferença entre os valores observado e simulado, calculado como:

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_s - X_o) \quad (1)$$

O desvio padrão mostra o quanto de variação ou dispersão existe em relação a média, quanto menor o desvio mais próximo da média estão os dados, dado por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{n-1}} \quad (2)$$

A  $RMSE$  fornece a acurácia de uma simulação em relação às observações, valores altos indicam discrepância entre os valores simulado e observado:

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_s - X_o)^2 \right]^{1/2} \quad (3)$$

E a correlação linear ( $r$ ):

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_s - \bar{X}_s)(X_o - \bar{X}_o)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_s - \bar{X}_s)^2 \sum_{i=1}^N (X_o - \bar{X}_o)^2}} \quad (4)$$

sendo:  $X_s$  valores simulados,  $X_o$  valores observados,  $\bar{x}_s$  média dos valores simulados,  $\bar{x}_o$  média dos valores observados e  $N$  o número de elementos da amostra.

Ainda para a análise estatística das simulações foi aplicado um teste de significância para avaliar as diferenças das médias (Wilks 2006; da Silva, 2009; GEM IAG/USP). Este teste considera a diferença entre duas médias amostrais, neste caso modelos e reanálises. Neste teste, são comparadas médias de dois conjuntos de dados diferentes para a mesma população. Desta forma, o teste estatístico pode ser escrito como:

$$z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2) - E(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{(\hat{V}ar[\bar{x}_1 - \bar{x}_2])^{1/2}} \quad (5)$$

Assumindo uma distribuição Gaussiana para grandes amostras e se a hipótese nula é a igualdade das médias de duas populações a partir das quais os valores  $x_1$  e  $x_2$  são extraídos, então:

$$E[\bar{x}_1 - \bar{x}_2] = E[\bar{x}_1] - E[\bar{x}_2] = \mu_1 - \mu_2 \quad (6)$$

A variância da diferença de duas quantidades aleatórias independentes é a soma das variâncias daquelas quantidades, que pode ser escrita como,

$$\hat{V}ar[\bar{x}_1 - \bar{x}_2] = \hat{V}ar[\bar{x}_1] + \hat{V}ar[\bar{x}_2] = \frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2} \quad (7)$$

Desta forma, substituindo as equações (6) e (7) na equação (5) obtém-se uma expressão para o teste das diferenças das médias dada por:

$$z = \frac{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}{\left(\frac{S_1^2}{n_1} + \frac{S_2^2}{n_2}\right)^{1/2}} \quad (8)$$

Logo, a hipótese nula é assumir que a verdadeira diferença é igual a zero ( $\mu_o = \mu$ ) e a hipótese alternativa é que ou a diferença não é zero ou que uma das duas médias é maior que a

outra. Aqui a hipótese alternativa adotada é a primeira ( $\mu_o \neq \mu$ ), pois nenhuma informação a priori sobre qual das duas médias é maior está disponível o que leva a um teste do tipo cauda dupla (two-tail test). Portanto, a hipótese nula ( $\mu_o$ ) será rejeitada quando o valor do teste estatístico ( $Z$ ) for maior do que a distribuição nula. A distribuição nula é a distribuição amostral do teste estatístico que pode ser normal com média e desvio padrão ou uma distribuição t-student, dentre outras.

### 3.5 Análise de Eventos Extremos

Os eventos extremos na escala interanual (IA) e intrasazonal (IS) foram analisados com base nas séries temporais de precipitação e temperatura das simulações (acopladas e atmosféricas) e das análises. Neste caso as simulações foram comparadas à precipitação do CMAP e de temperatura do ERAIN. Os extremos foram analisados em apenas quatro subdomínios da AS: AMZ, SDE, NDE e SESA (Fig. 3.1). De acordo com a literatura (Berlato e Fontana, 2003; Silva, 2000; Oliveira, 1999) estas regiões são apontadas como as mais afetadas pelos sinal da escala interanual (ENOS) e intrasazonal (Oscilação Madden Julian-OMJ) na AS.

Para a análise dos eventos extremos de precipitação e temperatura nas escalas IA e IS as séries temporais foram filtradas utilizando a transformada rápida de Fourier (*FFT*). A filtragem em uma série de dados busca melhorar a observação de um intervalo de frequências específico, através da atribuição de pesos que permitem uma resposta na banda de interesse. Na *FFT* a separação da banda de interesse é dada por uma função retangular a qual atribui valor igual a um para a frequência selecionada e igual a zero para as demais. Primeiramente, foram removidos de cada série temporal o ciclo anual e a tendência linear, com isso obteve-se uma série mensal de anomalias  $X(t)$  denominadas aqui de Anomalias Totais (AT).

Na sequencia determinou-se a função retangular na série transformada  $H(f)$ , ambas no domínio de frequência desejado:

$$H(f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t) \exp(2\pi ift) dt \quad (8)$$

Para isto, foi determinada a convolução (eq. 9) entre a resposta de frequência  $R(w)$  dada pela equação (10) e  $H(f)$ , de tal forma que  $R(w)$  é construída para reter as frequências desejadas.

$$G * X = \int_{-\infty}^{\infty} g(\tau)X(t - \tau)d\tau \quad (9)$$

$$R(\omega_k) = \frac{C'(\omega_k)}{C(\omega_k)} \quad (10)$$

onde  $C'(\omega_k)$  e  $C(\omega_k)$  são as amplitudes das séries temporais de precipitação filtradas e não filtradas, respectivamente, ambas em função da frequência  $\omega_k$ . Neste trabalho, as frequências desejadas são as da escala interanual (acima de 365 dias), portanto aplicou-se o filtro “passa-alta”, já para reter variabilidades na escala intrasazonal (30 – 90 dias) aplicou-se o filtro “passa banda”. Desta forma, obteve-se uma nova função  $H'(f)$ , cujas amplitudes correspondem às frequências das escalas selecionadas. Por fim, para retornar no domínio do tempo, calculou-se a inversa da *FFT* em  $H'(f)$  através da expressão:

$$X(t) = \int_{-\infty}^{\infty} H'(f) \exp(2\pi ift)df \quad (11)$$

Uma discussão mais detalhada sobre estes procedimentos e sobre a aplicação da transformada rápida de Fourier (*FFT*) pode ser encontrada em Chatfield (1996).

Após a filtragem das simulações e dos dados observados nas bandas de interesse analisaram-se eventos extremos secos e chuvosos para precipitação e quentes e frios para temperatura do ar. O critério para a seleção dos extremos considerou a técnica dos percentis da distribuição de frequência das anomalias separadamente nas bandas interanual e intrasazonal (Wilks, 1995). Os extremos foram definidos considerando os limiares de 10%, 25%, 75% e 90% nos quatro subdomínios de interesse. Abaixo dos percentis inferiores de 10% e 25% são considerados os percentis secos/frios e acima dos percentis superiores de 75% e 90% estão os extremos chuvosos/quentes. Os extremos secos/frios e chuvosos/quentes foram calculados separadamente para as quatro estações do ano: inverno (junho, julho, agosto), primavera (setembro, outubro, novembro), verão (dezembro, janeiro, fevereiro) e outono (março, abril, maio).

A utilização da técnica dos percentis para a análise de eventos extremos de precipitação e temperatura é possível, pois estas são variáveis aleatórias de natureza

probabilística. Assim, considera-se a lei de probabilidades da distribuição “gama”, envolvendo uma densidade de probabilidade assimétrica, que também foi utilizada por Ropelewski e Halpert (1987). Desta forma, assume-se que as séries de dados de precipitação obedecem a lei de probabilidades (Wilks, 1995), e então extrai-se os valores correspondentes aos percentis de 90% e 10%. Segundo Xavier et al. (2002) a utilização dos percentis para estudo dos eventos extremos é satisfatória, já que essa técnica praticamente não é contaminada por valores extremos.

### **3.5.1 Análise de persistência**

A persistência dos eventos extremos secos/frios e chuvosos/quentes foi analisada nos quatro subdomínios de interesse da AS. Neste caso a base de dados tanto das simulações como das observações foi a diária visto que a persistência é analisada pela distribuição de pântadas das séries temporais. Os dados do GPCP (precipitação) e do ERAIN (temperatura) foram comparados com as simulações acopladas e atmosféricas. Como os modelos possuem calendário de 360 dias o número de pântadas (N) em cada ano de simulação é 72.

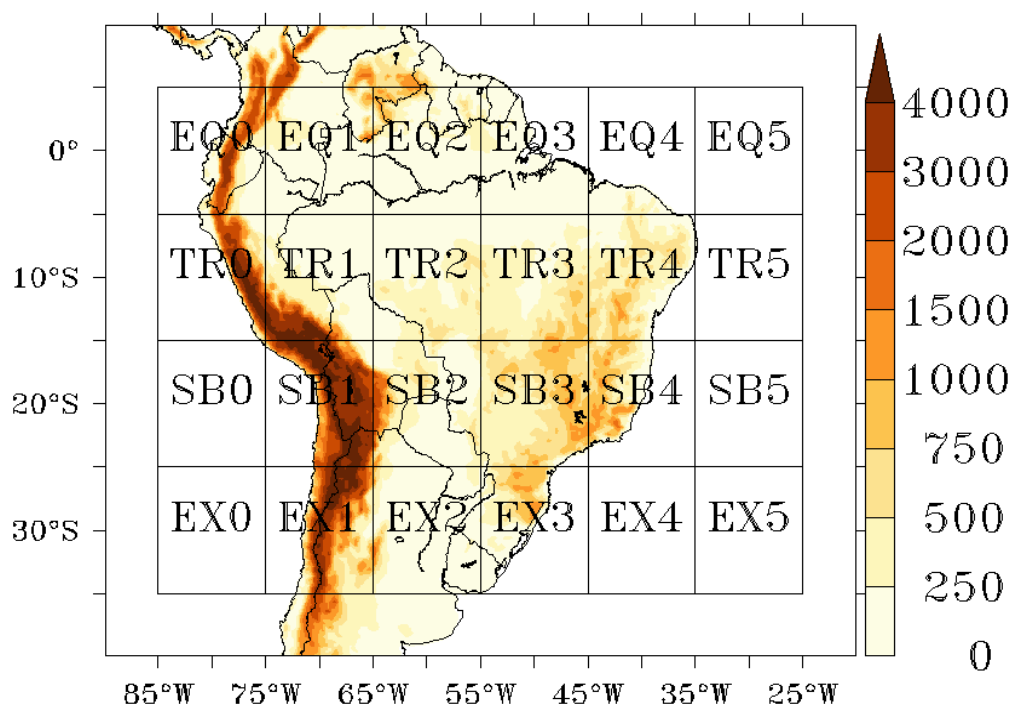
A análise de persistência é definida como a ocorrência consecutiva de pântadas que satisfazem as condições de extremos secos/frios ou chuvosos/quentes, semelhante à metodologia empregada por Carvalho et al. (2004) e Boiaski (2007). Todas as ocorrências de extremos foram separadas para persistência maior ou igual a 1, 2 e 3 pântadas. Com isto foram geradas as distribuições de frequência e o total de eventos para cada um dos subdomínios da América do Sul nas quatro estações do ano.

## **3.6 Ciclo Diurno da Precipitação**

A análise do ciclo diurno da precipitação sobre a AS consistiu no cálculo da climatologia a cada três horas da chuva em subdomínios que cobrem tanto a área continental como os oceânicos do TRMM-PR e dos modelos globais acoplados e atmosféricos. Neste caso foram utilizadas apenas as simulações com 135 e 90 km de resolução horizontal (tabela 3.2). Para tanto, primeiramente foi feita a validação sazonal da estimativa da chuva do TRMM-PR com os dados do CMAP, visto que a climatologia desta reanálise já foi testada (Reboita, 2009), servindo assim como parâmetro.



Na validação sazonal do TRMM-PR e na climatologia do ciclo diurno da precipitação calculou-se a chuva média em subdomínios de 10° por 10° de latitude por longitude, conforme indicado na figura 3.2, e seguindo metodologia similar a de da Rocha et al. (2009). Vale destacar que os domínios analisados no presente estudo são os mesmos de da Rocha et al. (2009) e foram escolhidos para servirem de comparação entre os resultados. Além dos domínios de da Rocha et al. (2009) foram incluídos neste estudo mais algumas áreas na faixa meridional e ainda na faixa equatorial para ter uma cobertura completa da AS. Basicamente, a precipitação média das simulações de 135 e 90 km e os dados do TRMM-PR nas quatro estações do ano foi analisada a cada 3 horas em 20 subdomínios da AS que abrangem da região equatorial até a extratropical. Segundo alguns autores (da Rocha et al., 2009; Nesbitt e Zipser, 2003; Negri et al., 2002) esta metodologia é suficiente para descrever a marcha diária da precipitação.



**Figura 3.2.** Subdomínios (linha preta) e topografia (m) usados na análise do ciclo diurno das simulações do modelo global e do TRMM-PR.

## **CAPITULO 4. CLIMATOLOGIA: MODELOS ACOPLADOS E ATMOSFÉRICOS**

Neste capítulo serão apresentados resultados referentes a climatologia sobre a América do Sul da precipitação, temperatura e vento dos modelos de circulação global acoplados (MCGA) e dos modelos de circulação geral atmosféricos (MCG). Além disso, será apresentada a análise estatística das simulações. Basicamente, serão abordados dois fatores: 1) se o aumento da resolução horizontal dos modelos melhora a representação da climatologia simulada na região, e 2) o impacto da temperatura da superfície do mar no padrão destas variáveis através da comparação entre simulações acopladas e atmosféricas.

### **4.1 Padrão Sazonal**

#### **4.1.1 Precipitação e vento em 850 hPa**

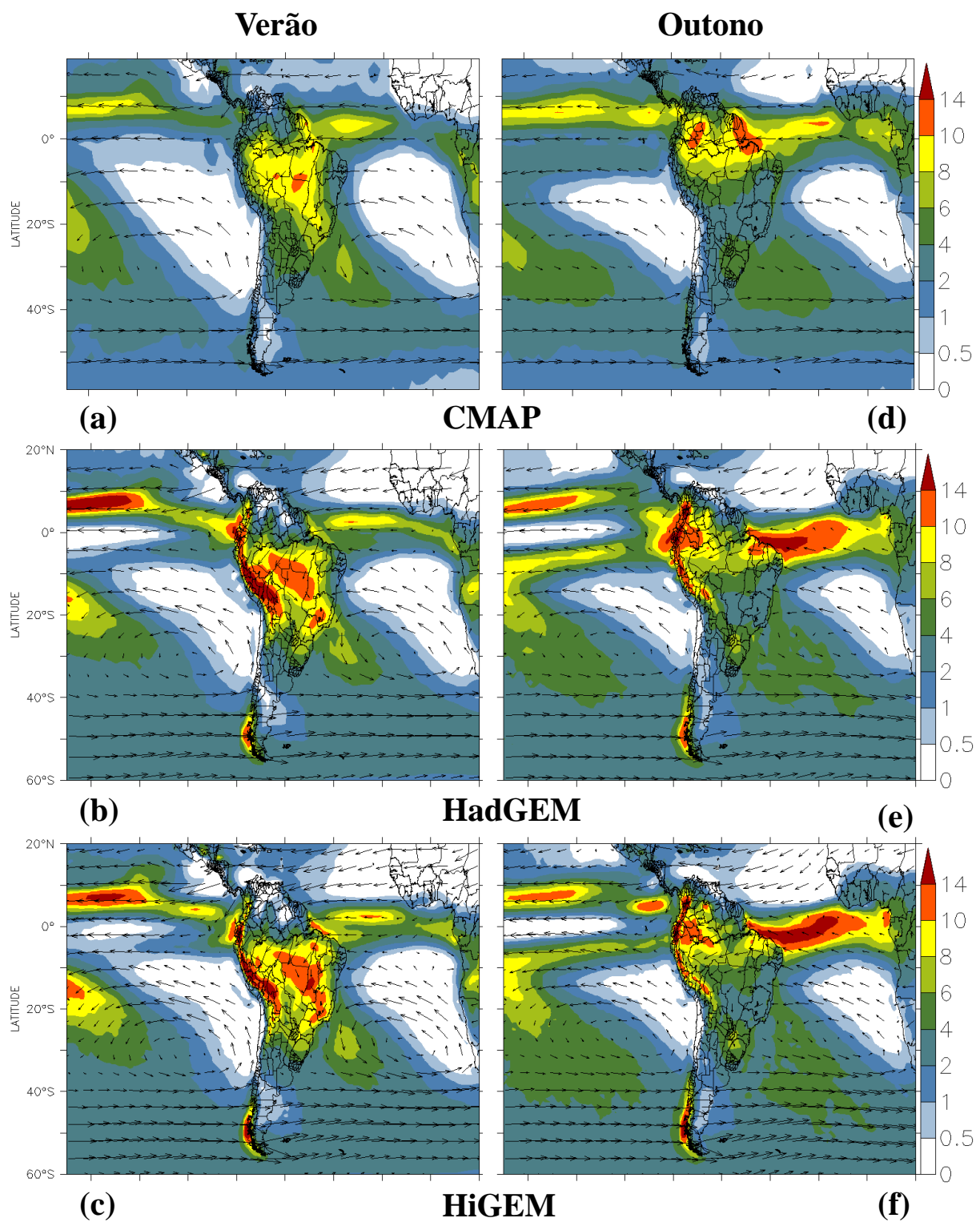
As climatologias sazonais da precipitação e do vento em 850 hPa sobre a AS dos modelos acoplados e atmosféricos são apresentadas nas figuras 4.1, 4.2, 4.4 e 4.5. Para auxiliar na validação das simulações são apresentadas nas figuras 4.3 e 4.6 as diferenças entre os campos de precipitação das simulações e do CMAP. Além disso, a figura 4.6 apresenta a diferença entre as climatologias de precipitação dos modelos acoplados e atmosféricos.

As principais características do ciclo sazonal da precipitação e da circulação em 850 hPa presentes no CMAP são representadas tanto nas simulações acopladas como nas atmosféricas durante as quatro estações do ano. Entretanto, alguns sistemas que serão discutidos com detalhes, não são representados pelos modelos com a mesma intensidade e posição das análises.

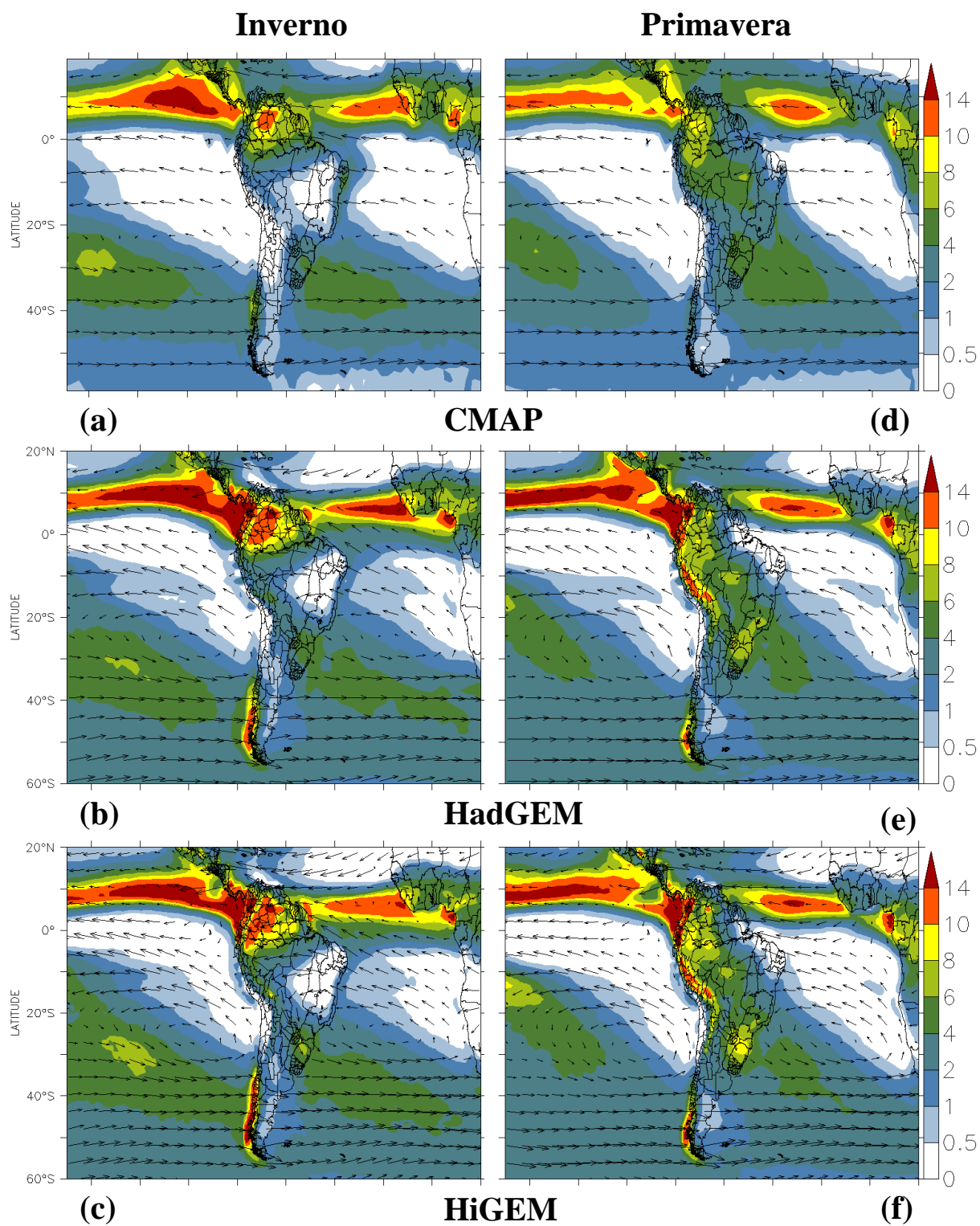
O deslocamento para sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante o verão (DJF) e o outono (MAM), e para norte durante o inverno (JJA) e primavera (SON) nas simulações acopladas é similar ao do CMAP, embora em geral exista superestimativa (subestimativa) de intensidade ao norte (ao sul) no ZCIT sobre o Pacífico, como mostra a figura 4.3 com as diferenças entre os campos simulado e observado. Nos modelos

atmosféricos o deslocamento norte sul da ZCIT é menor do que nos acoplados, principalmente sobre o oceano Pacífico, onde este sistema situa-se sempre a norte de 5°N, enquanto que sobre o oceano Atlântico apenas no verão a ZCIT é identificada mais ao sul, próximo à costa do nordeste brasileiro (Fig. 4.4b, c, d). Apenas no outono nas simulações atmosféricas a ZCIT no Atlântico se desloca mais ao sul do que o CMAP (Figs. 4.4e-h). Os modelos atmosféricos durante o verão, outono e inverno subestimam a chuva sobre o sul do Oceano Atlântico Norte, próximo a costa oeste da África, e superestimam na maior parte do Pacífico (Fig. 4.6). Além disto, na primavera estes modelos subestimam a chuva na metade leste do Atlântico tropical (entre 10° e 20° N) e na maioria dos casos excesso de chuva na sua metade oeste. Este erro dos modelos atmosféricos em simular a ZCIT do Atlântico é comum entre os modelos climáticos globais não acoplados. Biasutti et al. (2006) identificou o mesmo padrão da ZCIT sobre o Atlântico Tropical. Os autores abordam que os modelos atmosféricos têm dificuldade em representar a correta relação entre a TSM e a precipitação na região do Atlântico, atribuindo isto a excessiva sensibilidade dos modelos a forçante direta da TSM local. Sendo o Atlântico uma região com TSM mais quente os modelos tendem a simular o máximo de precipitação sobre esta região, seguindo uma relação direta entre os dois afetando a convergência do vento em superfície e assim a localização da ZCIT.

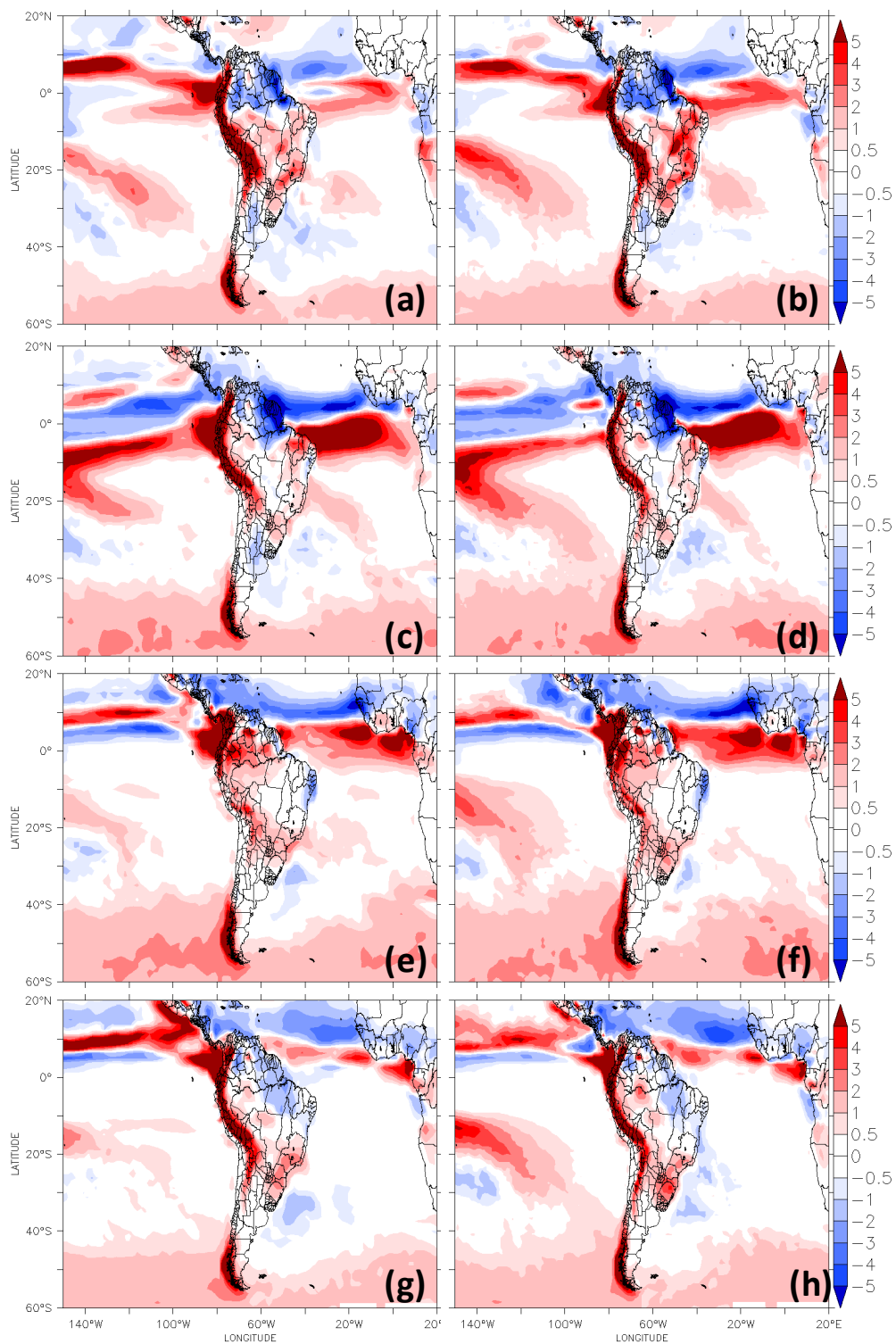
Na figura 4.7 são mostradas as diferenças sazonais entre as simulações acopladas e atmosféricas. No que se refere a ZCIT, o padrão da diferença mostra uma intensificação da precipitação pelos modelos acoplados em relação aos atmosféricos nas 4 estações do ano, com o Atlântico permanecendo mais úmido, contudo com o aumento da resolução este bias úmido diminui. O oceano Pacífico apresenta uma região chuvosa e outra úmida em virtude da quebra da ZCIT em todos os MCGA. O padrão espacial das diferenças entre MCGA e MCG é semelhante ao das diferenças entre MCGA e o CMAP, exceto algumas regiões com bias menores, comportamento que era esperado visto os modelos atmosféricos são alimentados com a TSM das reanálises.



**Figura 4.1.** Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do CMAP (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f).



**Figura 4.2.** Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do CMAP (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f).



**Figura 4.3.** Diferença entre a precipitação simulada pelos modelos acoplados e o CMAP no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). HadGEM-CMAP na coluna da esquerda e HiGEM-CMAP na coluna da direita.

No verão e no outono (Figs. 4.1) as simulações acopladas apresentam uma quebra na ZCIT no Pacífico, característica comum de modelos globais, que pode ser atribuída ao seu ajuste no fluxo de massa. Como é produzida muita chuva em uma determinada região o modelo tem que compensar isto de alguma forma, gerando então subsidência que seca uma região próxima (Iracema et al., 2002; Gandu e Silva Dias, 1998). Alguns estudos como o de Ma et al. (1996), Yu e Mechoso (1999), Li et al. (2004) atribuem a dupla ZCIT a subestimativa das nuvens stratus na costa peruana no sudeste do Pacífico, problema comum nos MCGAs que afeta diretamente a simulação da ZCIT. Li et al. (2004) apontam outra possível causa para a dupla ZCIT: a advecção quente associada a falsos gradientes zonais de TSM na região. Zhang e Wang (2006) usando o modelo CCSM3 do NCAR mostram que alterações no esquema convectivo atenuam bastante a dupla ZCIT eliminando a banda de precipitação ao sul do equador no Pacífico Central e Leste nos meses de JJA, indicando que, dependendo da parametrização convectiva usada, a dupla ZCIT pode surgir rapidamente nos primeiros meses após o início da simulação o que pode ser corrigido pela parametrização úmida dos modelos.

Os resultados indicam que nos modelos apenas com componente atmosférico, apesar de utilizarem análise de TSM, a dinâmica do modelo não está resolvendo corretamente as condições oceânicas da ZCIT sobre o Atlântico. No entanto, sobre o Pacífico apresentam erros menores do que os acoplados e com isso a dupla ZCIT é atenuada nestes modelos. As condições oceânicas são importantes para o deslocamento desta zona de convergência nas simulações. Sabe-se que, além da sazonalidade, a ZCIT tende a se deslocar para regiões onde a TSM está mais quente, como isto não ocorre nestas simulações, a TSM pode ser a causa da falha destes modelos em representar a ZCIT. Logo, os modelos acoplados representam melhor a banda longitudinal da precipitação que forma a ZCIT sobre o Atlântico equatorial, apesar da intensificação, já que os atmosféricos simulam quebras desta região. O correto posicionamento da ZCIT pelos MCGA difere dos resultados obtidos por Seth et al. (2010), que analisando nove modelos do Coupled Model Intercomparison Project versão 3 obtiveram a ZCIT deslocada para sul do equador e com uma intensidade mais fraca do que a observada.

Em relação ao aumento da resolução horizontal dos modelos acoplados nota-se que o HadGEM e o HiGEM apresentaram um padrão espacial com pouca diferença na posição e intensidade da ZCIT principalmente no verão e inverno. Nos modelos atmosféricos o padrão espacial das simulações não sofre alteração considerável com o aumento da resolução horizontal. Os modelos acoplados representam melhor a banda longitudinal da precipitação

que forma a ZCIT do Atlântico, apesar da maior intensidade em relação ao CMAP, enquanto os atmosféricos simulam quebras leste/oeste neste ramo da ZCIT.

Nas figuras 4.1a-c, 4.2d-f, 4.4a-d, 4.5e-h a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no CMAP e nas simulações, é indicada por uma região com altos valores de precipitação que se estendem desde o sul da Amazônia até o oceano Atlântico Subtropical, onde seu ramo oceânico é evidente na costa sudeste da AS (Kodama, 1992, Carvalho et al 2004; Carvalho et al 2002; Satyamurty et al. 1998). A atuação da ZCAS ocorre durante o verão e a primavera, período com maior aquecimento solar e disponibilidade de umidade. Os campos em 850 hPa mostram que os ventos em baixos níveis de noroeste transportam umidade da região Amazônica para as regiões subtropicais da AS (Figuras 4.1a-c, 4.2d-f, 4.4a-d, 4.5e-h), que juntamente com a parte oeste do escoamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) fornecem as condições necessárias para o desencadeamento da intensa convecção nesta época do ano nos trópicos e subtropicais da América do Sul.

Analisando as diferenças devido à resolução horizontal das simulações acopladas observa-se que o HiGEM representa mais precisamente a extensão noroeste/sudeste da ZCAS continental (Figs. 4.1c e 4.2f). Além disso, esta simulação com maior resolução apresenta intensidade mais próxima ao CMAP para este sistema, principalmente no verão, apresentando menor bias úmido, apesar da maior intensificação do sistema na primavera quando começa a se configurar (Figs. 4.3 a-c, 4.6a-c). Nos modelos atmosféricos, a maior resolução (NUGAM) intensifica a ZCAS, tanto sobre o continente como no ramo oceânico. Quando são comparadas as simulações acopladas e não acopladas, os modelos com o componente oceânico apresentam padrão espacial da ZCAS mais próximo ao do CMAP, embora superestimem a banda continental de precipitação associada a este sistema, o bias nestas simulações é menor (Figs. 4.3-4.6).

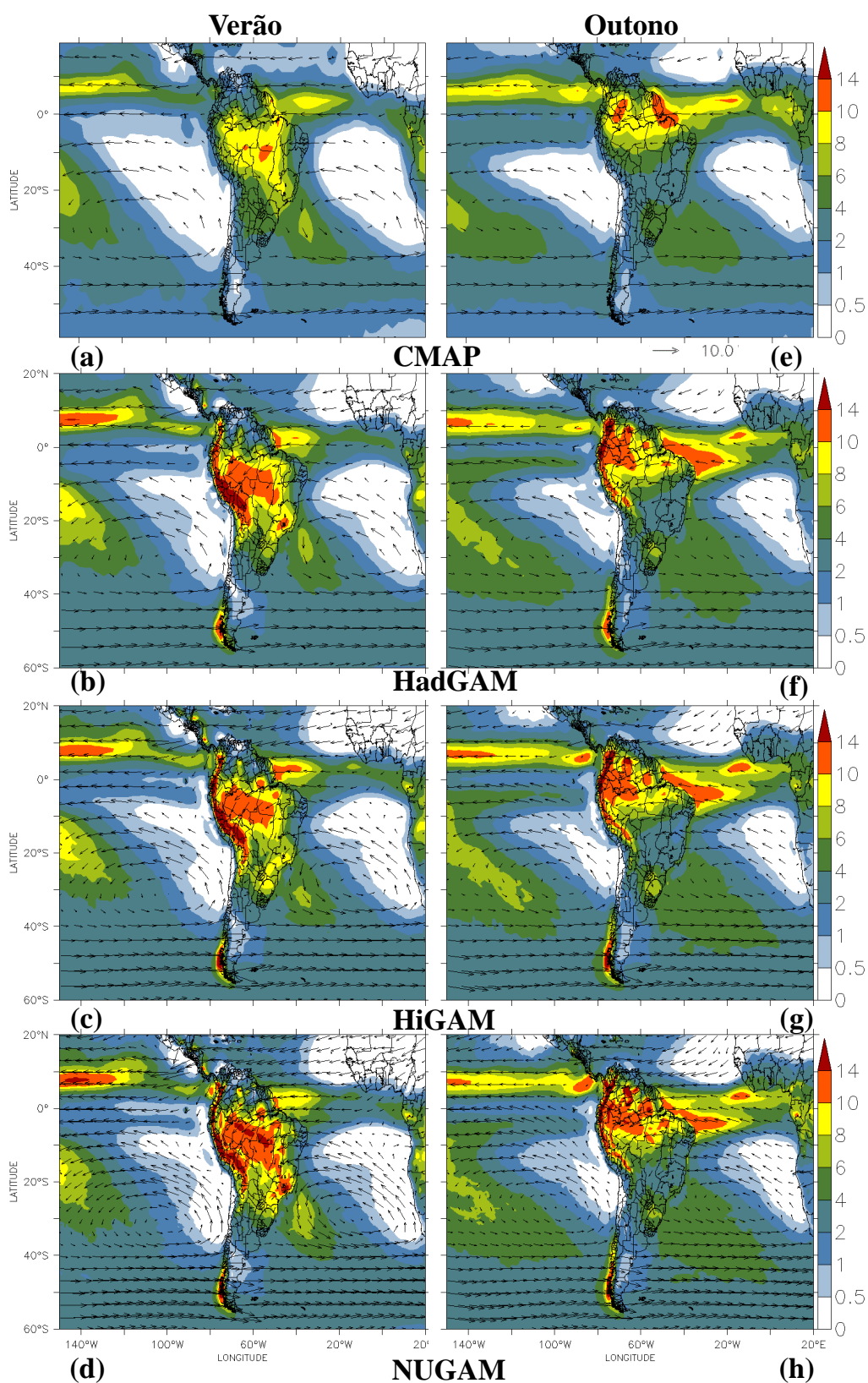
No verão (Figs. 4.1a-c, 4.4a-d) e na primavera (Figs. 4.2d-f, 4.5e-h) tanto no CMAP como nas simulações dos MCGA e MCG, a área continental ao norte de 30°S apresenta valores mais elevados de chuva relacionados as zonas de convergência (ZCAS e ZCIT), enquanto que a área mais seca situa-se ao sul de 35°S. No outono (Figs. 4.1d-f, 4.4e-f) e no inverno (Figs. 4.2a-c, 4.5a-d) duas regiões apresentam intensa precipitação, uma devido à incursão dos sistemas frontais sobre o sudeste-sul do Brasil e a outra no norte da AS, que neste caso ocorre em função da localização mais ao norte da ZCIT.

Durante o inverno os MCGA e MCG (Figs. 4.2b-c, 4.5b-d) simulam a extensa área seca do nordeste até o sudeste do Brasil (ao norte de 20°S). No entanto, os modelos acoplados

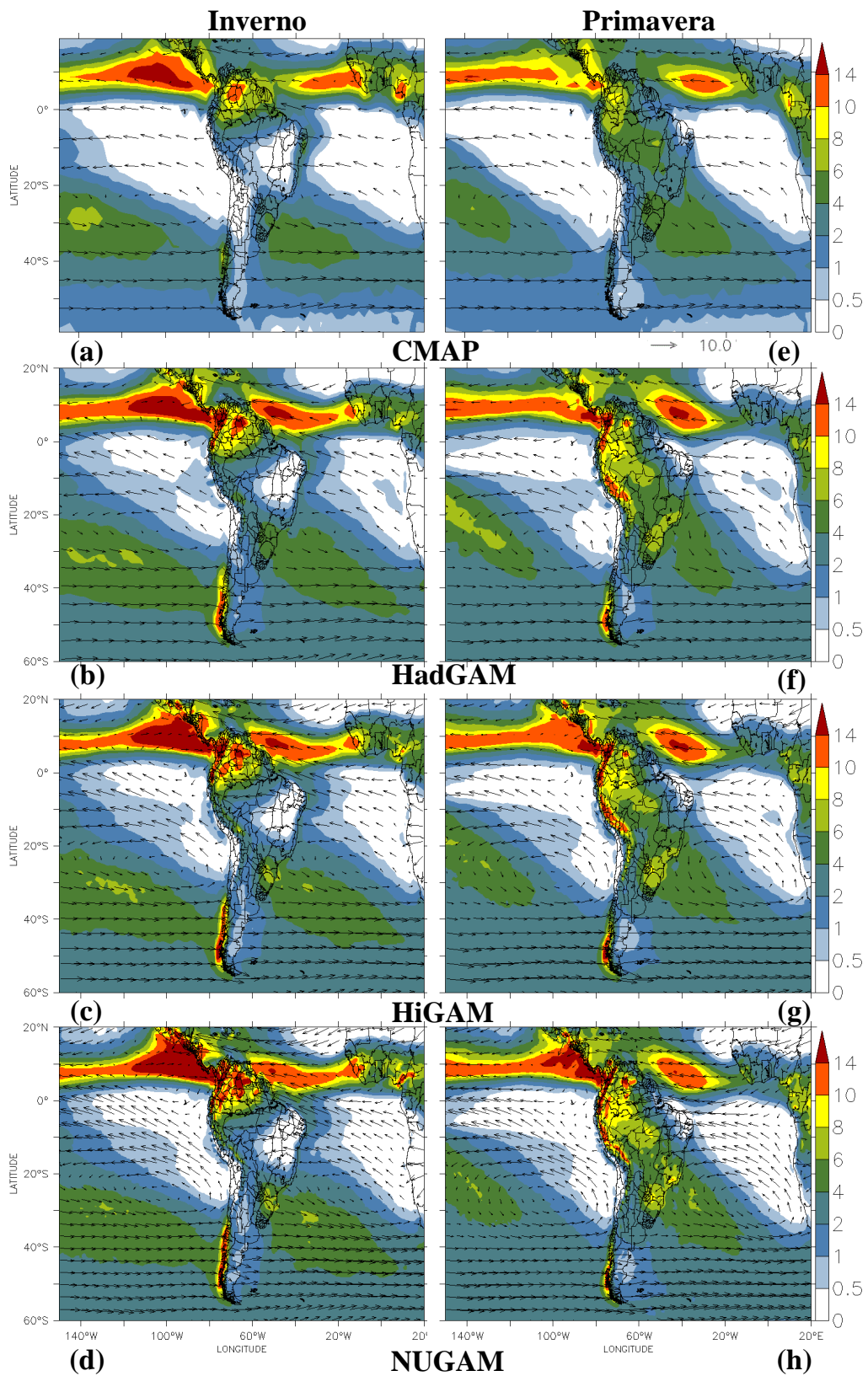


representam com maior precisão a extensão desta área, já que os modelos atmosféricos por serem mais úmidos simulam esta região seca com extensão menor do que a do CMAP. No inverno e no outono na costa leste do nordeste do Brasil são identificadas chuvas mais intensas, tanto nas simulações dos modelos globais como no CMAP. Este padrão segundo Kousky (1980) resultaria da convergência entre os ventos alísios e a brisa terrestre noturna. Sobre o continente, a área com maior taxa de precipitação na estação fria abrange parte da região SESA (Fig. 3.1) em todas as simulações o que está de acordo com o padrão do CMAP. Grande parte desta chuva é proveniente da passagem/desenvolvimento dos ciclones extratropicais e sistemas frontais associados, que nesta região são mais frequentes durante o inverno (Gan and Rao, 1991; Reboita et al., 2010b). Comparativamente, as simulações superestimam a chuva na porção continental, enquanto pequena subestimativa ocorre no setor oceânico da SESA (Fig. 4.3 e 4.6).

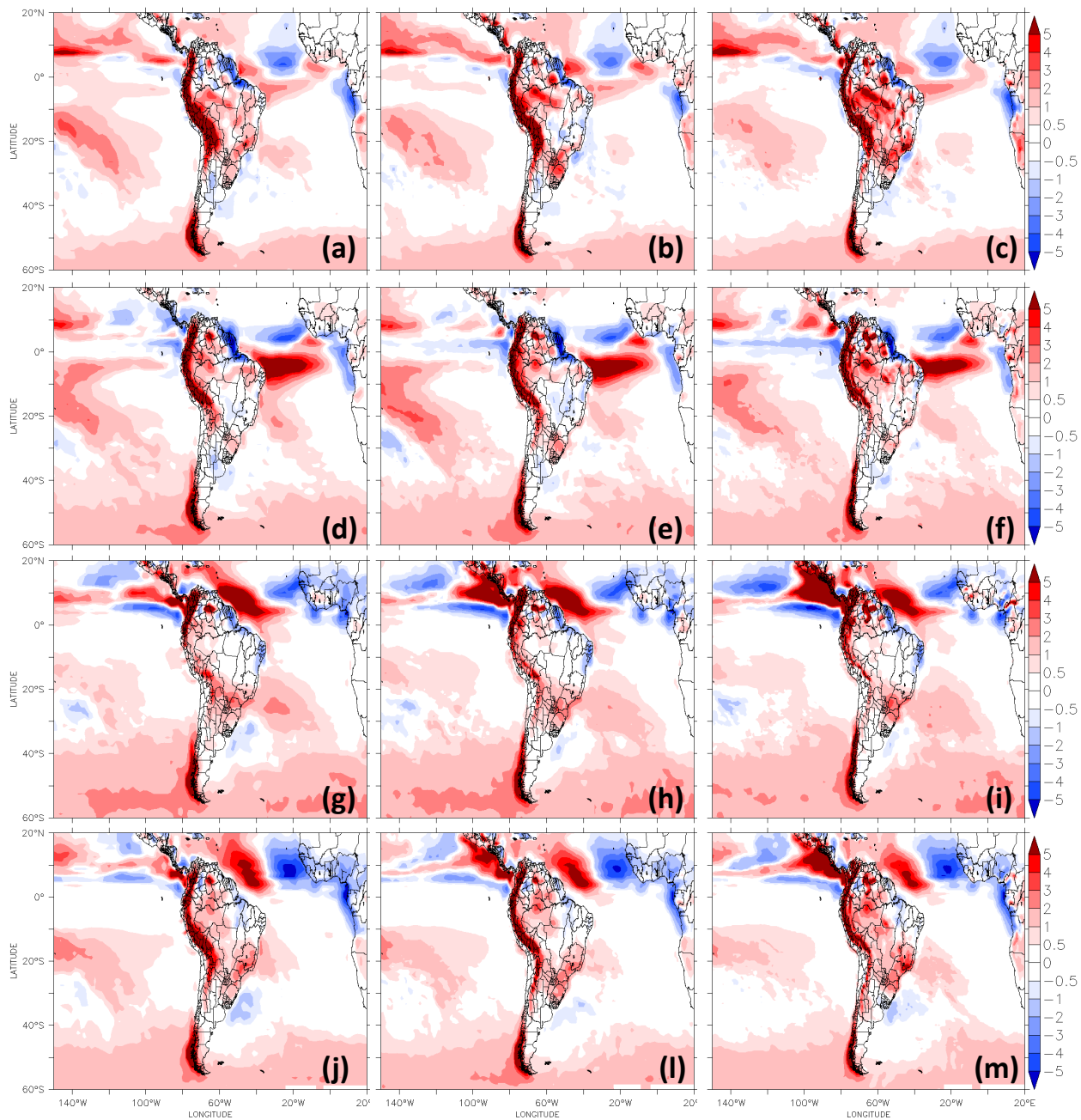
O posicionamento e deslocamento da ZCAS e das Altas Subtropicais do Pacífico e Atlântico são melhores simulados pelos modelos acoplados. No entanto, em todas as estações o HadGEM e HiGEM posicionam mais ao norte do que a reanálise do NCEP o ramo descendente das altas subtropicais, que corresponde a região de supressão de precipitação sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. Os modelos atmosféricos simulam a extensão das Altas Subtropicais do Pacífico e Atlântico menor do que no NCEP, contudo neste caso o aumento da resolução diminuiu este erro e aproxima a simulação da observação.



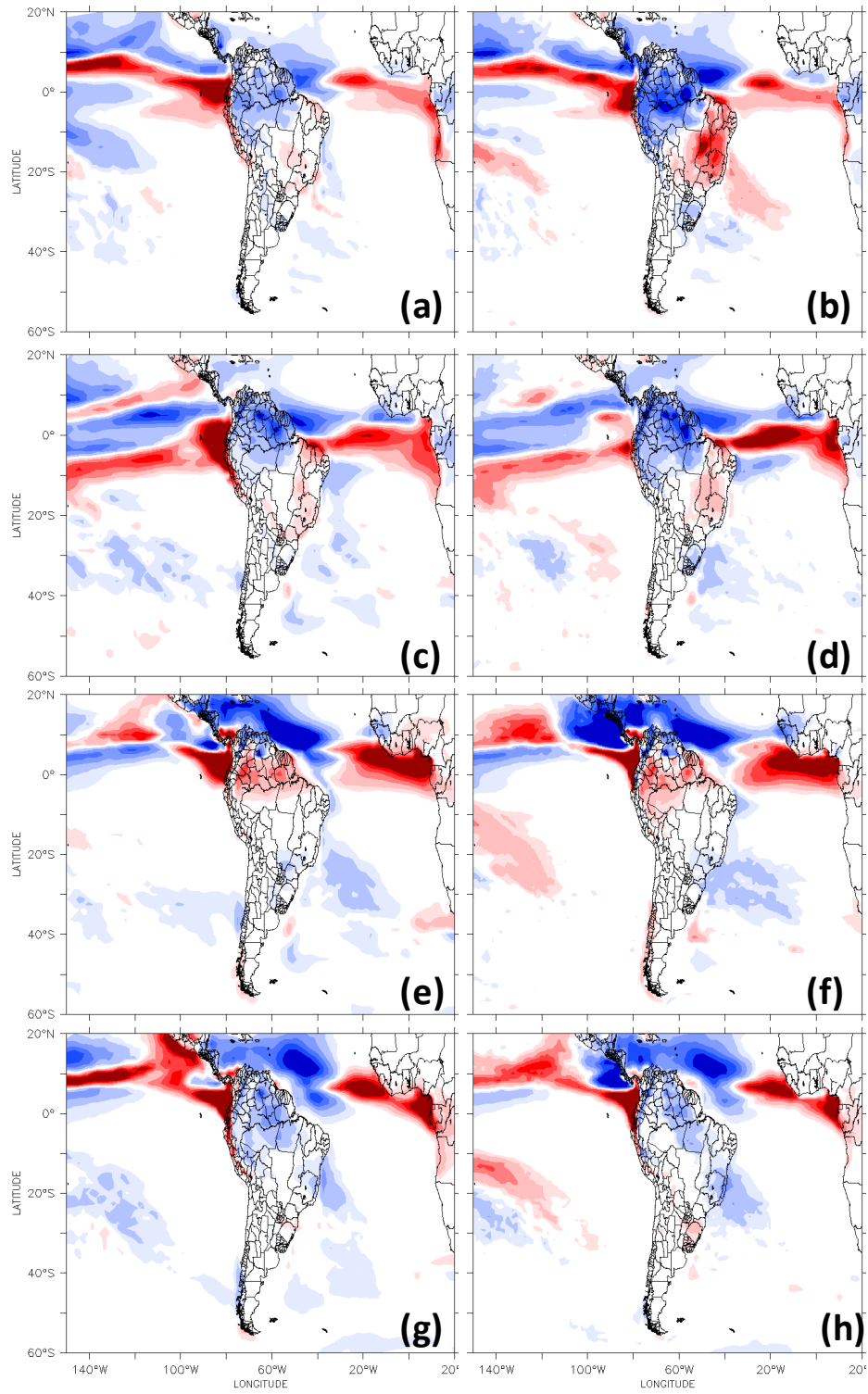
**Figura 4.4.** Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do CMAP (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h).



**Figura 4.5.** Climatologia sazonal da precipitação (mm/dia) e vento em 850 hPa (m/s) na AS no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do CMAP (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d, h).



**Figura 4.6.** Diferença entre a precipitação simulada pelos modelos atmosféricos e o CMAP no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGAM-CMAP na coluna da esquerda, HiGAM-CMAP na coluna central e NUGAM-CMAP na coluna da direita.



**Figura 4.7.** Diferença entre a precipitação simulada pelos modelos acoplados e atmosféricos no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-HadGAM na coluna da esquerda e HiGEM-HiGAM na coluna da direita.

As simulações tanto do MCGA como dos MCG representam de forma coerente os padrões espaciais da precipitação observados no CMAP (Figs. 4.2 e 4.3) e descritos anteriormente. No entanto, superestimam a taxa de chuva, com destaque para a fronteira oeste das regiões de maior elevação como, por exemplo, o sul do Chile. Esta é uma característica comum de muitos modelos globais que bloqueiam o escoamento de oeste e forçam movimentos ascendentes com consequente precipitação intensa, ou seja, não simulam corretamente os padrões de circulação e precipitação associados às topografias elevadas. Nas figuras 4.3 e 4.6 estes erros são claramente identificados. A superestimativa da chuva sobre a região dos Andes por modelos globais também foi discutida por Cavalcanti et al. (2002) e Stern e Miyakoda (1995). Esta superestimativa foi atribuída pelos autores ao erro de Gibbs associado à deficiência na representação espectral sobre a região. Porém, como mostram as figuras 4.3 e 4.6 este erro também ocorre em modelos de ponto de grade. Comparativamente, as figuras 4.1 e 4.2 mostram que o aumento da resolução horizontal nos modelos acoplados contribui para reduzir a chuva excessiva simulada pelo HadGEM sobre a Montanha dos Andes (de 25° a 10°S principalmente no verão e primavera).

Outro fator de destaque nas simulações acopladas é que em grande parte da Amazônia as simulações representam a chuva de forma semelhante ao CMAP nas 4 estações do ano, com erros sistemáticos pequenos ( $\text{bias} \leq 1 \text{ mm/dia}$ , figura 4.3), exceto em sua porção mais ao norte. Isto difere de resultados com outros MCGs, como o MCGA CPTEC-COLA (Cavalcanti et al., 2002), ECMWF (Brankovic e Molteni, 1997) e NCAR-CCM3 (Hurrell et al.; 1998), que simulam excessivo déficit de chuva sobre a região da Amazônia durante o verão. Os modelos atmosféricos apresentam em geral erros sistemáticos maiores do que os modelos acoplados na Amazônia.

Os mapas sazonais dos modelos acoplados (Figuras 4.1, 4.2 e 4.3) mostram padrão espacial nas simulações semelhante, no entanto em algumas estações o aumento da resolução horizontal contribui para reduzir o bias como, por exemplo, sobre o centro-oeste do Brasil durante o inverno e na primavera no norte da Amazônia e leste do sul do Brasil e Uruguai, além dos setores subtropical e tropical dos Andes durante todo o ano. Os modelos acoplados, embora superestimando a chuva, apresentam erros sistemáticos menores do que os modelos apenas com o componente atmosférico. Além disso, as simulações acopladas representam melhor o padrão espacial da precipitação tanto sobre o continente como sobre o oceano, com algumas exceções, como durante o verão no ramo oceânico das ZCAS. Estes resultados indicam que o aumento da resolução e o acoplamento oceano-atmosfera implica em melhorias

importantes na simulação de precipitação sobre a AS. No entanto, apenas o aumento da resolução não é suficiente para representar corretamente os padrões da precipitação sobre a AS.

#### **4.1.2 Temperatura**

A temperatura média sazonal da ERAIN e das simulações dos modelos globais acoplados e atmosféricos, bem como as diferenças entre simulações e observações são apresentados nas figuras 4.8 a 4.14. Os modelos acoplados e atmosféricos representam a distribuição espacial da temperatura similar à ERAIN, embora apresentem alguns erros. Sobre o continente, os modelos simulam atmosfera mais quente sobre o centro-norte da AS e mais fria sobre o centro-sul. Nos modelos apenas com o componente atmosférico os erros sistemáticos são menores sobre o continente no norte da AS nas 4 estações do ano e na parte central-sudeste da AS (Figura 4.13). Sobre os oceanos estas simulações são ligeiramente mais quentes do que a ERAIN, bem como sobre a região equatorial da ZCIT no hemisfério norte. Vale destacar que estes erros não ultrapassam  $0,5^{\circ}\text{C}$  sobre os oceanos. Estes resultados são condizentes com o fato que os modelos atmosféricos são forçados com dados observados de TSM, portanto estão livres dos erros de previsão da TSM como ocorre nos modelos acoplados.

No verão e no outono tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos, em geral, as temperaturas mais altas (acima de  $22^{\circ}\text{C}$ ) estão concentradas na faixa entre  $5^{\circ}\text{N}$  e  $30^{\circ}\text{S}$ , enquanto no inverno e na primavera ocorrem entre  $5^{\circ}\text{N}$  e  $20^{\circ}\text{S}$ . Já temperaturas inferiores a  $20^{\circ}\text{C}$  ocorrem sobre os Andes e nas latitudes mais altas, ao sul de  $35^{\circ}\text{S}$  e ao sul de  $25^{\circ}\text{S}$ , respectivamente, no verão-outono e inverno-primavera (Figs. 4.8, 4.9, 4.11, 4.12) em ambos modelos acoplados e atmosféricos. As regiões quentes e frias identificadas nos MCGA e MCG concordam com os resultados de Collins et al. (2009) que analisaram o padrão sazonal com os dados da reanálise do NCEP/NCAR para dois períodos 1948-1975 e 1976-2007. Em contrapartida, os autores identificaram apenas para o primeiro período a região sobre a Serra do Rio Grande do Sul e a Serra da Mantiqueira com temperaturas entre  $18^{\circ}\text{C}$  e  $21^{\circ}\text{C}$ , padrão notado aqui nas simulações acopladas que compreendem ao segundo período (simulação a partir de 1979).

No verão os modelos acoplados (Fig. 4.8b-c) simulam a região do Pacífico Equatorial mais fria do que a ERAIN, com o HiGEM apresentando os menores erros sistemáticos (Fig. 4.10a-b). No oceano Atlântico estes modelos também subestimam a temperatura em relação à

ERAIN, não apresentando a região com temperatura superior a 26°C que abrange o litoral do NDE brasileiro. O HiGEM é o único que apresenta esta região com temperaturas superiores a 26°C, mas limita-se à região equatorial. Sobre o continente os modelos são mais quentes na parte norte da AS e na região da baixa térmica do Chaco no norte da Argentina. Portanto neste caso, o aumento da resolução contribui de forma negativa, aumentando o erro médio positivo nestas regiões. No outono, inverno e primavera os modelos acoplados também são mais frios nos oceanos Pacífico e Atlântico Equatorial, bem como apresentam a parte norte da AS mais quente do que a ERAIN. No outono HadGEM e HiGEM se destacam por serem até 4°C mais quentes no norte da AS. No inverno (Figura 4.9b-c) se destaca que os modelos acoplados são mais frios no sul do oceano Atlântico, posicionando a isoterma de 24°C para norte ( $\approx 10^\circ$  S). Além disso, apenas o HiGEM simula a região com temperaturas acima de 26°C sobre o norte da AS. O modelo com baixa resolução horizontal, além de não simular esta região quente no inverno sobre o continente, é mais frio em 2°C (ou mais) no Pacífico Equatorial (Fig. 4.10g).

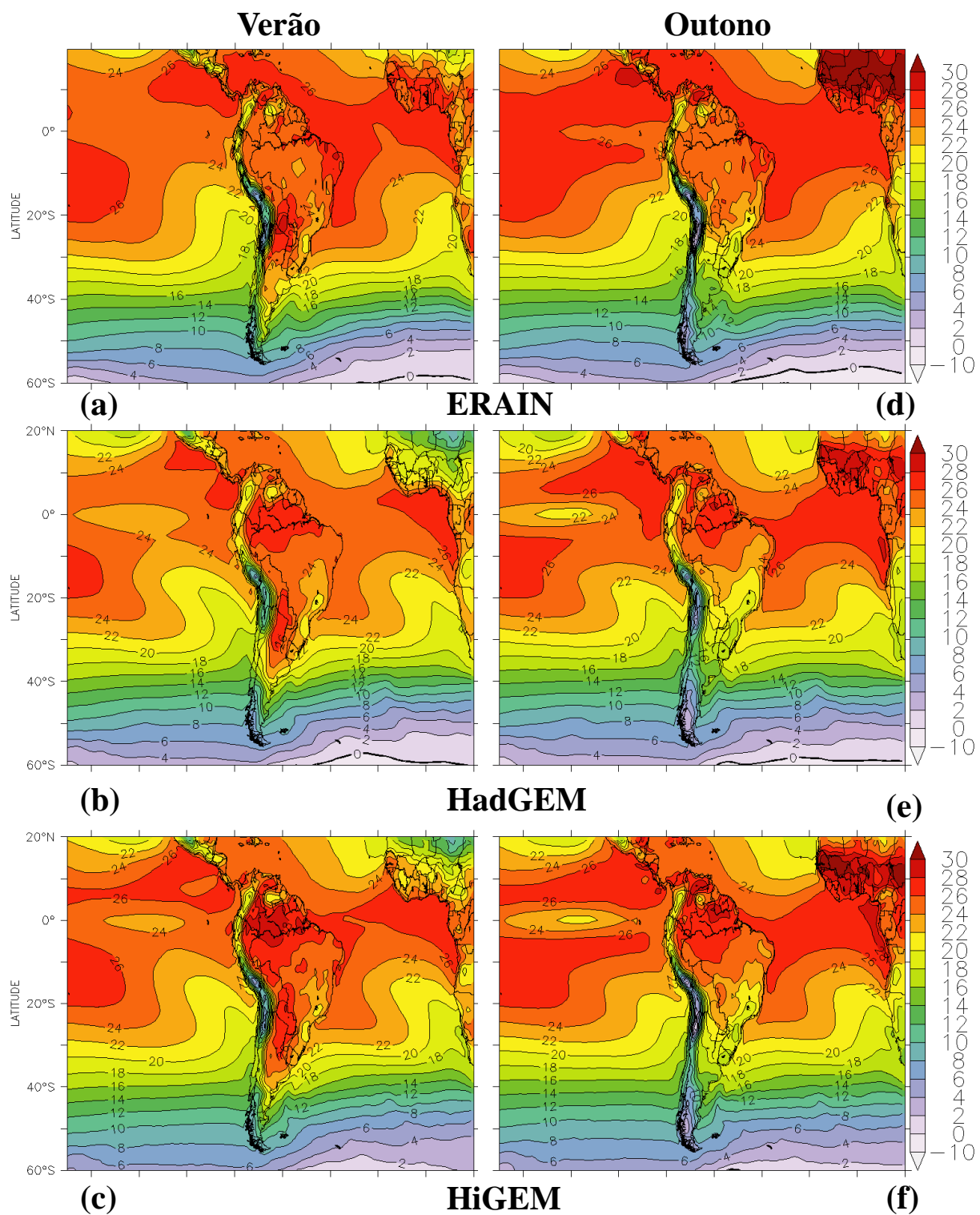
Ao comparar as diferenças entre as simulações e a ERAIN (Figs. 4.10 e 4.13) nas quatro estações do ano, em geral, sobre os oceanos as simulações acopladas são mais frias, com exceção da costa oeste da AS (entre 0° e 30°S) onde o bias é positivo, indicando provavelmente erros na simulação da ressurgência próximo da costa oeste da AS. Particularmente nesta região, o bias quente é maior no HadGEM em todas as estações do ano, principalmente na inverno e a na primavera. Os modelos atmosféricos são levemente mais quentes ou apresentam erros  $\leq +0,5^\circ\text{C}$ . No continente o padrão espacial do erro, tanto das simulações acopladas como das atmosféricas, não apresenta diferenças tão grandes como sobre o oceano. Os modelos acoplados se destacam sobre a região da Amazônia, pois apresentam em geral bias  $\leq +2^\circ\text{C}$ , sendo este erro no HadGEM praticamente nulo. Na região sudeste da AS os modelos apenas atmosféricos simulam de forma mais precisa a temperatura, com bias inferiores a  $+0,5^\circ\text{C}$ . A figura 4.14 mostra que os modelos acoplados são em geral mais frios que os atmosféricos, com exceção da costa oeste da AS (entre 0° e 30°) onde o bias é positivo. Nos modelos de maior resolução os erros sistemáticos são menores, tanto sobre o continente como sobre o oceano, com a região continental se destacando por apresentar erros inferiores a  $+0,5^\circ\text{C}$ . As diferenças entre os MCGA e MCG são semelhantes às identificadas entre MCGA e ERAIN (Figs. 4.10 e 4.13). Este padrão espacial é coerente visto que as simulações atmosféricas simulam padrão espacial praticamente igual ao do ERAIN, com bias quase nulo em grande parte da região dos oceanos, indicando o grande controle da TSM na temperatura do ar sobre os oceanos.



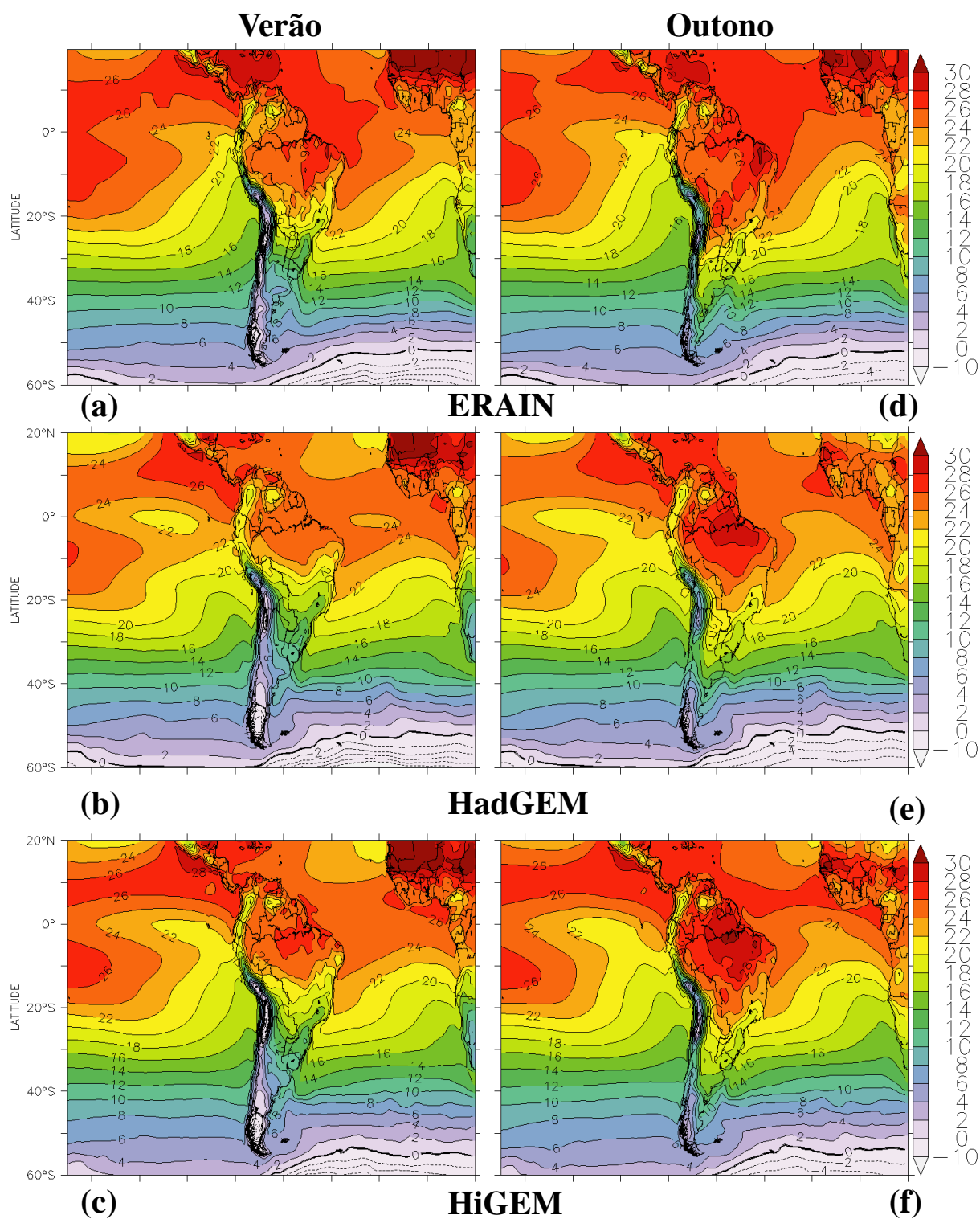
No estudo de Blázquez e Nuñez (2012) com o modelo global atmosférico de alta resolução da “Japanese Meteorological Agency” (JMA/MRI) no verão, outono e primavera, este modelo subestima a temperatura em até 4°C no leste da Argentina, oeste do Uruguai, sul do Chile e nas latitudes tropicais. Estes erros são menores tanto nas simulações acopladas como nas atmosféricas aqui analisadas, que apresentaram bias quente inferior a +0,5°C nestas regiões. Sobre a parte central da Argentina os autores obtiveram uma superestimativa de até 3°C na temperatura, concordando com a superestimativa aqui obtida, no entanto, este erro é menor nos MCGA e MCG ( $\leq 0,5^\circ\text{C}$ , Fig. 4.13). O modelo JMA/MRI possui 20 km (TL959) de resolução horizontal, o que é bem maior do que as resoluções aqui analisadas, no entanto apresenta ainda erros grandes na simulação da temperatura sazonal. Isto aponta que, além do aumento da resolução dos modelos climáticos as parametrizações físicas destes modelos também são de grande importância para reduzir erros nas simulações sobre a AS. No caso dos modelos do projeto HiGEM/UJCC aqui avaliados os erros na simulação da temperatura da AS são menores do que no JMA/MRI.

Os resultados apontam que o aumento da resolução contribuiu para reduzir os erros na simulação de temperatura, especialmente sobre os oceanos nas quatro estações do ano. Em geral, os maiores erros sistemáticos ocorrem sobre os oceanos e no norte da AS. A região sobre o oceano Pacífico é a mesma identificada na análise sazonal de precipitação (Figs. 4.1 e 4.2) de quebra da ZCIT, sendo esta uma característica comum de modelos globais que seria atribuído ao ajuste no fluxo de massa dos modelos ou então, à diferenças nas parametrizações como já discutido.

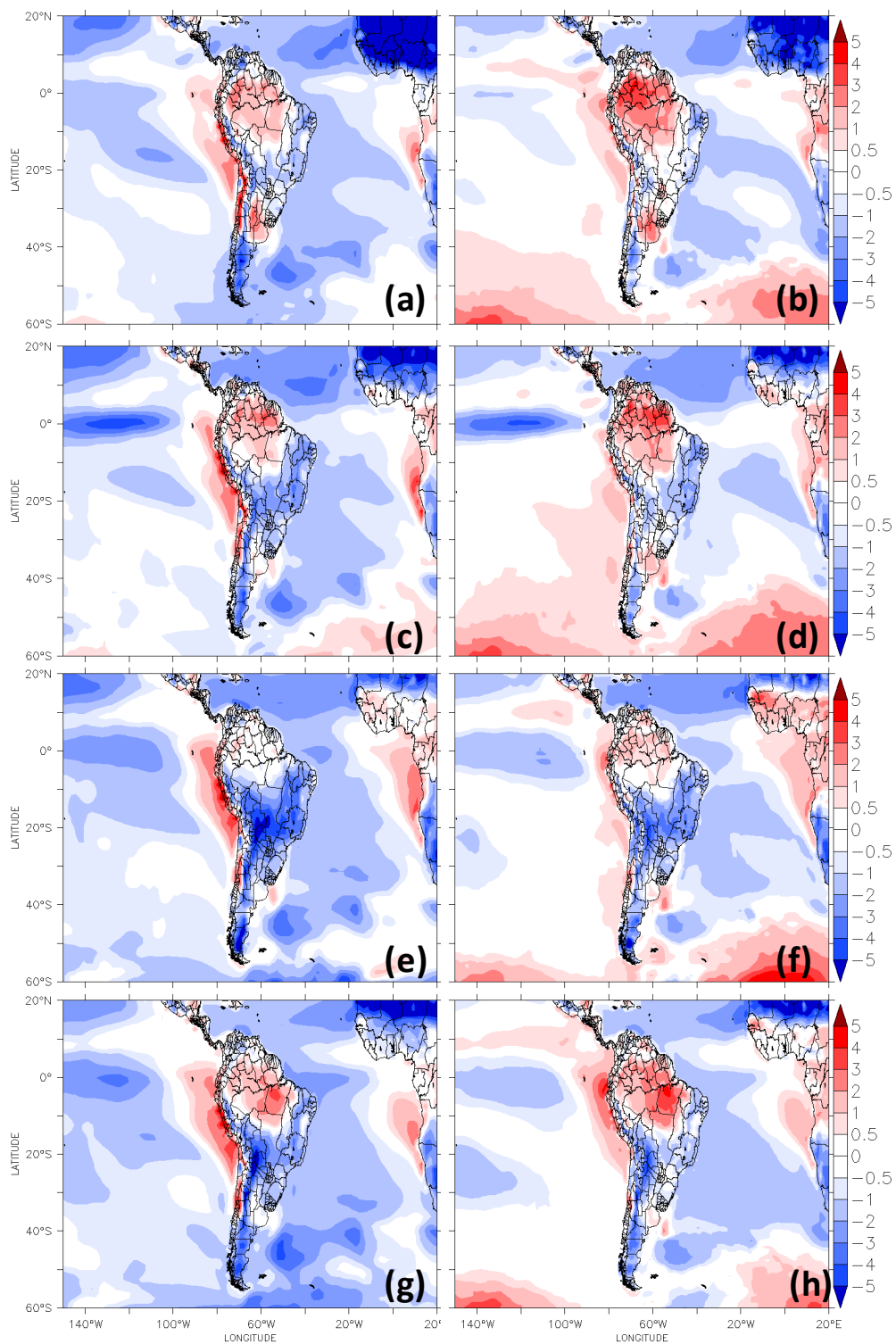
Comparando os erros sazonais de temperatura (Figs. 4.10 e 4.13) e precipitação (Figs 4.3 e 4.6) nota-se que as simulações que apresentam os maiores erros sistemáticos na temperatura sobre o continente são as mesmas que apresentam, principalmente sobre a região da ZCIT, os maiores erros na precipitação, ou seja, as simulações acopladas com chuvas mais intensas permanecem mais frias do que as atmosféricas. Isto está relacionado ao fato de que no modelo que chove mais ocorre maior cobertura de nuvens e conseqüentemente, redução na quantidade de radiação incidente implicando então em troposfera mais fria. Os resultados indicam que os modelos acoplados analisados ainda possuem erros relativamente grandes na temperatura sobre o oceano, indicando a necessidade de melhorias, principalmente na TSM, que possui impacto direto na temperatura do ar próximo à superfície sobre o oceano devido aos processos turbulentos na interface-ar-mar.



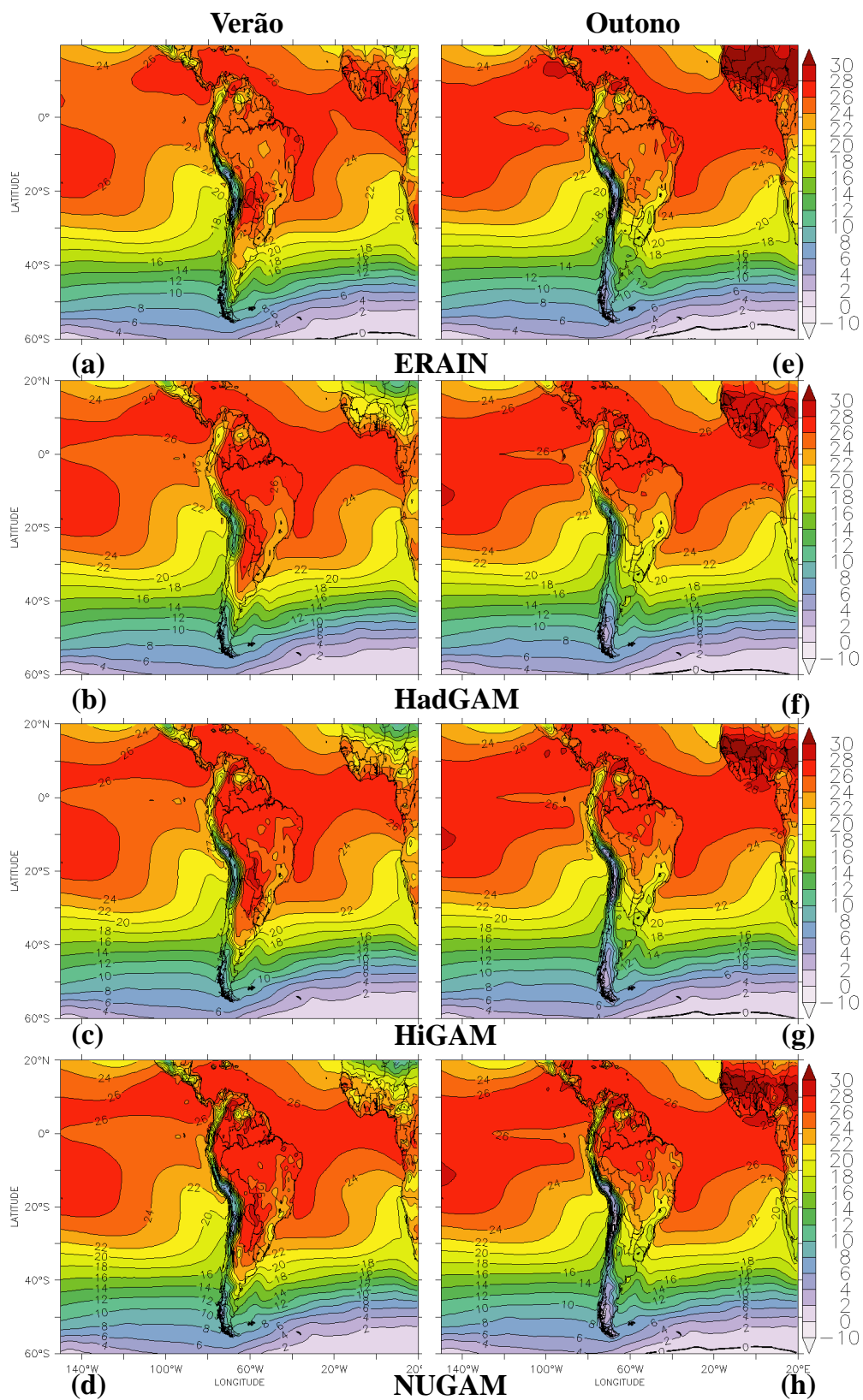
**Figura 4.8.** Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do ERA-Interim (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f).



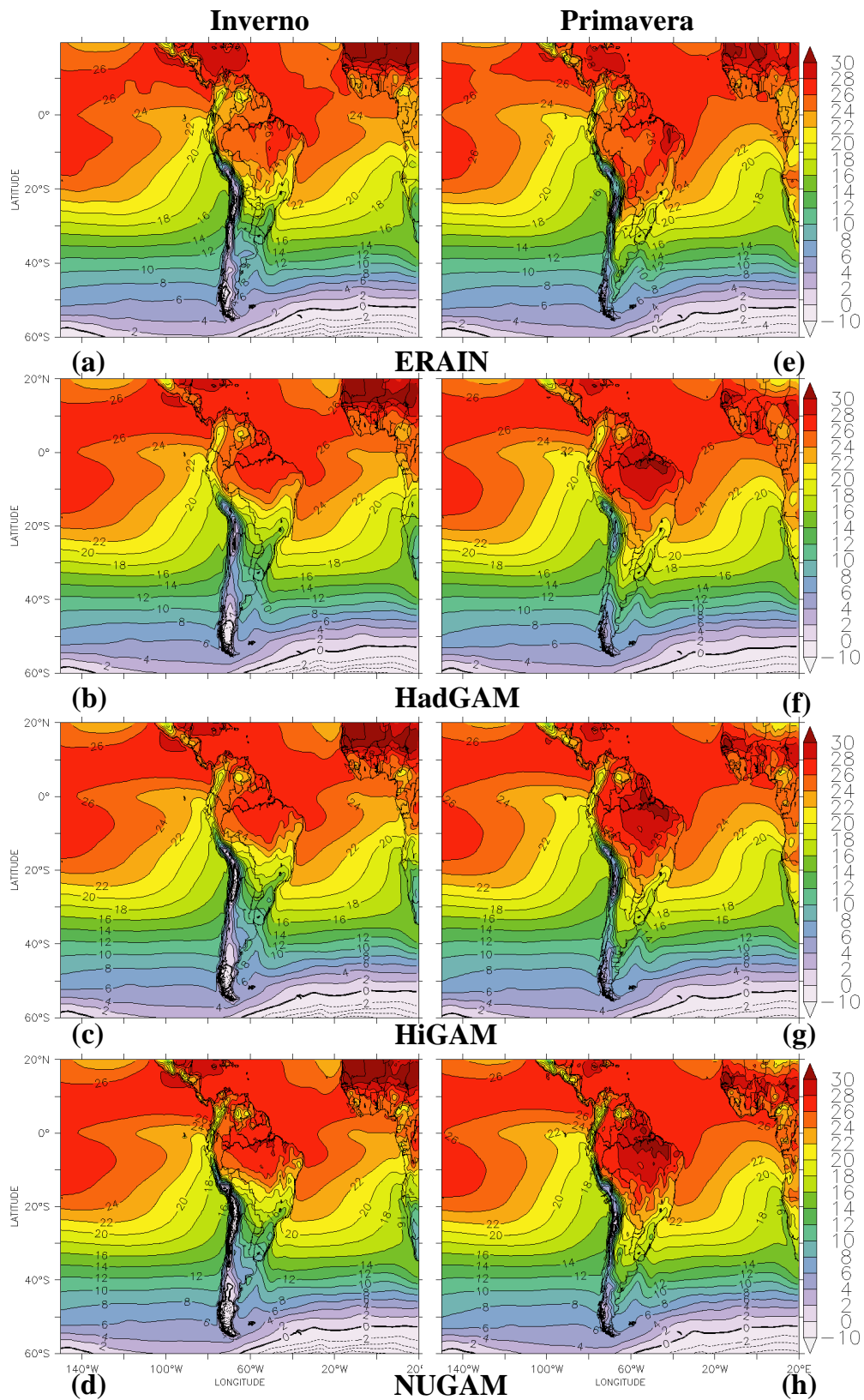
**Figura 4.9.** Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do ERA-Interim (a, d), e dos modelos acoplados HadGEM (b, e) e HiGEM (c, f).



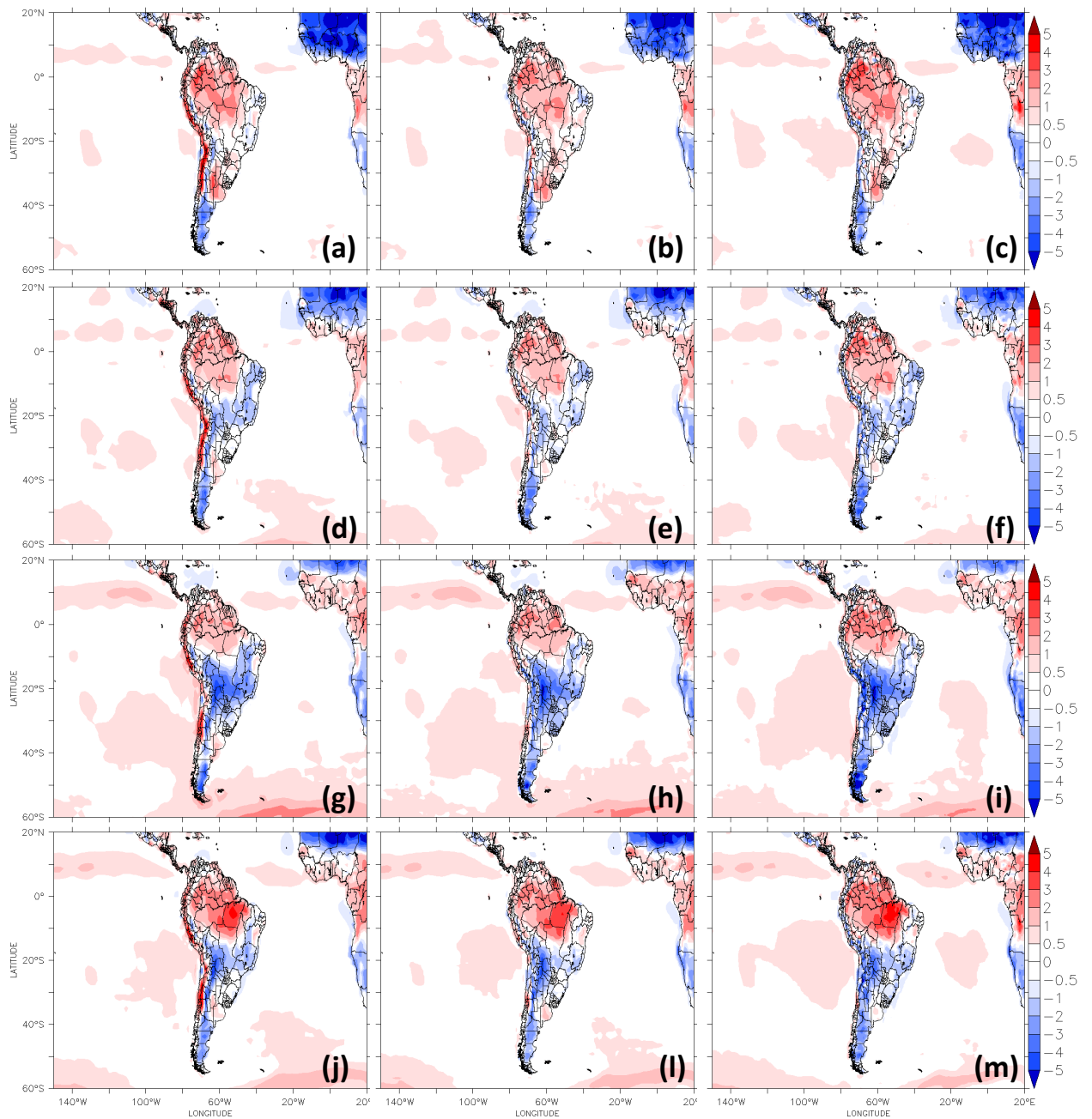
**Figura 4.10.** Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos acoplados e o ERA-Interim no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h). HadGEM-ERA-Interim na coluna da esquerda e HiGEM-ERA-Interim na coluna da direita.



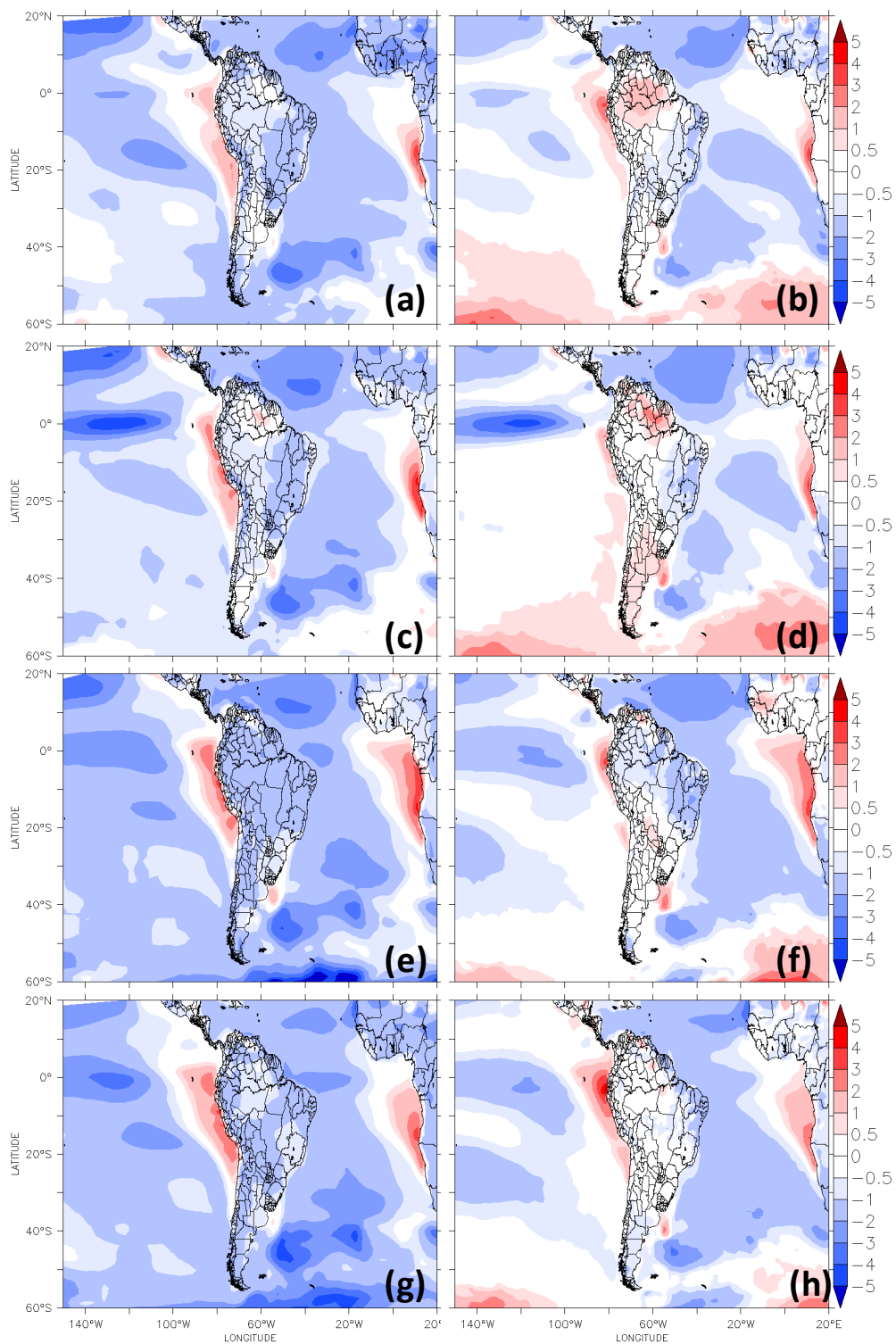
**Figura 4.11.** Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no verão (DJF - esquerda) e outono (MAM - direita) do ERAIN (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h).



**Figura 4.12.** Climatologia sazonal da temperatura do ar em 1,5 m na América do Sul no inverno (JJA - esquerda) e primavera (SON - direita) do ERA-Interim (a, e), e dos modelos atmosféricos HadGAM (b, f), HiGAM (c, g) e NUGAM (d,h).



**Figura 4.13.** Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos atmosféricos e o ERA-INT no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-ERA-INT na coluna da esquerda, HiGEM-ERA-INT na coluna central e NUGEM-ERA-INT na coluna da direita.



**Figura 4.14.** Diferença entre a temperatura simulada pelos modelos acoplados e atmosféricos no verão (a, b, c), outono (d, e, f), inverno (g, h, i) e primavera (j, l, m). HadGEM-HadGAM na coluna da esquerda e HiGEM-HiGAM na coluna da direita.

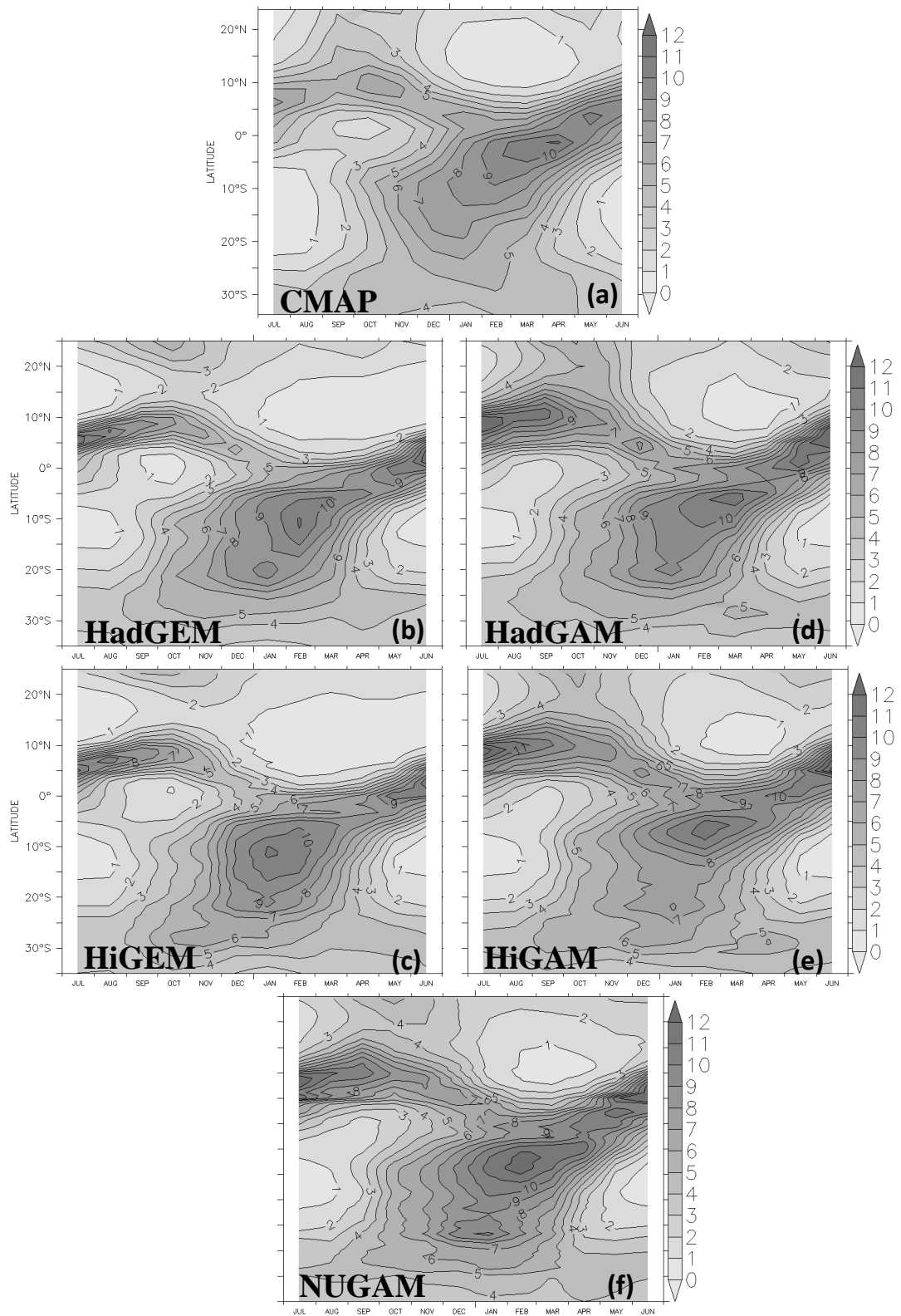


## 4.2 Ciclo Anual

### 4.2.1 Precipitação

A figura 4.15 com a precipitação média entre 65°-40°W versus o tempo é utilizada para analisar o ciclo anual da precipitação do CMAP e das simulações acopladas e atmosféricas da América do Sul. No CMAP (Fig. 15a) de setembro a outubro ocorre máximo de precipitação na região tropical, entre 10°N-5°S. Um máximo secundário é observado a partir de dezembro que corresponde ao início da estação chuvosa (dezembro a abril) no Brasil Central, que retorna à sua posição mais a norte a partir de maio. Este deslocamento do máximo de precipitação norte sul deve-se à migração da ZCIT entre os hemisférios norte e sul. Os modelos acoplados simularam um ciclo anual da precipitação semelhante ao do CMAP, diferindo no término da estação chuvosa que ocorre antecipadamente em março em todas as simulações. Dois períodos se destacam por apresentarem precipitação superior a do CMAP nas simulações. O primeiro entre julho-outubro na região entre 10°N e 5°S e o segundo de maio a junho, na mesma região, ambos referentes a expansão norte-sul do máximo de chuva da ZCIT. Os MCGA estendem até 25°S a área com chuvas fortes (7 mm/dia), enquanto no CMAP estas chuvas não ultrapassam 15°S, concordando com os resultados de Seth et al. (2007) para o modelo global ECHAM que também estenderam mais ao sul este máximo de precipitação.

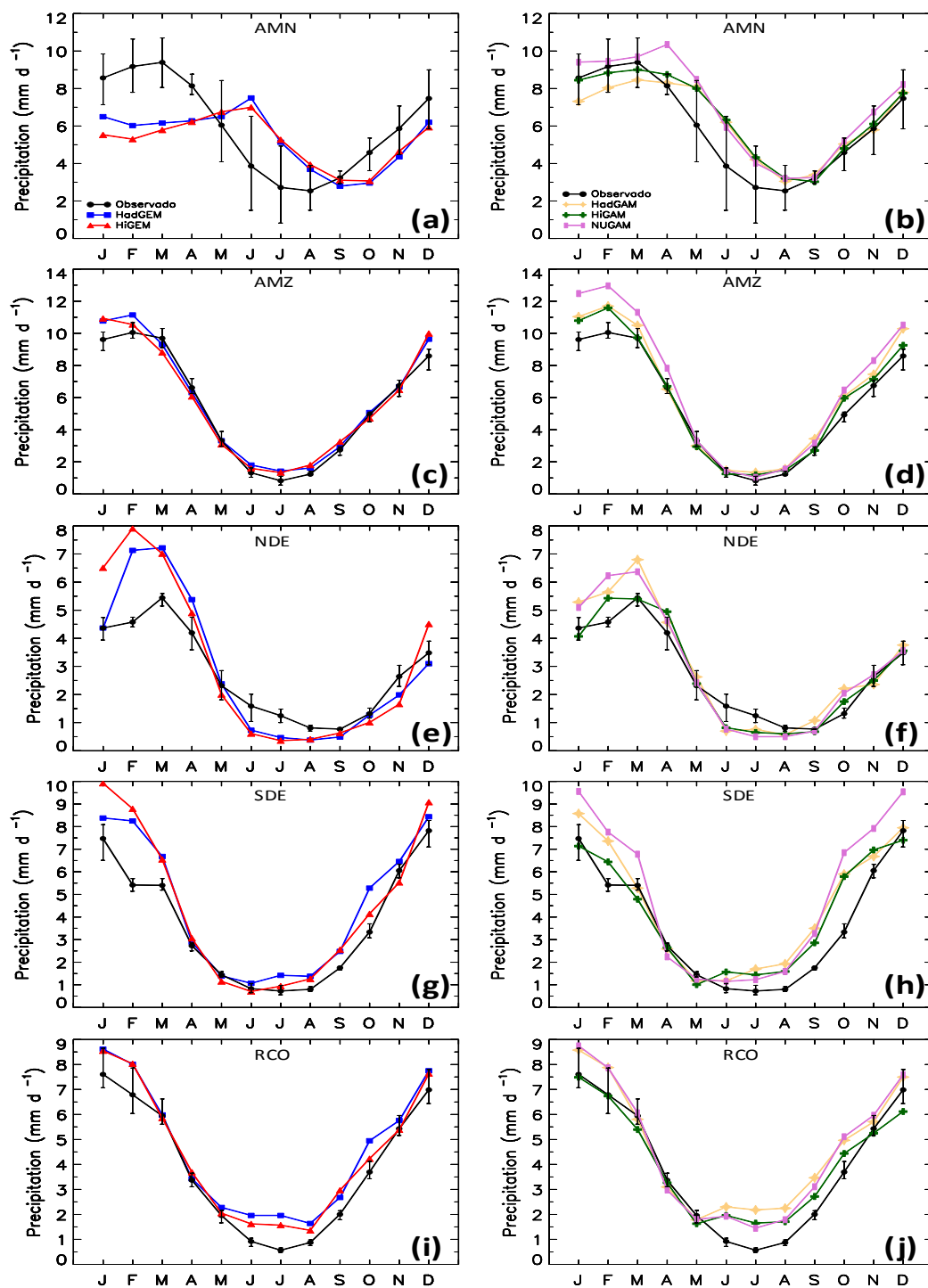
Outra característica que nas simulações acopladas assemelha-se ao CMAP refere-se a faixa com chuvas oriundas de sistemas frontais (25°S-35°S), onde chuvas intensas estão bem distribuídas durante o ano. Logo, o padrão espacial e a evolução mensal simulado são semelhantes ao do CMAP, no entanto os MCGA superestimam a precipitação nesta região. Dentre as simulações acopladas a de maior resolução apresenta valores mensais de chuva mais próximos ao CMAP, apesar de superestimar os máximos. Os modelos atmosféricos apresentam o mesmo padrão espacial e evolução temporal do CMAP e dos MCGA, entretanto, reduzem o período e a extensão para sul do máximo de precipitação sobre o Brasil central correspondente ao deslocamento para sul da ZCAS. Nos MCG o aumento da resolução horizontal piora a simulação do padrão espacial da chuva, visto que gera intensa superestimativa da precipitação.



**Figura 4.15.** Ciclo anual da precipitação média na área de 65°W a 40°W para o CMAP (a), os modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

A figura 4.15 indica um menor deslocamento do máximo de chuva do Hemisfério Norte (HN) para o Hemisfério Sul (HS) nas simulações, discordando dos resultados obtidos por Seth et al (2007) que mostrou dois máximos de chuva um em julho-agosto e outro em outubro-novembro, identificando assim a existência de uma descontinuidade na área com maior precipitação. Em contrapartida, concordam com os obtidos por Kousky (1988) que sugerem uma mudança suavizada do máximo de chuva entre os dois hemisférios, com o início da estação chuvosa (dezembro) marcando o deslocamento ao sul. O modelo ECHAM no estudo de Seth et al. (2007) apresentou outro erro no descolamento para norte do segundo máximo de chuva, que na simulação é mais fraco do que no CMAP, gerando uma região Amazônica mais seca do que as observações no início da estação seca. Este padrão diverge dos resultados aqui obtidos, já que os modelos acoplados simulam chuva intensa nesta região.

A figura 4.16 mostra o ciclo anual médio da precipitação para os 15 subdomínios de interesse da América do sul. Nesta figura o ciclo anual observado refere-se a média de três conjuntos de dados (CMAP, GPCP e CPC), e os valores máximo e mínimo são indicados pela barra vertical. A precipitação observada mostra um ciclo anual bem definido sobre a AMZ, com máximo de  $10 \text{ mm dia}^{-1}$  na estação chuvosa entre dezembro-março, e mínimo de  $1 \text{ mm dia}^{-1}$  na estação seca entre junho-agosto (Fig. 4.16c, d). As simulações acopladas e atmosféricas representam corretamente a fase e a intensidade do ciclo anual nesta região. O HadGEM e o HiGEM são levemente mais úmidos ( $\approx 1 \text{ mm dia}^{-1}$ ). Os modelos atmosféricos apresentam erros sistemáticos na AMZ maiores do que os acoplados, principalmente de janeiro-março. Portanto, apesar da pequena subestimativa ( $\geq 2 \text{ mm dia}^{-1}$ ) apontada no padrão espacial da chuva das simulações (ver fig. 4.15) na parte norte da bacia Amazônica, os MCGA e MCG não apresentam o bias seco apontado como um erro comum dos modelos climáticos sobre a bacia Amazônia, normalmente atribuído à suavização dos Andes nos modelos climáticos globais (Cavalcanti et al., 2002; Marengo et al., 2003; Seth and Rojas, 2003; Li et al., 2006; Seth et al., 2007). Em relação ao aumento da resolução nota-se melhor desempenho do NUGEM entre os modelos acoplados, já entre os atmosféricos a maior resolução contribui para aumentar a chuva e o erro na AMZ.



**Figura 4.16.** Ciclo anual da precipitação (mm/dia) nos subdomínios da AS, para as simulações do MCGA (painel esquerdo) HadGEM (linha azul) e HiGEM (linha vermelha) e os MCG (painel direito) HadGAM (linha salmão), HiGAM (linha verde) e NUGAM (linha rosa) e para a média das observações (linha preta, a barra indica os máximos/mínimos observados).

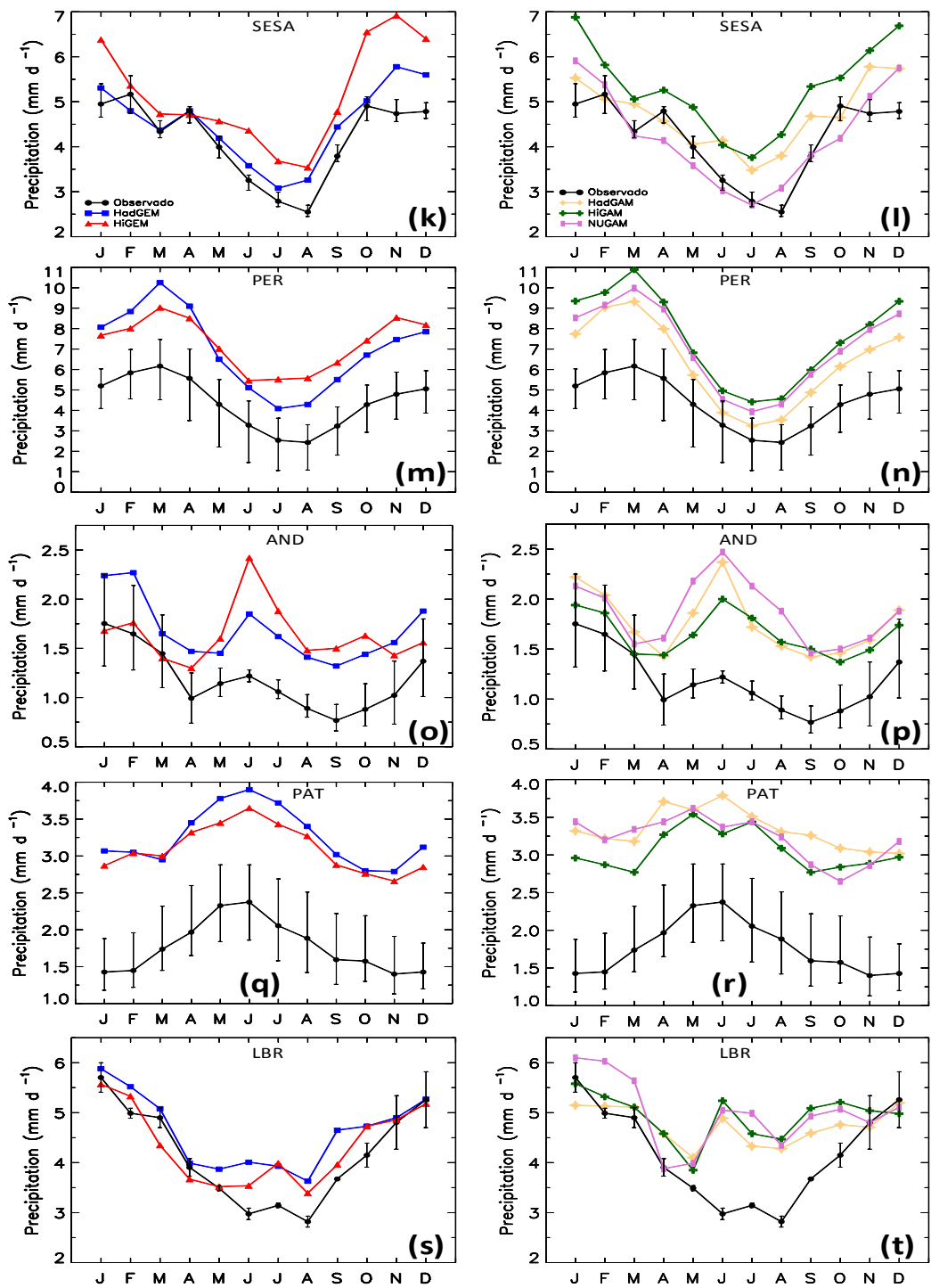


Figura 4.16: Continuação.

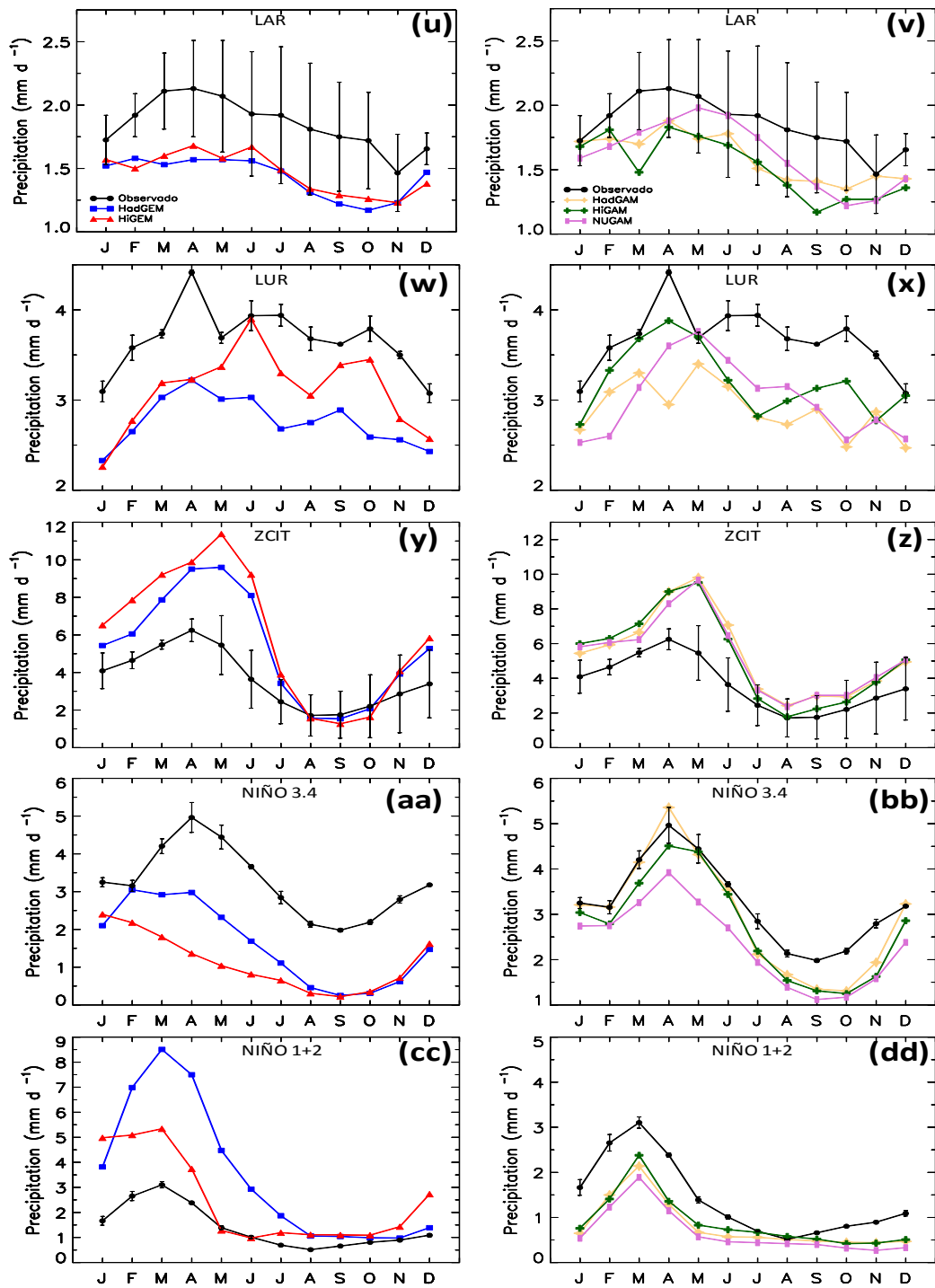


Figura 4.16: Continuação.

As observações na AMN também apresentam ciclo anual com as estações chuvosa (dezembro-abril) e seca (junho-setembro) definidas, no entanto nesta região existe grande incerteza nas observações que mostram maior amplitude entre os máximos e mínimos observados. Destaca-se que no período seco valores extremos observados variam em até  $\pm 2$  mm dia<sup>-1</sup>. Nesta região os modelos acoplados defasam o ciclo anual, bem como secam o período chuvoso. Já os modelos atmosféricos, em geral, representam melhor a fase do ciclo anual e o período chuvoso, no entanto os erros sistemáticos são maiores do que o NUGEM de abril a agosto.

Com base no ciclo anual da chuva nas regiões AMZ e AMN pode-se afirmar que os modelos acoplados e atmosféricos de alta resolução eliminam um problema comum aos modelos climáticos com resolução mais grosseira na simulação de precipitação sobre a Amazônia. Em geral, modelos climáticos tendem a produzir chuva em resposta a um ciclo semianual da forçante solar, gerando assim um ciclo semianual de precipitação (Seth et al., 2007; Bonam et al., 2002). As medidas de dispersão (tabela 4.1) indicam ainda que nestas duas regiões o bias em relação à observação é pequeno nas simulações. Já o RMSE indica que está sendo cometido erro similar em todas as simulações acopladas, por exemplo, o alto valor do RMSE na AMN resultaria de erros na simulação de valores extremos, enquanto na AMZ nota-se o oposto. Comparativamente, os modelos atmosféricos reduzem o RMSE na AMN indicando o forte controle da TSM nos extremos de precipitação nesta região, enquanto isto não ocorre na AMZ provavelmente devido ao maior controle de sistemas locais nos extremos.

O ciclo anual da precipitação simulada, tanto pelos modelos acoplados como pelos atmosféricos, e observado nas regiões RCO e SDE (Figura 4.16g, i) são semelhantes, com a estação chuvosa (seca) apresentando máximo (mínimo) no período de novembro-março (maio-setembro). As simulações estão em fase com a observação, no entanto são levemente mais úmidas na maior parte do ano. Dentre os modelos acoplados o aumento da resolução reduz a superestimativa da chuva no RCO (SDE) de maio-novembro (janeiro-março), e em contrapartida em ambas as regiões de setembro-dezembro aumenta o bias úmido; já nos modelos atmosféricos esta redução é menor e ocorre nas duas regiões de junho-agosto.

**Tabela 4.1.** Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (Média:  $\chi$ , Bias:  $b$  e Raiz quadrada do erro médio quadrático:  $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações (CMAP, CPC, CRU e GPCP).

	Observação	HadGEM			HiGEM		
	$\chi$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$
AMN	5,9	5,3	-0,62	2,34	5,2	-0,75	2,15
AMZ	5,4	5,8	0,36	0,62	5,7	0,24	0,71
NDE	2,7	2,9	0,17	1,05	3,1	0,39	1,37
SDE	3,6	4,5	0,86	1,16	4,4	0,82	1,36
RCO	3,8	4,5	0,73	0,86	4,4	0,56	0,70
SESA	4,1	4,5	0,34	0,51	5,1	0,99	1,17
PER	4,3	6,9	2,59	2,68	7,2	2,88	2,91
AND	1,1	1,6	0,49	0,51	1,6	0,45	0,58
PAT	1,7	3,2	1,48	1,49	3,0	1,32	1,33
LBR	4,1	4,6	0,47	0,58	4,3	0,19	0,43
LAR	1,8	1,4	-0,41	0,43	1,4	-0,38	0,4
LUR	3,7	2,7	-0,9	0,93	3,1	-0,56	0,63
ZCIT	3,6	4,0	0,37	3,04	6,0	2,36	3,15
NIÑO 3.4	3,2	1,6	-1,62	1,71	1,1	-2,11	2,26
NIÑO 1+2	1,4	3,4	2,05	2,8	2,5	1,1	1,51



**Tabela 4.2.** Índices estatísticos do ciclo anual da precipitação (Média:  $\chi$ , Bias:  $b$  e Raiz quadrada do erro médio quadrático:  $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e as observações (CMAP, CPC, CRU e GPCP).

	Observação	<i>HadGAM</i>			<i>HiGAM</i>			<i>NUGAM</i>		
	$\chi$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$
<b>AMN</b>	5,9	6,3	0,33	1,16	6,5	0,58	1,07	7,0	1,02	1,28
<b>AMZ</b>	5,4	6,2	0,72	0,96	5,8	0,42	0,69	6,6	1,22	1,56
<b>NDE</b>	2,7	3,0	0,30	0,72	2,7	0,0	0,46	2,9	0,23	0,71
<b>SDE</b>	3,6	4,4	0,84	1,21	4,1	0,49	0,98	4,9	1,28	1,68
<b>RCO</b>	3,8	4,6	0,78	1,03	4,0	0,18	0,66	4,5	0,68	0,87
<b>SESA</b>	4,1	4,7	0,53	0,73	5,3	1,13	1,24	4,2	0,07	0,54
<b>PER</b>	4,3	6,3	1,94	2,12	7,5	3,18	3,32	7,1	2,71	2,84
<b>AND</b>	1,1	1,7	0,58	0,62	1,6	0,46	0,52	1,8	0,68	0,75
<b>PAT</b>	1,7	3,3	1,56	1,57	3,0	1,28	1,3	3,2	1,45	1,47
<b>LBR</b>	4,1	4,7	0,58	0,89	4,9	0,77	1,07	4,9	0,84	1,1
<b>LAR</b>	1,8	1,5	-0,25	0,29	1,5	-0,32	0,36	1,6	-0,23	0,26
<b>LUR</b>	3,7	2,9	-0,77	0,84	3,2	-0,46	0,56	3,0	-0,65	0,72
<b>ZCIT</b>	3,6	3,7	0,04	2,44	5,2	1,55	1,92	5,2	1,62	1,89
<b>NIÑO 3.4</b>	3,2	2,9	-0,28	0,48	2,7	-0,51	0,59	2,3	-0,88	0,91
<b>NIÑO 1+2</b>	1,4	0,8	-0,59	0,7	0,8	-0,52	0,64	0,6	-0,73	0,84

A observação no NDE apresenta um ciclo anual com o início da estação chuvosa ocorrendo em janeiro, devido ao deslocamento para sul da ZCIT, e com consecutivo decréscimo para  $1 \text{ mm dia}^{-1}$  no mês de agosto (Fig. 4.16e, f). As principais características da precipitação são simuladas, tanto pelos modelos acoplados como pelos atmosféricos, entretanto erros consideráveis são identificados. No caso dos modelos acoplados o HadGEM e o HiGEM são mais úmidos (secos) do que as observações durante parte da estação chuvosa (seca). O HiGEM antecipa o pico da estação chuvosa para fevereiro (um mês antes da observação) e o HadGEM mostra um pico duplo nos meses fevereiro-março. Nota-se que o aumento da resolução horizontal nos modelos acoplados melhorou a representação da chuva sobre o NDE diminuindo a superestimativa na estação chuvosa. Os modelos atmosféricos representam com maior precisão o ciclo anual da chuva na região já que apresentam em geral bias menores do que os acoplados (tabelas 4.1 e 4.2). O melhor desempenho dos modelos atmosféricos em relação aos acoplados no NDE está relacionado ao bias úmido que os acoplados apresentam em consequência da intensificação da ZCIT, principal mecanismo precipitante na região. Dentre os modelos atmosféricos o HiGAM se destaca por apresentar os menores erros sistemáticos durante o ano. Neste caso o aumento da resolução não melhora as simulações.

Os erros sistemáticos maiores do que  $2 \text{ mm dia}^{-1}$  que ocorrem nos MCGA e MCG nos meses de janeiro a março nas regiões NDE (Fig. 4.16e, f) e SDE (Fig. 4.16g, h), podem estar relacionados ao padrão sazonal já discutido. No NDE o bias úmido na estação chuvosa resulta principalmente da influencia da ZCIT, enquanto no SDE seria devido à maior intensidade da ZCAS (Figs. 4.1, 4.2, 4.4, 4.5). Estes erros não seriam explicados apenas pela TSM, visto que ocorrem tanto nas simulações atmosféricas como nas acopladas. Provavelmente estes erros estão relacionados aos processos físicos de pequena escala que ainda não estão sendo resolvidos corretamente nestes modelos, como por exemplo, a parametrização da convecção.

Na região SESA (Figura 4.16k, l) o ciclo anual da chuva observado apresenta pequena amplitude ( $\approx 3,5 \text{ mm dia}^{-1}$ ), com o período seco em junho-agosto e o chuvoso de outubro-abril. Este padrão é corretamente simulado pelos modelos acoplados e atmosféricos, no entanto, superestimam a intensidade da chuva principalmente de maio a dezembro, com exceção do NUGAM que permanece mais seco e com erro menor em relação à observação. Dentre os modelos acoplados o HadGEM simula valores mais próximos das observações. Nesta região, o aumento da resolução contribui, em geral, para o aumento do bias úmido de setembro-dezembro nos modelos acoplados. Porém, a evolução temporal do ciclo anual da

precipitação, tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos, é similar à observação, representando uma melhora em relação aos resultados obtidos por Seth et al. (2010) com nove modelos acoplados do projeto CMIP3. Nesta região Seth et al. (2010) mostraram que os modelos acoplados do CMIP3 subestimaram a precipitação no inverno, atribuída a passagem dos sistemas frontais sobre a região, além de não representarem a fase do ciclo anual. Vale destacar que dentre os modelos do projeto CMIP3 está a versão anterior (HadGEM1) do modelo de 135 km utilizado neste estudo, ou seja, a HadGEM1.2.

As regiões aqui definidas como RCO, SDE e SESA são semelhantes às usadas por Seth et al. (2010) permitindo identificar algumas diferenças e conseqüentes melhorias nas presentes simulações. Comparativamente, nestas regiões tanto os MCGA como os MCG simulam ciclo anual da chuva (tanto a fase como a intensidade) semelhante ao observado com correção superior a 0,80 (Tabela 4.3) e bias  $\leq 1,0$  mm/dia (Tabela 4.1), o que não ocorre com os modelos do projeto CMIP3. Por exemplo, na região equivalente a SDE, os modelos CMIP3 apresentam grande subestimativa da chuva (2-3 mm dia<sup>-1</sup>) de setembro-novembro. Sobre a SESA os modelos CMIP3 são muito secos (bias de  $\approx -3$  mm dia<sup>-1</sup>) durante o inverno e não simulam a fase do ciclo anual de precipitação. Nas regiões AMZ e RCO os nove modelos do CMIP3 apresentam um atraso de um mês em ambos, início e fim, da estação chuvosa, erro que não ocorre nos modelos aqui analisados (Fig. 4.16 e Tabela 4.3).

O ciclo anual da precipitação observado para a LUR (Fig. 4.16 w, x) mostra um padrão diferente dos já discutidos, com o máximo ocorrendo em abril (outono) e o mínimo em janeiro-dezembro (verão). Nesta região tanto o MCGA como os MCG apresentam evolução temporal semelhante à observada, exceto pelo pico chuvoso em abril. Nos modelos acoplados o aumento da resolução contribui para simulação do máximo de chuva. Nesta região existe um comportamento diferente entre os modelos com diferentes resoluções horizontais, que pode ser atribuído ao aumento da resolução, uma vez que também ocorre nos modelos atmosféricos. As figuras 4.3 e 4.6 indicam que nesta região de desenvolvimento de sistemas transientes o aumento da resolução atua para aumentar (diminuir) a chuva sobre continente (oceano), no entanto os erros sistemáticos apontados indicam que os mecanismos associados a formação e desenvolvimento destes sistemas ainda não está bem resolvidas pelos modelos globais, mas representam resultados mais próximos das observações do que obtidos inclusive por modelos regionais (Solman et al., 2013; Reboita et al., 2010).

Os pequenos erros sistemáticos no ciclo anual ( $\approx 0,5$  mm dia<sup>-1</sup>) dos modelos globais sobre a região SESA (Figs. 4.16k, l) indicam uma substancial melhora comparado aos

resultados obtidos por Reboita et al. (2010a) com o modelo regional RegCM3 onde a chuva foi subestimada em mais de 50%. Na região LUR, o aumento da resolução contribui para aumentar a chuva em grande parte do ano (maio-novembro), com o HiGEM apresentando valores mais próximos aos observados. Esta região apresenta as maiores diferenças entre a precipitação observada e simulada, com bias mensal superior a  $1,5 \text{ mm dia}^{-1}$  de junho a dezembro. Isto também resulta das incertezas das estimativas de chuva a partir de observação de satélites sobre o oceano. Em outras regiões, os ciclos anuais mostram que as diferenças entre a chuva simulada e observada são menores do que  $1 \text{ mm dia}^{-1}$ .

Nas regiões do litoral oeste da AS (PER e AND) e na PAT nota-se em geral que tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, embora estejam em fase com as observações, permanecem mais úmidos que as observações durante todo o ano (Fig. 4.16m-r). Este padrão já era evidente nos campos sazonais discutidos anteriormente (Figs. 4.3 e 4.6), visto que estas regiões equivalem as de superestimativa da chuva, tanto pelos modelos acoplados como pelos atmosféricos, correspondendo a regiões de topografia elevada. No caso do PER existe ainda outro fator que é a maior intensidade da ZCIT nas simulações também já abordada na discussão do padrão sazonal. A PER, por ser a região de menor latitude, apresenta a maior amplitude no ciclo anual de precipitação com o período seco (chuvoso) de junho-setembro (dezembro-março). Tanto os modelos acoplados como os atmosféricos simulam ciclo anual em fase com a observação, mas superestimam a chuva com menores biases anual obtidos no HadGAM (Tabela 4.2). No caso dos MCGA o aumento da resolução contribuiu para a o decréscimo do bias úmido de junho a janeiro (Figura 4.16m), enquanto nos modelos atmosféricos isto não ocorre. É importante destacar a variação de máximos e mínimos indicando grande discrepância entre os dados do CMAP, GPCP e CPC na região.

No subdomínio AND, que está praticamente em sua extensão total sobre a Cordilheira do Andes, a amplitude do ciclo anual de precipitação é pequena ( $\approx 1,5 \text{ mm dia}^{-1}$ ), com os meses de novembro-abril apresentando grande discrepância entre as observações contidas no *ensemble*. Considerando os modelos acoplados e atmosféricos a fase do ciclo anual da chuva aproxima-se mais nesta região da observação no HadGEM como mostra a correlação ( $r$ ) superior a 0,8 (tabela 4.3-4.4). Os erros sistemáticos são menores nos MCG do que nos MCGA, com destaque para o período de janeiro-abril, exceto no HiGEM. Os biases anual (Tabelas 4.1 e 4.2) são similares nos MCG e MCGA, com o aumento da resolução implicando em ligeiro aumento do bias no NUGAM. Na PAT (Fig. 4.16q-r) os modelos acoplados e atmosféricos estão em fase com as observações (Tabelas 4.3 e 4.4). Os modelos HiGEM e

HadGEM representam corretamente a máxima precipitação no mês de junho e a mínima nos meses de maio-novembro, já nos modelos atmosféricos os picos da chuva não seguem este padrão implicando em menor correlação (Tabelas 4.3 e 4.4). Nesta região, existe também grande incerteza na estimativa da chuva observada (Fig. 4.16q-r).

**Tabela 4.3.** Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual da precipitação nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações.

	HadGEM		HiGEM	
	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>
<b>AMN</b>	0,54	0,72	0,42	0,91
<b>AMZ</b>	0,99	-0,24	0,98	-0,16
<b>NDE</b>	0,96	-0,20	0,95	-0,41
<b>SDE</b>	0,96	-0,74	0,96	-0,66
<b>RCO</b>	0,98	-0,69	0,98	-0,52
<b>SESA</b>	0,89	-0,95	0,81	-2,36
<b>PER</b>	0,98	-3,83	0,93	-5,54
<b>AND</b>	0,92	-3,86	0,20	-3,66
<b>PAT</b>	0,91	-9,85	0,93	-9,73
<b>LBR</b>	0,94	-1,34	0,91	-0,53
<b>LAR</b>	0,68	5,63	0,80	5,14
<b>LUR</b>	0,80	6,96	0,72	3,42
<b>ZCIT</b>	0,95	-0,26	0,92	-2,12
<b>NIÑO 3.4</b>	0,84	3,95	0,50	6,08
<b>NIÑO 1+2</b>	0,96	-2,43	0,88	-1,92

**Tabela 4.4.** Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual da precipitação nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e o ensemble.

	HadGAM		HiGAM		NUGAM	
	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>
<b>AMN</b>	0,89	-0,36	0,93	-0,59	0,95	-0,97
<b>AMZ</b>	0,99	-0,47	0,99	-0,27	0,99	-0,74
<b>NDE</b>	0,97	-0,38	0,97	-0,00	0,97	-0,29
<b>SDE</b>	0,94	-0,75	0,94	-0,46	0,96	-1,02
<b>RCO</b>	0,96	-0,75	0,98	-0,18	0,97	-0,63
<b>SESA</b>	0,80	-1,57	0,84	-2,94	0,85	-0,17
<b>PER</b>	0,98	-2,74	0,98	-4,30	0,98	-3,85
<b>AND</b>	0,74	-4,55	0,62	-4,28	0,42	-5,27
<b>PAT</b>	0,86	-12,43	0,82	-10,13	0,59	-11,03
<b>LBR</b>	0,78	-1,95	0,58	-2,48	0,64	-2,44
<b>LAR</b>	0,71	3,25	0,67	3,69	0,86	2,44
<b>LUR</b>	0,37	5,73	0,58	3,06	0,69	4,07
<b>ZCIT</b>	0,95	-0,03	0,96	-1,77	0,92	-2,06
<b>NIÑO 3.4</b>	0,97	0,62	0,97	1,19	0,96	2,32
<b>NIÑO 1+2</b>	0,94	2,01	0,92	1,73	0,93	2,56

A amplitude do ciclo anual observado na LBR é grande ( $\approx 3 \text{ mm dia}^{-1}$ ), com as estações chuvosa e seca nos períodos de dezembro-março e junho-agosto, respectivamente (Fig. 4.16s-t). Os modelos acoplados representam a fase observada do ciclo anual (Tabela 4.3), enquanto os atmosféricos apresentam padrão diferente do observado a partir de junho. Os modelos acoplados apresentam erros sistemáticos pequenos nesta região e neste caso o aumento da resolução implica em pequena redução do bias anual (Tabela 4.1). Em geral tanto os modelos acoplados como os atmosféricos permanecem mais úmidos do que a observação. O melhor desempenho dos modelos acoplados nesta região indica a importância da TSM para as simulações climáticas, neste caso a relação é clara visto que está é uma região que está

sobre o oceano. A região LBR corresponde ao ramo oceânico da ZCAS que conforme abordado no padrão sazonal é corretamente simulado pelos modelos globais, no entanto com alguns erros na intensidade da precipitação. Segundo Carvalho et al. (2002) na condição de TSM mais fria ocorre a redução da chuva durante o inverno na LBR e na condição de TSM mais quente a chuva aumenta na região durante o verão, padrão que os modelos acoplados e atmosféricos representam corretamente apesar do bias úmido presente na maioria dos meses. Além disso, a variabilidade de alta frequência na TSM dos modelos acoplados mostra-se importante no controle do ciclo anual da chuva da região.

A menor amplitude do ciclo anual dentre as regiões analisadas ocorre na LAR  $\approx 0,5$  mm dia<sup>-1</sup>, sendo esta também a região com maior discrepância entre os dados utilizados para construir o *ensemble* observado, com as maiores diferenças entre os máximos e mínimos de chuva (Fig. 4.16u-v). Tanto os modelos acoplados como os atmosféricos são mais secos do que a observação ao longo do ano. A fase do ciclo anual da precipitação aproxima-se mais da observação nos modelos acoplados (Tabelas 4.3 e 4.4). Nesta região o aumento da resolução contribui aproximando a chuva simulada da observada e diminuindo o bias seco tanto nos MCGA como nos MCG (Figs. 4.16u, v).

O ciclo anual nas regiões LBR, LUR e LAR são opostos aos resultados obtidos por Kruger (2009) e Reboita (2008) com um modelo regional (RegCM3). Os autores analisam as mesmas regiões e apontaram subestimativa (superestimativa) de até 50% da chuva nas regiões LBR e LAR, padrão que MCGA e MCG invertem. Estes modelos também apresentam bias seco na LUR, mas que é menor do que a do modelo RegCM3 onde os autores apontaram subestimativa de até 50%.

#### **4.2.2 Temperatura**

A figura 4.17 mostra o ciclo anual da temperatura para as simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM), bem como para as observações (ERA-Interim, CRU, NCEP) em subdomínios da AS. Nas tabelas 4.5-4.6 e 4.7-4.8 são apresentados, respectivamente, correlações/teste de significância estatística e os índices estatísticos para estes subdomínios. A temperatura nas regiões AMN e AMZ apresenta a menor amplitude dentre as regiões analisadas durante o ano, mantendo-se praticamente na faixa de 25°C, com aumento de no máximo 1°C a partir de agosto. Isto ocorre porque estas regiões ficam em baixas latitudes, portanto recebem praticamente a mesma quantidade de radiação solar durante todo o ano. Nestas regiões as observações apresentam grande

discrepância entre os valores máximos e mínimos, com diferenças de até 1°C. Estas duas regiões se destacam, pois tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, simulam o ciclo semi-anual, com dois períodos de máxima temperatura: de setembro-novembro e de janeiro-fevereiro. Isto acontece como resultado da forçante solar semi-anual que os modelos simulam erroneamente, esta característica não ocorre no ciclo anual da precipitação conforme discutido anteriormente.

As medidas de dispersão mostram que as simulações HadGEM e HadGAM (tabela 4.1) apresentam menores biases de temperatura tanto na AMN como na AMZ, indicando assim que o aumento da resolução não é o único fator para redução dos erros destes modelos, em ambas regiões. Em relação aos componentes os modelos atmosféricos reduzem consideravelmente este erro (Fig. 4.17 b-d). O desvio padrão ( $\sigma$ ) bem como o RMSE das simulações de maior resolução apresentam maiores valores indicando a maior variabilidade da temperatura.

O ciclo anual de temperatura da região NDE (Fig. 4.17e, f) tem nos meses de setembro-março o período mais quente e de maio-agosto o mais frio nas observações. Os modelos acoplados e atmosféricos representam corretamente estes períodos. Os modelos atmosféricos representam melhor do que os acoplados o ciclo anual de temperatura de janeiro a setembro, enquanto de outubro a dezembro o melhor desempenho é dos acoplados na região. O aumento da resolução horizontal diminuiu o bias frio dos modelos acoplados e aproxima os valores simulados dos observados, enquanto nos atmosféricos o ciclo anual não sofre grandes alterações. Os modelos atmosféricos apresentaram correlações mais altas do que os acoplados, bem como os menores biases frios e RMSE nesta região (Tabelas 4.5 e 4.6). Os menores erros dos modelos atmosféricos indicam o grande controle de TSM observado no ciclo anual da temperatura nesta região.

Os ciclos anuais nas regiões SDE e RCO (Fig. 4.17g-j) são muito semelhantes, com as simulações representando corretamente a fase deste ciclo mas aumentando a amplitude em relação à observação. Tanto as simulações acopladas como as atmosféricas, em geral, permanecem mais frias que o observado. O trimestre de maio-agosto caracteriza o período mais frio, enquanto de outubro-março o mais quente. Dentre todas as regiões analisadas estas são as que apresentam os maiores erros sistemáticos no período de maio-agosto (frio). Quando comparados os índices estatísticos dos MCGA e MCG, os modelos atmosféricos são levemente mais precisos na representação do ciclo anual da temperatura (Tabelas 4.5 e 4.8).



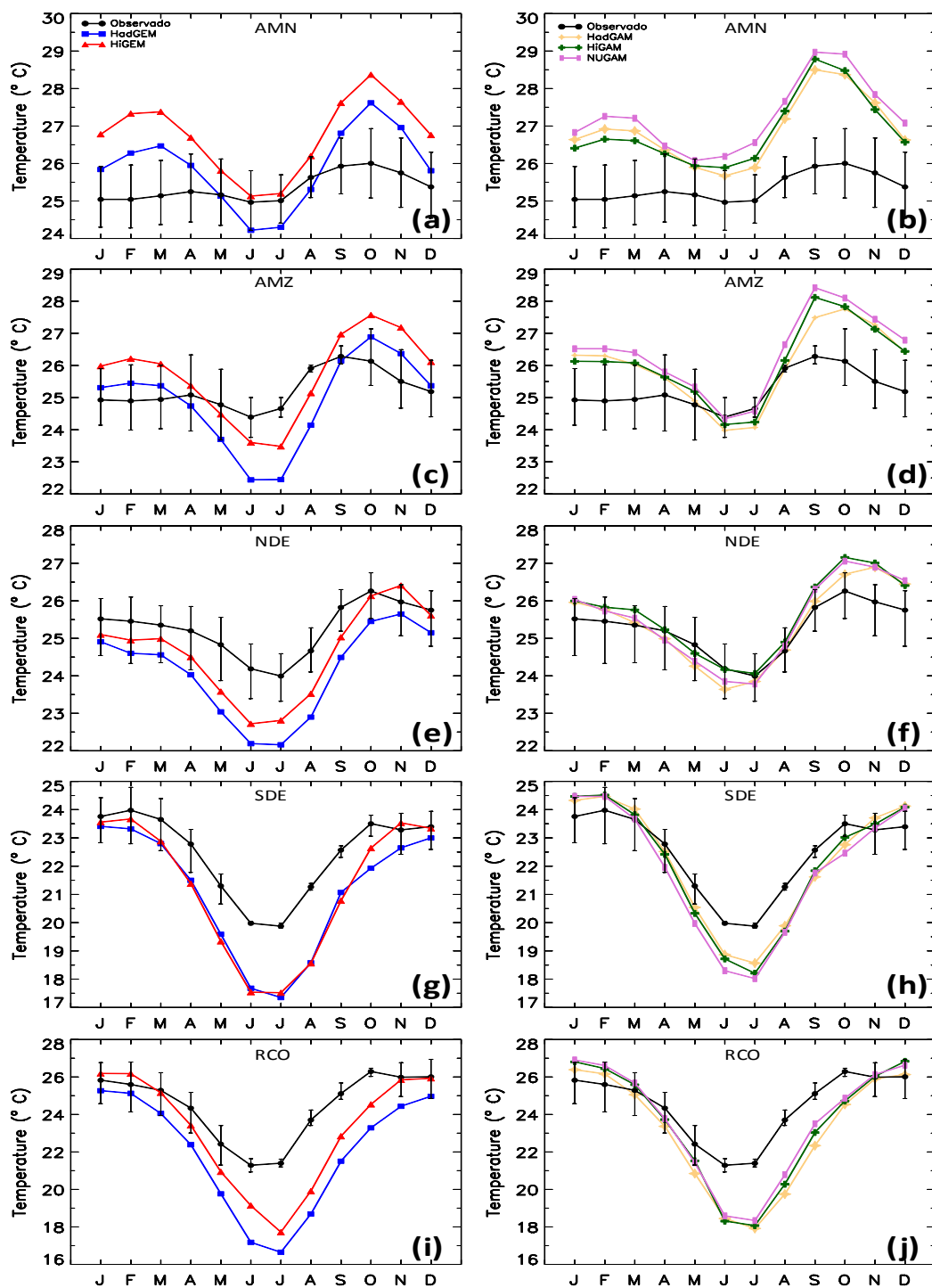
Com exceção das regiões ZCIT, NIÑO1+2 e NIÑO3.4, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos simulam corretamente a fase e amplitude do ciclo anual da temperatura, destacando-se a diferença de amplitude na região PER. Nesta região, onde o desempenho dos modelos não é tão preciso como nas demais regiões, as simulações permanecem mais quentes do que a observação. Isto indica a importância e o impacto do aumento da resolução horizontal para a simulação do ciclo anual da temperatura, bem como a influência que a região sofre da TSM, fato que pode ser exemplificada/associado ao fenômeno ENOS. O aquecimento ou resfriamento das águas do Pacífico Equatorial (região dos Niños) altera a TSM na costa do Peru através da ressurgência das águas subsuperficiais e conseqüentemente afeta as trocas turbulentas oceano-atmosfera que determinam a temperatura do ar da região (Cavalcanti et al., 2009; Berlato e Fontana, 2003; Silva, 2000; Oliveira, 1999).

O período de junho-setembro caracteriza a estação fria e de dezembro-março a estação quente de acordo com as observações nas regiões LBR, LAR e LUR (Fig. 4.17 s-x). Os modelos acoplados e atmosféricos estão em fase com as observações nestas três regiões, bem como apresentam amplitude semelhante à das observações. Tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, em geral, representam corretamente a duração das estações nestas regiões, com os maiores erros sistemáticos ocorrendo no período frio. Os modelos atmosféricos apresentam bias muito pequeno (próximo a zero) nestas regiões (Tabela 4.6), bem como baixo RMSE indicando a precisão destes modelos em representar o ciclo anual da temperatura nestas regiões. Os modelos acoplados também representam corretamente o ciclo anual da temperatura nestes casos, no entanto apresentam maiores biases e RMSE do que os modelos atmosféricos.

Nas regiões do oceano Pacífico, Niño3.4 e Niño1+2, os modelos atmosféricos estão em fase e a amplitude é similar à das observações, com destaque para a Niño1+2 onde os biases são muito pequenos (tabela 4.6). Os modelos acoplados apresentaram ciclo anual semelhante a das observações, entretanto em ambas as regiões o HadGEM e o HiGEM defasam em um mês o período mais frio. Além disso, estes modelos aumentam a amplitude do ciclo anual da temperatura, logo aumentam os biases nestas regiões (tabelas. 4.5-4.6). Outra característica marcante nas simulações acopladas é a intensificação do período frio nos meses de agosto-setembro. Assim como nas demais regiões oceânicas, na região ZCIT os modelos atmosféricos também representam corretamente a fase e a amplitude do ciclo anual da temperatura, com bias pequeno e baixo RMSE (inferior a 0,45) indicando a alta precisão destes modelos nesta região. Já entre os modelos acoplados apenas o HadGEM simula

corretamente a fase e a amplitude do ciclo anual da temperatura. Os modelos com maior resolução defasam o período mais frio em 2 meses e simulam um período bem mais quente de outubro-dezembro que nas observações. O aumento da resolução horizontal dos modelos globais mostra impacto positivo melhorando a fase e a amplitude do ciclo anual da temperatura nas regiões SESA, PER, AND, PAT, LBR, LAR e LUR, o que fica evidente tanto na figura 4.17 como nas medidas de dispersão (tabelas 4.7 e 4.8). O melhor desempenho das simulações com resolução mais refinada indica a importância tanto do aumento da resolução horizontal dos modelos globais como do acoplamento oceano-atmosfera nestas regiões. Uma característica geral entre estas regiões é que onde os modelos apresentam bom desempenho na simulação do ciclo anual da precipitação o mesmo não ocorre para o ciclo anual da temperatura, como por exemplo, na AMZ, RCO e LAR.

Parte destes resultados com análise dos modelos acoplados HadGEM e HiGEM estão publicados em: Hydrological Research Letters 6, 92–97 (2012) Published online in J-STAGE ([www.jstage.jst.go.jp/browse/HRL](http://www.jstage.jst.go.jp/browse/HRL)). doi: 10.3178/HRL.6.92



**Figura 4.17.** Ciclo anual da temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ ) nos subdomínios da AS, para as simulações do MCGA (painel esquerdo) HadGEM (linha azul) e HiGEM (linha vermelha) e os MCG (painel direito) HadGAM (linha salmão), HiGAM (linha verde) e NUGAM (linha rosa) e para a média das observações (linha preta, a barra indica os máximos/mínimos observados).

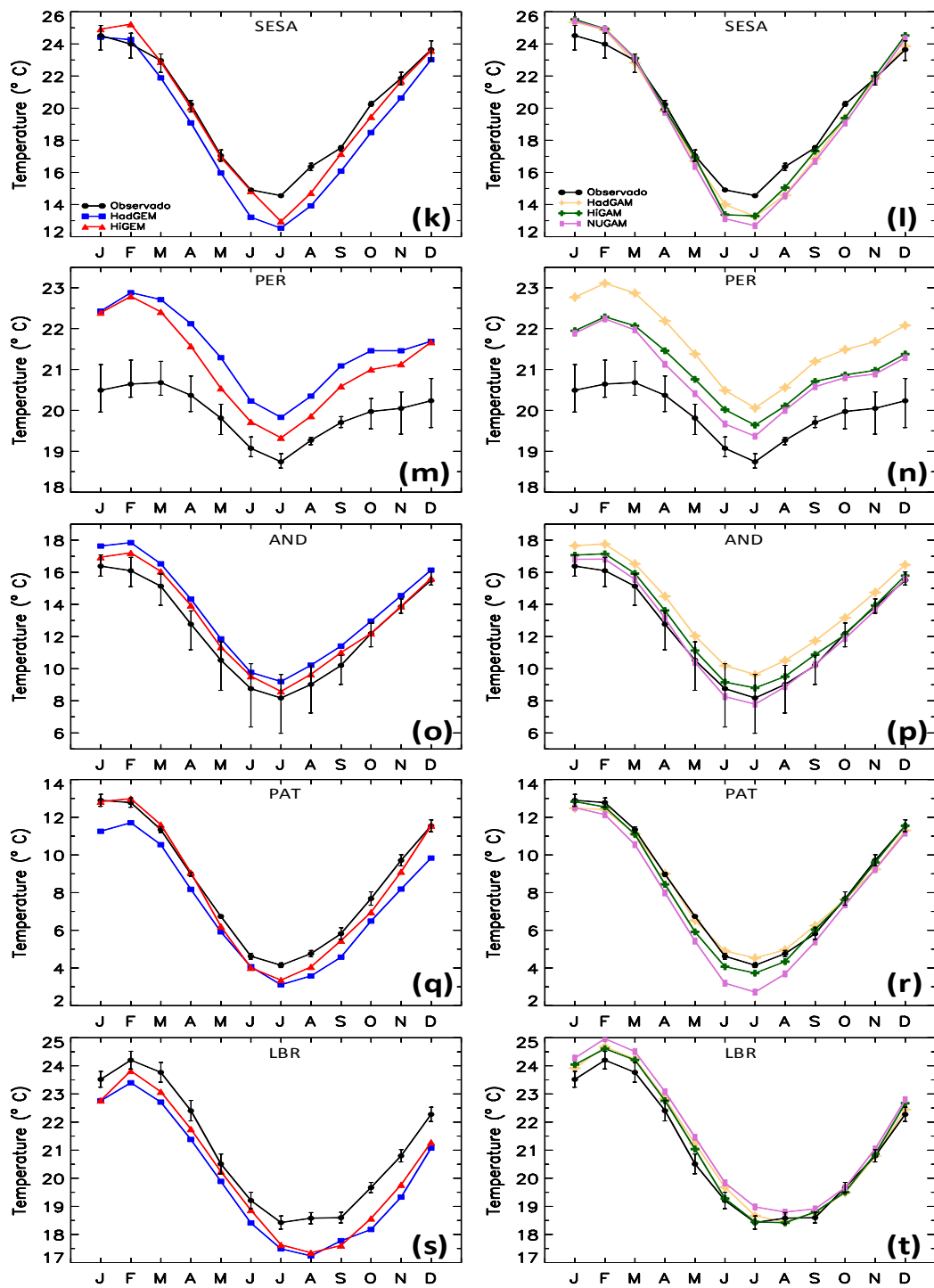


Figura 4.17: Continuação.

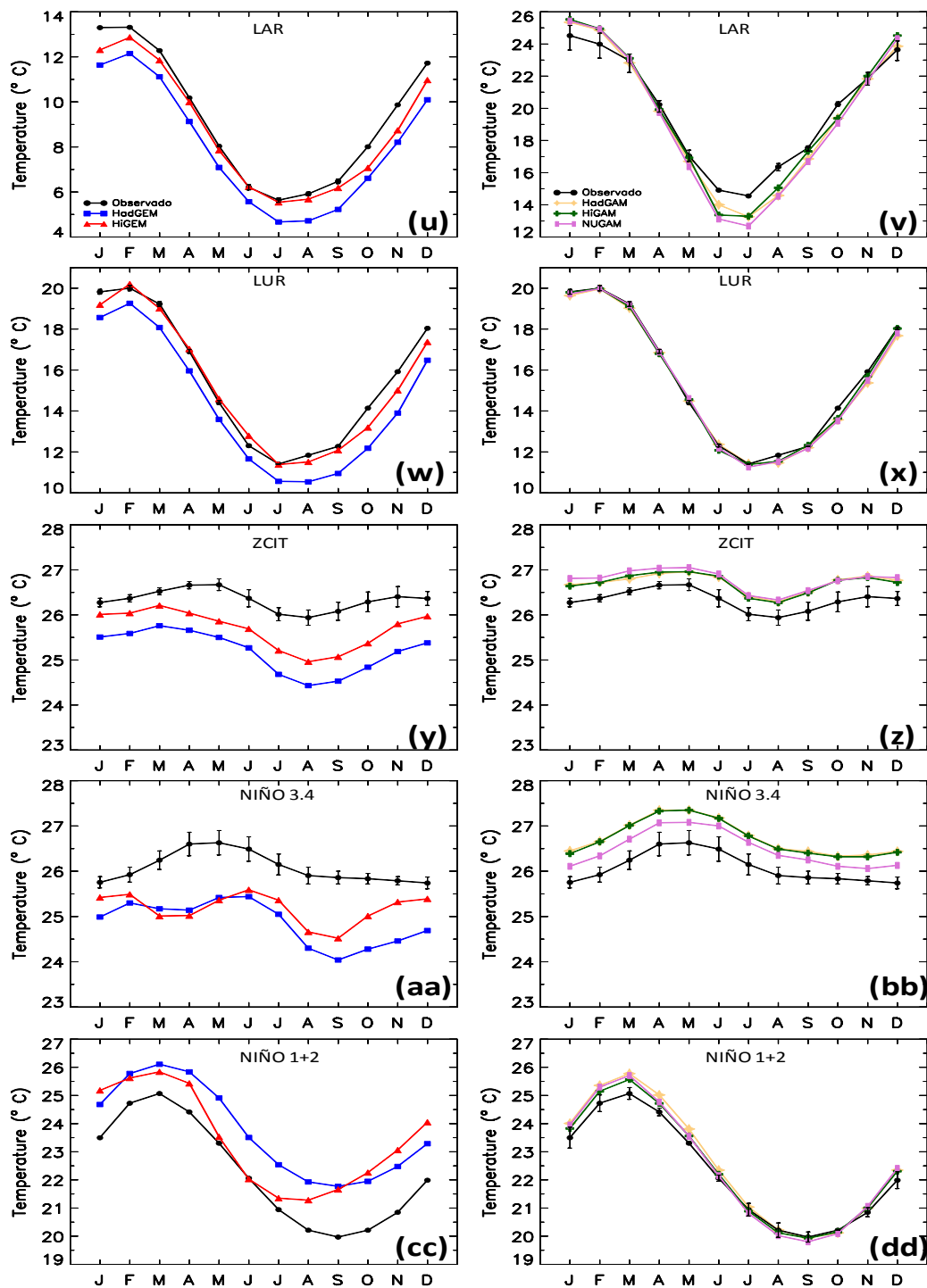


Figura 4.17: Continuação.

**Tabela 4.5.** Índices estatísticos para o ciclo anual da temperatura (Média:  $\chi$ , Bias:  $b$  e Raiz quadrada do erro médio quadrático:  $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS calculados para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e as observações (ERAIN, CRU e NCEP).

	Observação	<i>HadGEM</i>			<i>HiGEM</i>		
	$\chi$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$
<b>AMN</b>	25,4	25,9	0,50	0,92	26,7	1,35	1,55
<b>AMZ</b>	25,3	24,9	-0,4	1,14	25,7	0,4	1,03
<b>NDE</b>	25,3	24,1	-1,2	1,31	24,6	-0,7	1,85
<b>SDE</b>	22,5	21,0	-1,4	1,63	21,2	-1,3	1,61
<b>RCO</b>	24,5	21,9	-2,5	2,97	23,2	-1,3	1,95
<b>SESA</b>	19,8	18,6	-1,2	1,42	19,5	-0,3	0,81
<b>PER</b>	20,3	21,5	1,5	1,58	21,1	1,2	1,26
<b>AND</b>	12,4	13,5	1,2	1,19	13,0	0,6	0,71
<b>PAT</b>	8,4	7,3	-1,1	1,32	8,1	-0,3	0,50
<b>LBR</b>	21,0	19,9	-1,1	1,08	20,2	-0,8	0,85
<b>LAR</b>	9,2	8,0	-1,2	1,25	8,8	-0,5	0,58
<b>LUR</b>	15,5	14,3	-1,2	1,31	15,2	-0,2	0,52
<b>ZCIT</b>	26,3	25,2	-1,1	1,33	26,7	0,3	1,04
<b>NIÑO 3.4</b>	26,1	24,9	-1,3	1,17	26,7	0,5	1,10
<b>NIÑO 1+2</b>	22,2	23,7	1,5	1,51	26,7	4,4	5,06

**Tabela 4.6.** Índices estatísticos para o ciclo anual da temperatura (Média:  $\chi$ , Bias:  $b$  e Raiz quadrada do erro médio quadrático:  $RMSE$ ) dos 15 subdomínios da AS calculados para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e as observações (ERAIN, CRU e NCEP).

	<i>Observação</i>	<i>HadGAM</i>			<i>HiGAM</i>			<i>NUGAM</i>		
	$\chi$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$	$\chi$	$b$	$RMSE$
<b>AMN</b>	25,4	26,8	1,5	1,59	26,9	1,5	1,59	27,3	1,9	1,95
<b>AMZ</b>	25,3	26,0	0,7	1,07	26,1	0,8	1,10	26,4	1,1	1,36
<b>NDE</b>	25,3	25,4	-0,1	0,44	25,6	-0,3	0,48	25,5	-0,2	0,48
<b>SDE</b>	22,5	22,1	-0,4	0,89	22,0	-0,5	0,94	21,8	-0,7	1,12
<b>RCO</b>	24,5	23,1	-1,4	2,08	23,5	-1,0	1,90	23,6	-0,9	1,70
<b>SESA</b>	19,8	19,4	-0,4	0,86	19,6	-0,2	0,89	19,3	-0,5	1,13
<b>PER</b>	19,9	21,7	1,7	1,77	21,0	-1,1	1,12	20,9	0,9	0,98
<b>AND</b>	12,4	13,7	1,4	1,38	12,9	0,5	0,61	12,4	0,1	0,36
<b>PAT</b>	8,4	8,4	-0,1	0,62	8,1	-0,3	0,37	7,6	-0,8	1,83
<b>LBR</b>	21,0	21,3	0,3	0,37	21,2	0,2	0,32	21,5	0,5	0,58
<b>LAR</b>	9,2	9,4	0,1	0,26	9,2	-0,1	0,30	9,3	0,1	0,20
<b>LUR</b>	15,5	15,3	-0,2	0,31	15,4	-0,1	0,23	15,3	-0,1	0,28
<b>ZCIT</b>	26,3	26,7	0,4	0,38	26,7	0,4	0,37	26,8	0,5	0,44
<b>NIÑO 3.4</b>	26,1	26,8	0,6	0,46	26,7	0,6	0,44	26,5	0,4	0,21
<b>NIÑO 1+2</b>	22,2	22,6	0,3	0,43	22,5	0,2	0,28	22,5	0,2	0,35

**Tabela 4.7.** Correlação e teste da diferença das medias do ciclo anual de temperatura nos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e o *ensemble*.

	HadGEM		HiGEM	
	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>
<b>AMN</b>	0,68	-1,56	0,64	-4,33
<b>AMZ</b>	0,67	0,88	0,70	-0,98
<b>NDE</b>	0,96	2,91	0,97	1,66
<b>SDE</b>	0,98	1,86	0,97	1,56
<b>RCO</b>	0,92	2,41	0,92	1,30
<b>SESA</b>	0,99	0,74	0,99	0,18
<b>PER</b>	0,98	-4,58	0,97	-3,12
<b>AND</b>	0,99	-0,92	0,99	-0,49
<b>PAT</b>	0,98	0,83	0,99	0,22
<b>LBR</b>	0,99	1,17	0,99	0,87
<b>LAR</b>	0,99	1,05	0,99	0,4
<b>LUR</b>	0,98	0,93	0,98	0,20
<b>ZCIT</b>	0,86	7,61	-0,14	-1,05
<b>NIÑO 3.4</b>	0,66	7,27	-0,57	-1,77
<b>NIÑO 1+2</b>	0,99	-2,05	-0,51	-7,08



**Tabela 4.8.** Correlação e teste da diferença das médias do ciclo anual de temperatura dos 15 subdomínios da América do Sul para os modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e o *ensemble*.

	HadGAM		HiGAM		NUGAM	
	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>	<i>r</i>	<i>z</i>
<b>AMN</b>	0,88	-5,15	0,93	-4,99	0,89	-6,24
<b>AMZ</b>	0,79	-1,86	0,87	-2,12	0,87	-2,83
<b>NDE</b>	0,96	-0,24	0,98	-0,90	0,97	-0,51
<b>SDE</b>	0,97	0,51	0,98	0,58	0,97	0,83
<b>RCO</b>	0,92	1,34	0,92	0,96	0,94	0,84
<b>SESA</b>	0,99	0,23	0,99	0,13	0,99	0,31
<b>PER</b>	0,97	-5,14	0,97	-3,62	0,97	-2,92
<b>AND</b>	0,99	-1,11	0,99	-0,43	0,99	-0,02
<b>PAT</b>	0,99	0,05	0,99	0,2	0,99	0,56
<b>LBR</b>	0,99	-0,27	0,99	-0,22	0,99	-0,55
<b>LAR</b>	0,99	-0,9	0,99	0,03	0,99	-0,04
<b>LUR</b>	0,99	0,15	0,99	0,10	0,99	0,13
<b>ZCIT</b>	0,95	-4,17	0,96	-3,95	0,97	-4,67
<b>NIÑO 3.4</b>	0,96	-4,32	0,97	-4,13	0,98	-2,60
<b>NIÑO 1+2</b>	0,99	-0,41	0,99	-0,26	0,99	-0,27



## **CAPITULO 5. VARIABILIDADE INTERANUAL E INTRASAZONAL**

As simulações acopladas e atmosféricas serão analisadas no que se refere à variabilidade nas escalas interanual (IA) e intrasazonal (IS), bem como aos respectivos eventos extremos e suas persistências sobre a América do Sul, e estes pontos serão abordados neste capítulo. O objetivo é avaliar se os modelos simulam o padrão espacial, a intensidade (limiares) e a duração (persistência) de eventos na AS nos subdomínios selecionados.

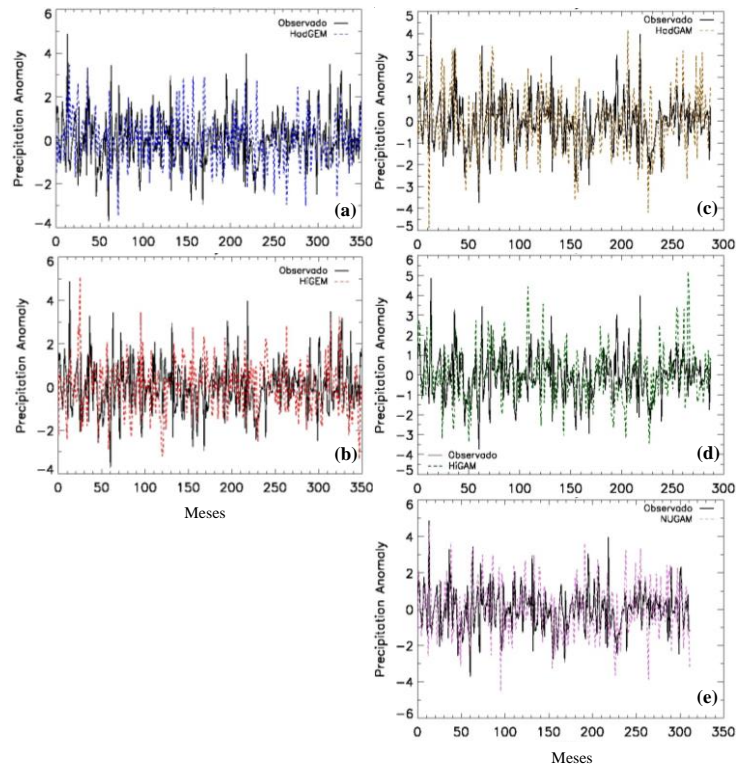
### **5.1 Anomalias Totais de Precipitação e Temperatura**

A remoção do ciclo anual e semi-anual da série temporal fornece as anomalias totais de precipitação e temperatura que são analisadas nos quatro subdomínios de interesse da AS nas escalas interanual (IA) e intrasazonal (IS). Nas figuras 5.1 e 5.2 estão as anomalias totais (AT) de precipitação e temperatura na AMZ, onde nota-se a maior amplitude da variabilidade IA da precipitação nos modelos globais (entre  $\pm 5$  mm/dia) do que na observação. Na temperatura as anomalias totais na ERAIN estão entre  $-3$  e  $3$  °C. Os modelos representam corretamente as AT de precipitação e temperatura nesta região, apesar de em alguns períodos intensificarem tanto a fase negativa como a positiva. Os modelos acoplados aproximam-se mais do CMAP nas AT de precipitação do que os modelos atmosféricos, enquanto na temperatura a intensidade das AT é mais próxima da ERAIN nos modelos atmosféricos. A representação mais precisa da temperatura pelos modelos atmosféricos e da precipitação pelos modelos acoplados estão de acordo com os resultados da análise do ciclo anual destas variáveis abordada no capítulo referente à climatologia.

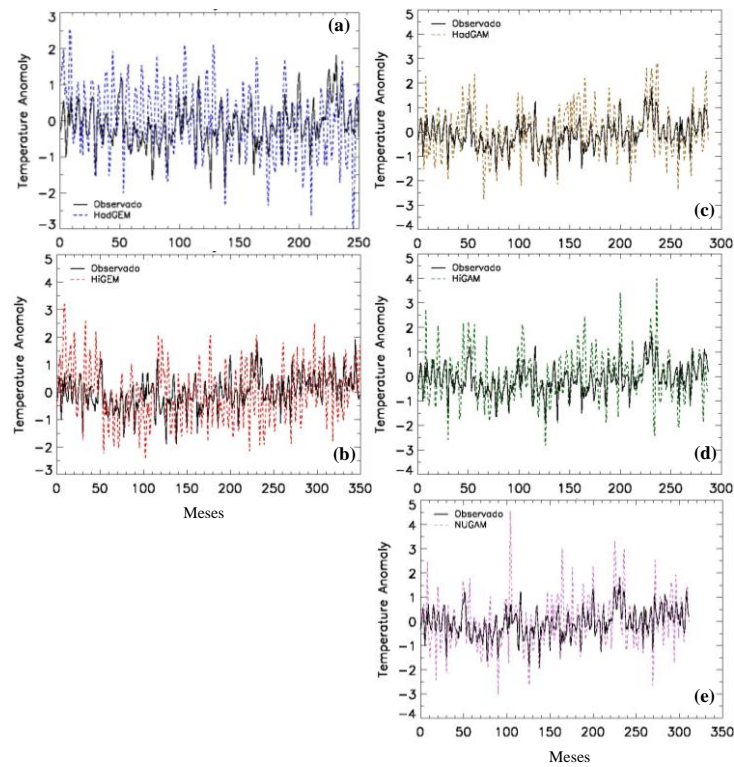
No NDE as séries de AT, tanto de precipitação (Fig. 5.3) como de temperatura (Figura 5.4), das simulações e observadas são semelhantes, no entanto a variabilidade IA da temperatura é maior do que a da ERAIN principalmente nos modelos acoplados. Nesta região os modelos acoplados apresentam melhor desempenho em simular as AT de precipitação, já na simulação da AT de temperatura nestes modelos, tanto na fase positiva como da negativa, ocorrem intensificações dos picos tanto de chuva como de temperatura ao longo do período. Na simulação da série da AT de temperatura os modelos atmosféricos têm melhor desempenho, pois apresentam séries com amplitude mais próxima a da ERAIN no período

considerado. A AT de precipitação do SDE (Fig. 5.5), no CMAP e nos modelos globais, apresenta padrão semelhante ao da região NDE (Fig. 5.3). A principal diferença entre as duas regiões está na intensificação dos picos na fase negativa no modelo acoplado com 90 (Figs. 5.3b e 5.5b) que, em geral, são maiores no SDE. Os modelos globais não simulam as anomalias totais de temperatura no SDE (Fig. 5.6) com a mesma precisão do NDE (Fig. 5.4), mas de forma geral, as séries de AT simuladas seguem às da ERAIN, apesar da intensificação em alguns casos dos valores máximos e mínimos.

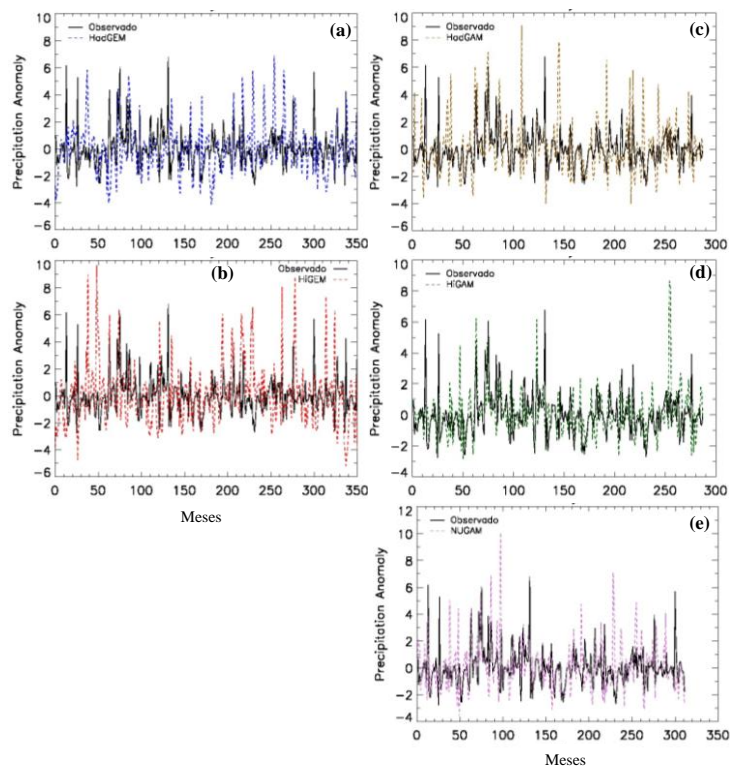
Por fim, a região SESA, dentre as 4 regiões analisadas, apresenta maior diferença entre as AT simuladas e observadas, tanto para precipitação (Fig. 5.7) como para temperatura (Fig. 5.8). Os modelos acoplados intensificam a AT de precipitação nesta região, com valores máximos e mínimos maiores do que no CMAP e nos modelos atmosféricos. Para as AT de temperatura, os valores extremos das fases positiva e negativa são próximos aos do ERAIN tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos. Portanto, os extremos de temperatura são representados de forma mais precisa do que os de precipitação na região SESA. Neste caso não está claro qual classe de modelos, acoplados ou atmosféricos, aproxima-se mais das observações para os extremos, já que nenhuma das simulações mostrou melhor desempenho em simular as AT de precipitação e temperatura em virtude do padrão “ruidoso” apresentado pelas séries temporais e da semelhança na amplitude entre os modelos.



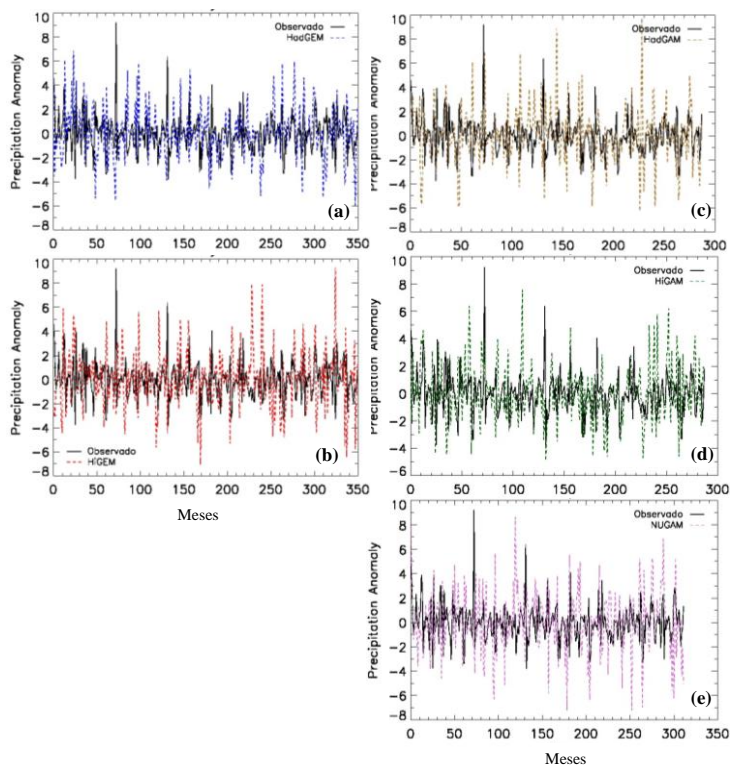
**Figura 5.1.** Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região AMZ para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP.



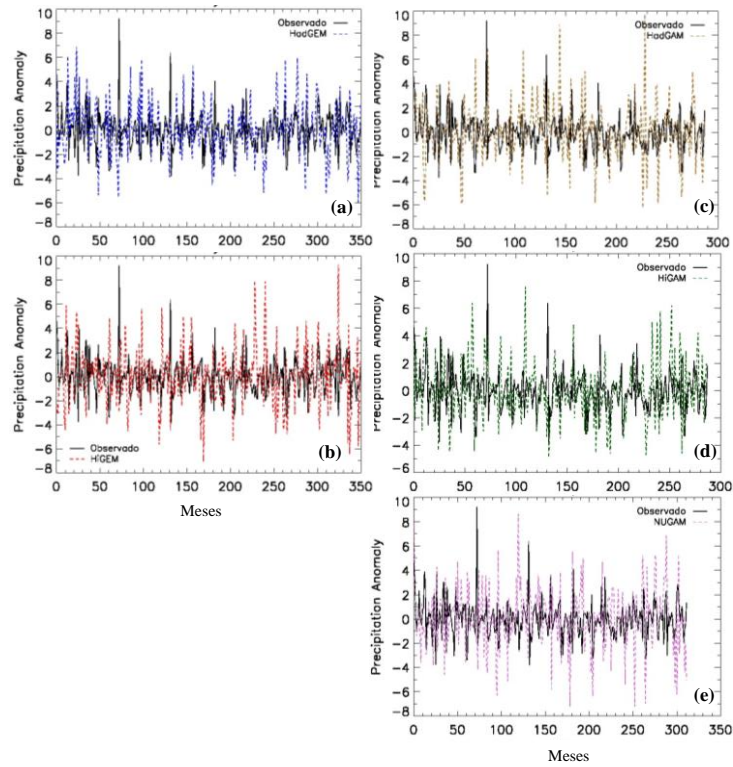
**Figura 5.2.** Como na figura 5.1, mas para a temperatura na AMZ e o ERAIN.



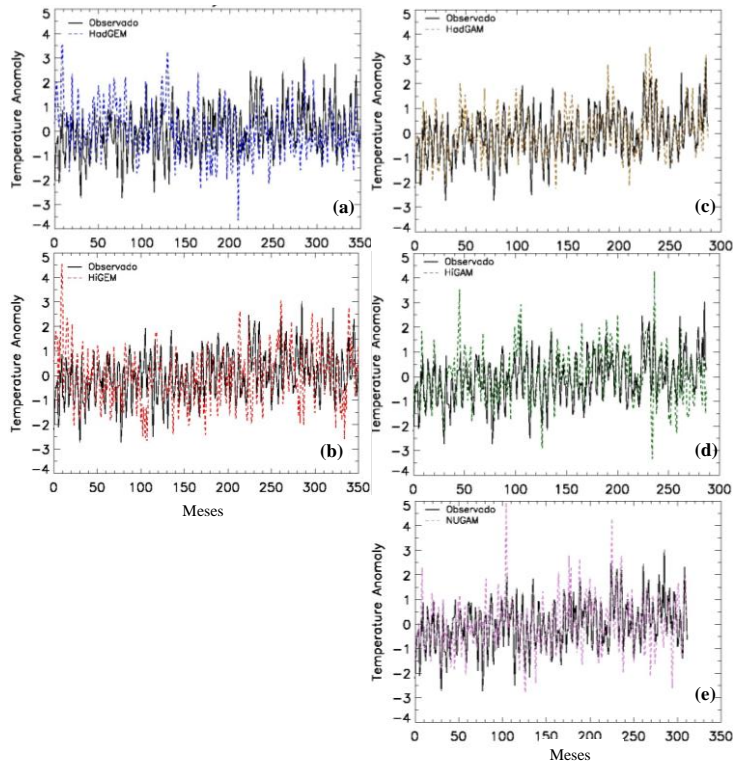
**Figura 5.3.** Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região NDE para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP.



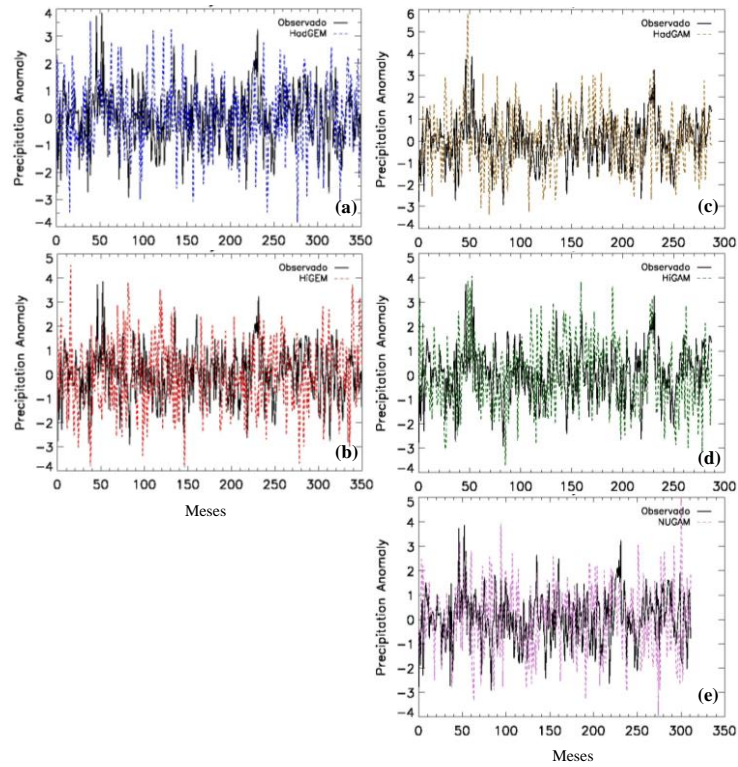
**Figura 5.4.** Como na figura 5.3, mas para a temperatura na NDE e o ERAIN.



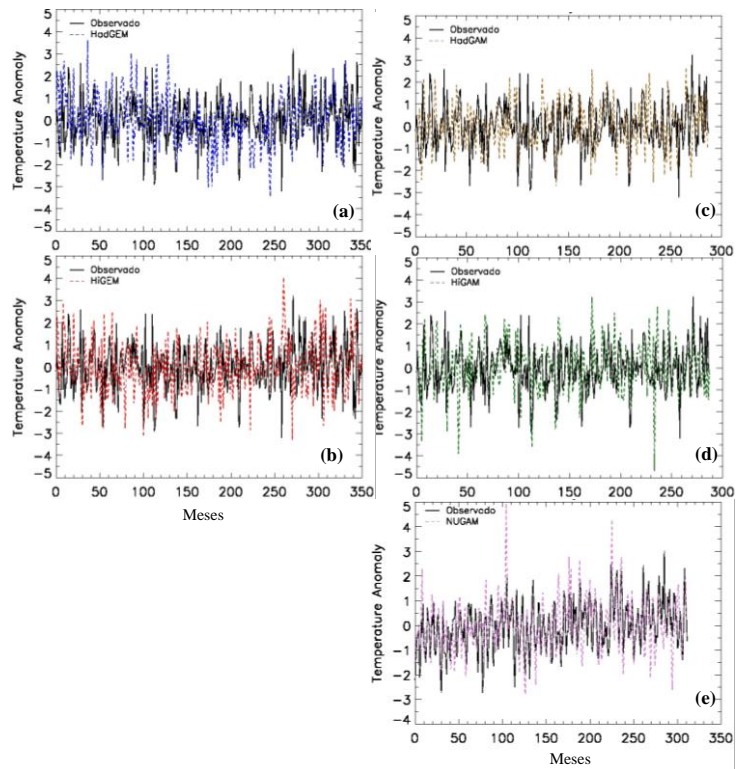
**Figura 5.5.** Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região SDE para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HiGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HiGAM (d) e NUGAM (e) e o CMAP.



**Figura 5.6.** Como na figura 5.5, mas para a temperatura na SDE e o ERAIN.



**Figura 5.7.** Anomalia total da precipitação (mm/dia) na região SESA para os modelos acoplados (painel da esquerda) HadGEM (a) e HadGEM (b), atmosféricos (painel da direita) HadGAM (c), HadGAM (c) e NUGAM (e) e o CMAP.



**Figura 5.8.** Como na figura 5.7, mas para a temperatura na SESA e o ERAIN.



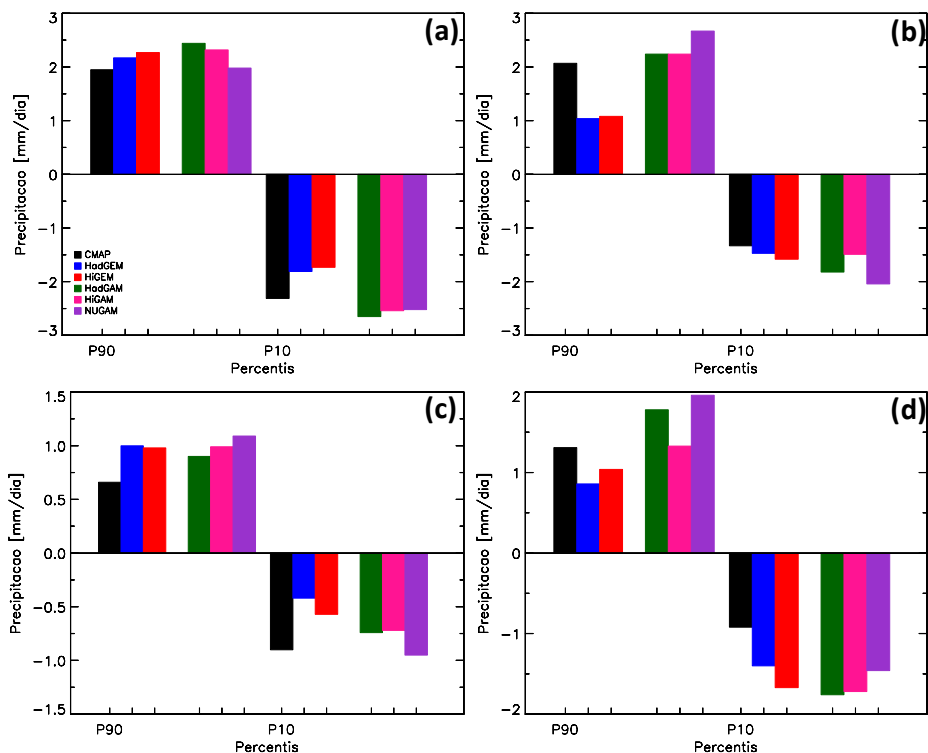
### 5.1.1 Eventos Extremos das Anomalias Totais

#### 5.1.2 Precipitação

Os limiares dos eventos extremos (percentis de 10% e 90%) das anomalias totais de precipitação foram analisados para as quatro estações do ano nos quatro subdomínios da AS e são apresentados nas figuras 5.9 a 5.12. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam, em geral, limiares semelhantes aos do CMAP, tanto nos eventos secos como nos chuvosos em todos os domínios analisados. No entanto, cada região apresenta características específicas que serão discutidas separadamente.

Na região AMZ no verão (Fig. 5.9a) e no inverno (Fig. 5.9c) os modelos globais apresentam eventos chuvosos (90%) com valores de chuva maiores do que no CMAP, enquanto para eventos secos os valores são em geral menores tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos. Os modelos atmosféricos representam evento seco no verão e no inverno mais próximo ao CMAP, e em contrapartida nos eventos chuvosos do verão e do inverno os modelos acoplados e atmosféricos têm comportamentos semelhantes. Durante o outono (Fig. 5.9b) as simulações acopladas apresentam, em geral, valores menores do que o CMAP para os eventos chuvosos, enquanto os atmosféricos apresentam limiares semelhantes ao do CMAP; já para os eventos secos o padrão dos modelos acoplados e atmosféricos é semelhante entre si e os valores são levemente maiores do que os do CMAP em ambos os modelos. A primavera (Fig. 5.9d) se destaca com todas as simulações intensificando o extremo seco (10%). Nas estações de transição (Figs. 5.9b, d) os eventos secos são mais intensos nos modelos acoplados e atmosféricos do que o CMAP, entretanto nos acoplados os valores estão mais próximos aos do observado. Nos extremos chuvosos das estações de transição os modelos acoplados simulam eventos menos intensos do que o CMAP, e em contrapartida os atmosféricos simulam eventos levemente mais intensos do que o observado. É importante destacar que as diferenças entre os limiares nas simulações e o CMAP no outono e primavera são inferiores a 0,5 mm/dia. Nas estações de transição e no verão os modelos acoplados representaram melhor, na maioria dos casos, os eventos extremos seco e chuvoso na AMZ com limiares mais próximos aos do CMAP, já no inverno não é possível identificar qual grupo aproxima-se mais do CMAP em virtude da semelhança entre os modelos acoplados e atmosféricos. Em relação ao aumento da resolução horizontal as simulações acopladas e atmosféricas foram afetadas de forma positiva, na maioria dos casos, apenas na

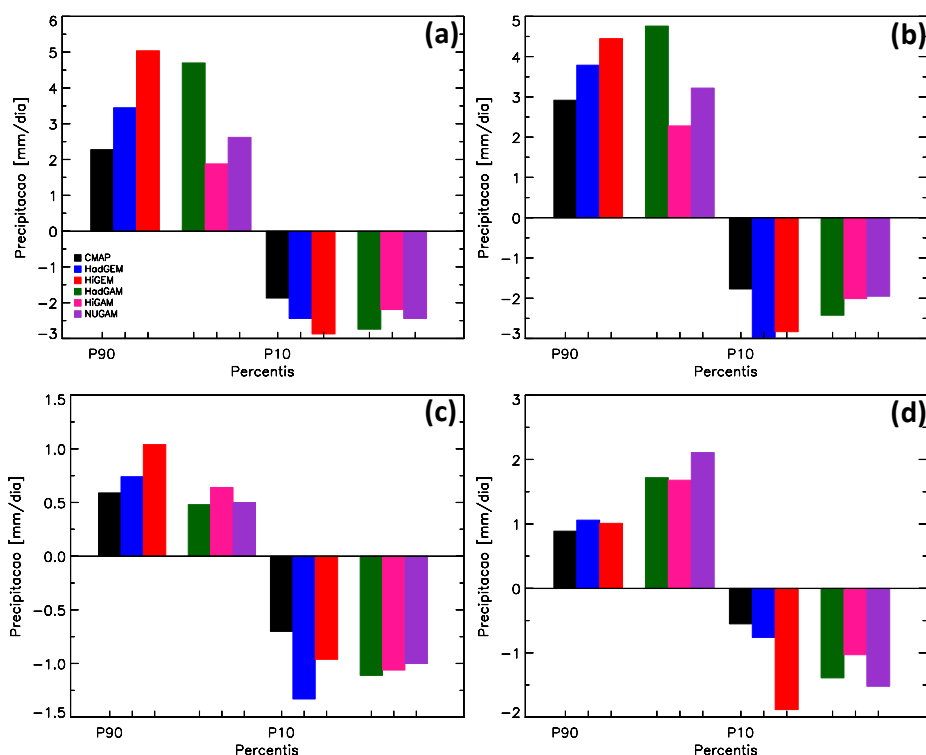
primavera (P90) e no outono (P90) nas simulações atmosféricas este impacto foi negativo aumentando a diferença entre as simulações e o CMAP.



**Figura 5.9.** Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Os eventos extremos chuvosos da região AMZ são basicamente de origem convectiva, provenientes de nuvens convectivas profundas individuais e de aglomerados de nuvens, além disso, tem-se a atuação das linhas de instabilidade. Estes sistemas apresentam escalas temporais pequenas, que podem ter duração de algumas horas a dias, e por isso os modelos climáticos tradicionais têm dificuldades em simular estes sistemas, visto que em geral estes modelos representam corretamente apenas padrões sazonais com escalas temporais maiores. Os resultados, tanto dos modelos acoplados como dos atmosféricos do projeto HiGEM/UJCC, indicam que apesar dos problemas na intensidade, os modelos estão simulando estes sistemas e conseqüentemente os extremos que geram de forma satisfatória sobre a AMZ. Na análise do ciclo diurno na precipitação (capítulo 6) os sistemas atuantes e suas simulações pelos modelos globais serão discutidos. Nos casos dos os eventos secos a origem são os mecanismos de grande escala que inibem a precipitação na região e o principal é o ENOS, como apontado por

estudos sobre a região (Cavalcanti, 2012; Marengo et al., 2008; Willians et al., 2005). Em anos de El Niño o aumento da convecção sobre o Pacífico Equatorial leste altera o padrão de circulação da célula de Walker, induzindo subsidência sobre a AMZ e com isso inibindo a formação de nuvens e consequentemente da precipitação na região. Os modelos representam este padrão dinâmico de uma forma geral, contudo os modelos acoplados (atmosféricos) tendem a subestimar (superestimar) os extremos secos, principalmente no verão e na primavera, sugerindo alguns problemas em simular o ENOS e seus impactos.



**Figura 5.10.** Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

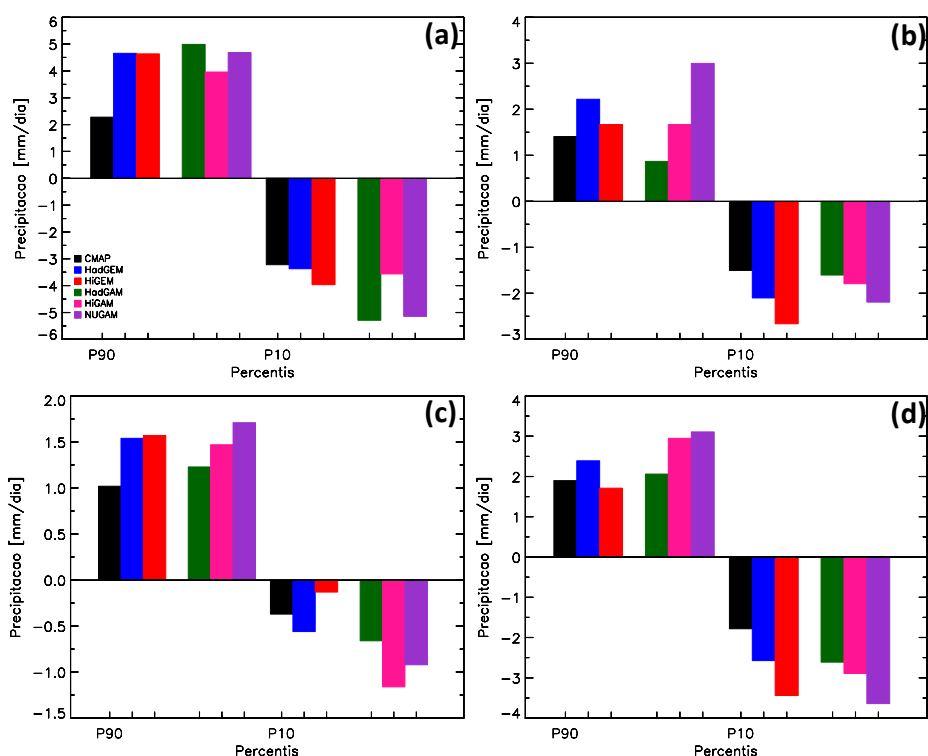
Na região NDE nas quatro estações do ano (Figs. 5.10 a, d), em geral, as simulações tanto acopladas como atmosféricas mostram maiores limiares de chuvas nos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) do que o CMAP. Outra característica comum às quatro estações do ano é o melhor desempenho do NUGEM em simular estes eventos, apresentando em geral as menores diferenças em relação ao CMAP, indicando que o aumento da resolução aproxima a intensidade dos extremos ao CMAP nesta região. Existem algumas exceções onde as simulações apresentam limiares levemente menores ao do CMAP como, por exemplo, o

NUGEM no percentil de 10% no verão, bem como o NUGEM nos percentis de 10% e 90% e o HiGAM no outono (Fig. 5.10b), no entanto estas diferenças são inferiores a 0,5 mm/dia. O aumento da resolução horizontal aproximou a simulação dos eventos extremos secos e chuvosos no NDE nas quatro estações, especialmente nos modelos acoplados.

A ZCIT é o principal mecanismo responsável, tanto pelos extremos seco como pelo chuvoso, em virtude da sua grande contribuição para a chuva na maior parte do NDE. Quando a ZCIT atinge sua posição mais ao sul gera chuva sobre o centro-norte da região e quando desloca-se para norte caracteriza o período seco na região. Como discutido na climatologia sazonal (capítulo 3) os modelos representam corretamente esse deslocamento meridional da ZCIT o que explicaria a representação similar à observação dos extremos tanto secos como chuvosos. Além disso, nestes extremos é novamente evidente que os modelos tendem a intensificar esta zona como também abordado no capítulo 3. O NDE sofre ainda a influência do ENOS e dos efeitos que este fenômeno tem sobre as anomalias da circulação de Walker, seguindo o mesmo padrão apontado na AMZ com a inibição (formação) da convecção sobre a região. Logo, de forma geral este fenômeno está sendo representado nas simulações, apesar de alguns problemas de superestimativa (subestimativa) relacionados à TSM como já apontado. Os eventos secos no NDE têm como principais sistemas os vórtices ciclônicos de altos níveis e os efeitos do ENOS, sendo o principal problema para a sua correta representação nas simulações a escala espacial e a TSM, respectivamente (Grimm, 2009).

Na região SDE (Fig. 5.11) os modelos apresentam comportamento semelhante ao da região NDE, com as simulações intensificando os eventos secos e chuvosos, em geral, nas quatro estações do ano. Entretanto nesta região nenhum dos modelos se destaca em relação aos demais por sua maior precisão em simular os limiares mostrados no CMAP. Dentre os modelos acoplados pode-se destacar o HiGEM no percentil referente a 90% no outono (Fig. 5.11c) e na primavera (Fig. 5.11d) por apresentar limiar próximo ao do CMAP. Nos atmosféricos o HiGAM destaca-se nos percentis de 90% e 10% do outono por simular limiares similares ao do CMAP. Assim como no NDE, na região SDE nas quatro estações o aumento da resolução horizontal afetou de forma representativa as simulações diminuindo a diferença entre os limiares simulados e o CMAP, na maioria dos casos. Além disso, devido a semelhança entre os limiares das simulações acopladas e atmosféricas pode-se dizer que os dois grupos de modelos globais possuem habilidade similar em simular os extremos secos e chuvosos na SDE.

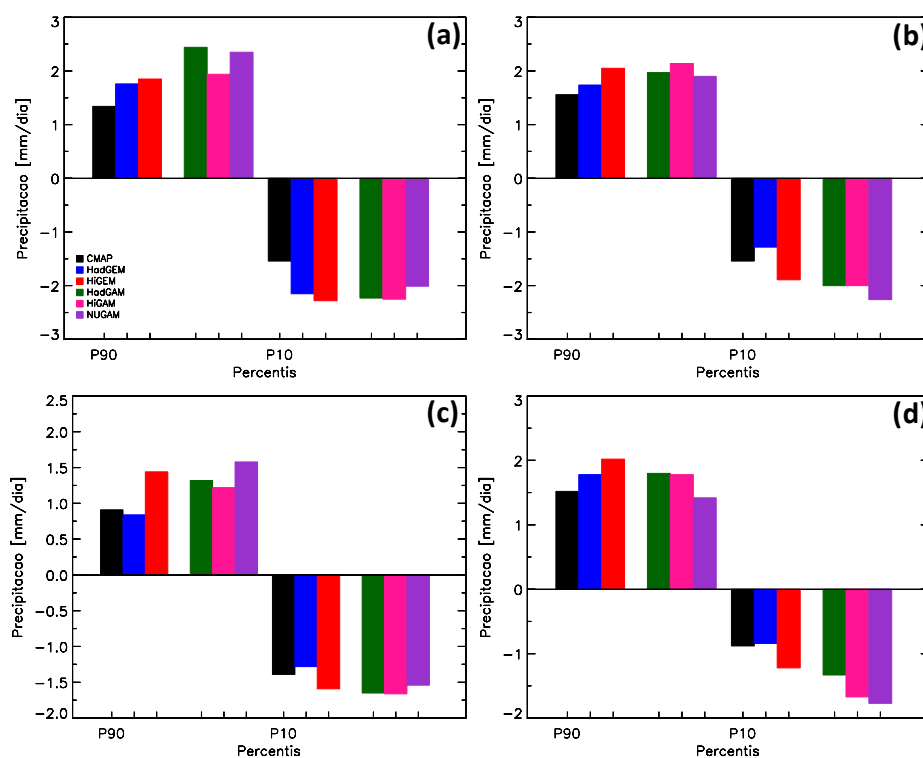
Os sistemas sinóticos como frentes frias e a ZCAS são os principais responsáveis pelos extremos chuvosos na região SDE. Logo, como apontado na climatologia os problemas identificados na simulação dos extremos nesta região estão associados aos erros na intensidade da ZCAS simuladas pelos modelos globais do projeto HiGEM/UJCC. Outro fator pode ser os erros na TSM dos modelos acoplados, que como abordados na climatologia, podem ser os responsáveis pelos erros de intensidade na simulação das zonas de convergência. Carvalho et al. (2002) mostrou que a TSM influencia diretamente a intensidade e a fase da ZCAS tanto em seu ramo continental como oceânico. No caso das frentes frias, devido a escala destes sistemas os modelos globais ainda não simulam precisamente, com isso nas quatro estações se identifica diferenças entre os extremos do CMAP e das simulações, já que estes sistemas atuam na região durante todo o ano.



**Figura 5.11.** Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Por fim, na região SESA (Fig. 5.12) nas quatro estações, em geral, as simulações acopladas e atmosféricas apresentam limiares maiores do que os do CMAP, com algumas exceções onde os extremos são levemente menos intensos como, por exemplo, o HadGEM no

inverno (Fig. 5.12c). Vale destacar que apesar de extremos mais intensos as diferenças entre os limiares simulados e observado é inferior a 0,5 mm/dia, exceto no verão onde esta diferença atinge 1 mm/dia em algumas simulações. Em relação ao aumento da resolução horizontal nas simulações, tanto acopladas como atmosféricas, o impacto mostra-se negativo, pois na maioria dos casos a diferença entre os limiares da simulação e da observação aumenta especialmente nos modelos acoplados. Estes resultados concordam com a análise das séries temporais de AT da precipitação, onde na região em questão os modelos acoplados e atmosféricos apresentam maiores diferenças em relação ao CMAP, com as simulações intensificando as anomalias extremas. Devido à semelhança entre os valores simulados pelos modelos globais para os extremos seco e chuvoso não é possível identificar qual grupo de modelos representa melhor estes eventos na região SESA.



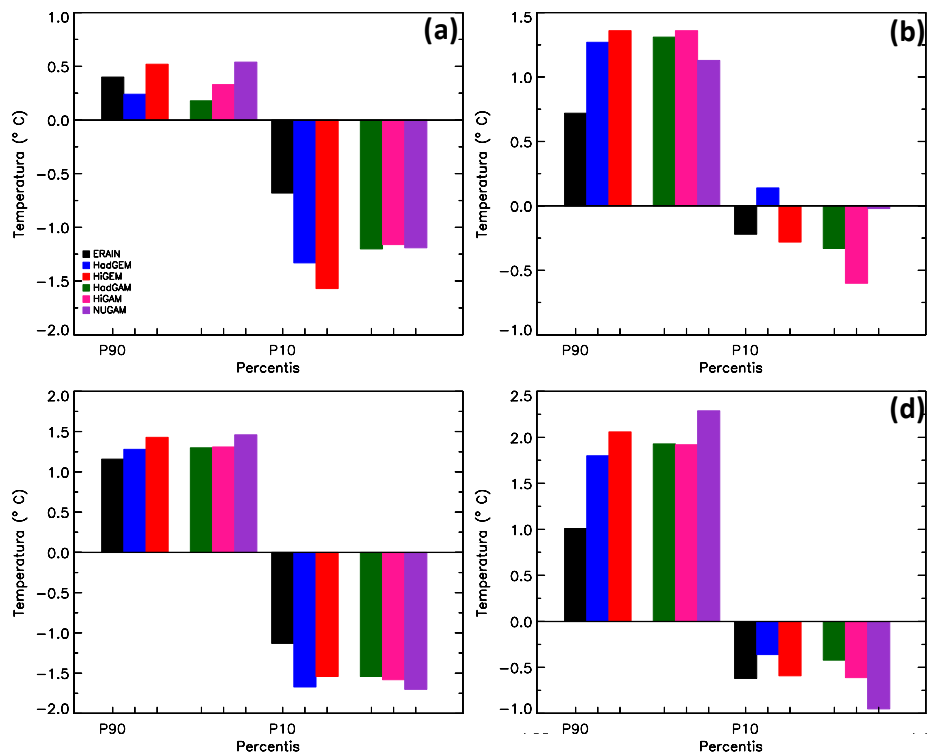
**Figura 5.12.** Limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) das anomalias totais de precipitação na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

A representação dos extremos seco e chuvoso da região SESA está diretamente relacionada à influência da ZCAS (primavera-verão) na região e como já abordado, este sistema tem padrão espacial nos modelos muito semelhante, mas sua intensidade apresenta, em geral, bias positivo o que reflete nos erros de intensidade dos eventos extremos. Além disso, a região é influenciada ainda pelos sistemas frontais, o ENOS (TSM) e os complexos convectivos de mesoescala (CCMs). Os CCMs possuem escala temporal pequena (minutos a horas) o que dificulta sua correta simulação nos modelos globais, principalmente porque muitas parametrizações representam apenas os processos dinâmicos que ocorrem em escalas espaciais maiores. Todos estes sistemas atuando em conjunto, principalmente de outubro a março na SESA contribuem para as diferenças entre os extremos observado e simulado na região, mas estas diferenças são em geral relativamente pequenas.

### **5.1.3 Temperatura**

As anomalias totais de temperatura também passaram pela análise de eventos extremos, mas neste caso frio (10%) e quente (90%), com a mesma metodologia aplicada para a precipitação. Os limiares destes eventos extremos nos subdomínios de interesse da AS nas quatro estações são apresentados das figuras 5.13 a 5.16. Assim como na precipitação, salvo algumas exceções, os extremos de temperatura da ATs simulados, tanto pelos modelos acoplados como pelos atmosféricos, são similares à ERAIN nas regiões analisadas. Os mecanismos responsáveis pelos extremos de precipitação são os mesmos que afetam a temperatura acarretando extremos frio e quente.

Na AMZ no verão (Fig. 5.13a) e no inverno (Fig. 5.13c) os modelos globais intensificam os limiares dos eventos frios (10%) na maioria dos casos em relação aos valores da ERAIN. Os eventos quentes nas estações de transição se destacam, pois a diferença entre os valores simulados e os do ERAIN são maiores do que nas demais estações do ano, tanto nos acoplados como nos atmosféricos. Além disso, os extremos frios no outono são fracos tanto nas simulações como na observação. Os padrões dos modelos acoplados e atmosféricos em todas as estações são muito semelhantes, com nenhum modelo se destacando por possuir maior precisão em simular os eventos extremos de temperatura na AMZ. Neste caso o aumento da resolução não afetou de forma positiva as simulações acopladas ou atmosféricas.

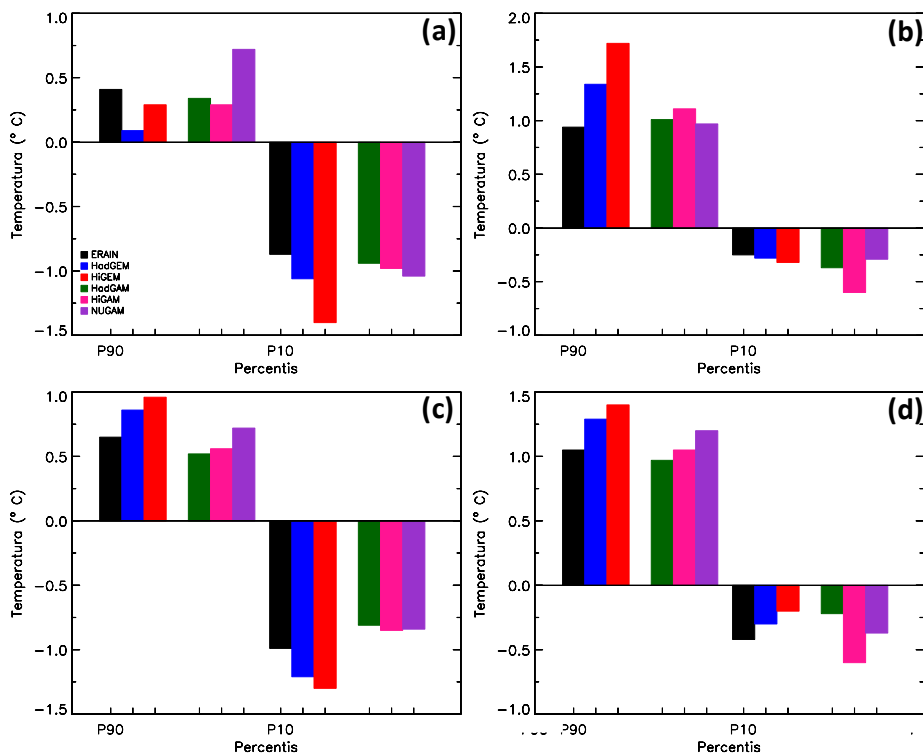


**Figura 5.13.** Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Nos eventos extremos da região NDE durante o inverno (Fig. 5.14c) os modelos globais apresentam valores muito próximos aos da ERAIN, tanto para os extremos seco como quente, com exceção do HadGEM e HiGEM que os intensificam. No verão (Fig. 5.14a) os modelos simulam valores menores do que o ERAIN no extremo quente, a exceção são as simulações com 60 km de resolução; já no evento frio os modelos globais simulam valores muito próximos aos do ERAIN, exceto o HiGEM. Nas estações de transição a maioria dos modelos intensifica os extremos quentes, já para os extremos frios os limiares são maiores (menores) na primavera (outono) do que na ERAIN. Os modelos acoplados em todos os períodos analisados, em geral, intensificam os limiares dos eventos extremos, enquanto os atmosféricos na maioria dos casos apresentam valores mais próximos aos da ERAIN. Portanto, os modelos atmosféricos na região NDE representam melhor os extremos frio e quente, e isto está relacionado à simulação mais precisa da intensidade da ZCIT por estes modelos, possivelmente por utilizarem TSM observada. Conforme apontado na climatologia, os modelos acoplados superestimam a ZCIT está afetando diretamente a simulação dos

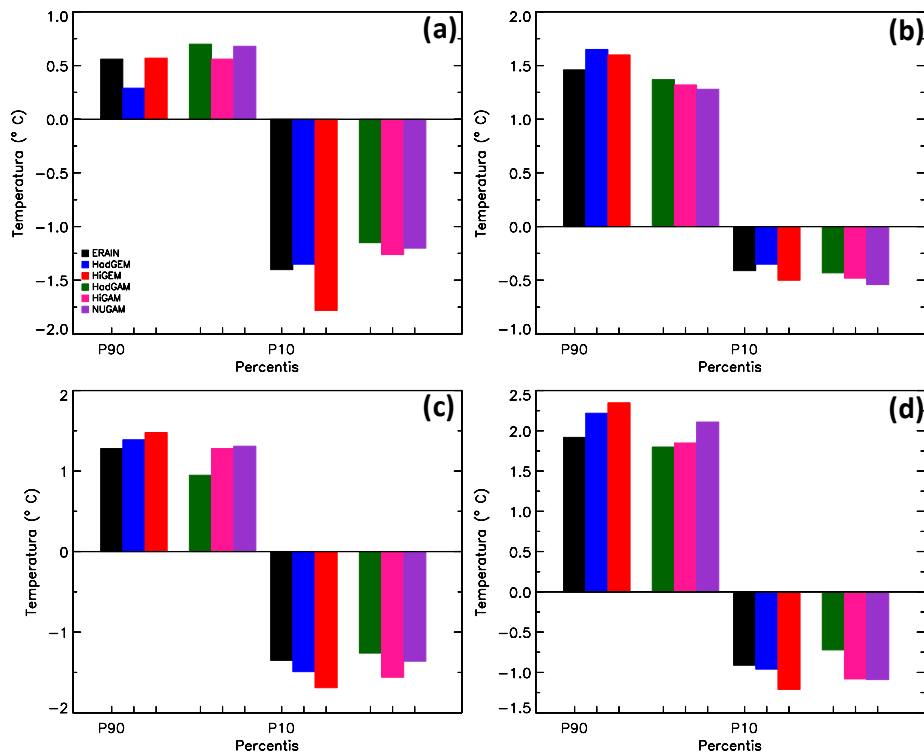


eventos extremos na região. O aumento da resolução horizontal nesta região diminui, em geral, a diferença entre os limiares das simulações e da ERAIN.



**Figura 5.14.** Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Dentre as regiões analisadas a SDE (Fig. 5.15) se destaca por apresentar as menores diferenças (entre 0,25 e 0,5 °C) entre os limiares simulado e observado em todos os períodos analisados. O HiGEM apresenta as maiores diferenças em relação à ERAIN nas quatro estações do ano (Fig. 5.15). Os extremos quentes das estações de transição, tanto das simulações como da ERAIN, apresentam os maiores limiares (superiores a 1,5 °C) dentre os eventos analisados na região. Os modelos acoplados e atmosféricos são precisos na representação, tanto dos eventos frios como dos quentes, com limiares muito próximos aos da ERAIN, salvo algumas exceções, indicando que ambos os modelos representam corretamente eventos extremos na região. Em relação ao aumento da resolução horizontal os modelos mostram grande sensibilidade, visto que as seis simulações apresentam limiares com valores próximos entre si. No entanto em alguns casos pode-se apontar uma leve melhora no valor do limiar, especialmente dos modelos acoplados, como por exemplo, os extremos frio e quente do outono (Fig. 5.15b).

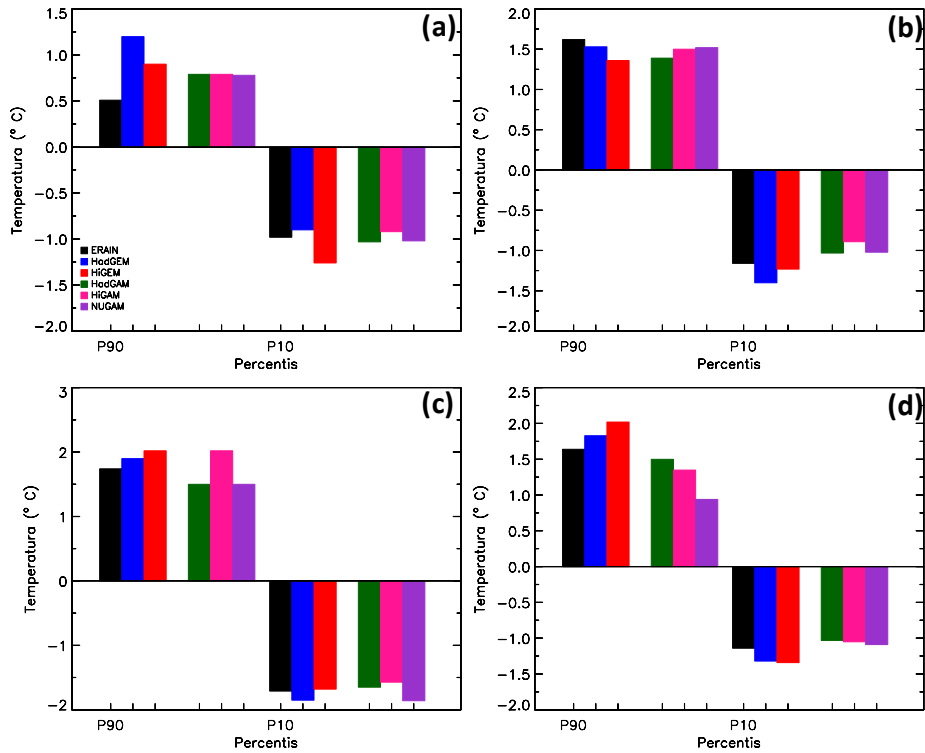


**Figura 5.15.** Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Por fim, na região SESA nas quatro estações do ano (Fig. 5.16) os modelos globais, em geral, simulam limiares dos extremos frio e quente próximos ao da ERAIN. A exceção ocorre no verão onde as diferenças entre os modelos acoplados e a ERAIN são as maiores na região ( $\approx 0,7$  mm/dia). No extremo frio de inverno (Fig. 5.16c) os modelos se destacam por apresentarem limiares similares à ERAIN. Nas estações de transição (Fig. 5.16b, d) os modelos representam corretamente tanto os extremos frios quanto os quentes. Assim como nas demais regiões, os modelos acoplados e atmosféricos apresentam comportamentos semelhantes e nenhum deles pode ser apontado por representar melhor os extremos na SESA. Nesta região, o aumento da resolução melhora as simulações acopladas no extremo quente do verão e no frio do inverno, já nas demais estações não houve um efeito representativo nas simulações atmosféricas. Além disso, nas simulações acopladas houve aumento nos valores dos limiares e conseqüentemente da diferença em relação à ERAIN.

Com base nestes resultados é possível concluir que os modelos globais simulam de forma satisfatória os eventos extremos das anomalias totais de precipitação e temperatura nos subdomínios analisados, apesar de algumas diferenças discutidas. Além disso, estas diferenças

confirmam os resultados apontados na análise da série temporal das AT destas variáveis, onde os modelos tendem a intensificar os picos destas séries. As diferenças entre os limiares simulados e observados são coerentes com a análise da climatologia (capítulo 3), onde os modelos acoplados e atmosféricos apresentaram bias positivo/negativo sobre a AS e em especial sobre estes subdomínios.



**Figura 5.16.** Limiares dos eventos extremos frio (10%) e quente (90%) das anomalias totais de temperatura na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

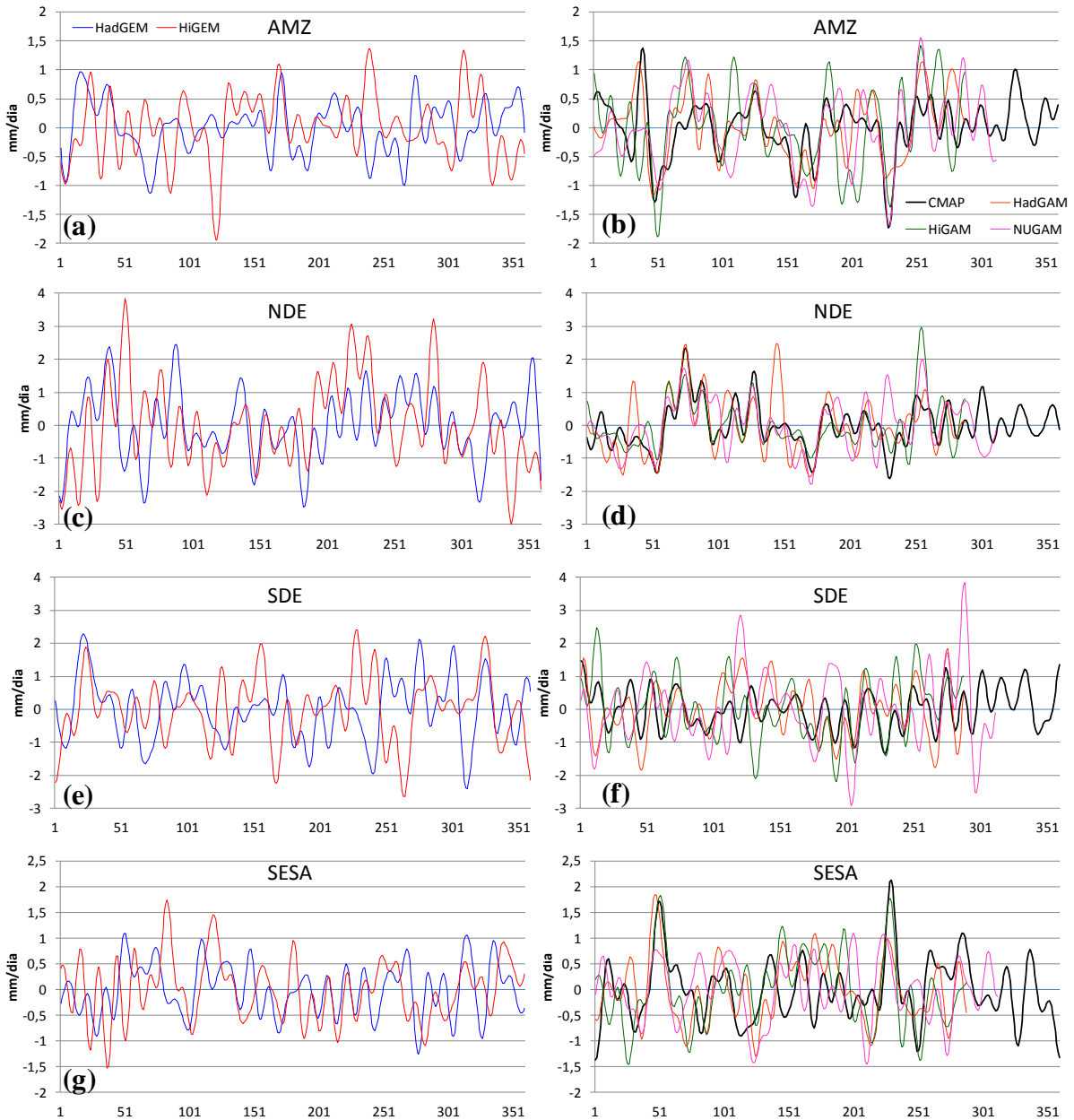
## 5.2 Variabilidade Interanual na América do Sul

### 5.2.1 Anomalias Totais na Escala Interanual

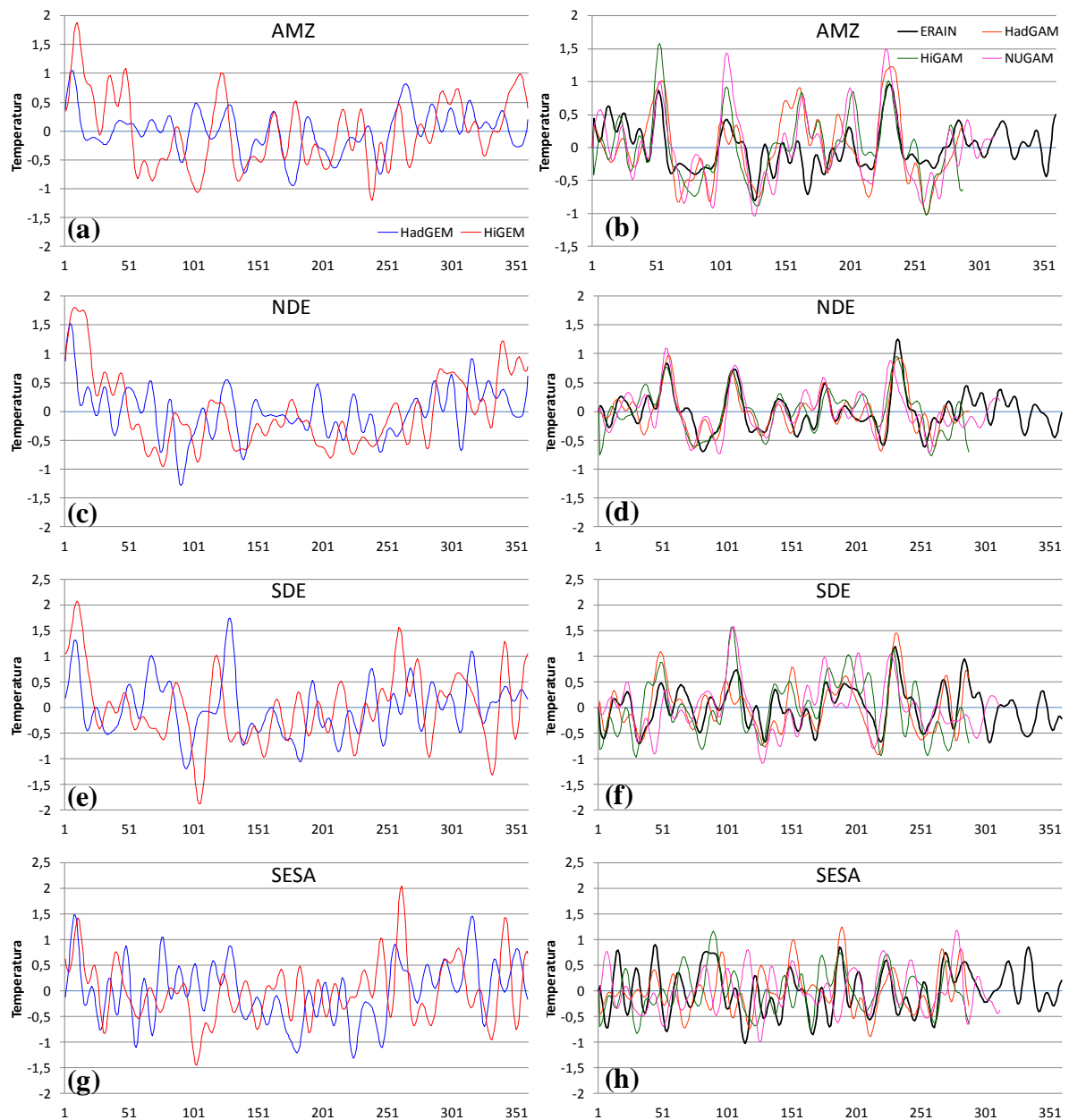
As séries temporais dos valores mensais para a variabilidade interanual (IA) da precipitação e da temperatura para os subdomínios de interesse são apresentadas nas figuras 5.17 e 5.18. Estas séries de anomalias interanuais resultam da filtragem da série de AT na escala interanual ( $> 365$  dias). Os modelos acoplados e atmosféricos mostram padrão de variabilidade IA da precipitação similar ao do CMAP em todas as regiões analisadas, no entanto intensificam os extremos positivos e negativos. Os modelos atmosféricos, por serem forçados pela TSM observada, simulam no NDE (Fig. 5.17c, d) praticamente a mesma fase na escala IA do CMAP, concordando com os resultados do ciclo anual da precipitação onde estes modelos mostram os menores erros na região. Nas demais regiões as simulações apresentam variabilidade interanual de precipitação maior do que o CMAP, o que indica intensificação do sinal do ENOS e seu impacto na AMZ, SDE e SESA. O sinal do ENOS nos modelos climáticos está diretamente relacionado à correta simulação da TSM e conseqüentemente, ao seu impacto na precipitação. A análise do padrão sazonal da precipitação já apontou erros de intensidade da TSM, quando identificou sobre os oceanos, ZCAS e ZCIT as regiões com maior bias úmido, principalmente nas simulações acopladas.

Assim como na precipitação, a variabilidade na escala IA da temperatura (Figura 5.18) também é similar à da ERAIN nos MCGA e MCG nos quatro subdomínios. No entanto, existe considerável diferença já que os modelos atmosféricos apresentam fase muito semelhante à da ERAIN, enquanto os acoplados tendem a intensificar os picos de extremos da série. É importante destacar novamente que a semelhança dos modelos atmosféricos é devido ao fato de que estes modelos são forçados pela TSM observada. Seguindo padrão similar ao da precipitação a região NDE (Figs. 5.18c, d) também se destaca entre as simulações atmosféricas como a região com a fase e a amplitude mais ajustadas à da ERAIN. Nas demais regiões a variabilidade interanual da temperatura nas simulações é maior do que a observada. Os modelos, tanto acoplados como atmosféricos, apresentam maior variabilidade interanual da temperatura na região SESA (Figs. 5.18g, h), evidenciando que as simulações apresentam influência mais forte da escala IA na região do que mostra o ERAIN, ou seja, os modelos estão intensificando o impacto da variabilidade IA de temperatura da região. Contudo, os modelos acoplados e atmosféricos representam esta variabilidade IA, tanto nas anomalias

positivas como nas negativas, indicando que apesar de possíveis problemas na TSM o padrão geral desta variável está de acordo com a ERAIN, já que a escala IA está sendo simulada em acordo com as observações.



**Figura 5.17.** Série filtrada na escala interanual (> 365 dias) da precipitação (mm/dia) nos subdomínios de interesse da AS para os modelos acoplados (painel da esquerda), modelos atmosféricos (painel da direita) e o CMAP.



**Figura 5.18.** Série temporal na escala interanual (> 365 dias) da temperatura nos subdomínios de interesse da AS para os modelos acoplados (painel da esquerda), modelos atmosféricos (painel da direita) e o ERAIN.

Com base nas séries de anomalias IA de precipitação e temperatura conclui-se que as simulações acopladas intensificam o impacto do ENOS nas regiões AMZ, SDE e SESA. De acordo com a bibliografia (Berlato e Fontana, 2003; Silva, 2000; Oliveira, 1999), estas são regiões que sofrem influência direta do ENOS e conseqüentemente da TSM. No NDE a intensificação também ocorre, no entanto com menor magnitude. É importante destacar que os modelos atmosféricos, além de representarem corretamente as fases, representam corretamente a intensidade dos eventos interanuais, pois são forçados com a análise de TSM.

Nos modelos acoplados, como simulam TSM, espera-se que representem apenas o sinal, tanto positivo como negativo, da escala interanual. Os modelos acoplados se destacam por apresentarem amplitude semelhante à observada (CMAP e ERAIN), sendo que o HiGEM intensifica o sinal dos eventos tanto positivos como negativos. A intensificação dos extremos nas simulações com maior resolução concorda com os resultados da climatologia sazonal, que indicam que o aumento da resolução tende a intensificar o bias úmido das simulações.

## **5.2.2 Eventos Extremos na Escala Interanual**

### **5.2.2.1 Padrão Espacial**

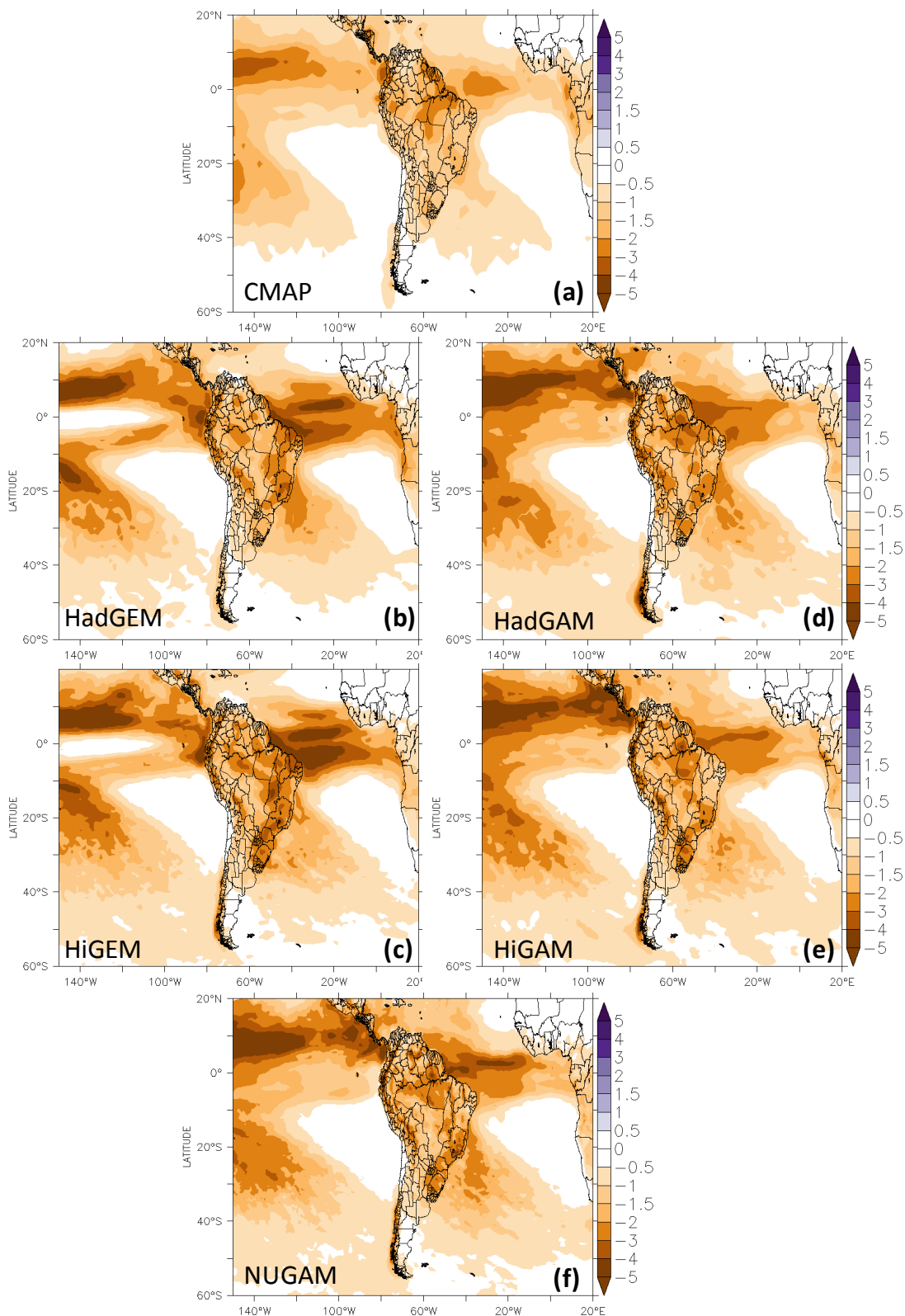
Na análise dos eventos extremos interanuais de precipitação para nas quatro estações correspondentes aos percentis seco e úmido (10 e 90%) para o CMAP, modelos acoplados e atmosféricos foram utilizadas as composições destes eventos, bem como as correlações entre o padrão espacial observado e simulado. Das figuras 5.19 a 5.22 são apresentadas as composições de verão e inverno, e em virtude da semelhança espacial as composições de outono e primavera estão no apêndice A. As simulações apresentam padrão espacial semelhante ao do CMAP em todos os limiares de extremos e períodos analisados. Além disso, não nota-se grande diferença entre os modelos de acordo com suas componentes, visto que todas as simulações apresentam padrões espaciais similares. Devido a semelhança entre a distribuição espacial das composições optou-se por analisar também a correlação espacial entre os campos do CMAP e das simulações (Tabelas 5.1 e 5.2). As altas correlações em todas as simulações confirmam a semelhança entre os padrões espaciais observados e simulados dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) sobre a América do Sul, bem como a similaridade espacial destes eventos entre CMAP e modelos globais.

Nas quatro estações do ano o CMAP (Figs. 5.19a – 5.22a) apresenta extremos secos mais intensos sobre a região da ZCIT, principalmente sobre o Pacífico Equatorial e sobre o Pacífico central em  $\approx 20-30^{\circ}\text{S}$ , que corresponde à Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS). A ocorrência de extremos secos mais fracos localiza-se sobre a região das altas subtropicais dos Oceanos Atlântico e do Pacífico, bem como nas latitudes mais altas (a partir de  $55^{\circ}\text{S}$ ). Os modelos acoplados e atmosféricos representam de forma coerente o padrão espacial do CMAP, no entanto com intensidade maior em alguns casos. As simulações com resolução mais baixa (HadGEM e HadGAM), na maioria dos casos, são as que mais

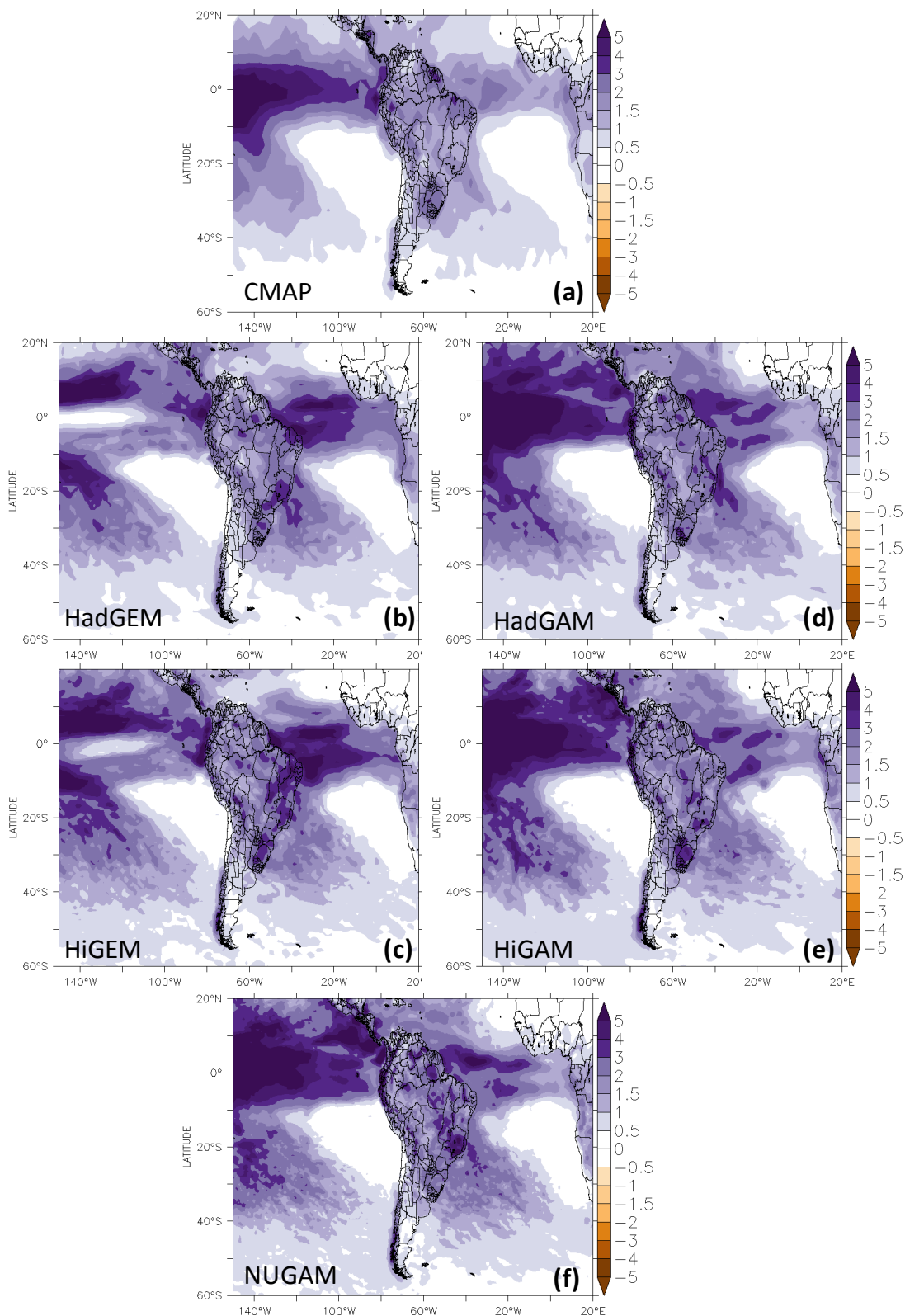
intensificam estes eventos secos sobre a ZCIT e ZCPS, sendo que o modelo acoplado apresenta erros menores sobre o oceano Pacífico. No entanto nestes modelos os eventos secos sobre a ZCIT do Atlântico são mais intensos do que nos atmosféricos. Em ambos os modelos com 135 km os extremos secos relacionados a ZCAS são mais intensos que no CMAP, principalmente no ramo oceânico desta zona de convergência. Com o aumento da resolução horizontal dos modelos globais nas quatro estações a intensidade dos extremos secos sobre a ZCIT do Atlântico e da ZCAS diminuiu, com os valores ficando mais próximos aos do CMAP. Além disso, sobre o Oceano Pacífico as simulações de maior resolução também apresentam extremos mais próximos ao observado, com destaque para os modelos acoplados onde as diferenças em relação ao CMAP, em geral, são menores.

Assim como nos extremos secos, no verão os extremos chuvosos do CMAP são mais intensos sobre as zonas de convergência, padrão que os modelos também representam, mas com intensidade maior (Fig. 5.20). Neste caso o aumento da resolução também contribuiu para a redução da diferença entre os limiares das simulações e observação, no entanto os valores permaneceram mais intensos do que no CMAP. A dupla ZCIT sobre o Pacífico Equatorial se destaca nos três modelos acoplados, que apesar deste erro, representam os extremos sobre o oceano Pacífico mais próximos do CMAP que os atmosféricos, que embora estes não possuam a dupla ZCIT, intensificam mais os eventos úmidos.

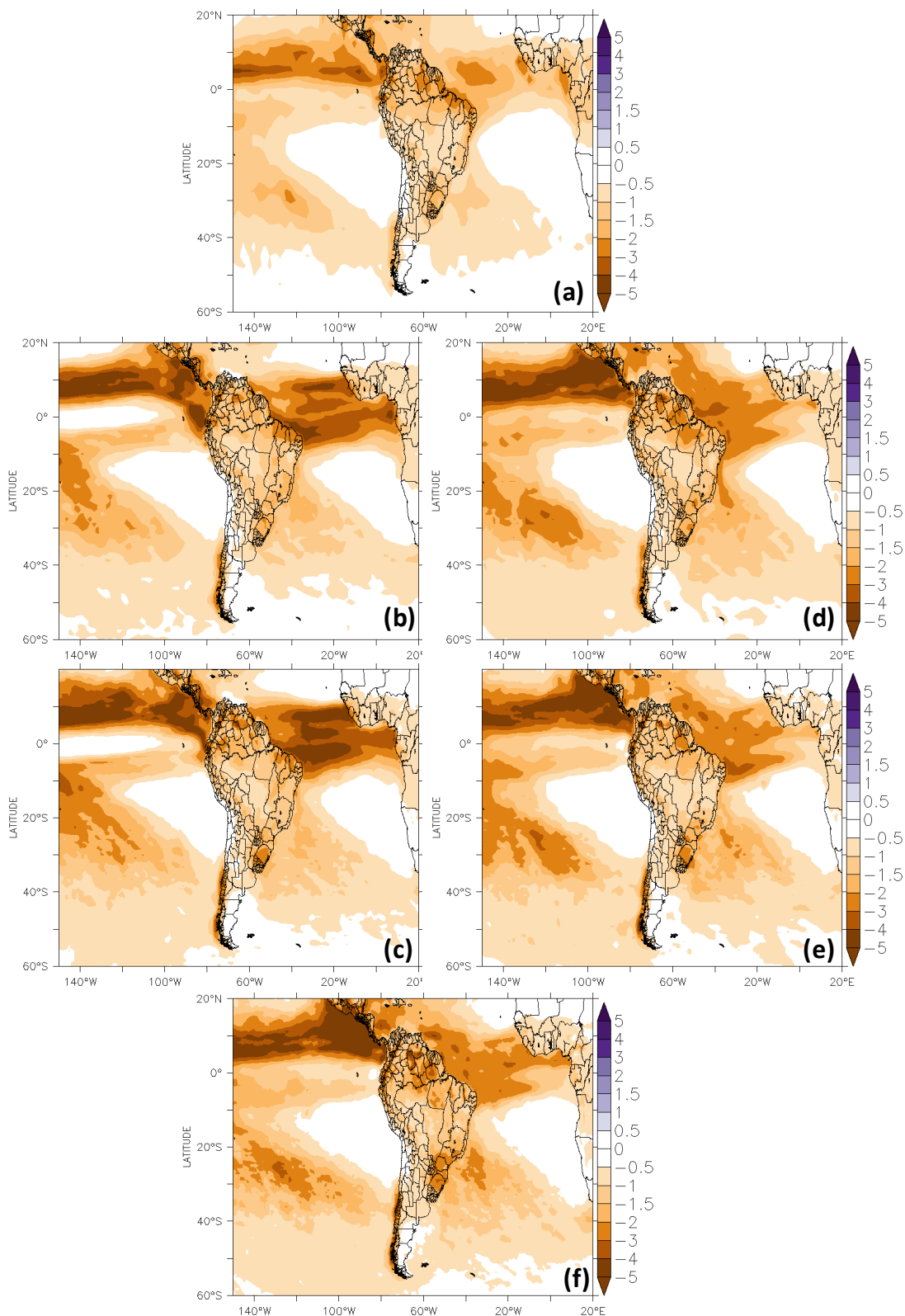




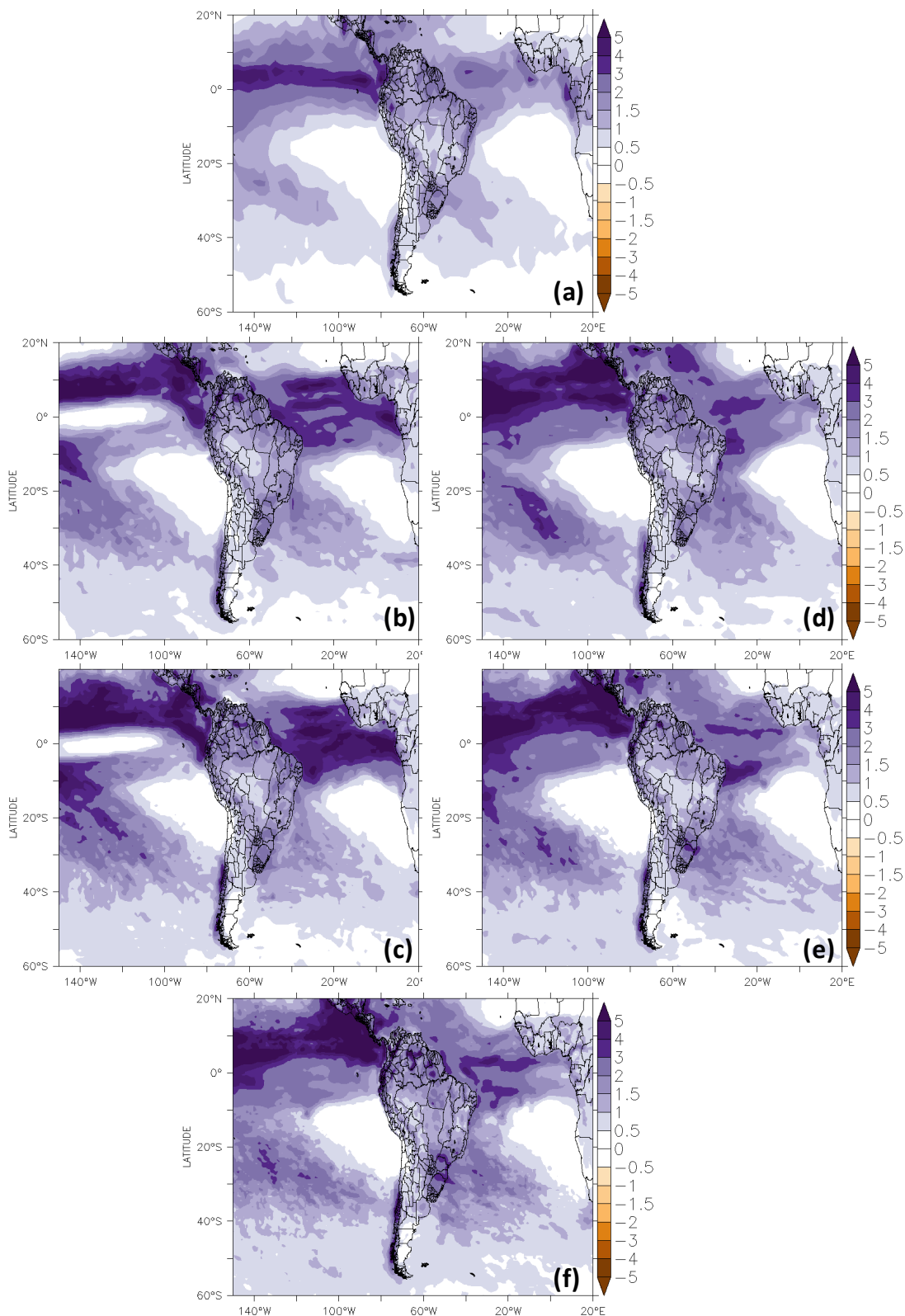
**Figura 5.19.** Composições de verão dos extremos interanuais dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.20.** Composições de verão dos extremos interanuais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.21.** Composições de inverno dos extremos interanuais dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.22.** Composições de inverno dos extremos interanuais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

**Tabela 5.1.** Correlação (r) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala interanual (> 365 dias) de precipitação entre CMAP, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul.

		HadGEM	HiGEM	HadGAM	HiGAM	NUGAM
<b>Anual</b>	<b>P10</b>	0,79	0,77	0,82	0,76	0,73
	<b>P90</b>	0,61	0,63	0,84	0,81	0,76
<b>Verão</b>	<b>P10</b>	0,78	0,76	0,83	0,79	0,77
	<b>P90</b>	0,54	0,61	0,86	0,84	0,79
<b>Outono</b>	<b>P10</b>	0,77	0,77	0,82	0,77	0,72
	<b>P90</b>	0,58	0,60	0,82	0,80	0,75
<b>Inverno</b>	<b>P10</b>	0,75	0,71	0,78	0,72	0,68
	<b>P90</b>	0,65	0,62	0,77	0,71	0,66
<b>Primavera</b>	<b>P10</b>	0,77	0,75	0,78	0,72	0,70
	<b>P90</b>	0,60	0,64	0,82	0,78	0,73

Os modelos atmosféricos apresentam em todas as estações do ano correlações espaciais com o CMAP maiores do que os modelos acoplados. Isto ocorre, pois os modelos acoplados intensificam os eventos na escala IA conforme apontado na discussão anterior (Fig. 5.17), bem como na climatologia sazonal (capítulo 3), apresentando em geral maior bias úmido na AS. Apesar das pequenas diferenças entre as simulações, conclui-se que tanto os modelos acoplados como os atmosféricos representam o padrão espacial similar ao CMAP para os eventos extremos secos e úmidos sobre a AS.

Os eventos extremos interanuais de temperatura passaram pela mesma análise de suas composições e respectivas correlações aplicadas à precipitação. Com base na semelhança entre o padrão espacial da ERAIN e das simulações dos modelos globais optou-se por colocar as composições de temperatura no apêndice B, e aqui serão analisadas apenas as correlações espaciais (Tabela 5.2). As simulações, tanto acopladas como atmosféricas, representam os extremos quentes e frios com padrão espacial semelhante ao da ERAIN, e assim como para a precipitação em algumas regiões os eventos tem intensidade maior nas simulações. Entretanto, vale destacar que na temperatura a maior intensidade dos extremos referentes aos

percentis de 10% e 90% não é tão acentuada como na precipitação. As correlações espaciais (Tabela 5.2) da temperatura são consideradas altas nos modelos atmosféricos (da ordem de 0,8) em todas as estações do ano. Já dentre os modelos atmosféricos as correlações dos extremos frio e quente não sofrem grandes alterações em função da resolução horizontal, indicando que estes extremos sofrem impacto positivo maior em função da especificação da TSM do que da resolução horizontal.

A análise das composições, e de suas respectivas correlações com as análises observacionais indica que tanto os modelos acoplados como os atmosféricos representam os padrões espaciais dos eventos extremos de precipitação e temperatura das análises em todos os percentis analisados sobre a AS. Contudo, não se destaca um melhor desempenho dos modelos em relação as suas componentes.

**Tabela 5.2.** Correlação (r) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala interanual (> 365 dias) de temperatura entre ERAIN, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul.

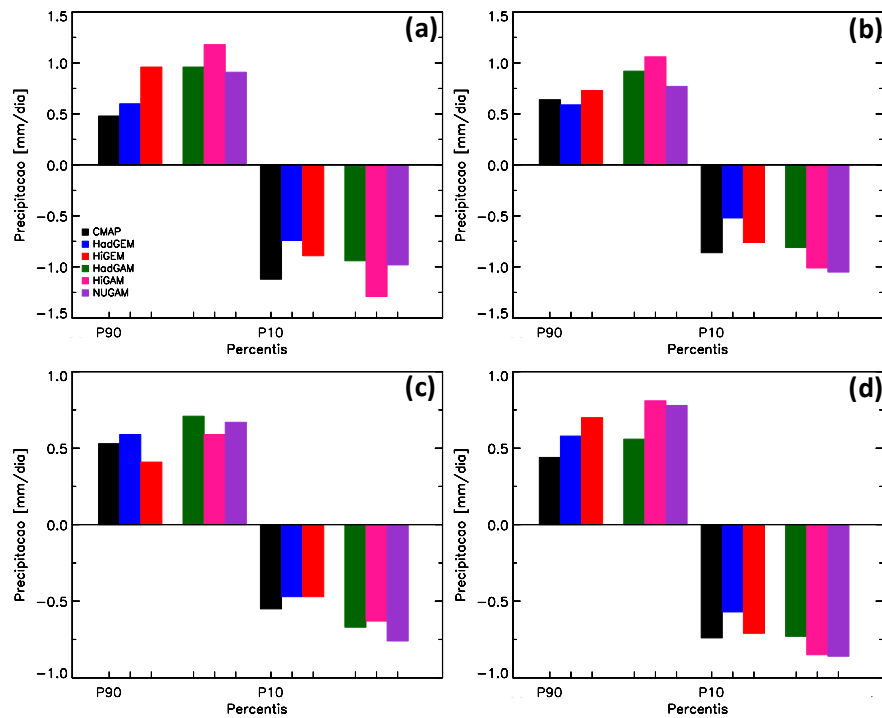
		HadGEM	HiGEM	HadGAM	HiGAM	NUGAM
<b>Anual</b>	<b>P10</b>	0,73	0,72	0,83	0,77	0,77
	<b>P90</b>	0,51	0,64	0,81	0,81	0,79
<b>Verão</b>	<b>P10</b>	0,50	0,56	0,77	0,77	0,70
	<b>P90</b>	0,39	0,60	0,85	0,86	0,80
<b>Outono</b>	<b>P10</b>	0,64	0,53	0,79	0,73	0,71
	<b>P90</b>	0,36	0,46	0,73	0,74	0,72
<b>Inverno</b>	<b>P10</b>	0,76	0,73	0,81	0,74	0,77
	<b>P90</b>	0,56	0,59	0,76	0,72	0,73
<b>Primavera</b>	<b>P10</b>	0,71	0,73	0,80	0,77	0,77
	<b>P90</b>	0,55	0,69	0,84	0,82	0,80

### ***5.2.2.2 Limiares dos extremos interanuais de precipitação e temperatura***

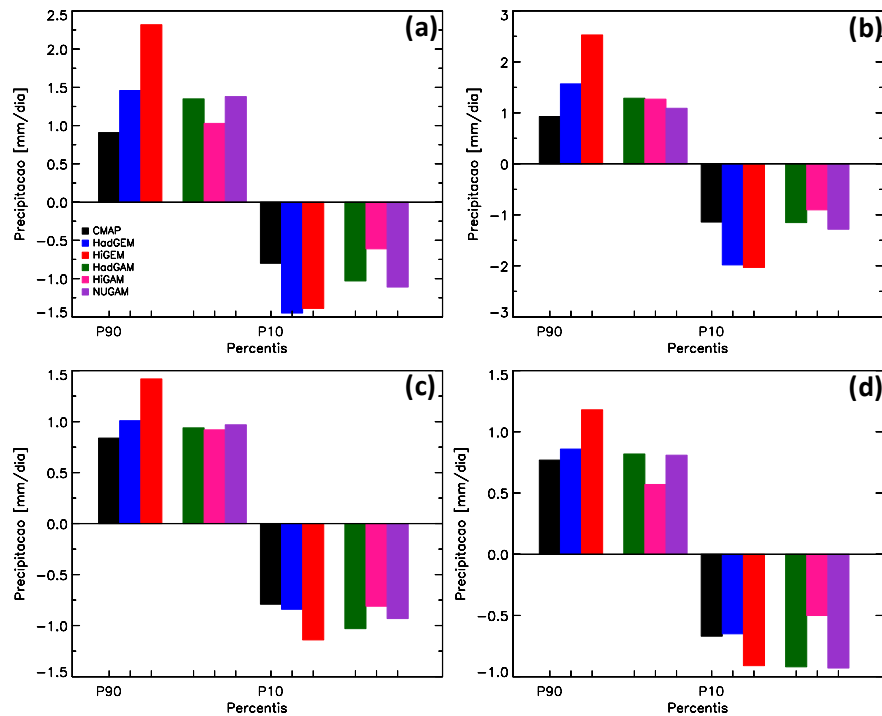
#### **a) Precipitação**

Os limiares dos eventos extremos seco (10%) e chuvoso (90%) na escala IA, para os subdomínios nas quatro estações do ano dos modelos acoplados e atmosféricos, e o CMAP são apresentados nas figuras 5.23 – 5.26. Em todas as regiões analisadas os modelos acoplados e os atmosféricos representam corretamente os limiares observados no CMAP, tanto dos extremos secos como dos chuvosos. Apesar disto as simulações ainda apresentam alguns erros que serão resumidamente discutidos.

Na região AMZ nas quatro estações do ano (Fig. 5.23) o melhor desempenho em simular os extremos chuvosos é dos modelos acoplados, que apresentam valores mais próximos aos do CMAP do que os atmosféricos nos dois percentis analisados. Algumas simulações se destacam por apresentarem limiares praticamente iguais ao do CMAP: HadGEM no P90 do outono (Fig. 5.23b) e o HiGEM no P10 da primavera (Fig. 5.23d). Em relação ao aumento da resolução horizontal, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos apresentam respostas diferentes ao sinal IA na região da AMZ. Para os extremos secos e chuvosos do verão (Fig. 5.23a) houve uma melhora significativa na simulação dos modelos atmosféricos com o aumento da resolução. No outono nos modelos acoplados a resolução mais fina contribuiu para melhorar a simulação destes limiares, enquanto nos atmosféricos aumentou a diferença em relação ao CMAP. No inverno (Fig. 5.23c) e na primavera (Fig. 5.23d), em geral, a resolução mais alta dos modelos aumentou a diferença entre o limiar dos extremos chuvosos das simulações e o CMAP.

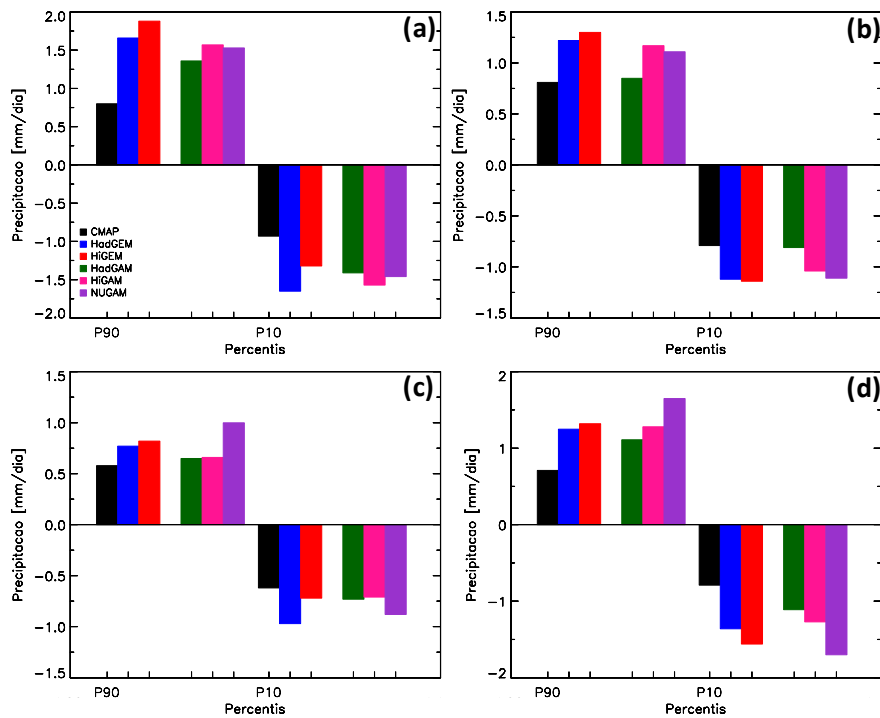


**Figura 5.23.** Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

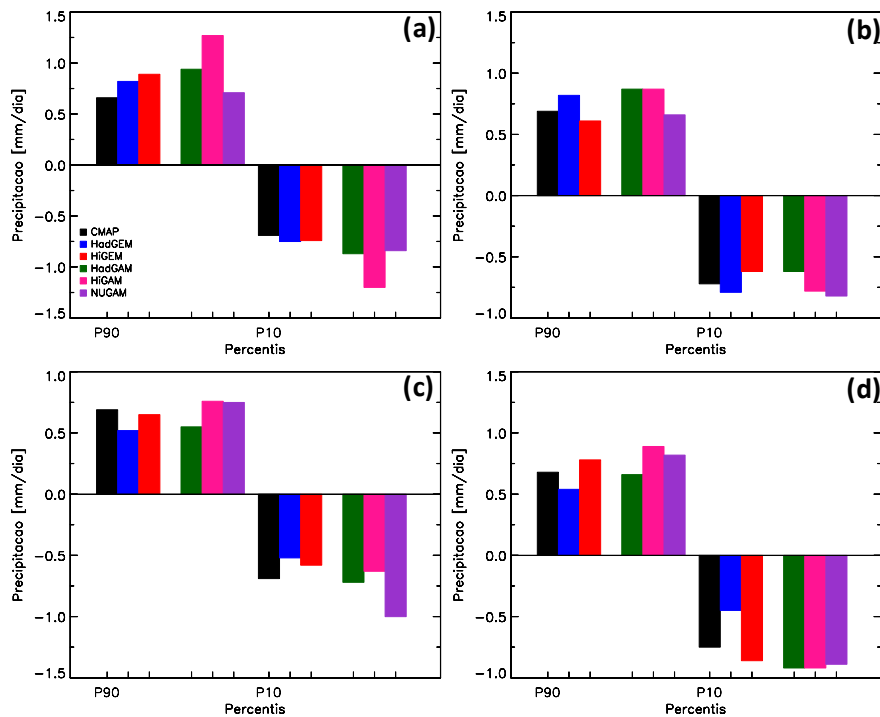


**Figura 5.24.** Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM, HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).





**Figura 5.25.** Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).



**Figura 5.26.** Limiares dos eventos extremos interanuais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

As simulações atmosféricas representaram melhor os eventos chuvosos e secos no verão (Fig. 5.24a) e no outono (Fig. 5.24b) na região NDE. No caso dos extremos chuvosos, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, intensificam estes eventos. Dentre os extremos chuvosos de verão, o HiGEM se destaca por apresentar a maior diferença de limiares em relação ao CMAP. O aumento da resolução melhorou as simulações acopladas, tanto dos eventos secos como dos chuvosos durante o verão, já nos atmosféricos este aumento intensificou os limiares e aumentou a diferença em relação ao CMAP. Em contrapartida, no outono a contribuição foi positiva melhorando as simulações dos extremos secos e chuvosos. As simulações apresentam limiares semelhantes aos do CMAP durante o inverno (Fig. 5.24c) e a primavera (Fig. 5.24d), não se destacando qual grupo de modelos, acoplados ou atmosféricos, representa melhor os eventos extremos chuvosos e secos no NDE. O aumento da resolução representou uma leve melhora nas simulações dos extremos chuvosos e secos, principalmente dos modelos acoplados tanto no inverno como na primavera na região NDE.

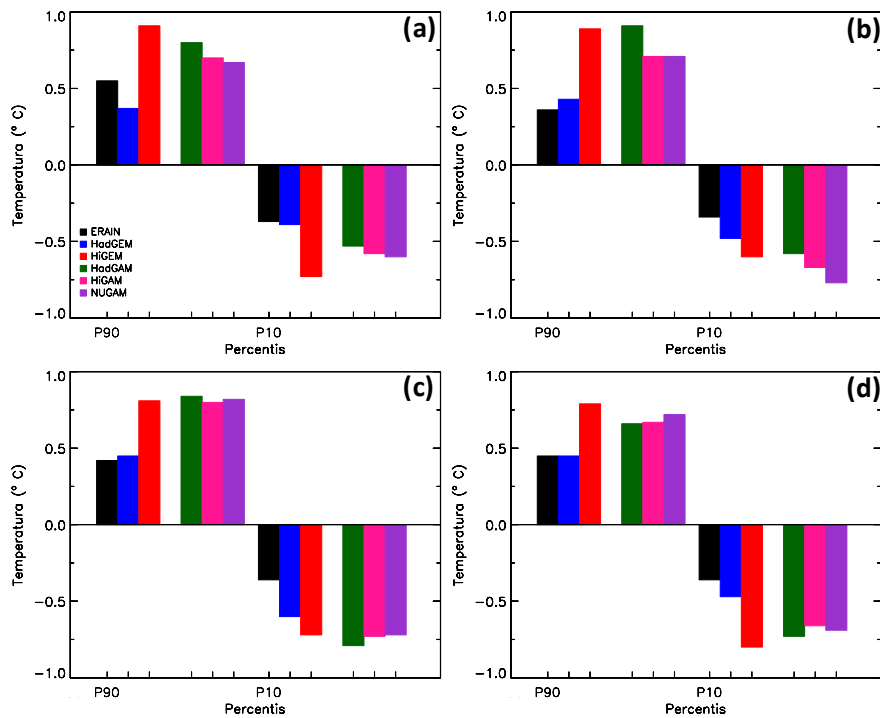
Durante o verão (Fig. 5.25a), outono (Fig. 5.25b) e inverno (Fig. 5.25c) na região SDE os valores para os limiares dos extremos seco e chuvoso nos modelos globais são muito semelhantes, e na maioria dos casos são maiores do que os do CMAP. O inverno destaca-se por ser a estação onde as diferenças entre o observado e as seis simulações analisadas são menores nos extremos chuvosos, e em alguns casos de eventos secos os limiares são quase iguais ao CMAP. Devido à semelhança entre os limiares das simulações não se destaca qual dos modelos, acoplados ou atmosféricos, representam melhor os extremos secos e chuvosos no SDE durante os períodos de verão, outono e inverno. No verão e no outono o aumento da resolução não afeta representativamente os limiares simulados, nem dos extremos secos e nem dos chuvosos, já no inverno contribui de forma positiva melhorando as simulações dos modelos acoplados. Por fim, na primavera onde os modelos não apresentam padrão tão semelhante entre si como nas demais estações, os eventos chuvosos e secos são mais intensos do que no CMAP (Fig. 5.25d) e, em geral, os modelos acoplados representam melhor estes extremos. O aumento da resolução melhora as simulações acopladas, tanto nos extremos chuvosos como nos secos, na primavera, e em contrapartida aumentou o erro das simulações atmosféricas.

Na região SESA durante o verão (Fig. 5.26a) e o outono (Fig. 5.26b) os limiares de eventos chuvosos são mais intensos do que no CMAP tanto nas simulações acopladas como nas atmosféricas. Os modelos acoplados representam melhor os extremos chuvosos no verão do que os atmosféricos, no entanto o aumento da resolução piorou estas simulações, e em

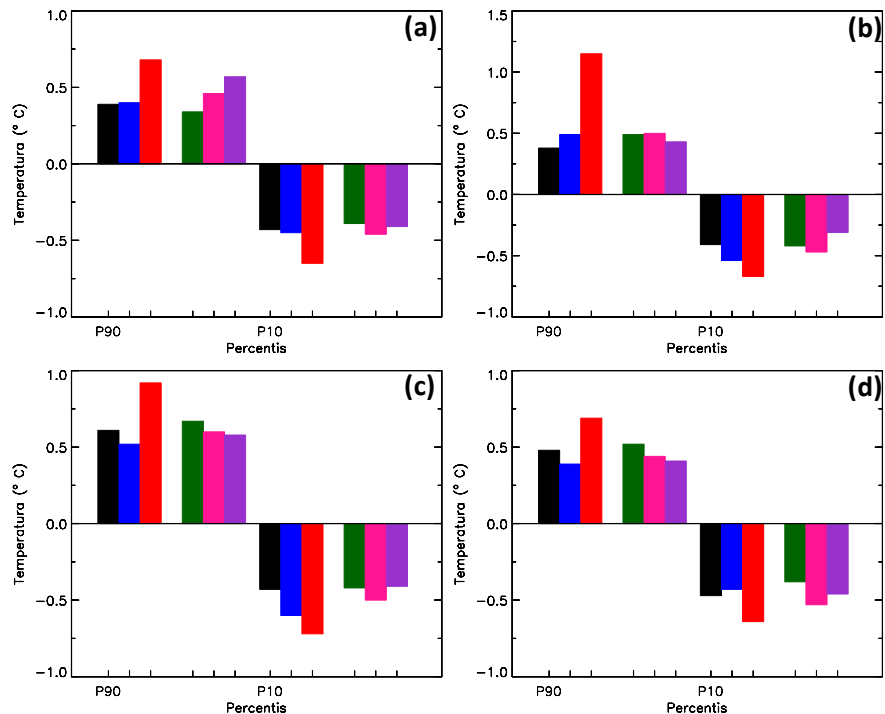
contrapartida melhorou as atmosféricas. No outono nota-se que, em geral, o aumento da resolução contribuiu para reduzir os erros das simulações. Os eventos secos de verão e de outono simulados têm padrões muito semelhantes ao do CMAP, com os modelos acoplados levemente mais próximos do CMAP. O aumento da resolução neste caso aumenta (diminui) o erro nas simulações acopladas (atmosféricas) em relação ao CMAP. No inverno os eventos chuvosos (Fig. 5.26c), tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos, apresentam valores próximos aos do CMAP e o aumento da resolução não afeta as simulações a ponto de alterar seus limiares. Nos eventos secos as diferenças entre simulações e observado são ainda menores, indicando que tanto os modelos acoplados como os atmosféricos representam os impactos da baixa frequência nesta região durante o inverno. Para a primavera (Fig. 5.26d) os extremos chuvosos e secos são próximos aos do CMAP nas simulações nesta região, com pequenas diferenças entre os limiares simulados e observados. O aumento da resolução, em geral, intensifica os limiares durante os eventos chuvosos e com isso aumenta o erro em relação ao CMAP, já nos extremos secos da primavera o aumento da resolução contribui para aproximar as simulações do CMAP.

#### **b) Temperatura**

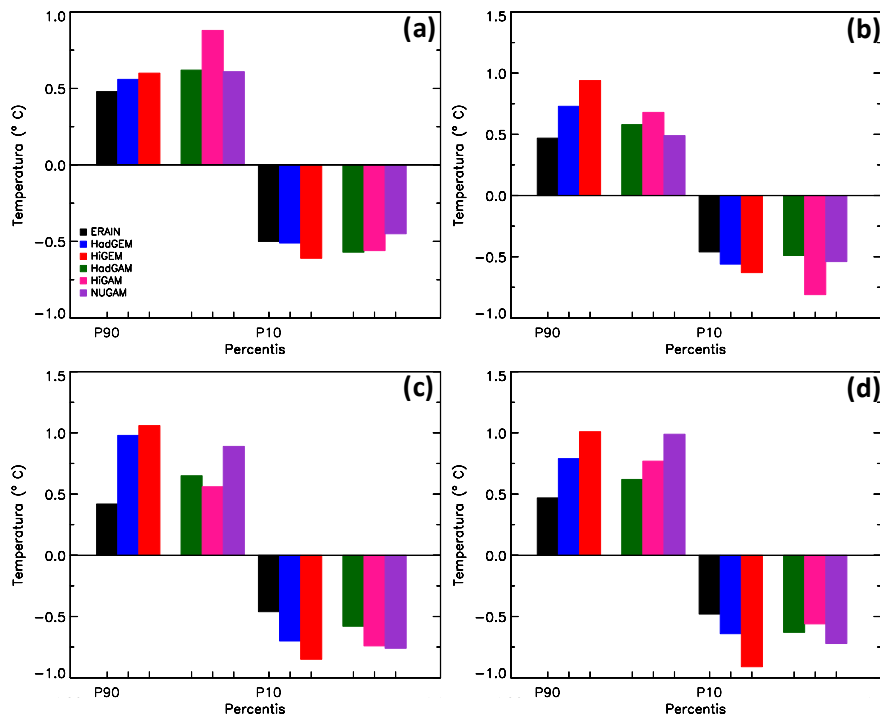
Os limiares dos eventos extremos de temperatura passaram pela mesma análise da precipitação e são apresentados nas figuras 5.27 a 5.30. As simulações acopladas e atmosféricas, assim como observado na precipitação, representam corretamente os eventos extremos quente e frio na maioria dos casos analisados, apesar de intensificar estes eventos em alguns casos. Nos extremos de temperatura não são observadas nenhuma inversão da fase dos extremos como ocorreu na análise dos extremos das AT discutido anteriormente.



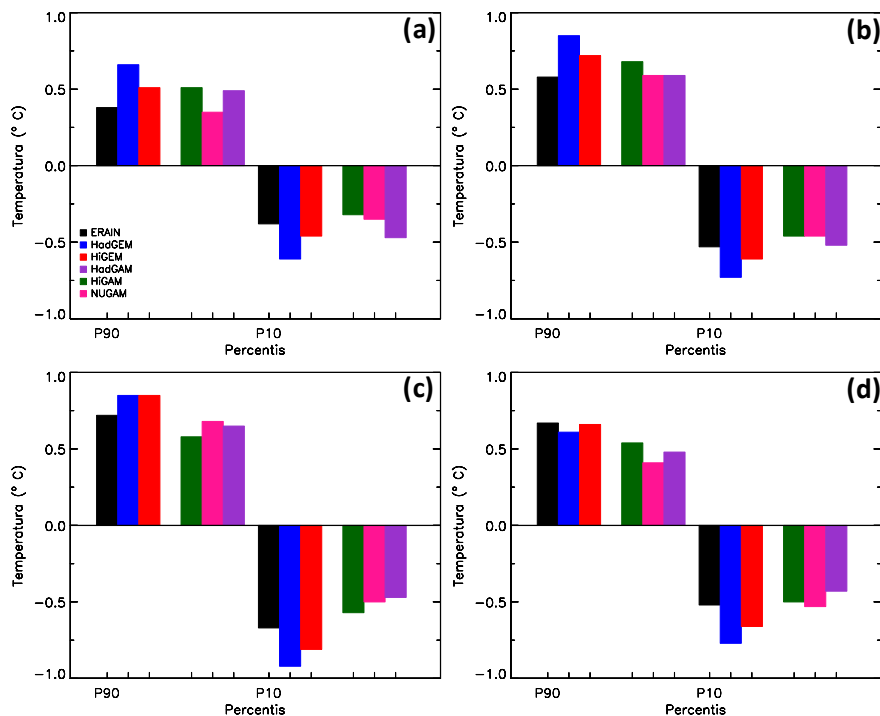
**Figura 5.27.** Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).



**Figura 5.28.** Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).



**Figura 5.29.** Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).



**Figura 5.30.** Limiares dos eventos extremos interanuais de temperatura frio (10%) e quente (90%) na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do ERAIN, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

Na região AMZ (Fig. 5.27) os extremos IA de temperatura quente e frio são mais intensos nas simulações acopladas e atmosféricas em grande parte das estações do ano. A diferença entre os valores simulados e a ERAIN, em geral, é da ordem de  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Em todos os períodos considerados os modelos acoplados representam melhor os extremos de temperatura do que os modelos atmosféricos, com destaque para o HadGEM que apresenta sempre valores mais próximos ao do ERAIN nas quatro estações do ano. O aumento da resolução horizontal dos modelos não afeta de forma representativa as simulações na região AMZ, visto que tanto nos acoplados como nos atmosféricos os limiares são maiores do que na ERAIN. A superestimativa dos limiares na AMZ indicam que os modelos simulam um sinal na escala IA mais intenso do que é observado na ERAIN. O melhor desempenho dos modelos acoplados em representar os extremos de temperatura segue o padrão do ciclo anual abordado na climatologia, onde estes modelos apresentam menor viés em relação ao *ensemble* na região.

Na região NDE (Fig. 5.28) os extremos de temperatura IA são menos intensos do que os eventos da região AMZ. No entanto, ao contrário do observado na AMZ, nesta região os modelos acoplados e atmosféricos apresentam na maioria dos casos limiares próximos aos do ERAIN, com algumas exceções como o HiGEM que intensifica especialmente os extremos quentes nas quatro estações do ano. Em virtude da semelhança entre os limiares dos modelos acoplados e atmosféricos, com exceção do HiGEM, não fica claro qual dos componentes simula melhor os extremos de temperatura, assim pode-se afirmar que ambos representam corretamente estes eventos. O aumento da resolução mostra maior impacto nos modelos acoplados, diminuindo a diferença entre seus limiares e o ERAIN, e em contrapartida não afeta muito os modelos atmosféricos.

Os extremos IA de temperatura na região SDE (Fig. 5.29) também são maiores em módulo nos modelos globais do que no CMAP na grande maioria dos casos. O verão se destaca (Fig. 5.29a), pois todas as simulações apresentam limiares próximos aos do ERAIN em ambos os eventos. Além disso, no verão os modelos acoplados aproximam-se mais do ERAIN do que os atmosféricos em ambos os extremos. Nos demais períodos os modelos globais apresentam limiares semelhantes não evidenciando qual apresenta melhor desempenho na região. O aumento da resolução não afeta as simulações de forma representativa nesta região, apenas no inverno (Fig. 5.29c) nota-se maior acuracidade da simulação atmosférica com 60 km.

Os modelos acoplados intensificam os valores dos limiares dos extremos quente e frio na escala IA no verão (Fig. 5.30a), outono (Fig. 5.30b) e inverno (Fig. 5.30c) na região SESA

enquanto na primavera (Fig. 5.30d) os limiares são próximos aos do ERAIN. Já os modelos atmosféricos em todos os períodos analisados apresentam limiares próximos aos do ERAIN nas quatro estações do ano. Portanto, os modelos atmosféricos representam melhor os extremos de temperatura na região SESA, concordando com os padrões espaciais sazonais, onde estes modelos apresentam menor viés em relação à observação. Em relação ao aumento da resolução horizontal das simulações pode-se dizer que na maioria dos casos o impacto é positivo, reduzindo a diferença entre os limiares das simulações e a ERAIN. É importante destacar que esta diferença entre os modelos com diferentes resoluções é pequena da ordem de 0,20 °C.

As seis simulações analisadas representam corretamente a variabilidade interanual da temperatura nas regiões analisadas, não apresentando grandes diferenças quando comparados entre si em relação aos seus componentes ou quanto às resoluções. Isto é contrário ao padrão observado na análise dos extremos interanuais de precipitação discutido anteriormente, onde os modelos acoplados se destacaram por simularem eventos extremos secos e úmidos mais próximos ao CMAP.

## **5.3 Variabilidade Intrasazonal na América do Sul**

### **5.3.1 Eventos Extremos na Escala Intrasazonal**

#### **5.3.1.1 Padrão Espacial**

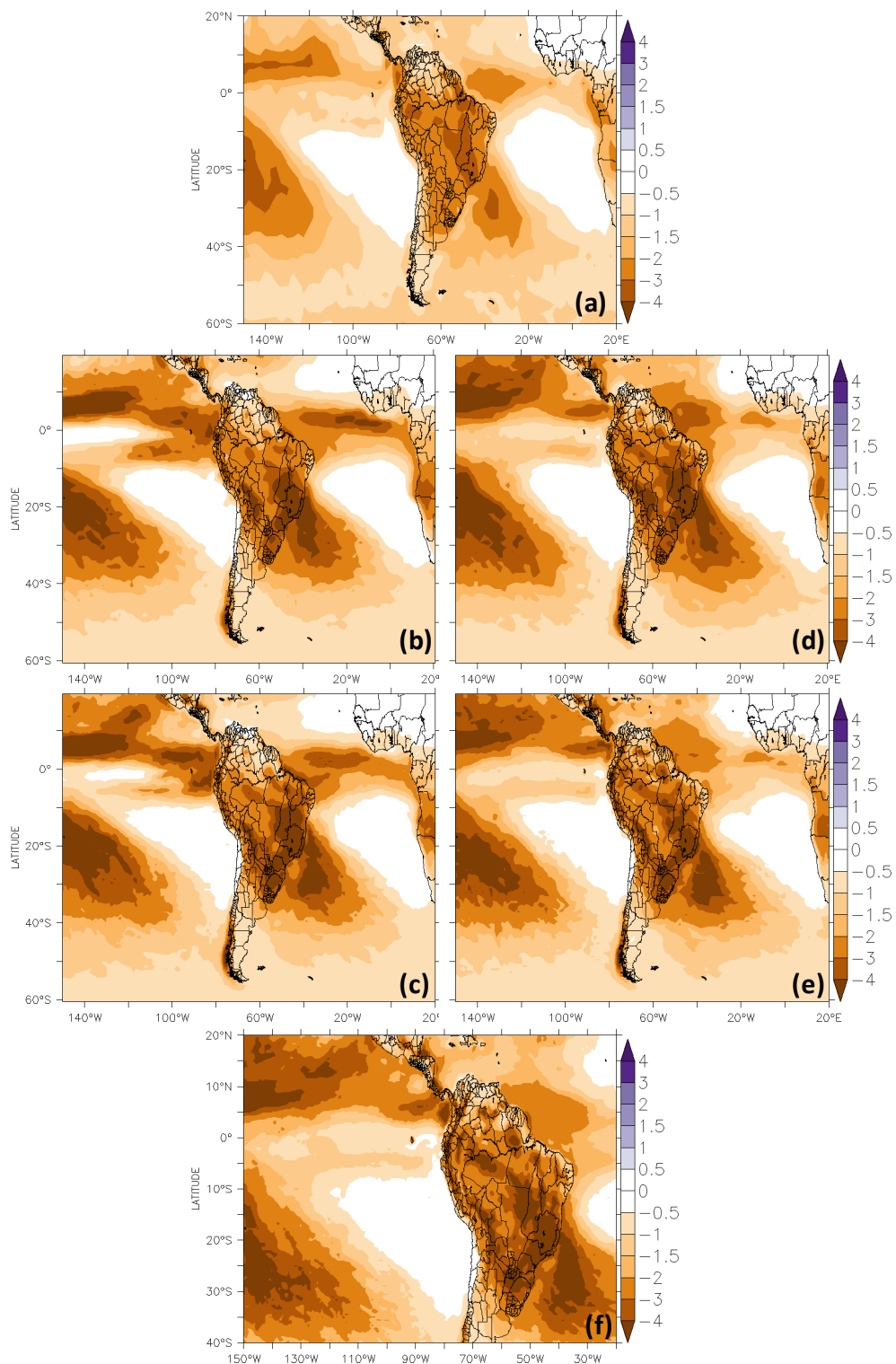
As composições dos eventos secos (10%) e chuvosos (90%) na escala intrasazonal dos modelos acoplados e atmosféricos, bem como para o GPCP são analisadas juntamente com suas correlações espaciais, seguindo a mesma metodologia aplicada para a escala IA. As composições da distribuição espacial dos eventos extremos IS no verão e no inverno são apresentadas nas figuras 5.31 a 5.34, enquanto as composições das estações de transição foram colocadas no apêndice C devido a semelhança espacial entre os campos. Assim como na escala IA, os padrões espaciais dos extremos secos e chuvosos nas quatro estações do ano, em geral, são bem representados pelos modelos globais, embora em algumas regiões como nas zonas de convergência (ZCPS, ZCAS e ZCIT) os modelos simulem eventos na escala IS mais intensos do que no GPCP. No entanto, dentre as zonas de convergência a região da ZCIT nos modelos acoplados e atmosféricos aparece como uma área com eventos extremos mais

intensos do que o GPCP, tanto secos como chuvosos. Além disso, assim como na escala IA os modelos acoplados apresentam a dupla ZCIT sobre o Pacífico equatorial, indicando que na IS os erros relacionados ao ajuste do fluxo de massa característica comum aos modelos globais também são evidentes nos extremos IS. O ajuste do fluxo de massa foi abordado na climatologia (capítulo 4) como uma das causas para a dupla ZCIT presente nas simulações dos modelos globais, padrão identificados e discutidos em muitos estudos como, por exemplo, Iracema et al. (2002) e Gandu e Silva Dias (1998).

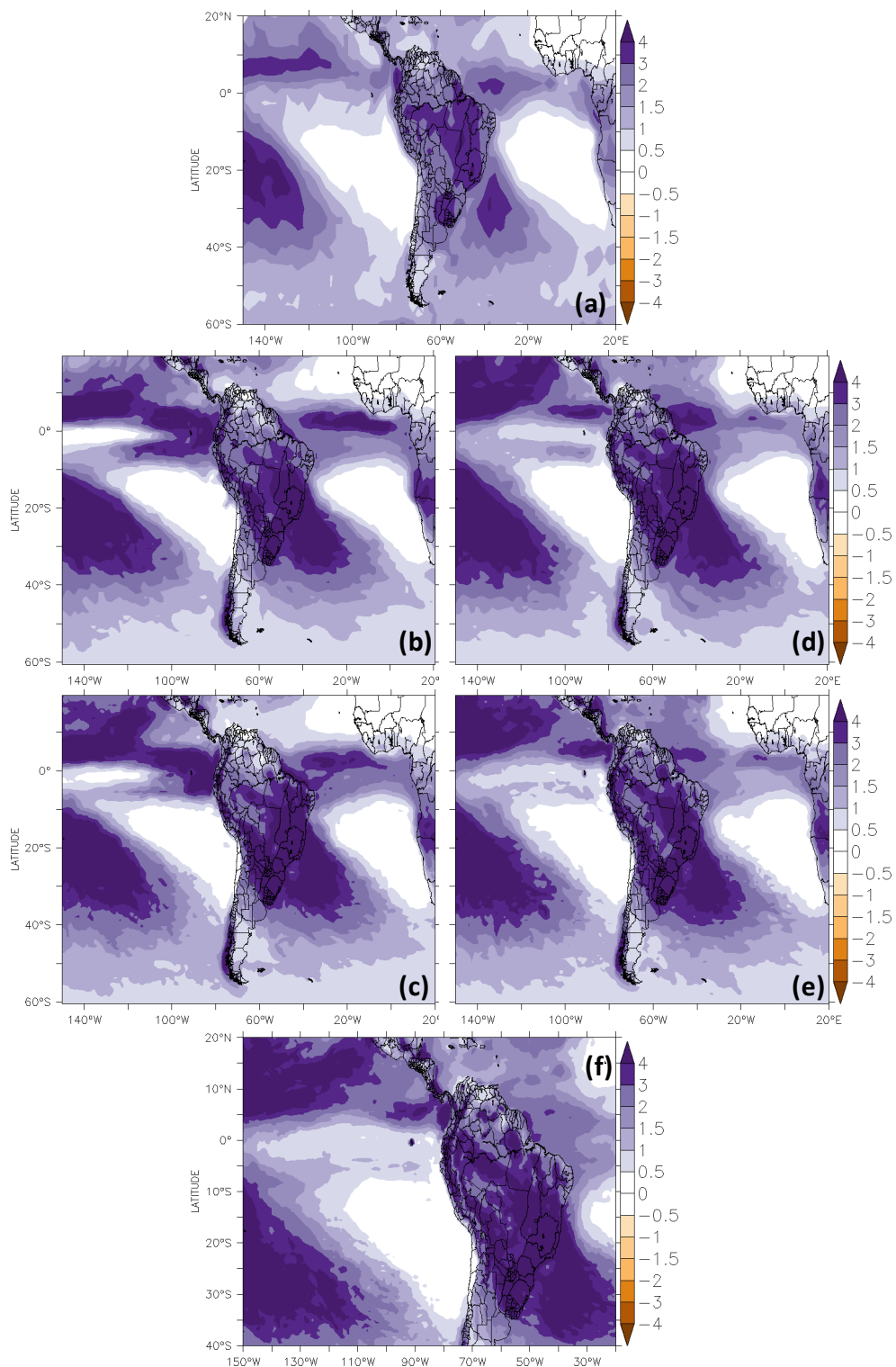
Quando comparadas as composições dos modelos acoplados e atmosféricos, os padrões espaciais dos extremos secos e chuvosos são semelhantes, com exceção da quebra da ZCIT do Pacífico já mencionada, não sendo possível afirmar qual grupo de modelos representa melhor os eventos associados à escala IS. Em relação ao aumento da resolução horizontal destes modelos a intensidade dos eventos não sofre grandes alterações, o impacto ocorreu principalmente na extensão das áreas onde estes eventos ocorrem que são maiores nos modelos com maior resolução, como por exemplo, a região sobre o Pacífico oeste (ZCPS) em ambos os percentis analisados (10% e 90%).

As correlações espaciais entre o GPCP e os modelos acoplados e atmosféricos (tabela 5.3) confirmam a similaridade entre os padrões espaciais na escala IS. As correções são altas, da ordem de 0,8, para os modelos de baixa resolução (HadGEM e HadGAM), mas sofrem decréscimo a medida que a resolução aumenta. Os modelos com a maior resolução se destacam em todos os limiares nos períodos analisados por apresentarem as menores correlações com o GPCP. A menor correlação do NUGAM pode estar relacionada tanto ao aumento da resolução horizontal, padrão que também ocorre na climatologia sazonal da precipitação (capítulo 4) e na análise dos extremos na escala IA, como à baixa resolução do GPCP ( $2,5^\circ$ ) que com isto suaviza os extremos. O modelo HadGAM (atmosférico) se destaca em todas as estações do ano por apresentar correlações mais altas. Os modelos apresentam em geral correlações da ordem de 0,8 indicando a boa representatividade espacial dos extremos por ambos os modelos, exceto no outono. Nesta estação as correlações são inferiores a 0,75, evidenciando que os modelos possuem menor habilidade em representar com precisão o padrão espacial dos eventos extremos. Em relação as componentes dos modelos, apenas no caso das simulações com 135 km nota-se o melhor desempenho do atmosférico (HadGAM), nas demais estações as correlações são semelhantes indicando que a prescrição da TSM nos modelos atmosféricos possui impacto pequeno nos extremos da escala IS.

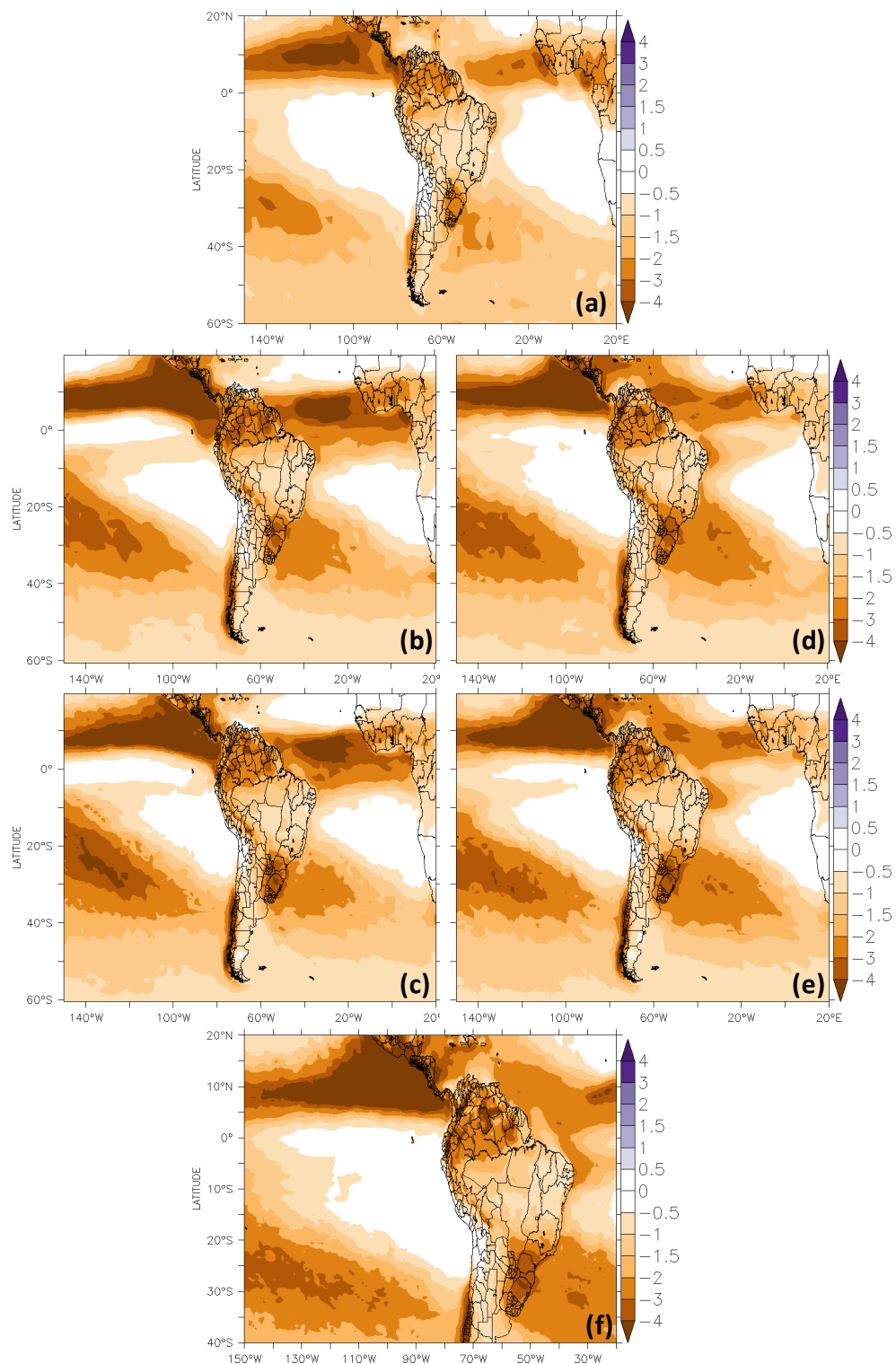




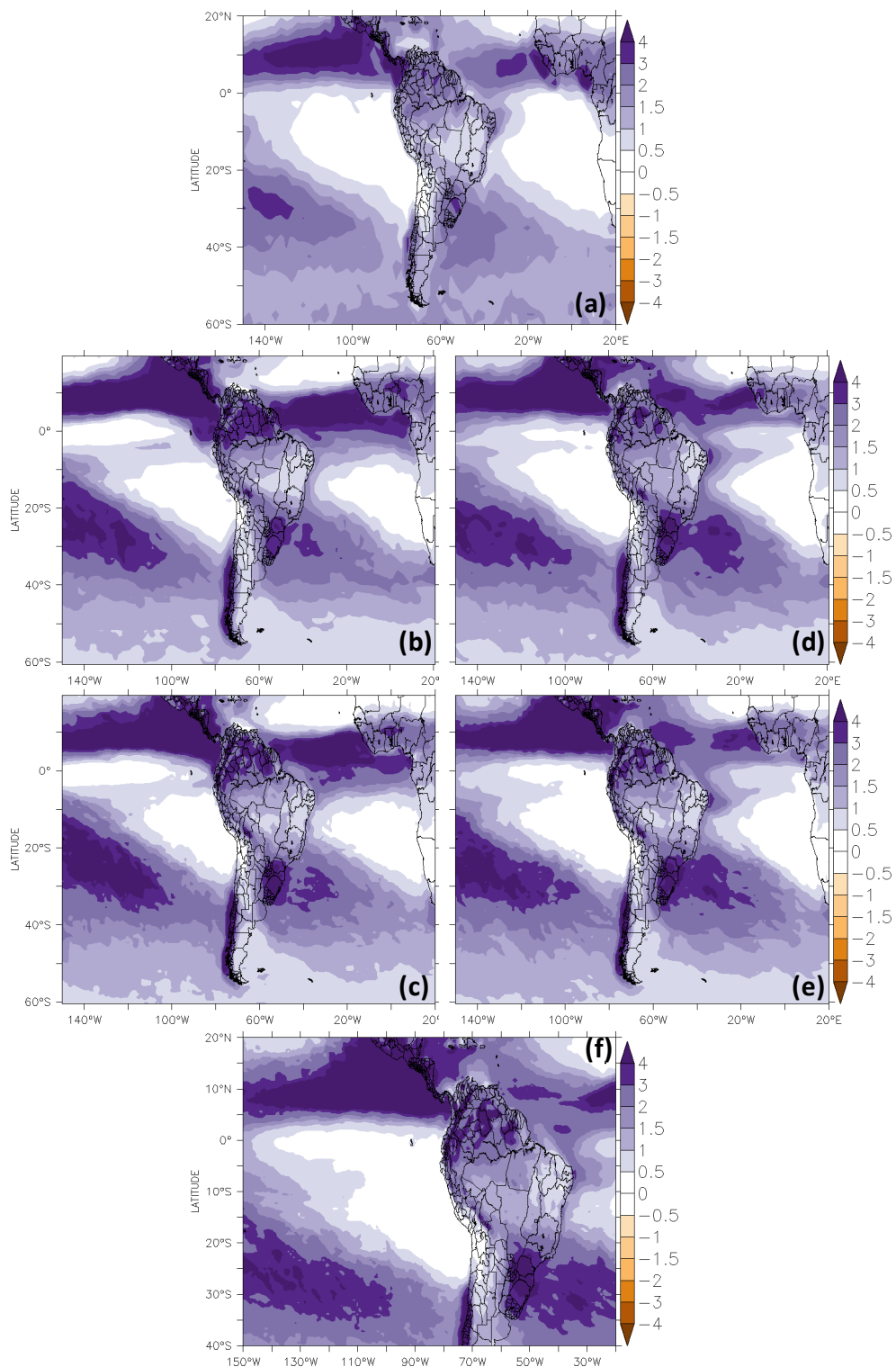
**Figura 5.31.** Composições de verão dos extremos intrasazonais dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.32.** Composições de verão dos extremos intrasazonais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.33.** Composições de inverno dos extremos intrasazonais dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Figura 5.34.** Composições de inverno dos extremos intrazonais dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c), e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

**Tabela 5.3.** Correlação (r) espacial anual e sazonal das composições dos eventos extremos na escala intrasazonal (30-90 dias) de precipitação entre GPCP, modelos acoplados (HadGEM e HiGEM) e modelos atmosféricos (HadGAM, HiGAM e NUGAM) para a América do Sul.

		HadGEM	HiGEM	HadGAM	HiGAM	NUGAM
<b>Anual</b>	<b>P10</b>	0,79	0,78	0,81	0,79	0,76
	<b>P90</b>	0,79	0,78	0,80	0,79	0,77
<b>Verão</b>	<b>P10</b>	0,80	0,80	0,83	0,82	0,79
	<b>P90</b>	0,79	0,81	0,84	0,83	0,79
<b>Outono</b>	<b>P10</b>	0,71	0,69	0,74	0,73	0,71
	<b>P90</b>	0,71	0,69	0,73	0,73	0,70
<b>Inverno</b>	<b>P10</b>	0,80	0,76	0,80	0,78	0,77
	<b>P90</b>	0,77	0,74	0,78	0,75	0,77
<b>Primavera</b>	<b>P10</b>	0,83	0,78	0,82	0,79	0,78
	<b>P90</b>	0,82	0,77	0,81	0,79	0,76

### 5.3.1.2 *Limiares dos extremos secos/chuvosos na IS*

Nas figuras 5.35 a 5.38 são apresentados os limiares dos extremos intrasazonais secos e chuvosos para os subdomínios da AS no período nas quatro estações. Na escala IS o GPCP apresenta em três (AMZ, SDE e NDE) dos quatro domínios analisados um sinal bem fraco, não ultrapassando 0,5 mm/dia tanto nos extremos secos quanto dos chuvosos. Dentre estes, o NDE e o SDE se destacam com um sinal praticamente nulo da IS no GPCP. A SESA é a região em que o GPCP apresenta sinal mais forte da escala IS tanto dos eventos secos como dos chuvosos. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam extremos secos e úmidos mais intensos do que o GPCP. Isto indica que tanto os modelos acoplados como os atmosféricos estão intensificando a influencia da escala IS sobre a AS. Este comportamento dos modelos confirma o padrão identificado nas composições dos extremos, onde em geral, os modelos intensificam eventos extremos principalmente nas regiões das zonas de convergência. De uma forma geral estes resultados indicam que os eventos extremos relacionados à escala IS na AS são mais fracos do que os extremos relacionados a IA, o que é um indicativo de que nos

subdomínios analisados o impacto do ENOS nos eventos extremos de precipitação é maior do que os impactos da OMJ nas regiões analisadas.

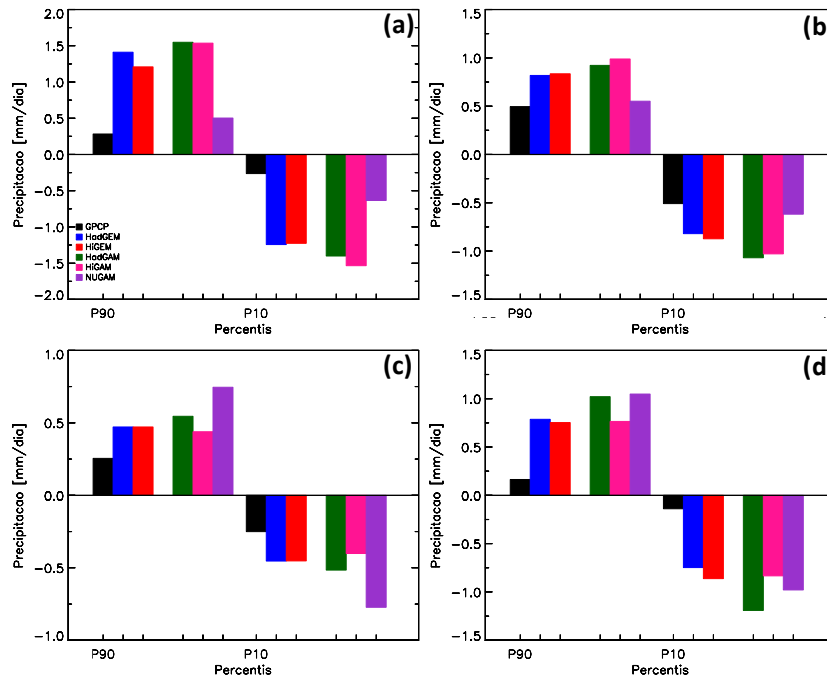
Na região AMZ (Fig. 5.35), apesar da intensificação, os modelos acoplados simulam limiares mais próximos aos do GPCP tanto no extremo seco como no chuvoso na maioria das estações do ano. Já o aumento da resolução nestes modelos não altera muito a intensidade dos extremos, em contrapartida nos modelos atmosféricos o de maior resolução apresenta limiares menores e mais próximos aos do GPCP no verão e outono, em ambos os percentis.

A influência da escala IS no NDE (Fig. 5.36) e no SDE (Fig. 5.37) de acordo com o GPCP é pequena, no entanto apesar de ambos os modelos intensificarem os limiares nota-se comportamentos diferentes quando comparados. No NDE os modelos acoplados apresentam limiares, tanto para os extremos secos como chuvosos, mais próximos ao do GPCP, logo representam melhor o efeito da escala IS nos eventos extremos da região. Já para a região SDE (Fig. 5.37) os valores em ambos os percentis são muito semelhantes entre as simulações, com ambos os grupos intensificando o sinal da escala IS na região. A resolução horizontal nesta região, em geral, não afetou os modelos acoplados. Entretanto nos atmosféricos os limiares diminuíram de intensidade na simulação de maior resolução aproximando-se mais do GPCP durante o verão e outono (Figs. 5.37a, b).

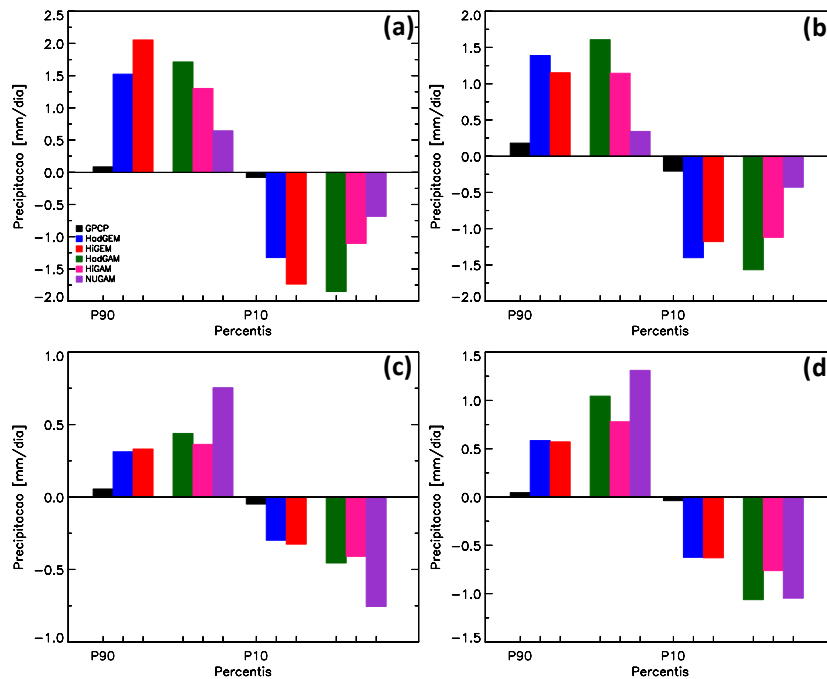
Dentre todas as regiões analisadas na SESA (Fig. 5.38) o GPCP apresenta maior influência da IS, que assim como nas demais regiões é mais intensa nos modelos globais. No entanto vale destacar que as diferenças entre simulação e observação foram menores do que nas demais regiões. Nos modelos acoplados os limiares para os extremos seco e chuvoso são mais próximos do GPCP no verão e outono, em contrapartida no inverno e na primavera com o aumento da resolução os limiares aumentam e aumenta a diferença entre GPCP e as simulações. Nos modelos atmosféricos, o aumento da resolução melhora a simulação de ambos os extremos diminuindo os limiares que se aproximam do GPCP no inverno e na primavera.

Com base nestes resultados conclui-se que, apesar da intensificação, os modelos acoplados representam extremos de precipitação na escala IS sobre a AS. Vale destacar que a diferença entre os valores simulados e observado é grande (superior a 1 mm/dia) indicando que os modelos intensificam o sinal dos fenômenos de baixa frequência na escala IS. A escala IS consiste basicamente na OMJ que é caracterizada pelo deslocamento para leste de regiões de sucessivo aumento e/ou supressão da convecção tropical observada principalmente sobre o Oceano Índico e Pacífico que se desloca ao redor do globo. A OMJ expressa o acoplamento

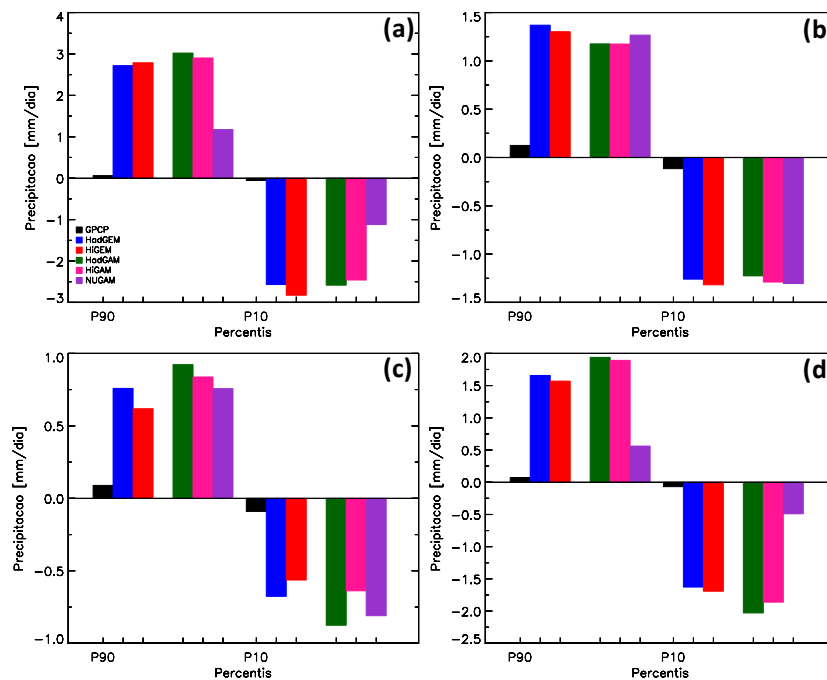
de grande escala entre a circulação atmosférica e a convecção tropical profunda (Madden e Julian, 1994). Portanto, como vem sendo apontado ao longo deste estudo os erros presentes nos modelos globais persistem mesmo com o aumento da resolução horizontal e estão associados à parametrização de convecção úmida que precisa ser melhorada para representar o sinal IS sobre a AS.



**Figura 5.35.** Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região AMZ das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

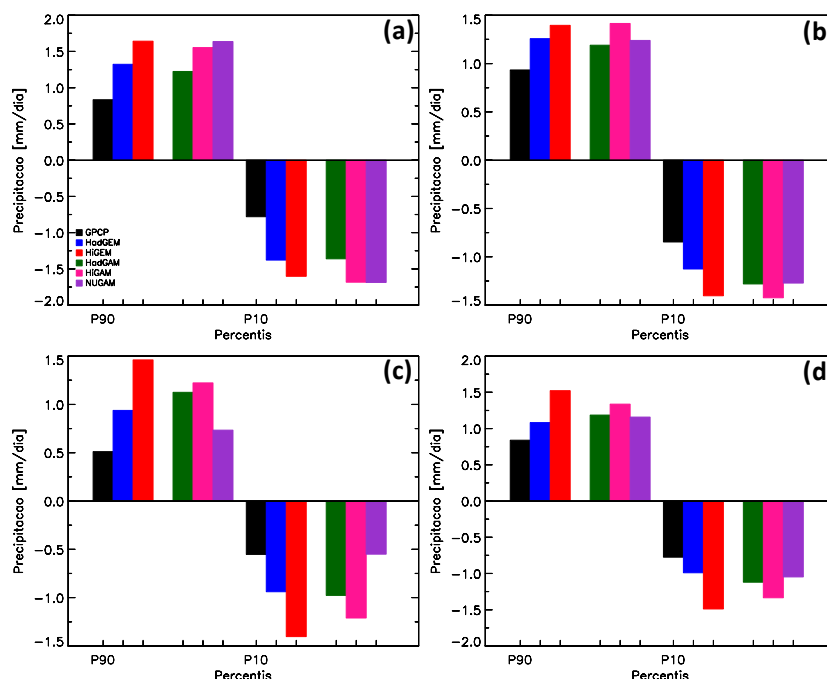


**Figura 5.36.** Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região NDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).



**Figura 5.37.** Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SDE das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).





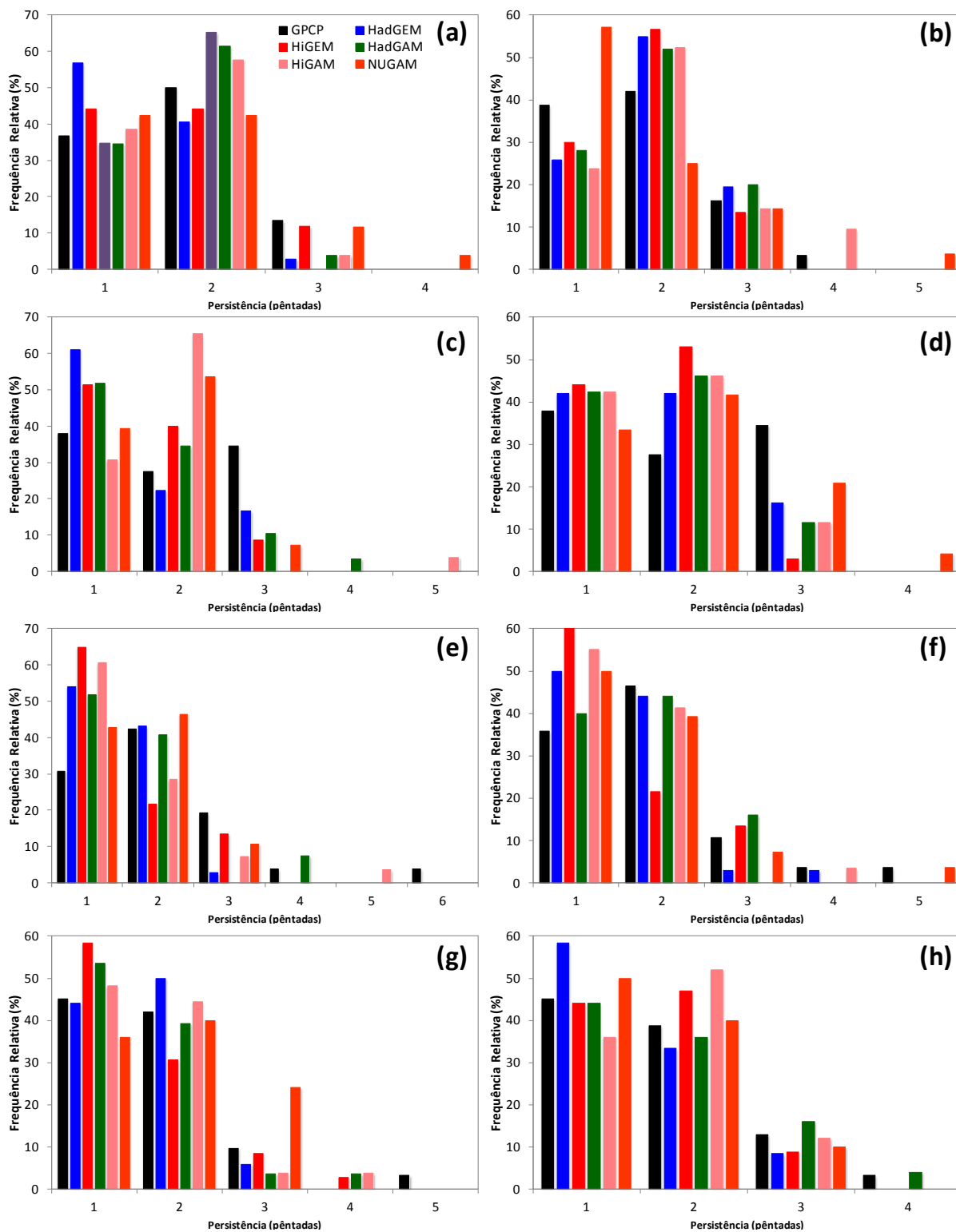
**Figura 5.38.** Limiares dos eventos extremos intrasazonais de precipitação seco (10%) e chuvoso (90%) na região SESA das simulações acopladas (HadGEM e HiGEM) e atmosféricas (HadGAM, HiGAM e NUGAM) e do CMAP, para o verão (a), outono (b), inverno (c) e primavera (d).

### 5.3.1.3 Persistência dos eventos extremos na escala intrasazonal

A persistência é definida como a ocorrência consecutiva de pênadas que satisfazem as condições de extremos secos/chuvosas ou frias/quentes. Todas as ocorrências de extremos foram separadas para persistência maior ou igual a 1 pênada. Logo foram calculadas as distribuições de frequência e o total de eventos para quatro subdomínios (AMZ, NDE, SESA e SDE). Com a finalidade de analisar apenas os eventos efetivamente extremos os limiares analisados serão os de 10% e 90%. Além disso, são apresentados apenas os resultados para a precipitação. A persistência relativa aos eventos IS secos e chuvosos é apresentada das figuras 5.39 a 5.42 para as quatro estações do ano nos quatro subdomínios da AS.

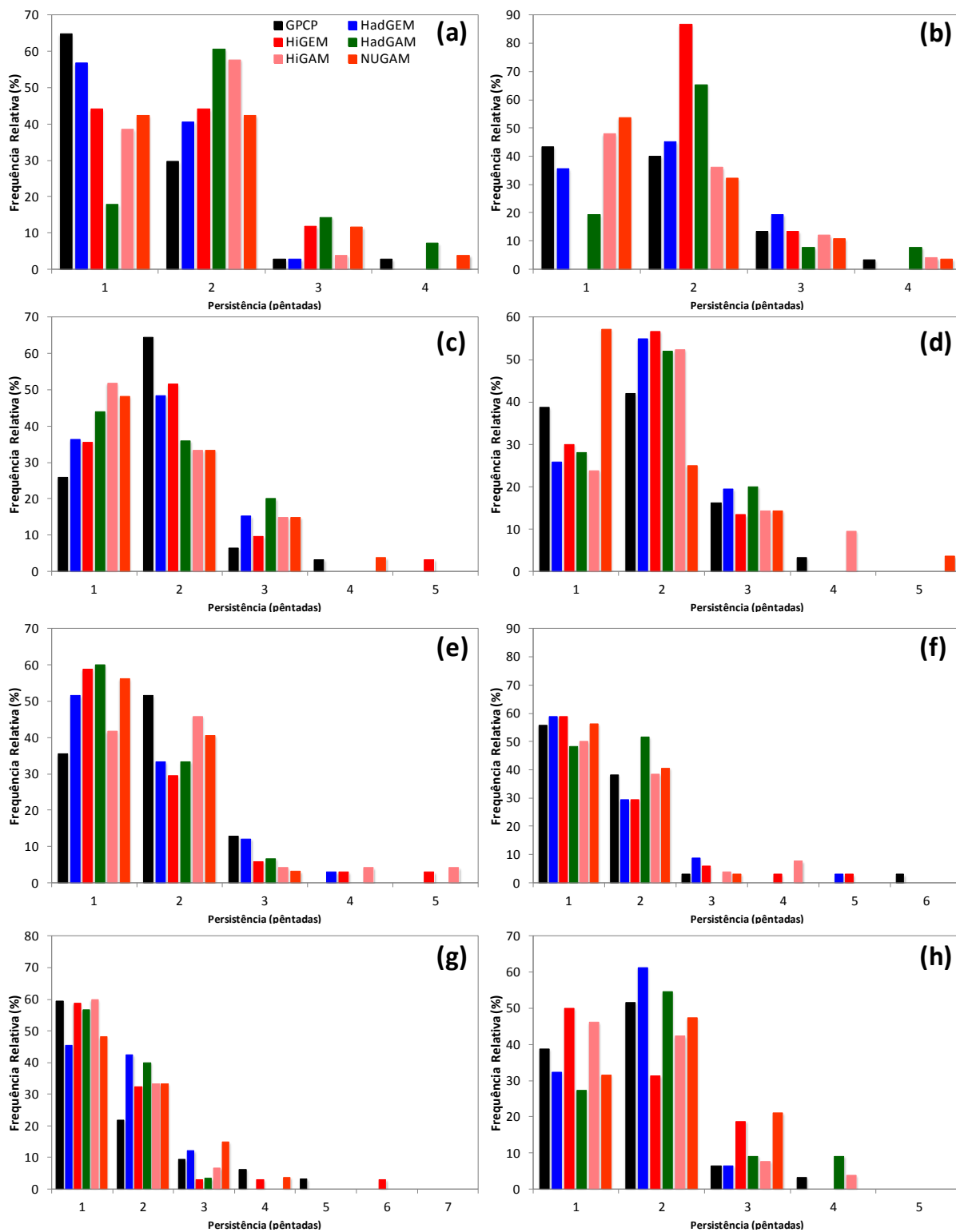
Na escala IS dentre as regiões analisadas nas quatro estações do ano no GPCP e nos modelos acoplados e atmosféricos a persistência predominante, tanto dos eventos secos como dos chuvosos, é de 1 e 2 pênadas na grande maioria dos casos; já em relação à frequência relativa os valores predominantes variam de região para região. Na escala IS os eventos, em geral, persistem por no máximo 3 pênadas no GPCP e 4 pênadas nas simulações. As simulações apresentam algumas particularidades nas regiões analisadas que são discutidas separadamente.

Na região AMZ (Fig. 5.39) nas quatro estações do ano no GPCP a maior frequência de extremos, tanto secos como chuvosos, ocorre nos casos em que persistem por 1 e 2 pântadas. Os modelos acoplados e atmosféricos representam tanto a persistência como a frequência destes eventos, salvo algumas exceções. Nos extremos secos, com exceção do verão, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, superestimam em  $\approx +20\%$  a frequência de eventos que persistem por 1 pântada. Já nos eventos que persistem por 2 pântadas apenas no verão (Fig. 5.39a) e outono (Fig. 5.39c) as simulações apresentam frequência maior do que a do GPCP dos eventos chuvosos. Os eventos secos com persistência de 3 pântadas apresentados pelo GPCP são simulados pelos modelos globais com frequência similar apenas na primavera (Fig. 5.39g), nas demais estações os modelos acoplados e atmosféricos apresentam frequência menor do que da observação. No inverno (Fig. 5.39e) e na primavera (Fig. 5.39g) o GPCP apresenta aproximadamente 5% de extremos secos persistindo por 6 e 5 pântadas, respectivamente, categoria que nem os modelos acoplados nem os atmosféricos simulam. Para os eventos chuvosos da AMZ os extremos que persistem por 3 pântadas nos modelos acoplados e atmosféricos apresentam frequência relativa similar ao GPCP no verão (Fig. 5.39b) e na primavera (Fig. 5.39h), enquanto no outono (Fig. 5.39d) e no inverno (Fig. 5.39f) a diferença em relação ao GPCP chega a 20%. Assim como nos eventos secos, os modelos globais não simulam os eventos com maior persistência presentes no GPCP, exceto o NUGAM que simula extremos chuvosos com persistência de 5 pântadas no inverno (Fig. 5.39f) e o HadGAM para o extremo chuvoso com duração de 4 pântadas na primavera (Fig. 5.39h). No outono os modelos globais apresentam frequência relativa similar a do GPCP nos eventos chuvosos com duração de 1 pântada, e na primavera nos eventos com persistência de 1 e 2 pântadas. Nos demais casos a diferença entre as frequências simuladas e observada é da ordem de 20%. O aumento da resolução horizontal, em geral, indica impacto positivo na frequência relativa nos modelos acoplados tanto nos eventos secos como dos chuvosos, com o NUGEM aproximando-se do GPCP na maioria dos casos. O comportamento dos modelos acoplados e atmosféricos quanto a persistência dos eventos na AMZ é similar não se destacando problemas de erros na TSM nos acoplados para o melhor desempenho dos atmosféricos.



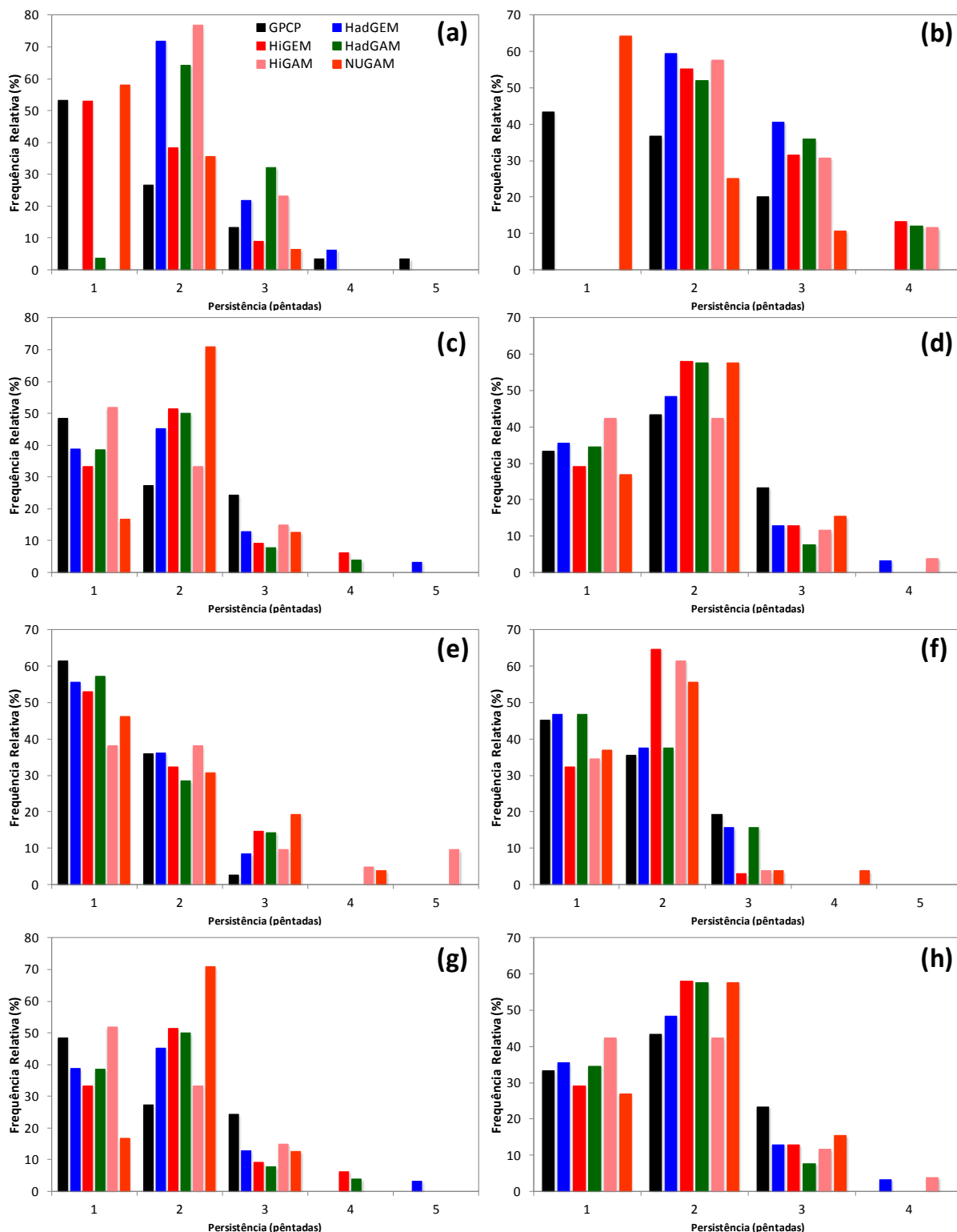
**Figura 5.39.** Persistência (em pñntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitaçãõ na regiãõ AMZ das simulações acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verãõ (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h).

A maior frequência de eventos extremos secos e chuvoso no NDE (Fig. 5.40) também ocorre para persistência de uma e duas pântadas, tanto no GPCP como nas simulações acopladas e atmosféricas, apenas o HiGEM no extremo chuvoso do verão (Fig. 5.40d) não simula eventos que persistem por 1 pântada. Embora os modelos acoplados e atmosféricos simulem a duração (persistência) destes eventos a frequência relativa de ocorrência nas quatro estações difere da observada no GPCP, sendo similar ao GPCP na primavera (Fig. 5.40g, h) e no extremo chuvoso do inverno (Fig. 5.40f). Os eventos que persistem por 3 pântadas consecutivas no GPCP ocorrem em todas as estações do ano. No entanto a frequência relativa é da ordem de 10%, com exceção do extremo chuvoso de outono (Fig. 5.40d). Os modelos globais, em geral, simulam a duração destes eventos, entretanto com frequência diferente da observada no GPCP. A exceção é o HadGAM no percentil de 90% no inverno (Fig. 5.40f). A categoria do GPCP com duração de 6 pântadas durante o inverno no extremo chuvoso (Fig. 5.40f) não está presente nos modelos globais. No outono (Fig. 5.40c, d) e na primavera (Fig. 5.40g, h) os modelos, tanto nos extremos secos como nos chuvosos, simulam eventos que persistem por um maior número de pântadas do que o GPCP. Nesta região, em geral, o aumento da resolução aumenta a diferença entre a frequência relativa dos modelos globais e o GPCP, tanto para os extremos secos como para os chuvosos. Nesta região existe grande similaridade entre as frequências dos modelos acoplados e atmosféricos nos dois percentis (10% e 90%), ou seja, a utilização de TSM observada nos modelos atmosféricos possui influência pequena nos extremos intrasazonais no NDE. Em suma, nesta região não é possível determinar qual grupo aproxima-se mais do GPCP na duração e frequência destes eventos.



**Figura 5.40.** Persistência (em pêntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região NDE das simulações acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h).

Assim como nas demais regiões, no SDE durante o outono (Figs. 5.41c, d), inverno (Figs. 5.41e, f) e primavera (Figs. 5.41g, h) a maior frequência relativa no GPCP ocorre para os eventos secos e chuvosos com duração de uma e duas pântadas consecutivas. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam corretamente a duração destes eventos, entretanto a frequência relativa é menor nos eventos que persistem por uma pântada e maior nos que persistem por duas pântadas. Os modelos, especialmente os atmosféricos, simulam nestas estações eventos com persistências maiores (4 e 5 pântadas) que não existem no GPCP. No verão (Figs. 5.41a, b) a maior frequência de extremos secos e chuvosos ocorre nos eventos com duração de duas e três pântadas. No extremo chuvoso de verão (Fig. 5.41b) apenas o NUGAM simula eventos com duração de uma pântada, enquanto no seco (Fig. 5.41a) os modelos HiGEM e NUGAM simulam estes eventos e com frequência similar a do GPCP. Durante o verão o GPCP apresenta ainda eventos secos com duração de quatro e cinco pântadas, eventos que apenas o HadGEM no primeiro caso simula com frequência maior do que a do GPCP. O aumento da resolução, em geral, aumenta a diferença entre as frequências relativas simuladas e observadas nas quatro estações do ano e nos dois percentis analisados. O comportamento das simulações acopladas e atmosféricas não apresenta um padrão definido que possibilite identificar qual grupo de modelos aproxima-se mais da frequência relativa observada dos extremos secos e chuvosos na região SDE.

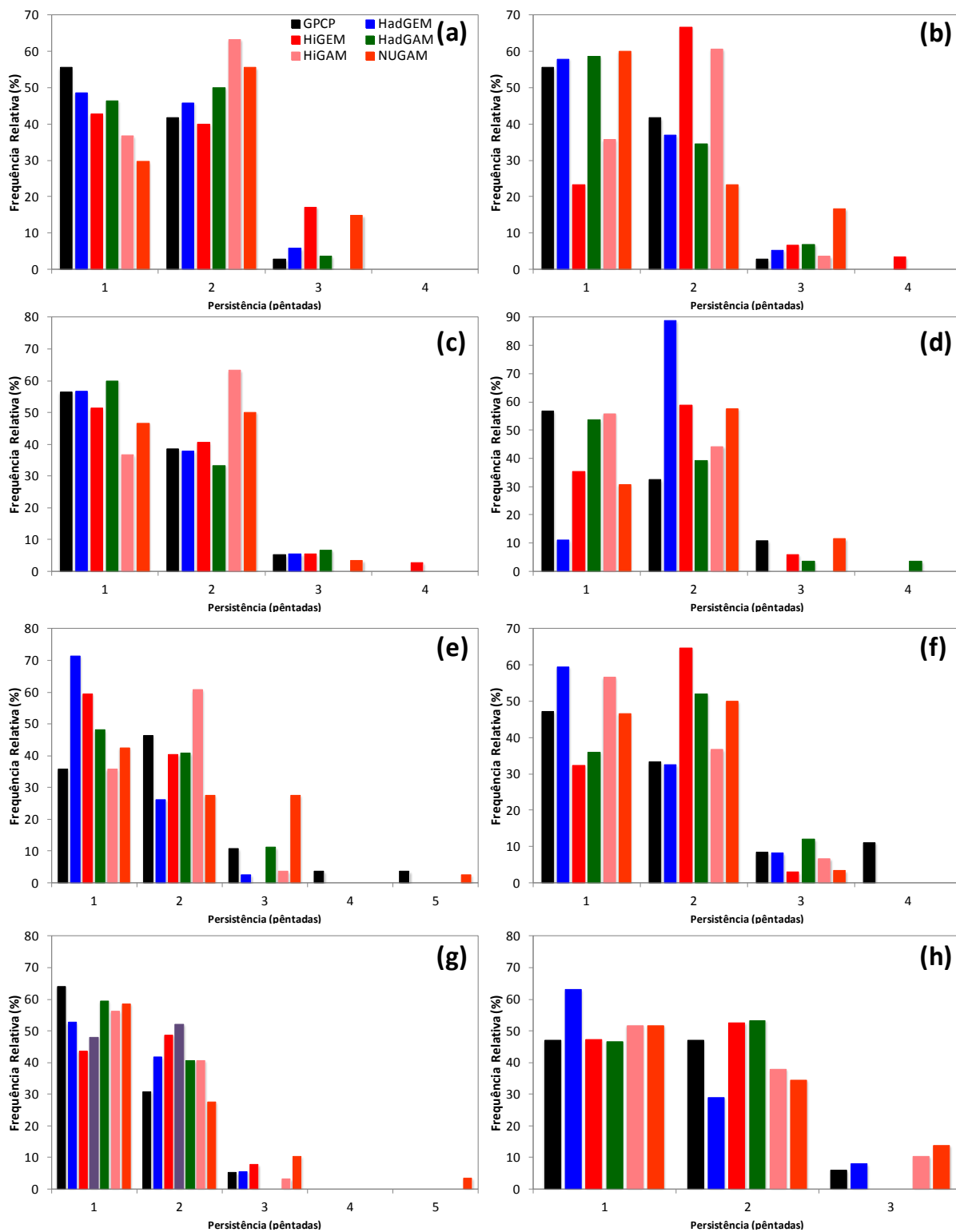


**Figura 5.41.** Persistência (em pêntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região SDE das simulações acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h).

Por fim na região SESA (Fig. 5.42), assim como na maior parte das outras regiões analisadas, os eventos que persistem por uma e duas pênadas no GPCP apresentam as maiores frequências nas quatro estações do ano. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam estas categorias, mas com frequências diferentes da observada. Esta diferença entre simulações e observação, em geral, em módulo é da ordem de 20%. Eventos que persistem por três pênadas consecutivas, tanto no GPCP como nas simulações, apresentam frequência relativa da ordem de 10%, salvo algumas exceções onde os modelos superestimam, em até 20%, a frequência observada, como por exemplo, no extremo seco do verão (Fig. 5.42a). No inverno o GPCP apresenta eventos com duração de quatro e cinco pênadas que apenas o NUGAM no percentil de 10% simula. Na SESA os modelos acoplados e atmosféricos, em geral, também simulam eventos com duração maior do que 3 pênadas que não ocorrem no GPCP. Portanto, os modelos globais ainda apresentam erros em simular tanto a duração como a frequência dos extremos nesta região. O impacto do aumento da resolução horizontal nas simulações acopladas e atmosféricas mostra-se negativo, ou seja, aumenta a diferença entre a frequência de ocorrência dos eventos simulados e observados na grande maioria dos casos na região SESA.

Os modelos acoplados e atmosféricos representam a persistência, tanto dos eventos secos como dos chuvosos, na escala intrasazonal nos subdomínios da AS na maioria dos casos. Contudo ainda apresentam alguns problemas em simular corretamente a quantidade desses eventos como apontado pelas diferenças entre as frequências observadas e simuladas. Apesar dos erros apontados, destaca-se que estes modelos simulam sinal intrasazonal na chuva presente nas observações e que este sinal é similar entre os modelos acoplados e atmosféricos. Isto indica que os erros na TSM nos modelos acoplados possui influência menor no sinal intrasazonal nos subdomínios considerados. Em relação ao aumento da resolução horizontal neste modelos, o impacto na frequência dos extremos secos e chuvosos, em geral, mostra-se negativo aumentando a diferença entre as frequências dos eventos simulados e observados. Em relação a duração em pênadas destes eventos o aumento da resolução também não apresenta grande impacto tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos.





**Figura 5.42.** Persistência (em pêntadas) dos eventos extremos na escala intrasazonal 10% (painel da esquerda) e 90% (painel da direita) da precipitação na região SESA das simulações acopladas e atmosféricas, e no GPCP, no verão (a, b), outono (c, d), inverno (e, f) e primavera (g, h).

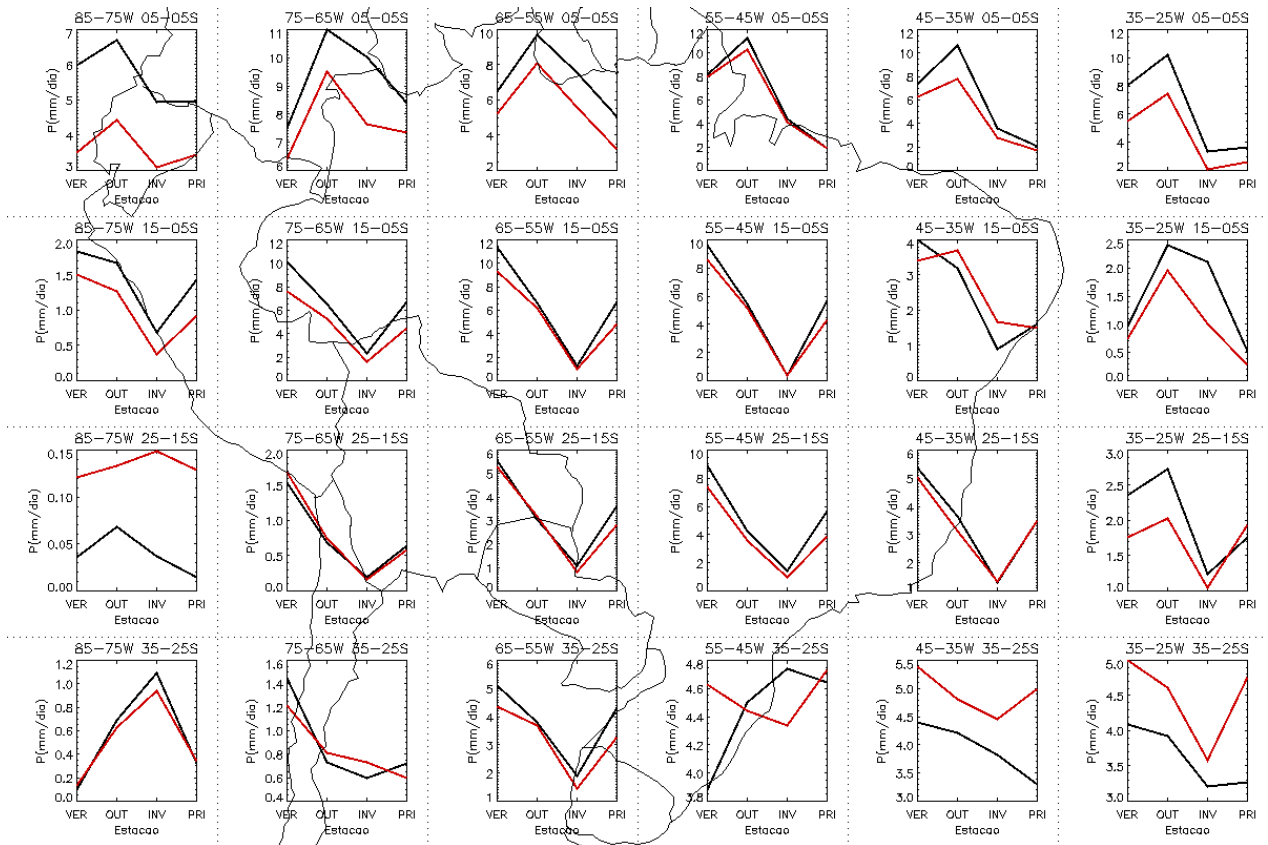
## **CAPITULO 6. CICLO DIURNO DA PRECIPITAÇÃO NA AMÉRICA DO SUL: MODELOS ACOPLADOS E ATMOSFÉRICOS**

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes a análise do ciclo diurno da precipitação dos modelos de circulação global acoplados (MCGA) e dos modelos de circulação geral atmosféricos (MCG). Basicamente o que será abordado como e se, apenas o aumento da resolução horizontal dos modelos globais é suficiente para resolver os mecanismos de interação entre os processos de diferentes escalas espaciais que resultam em diferentes evoluções da chuva ao longo do dia na AS. Além disso, busca-se entender as falhas e os acertos da parametrização dos processos úmidos utilizadas nos modelos globais do projeto HiGEM/UJCC.

### **6.1 Validação: TRMM-PR x CMAP**

As estimativas de chuva do TRMM-PR passaram por uma validação da climatologia sazonal antes da análise do ciclo diurno. Visto que o padrão sazonal dos dados do CMAP é conhecido utilizou-se esta análise para a validação do TRMM-PR em alguns subdomínios da AS. Calculou-se a chuva média sazonal em subdomínios de 10° por 10° de latitude por longitude, conforme indicado na figura 3.2, e seguindo metodologia similar a de da Rocha et al. (2009). Em grande parte das regiões analisadas os dados do TRMM-PR (Fig. 6.2) são muito próximos aos do CMAP. As regiões equatoriais apresentam as maiores diferenças na intensidade da chuva, com o TRMM-PR permanecendo mais úmido do que o CMAP. Em geral, o TRMM-PR está em fase com o CMAP, no entanto, nas regiões extratropicais oceânicas EX3 e EX4 o TRMM-PR apresenta ciclo anual diferente do CMAP. A região SB1 também se destaca das demais, pois neste caso o ciclo sazonal da chuva é mais seco do que o CMAP.

Nas regiões equatoriais a estação com maior precipitação ocorre no outono austral, enquanto nas tropicais, subtropicais e extratropicais no verão tanto no TRMM-PR como no CMAP. Para o mínimo sazonal de chuva nota-se também período diferente entre a região equatorial e as demais, primavera e inverno, respectivamente, em ambos os dados.



**Figura 6.1.** Chuva diária média sazonal para o TRMM-PR (linha preta) e CMAP (linha vermelha) sobre a América do Sul.

Com base na concordância entre a amplitude e a fase do TRMM-PR e do CMAP fica evidente de que o uso de estimativas de precipitação de satélite sobre a AS, apesar da limitação temporal, pode ser feito e com grande precisão. Logo, pode-se inferir que para a análise do ciclo diurno o TRMM-PR também representa com boa precisão a precipitação diária. Assim, de acordo com a climatologia já apresentada espera-se que as simulações acopladas e atmosféricas consigam representar o padrão de chuva semelhante ao do TRMM-PR.

## 6.2 Climatologia do ciclo diurno de precipitação

O ciclo diurno da precipitação nos subdomínios de interesse da AS é analisado através da comparação entre a climatologia a cada 3 horas das simulações dos modelos acoplados e atmosféricos com os dados do TRMM-PR nas quatro estações do ano (Figs. 6.2 a 6.9).

Nas figuras 6.2 e 6.3 observa-se que no verão existe grande diferença na intensidade da precipitação ao longo do dia entre os modelos acoplados e os atmosféricos, no entanto nos acoplados o desempenho em representar o pico da chuva na maior parte das regiões analisadas é levemente melhor. As diferenças entre a intensidade do ciclo diurno da chuva nas

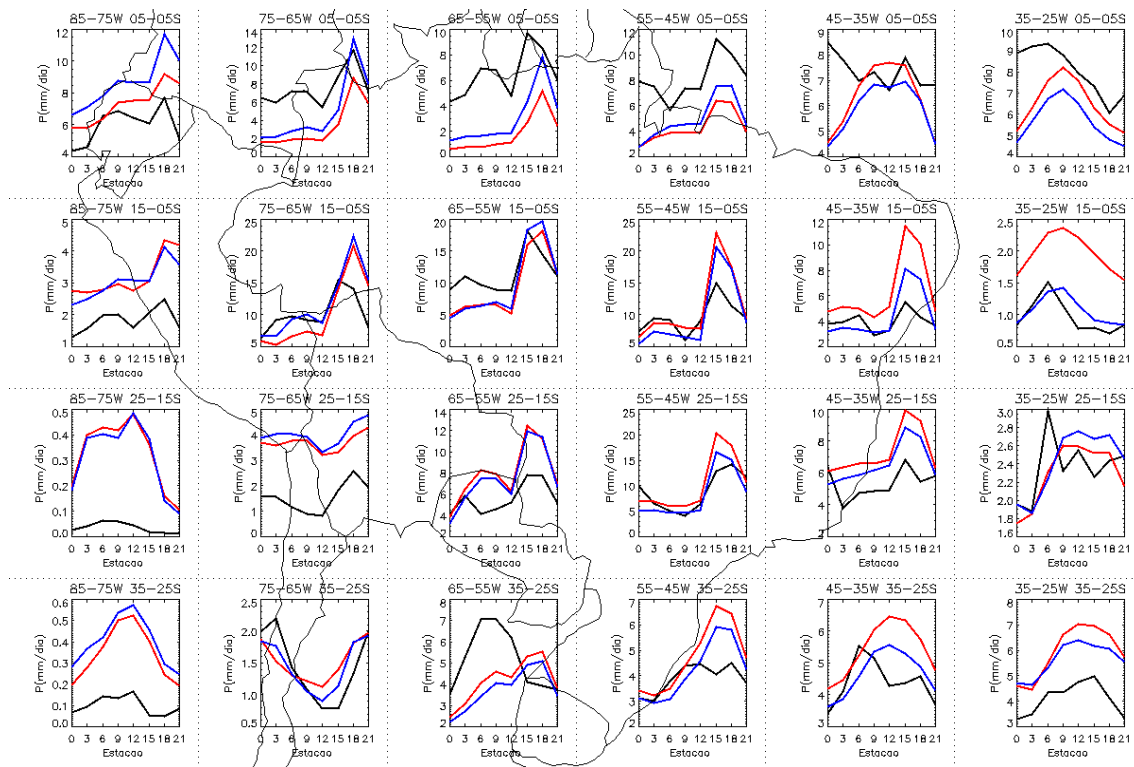
simulações e no TRMM-PR estão coerentes com os resultados apontados na análise da climatologia onde, em geral, os modelos permanecem mais úmidos do que o observado, salvo algumas exceções, como por exemplo, na EQ5 onde os modelos permanecem mais secos do que o TRMM-PR.

Nos domínios equatoriais analisados, na maioria dos casos o máximo da chuva no TRMM-PR ocorre no início e meio da tarde, 15 UTC (EQ2 e EQ3) e 18 UTC (EQ0 e EQ1) durante o verão (Figs. 6.2 e 6.3), o que os modelos representam corretamente embora com intensidades diferentes. A exceção ocorre na EQ2 onde os modelos acoplados simulam o máximo com um atraso de 3 horas (18 UTC), já nos modelos atmosféricos este máximo se inicia às 15UTC e estende-se até às 18 UTC. Nos modelos atmosféricos na EQ3 a duração do máximo de chuva durante a tarde também tem 3 horas a mais do que no TRMM-PR. Nas regiões EQ1, EQ2 e EQ3, onde o máximo de chuva ocorre à tarde, os modelos atmosféricos apresentam intensidade da chuva durante o dia mais próxima aos valores do TRMM-PR, mas mesmo assim estes modelos permanecem mais secos do que o observado na maioria dos horários. Comparativamente, os modelos atmosféricos simulam intensidade e evolução diurna da precipitação mais próximo do TRMM-PR do que os modelos acoplados nas regiões EQ0-EQ1-EQ2-EQ3. Nas outras duas regiões equatoriais (EQ4 e EQ5) o pico da precipitação observada no TRMM-PR ocorre no final da noite (00 UTC) e início da madrugada (06 UTC), o que não é corretamente simulado nem pelos modelos acoplados e nem pelos atmosféricos. Na região EQ4 o TRMM-PR apresenta um pico secundário às 15 UTC, enquanto ambos os modelos simulam um máximo de chuva suavizado no período de 09 a 15 UTC, padrão diferente ao do TRMM-PR onde a chuva atinge menores acumulados nestes horários. No domínio EQ5 os modelos acoplados defasam para às 09 UTC o pico da precipitação, enquanto os atmosféricos apresentam máximo mais suavizado entre 09-12 UTC.

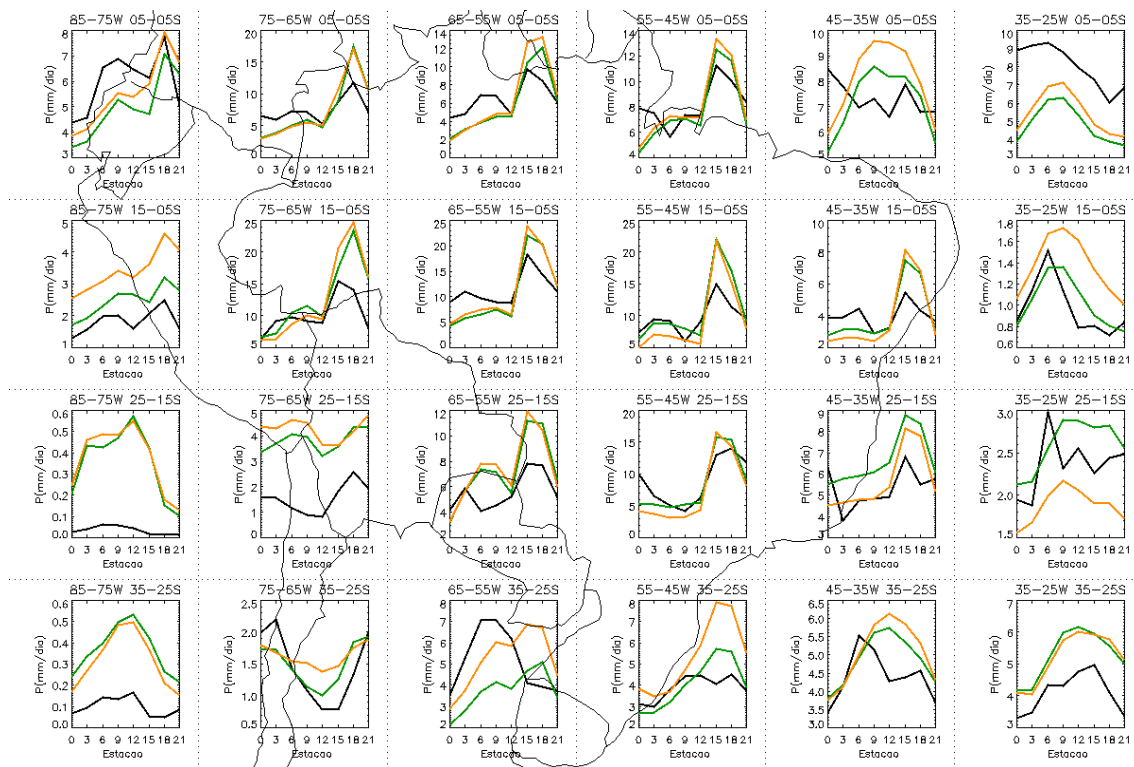
No outono (Figs. 6.4 e 6.5) tanto os modelos acoplados como os atmosféricos representam o pico de precipitação observado no TRMM-PR nas regiões EQ1, EQ3 e EQ4 que ocorre às 18 UTC. A região EQ4 apresenta no TRMM-PR um pico secundário na madrugada (06 UTC) que não é simulado nem pelos modelos acoplados nem pelos atmosféricos. Os modelos atmosféricos se destacam na EQ2 por representarem pico e a duração da chuva máxima (das 15 às 18 UTC) similar ao TRMM-PR. Nos subdomínios EQ0 e EQ5 a máxima precipitação no TRMM-PR ocorre durante a madrugada, 06 e 03 UTC, respectivamente, sendo simulada pelos modelos globais com defasagem de 3 horas e intensidade consideravelmente menor. Os modelos simulam máxima chuva diária às 18 UTC

na EQ0 o que corresponde ao pico secundário do TRMM-PR. Logo, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos estão superestimando a precipitação da tarde (18 UTC) e subestimando a da madrugada (06 UTC) na região EQ0. Segundo o TRMM-PR, comparando com o verão (Figs. 6.2 e 6.3), ocorre grande mudança na marcha diurna da chuva, com o máximo passando de 18 UTC no verão para 06 UTC no outono (Figs. 6.4 e 6.5) na região EQ0, enquanto os modelos mantêm o pico mais intenso no período da tarde. No domínio EQ5 os modelos atrasam o início da máxima precipitação da madrugada e aumentam sua duração em 3 horas. Nas demais regiões equatoriais no outono, embora com fase semelhante a do TRMM-PR, os modelos acoplados em geral permanecem mais secos do que o TRMM-PR, com maiores erros na intensidade da chuva da madrugada.

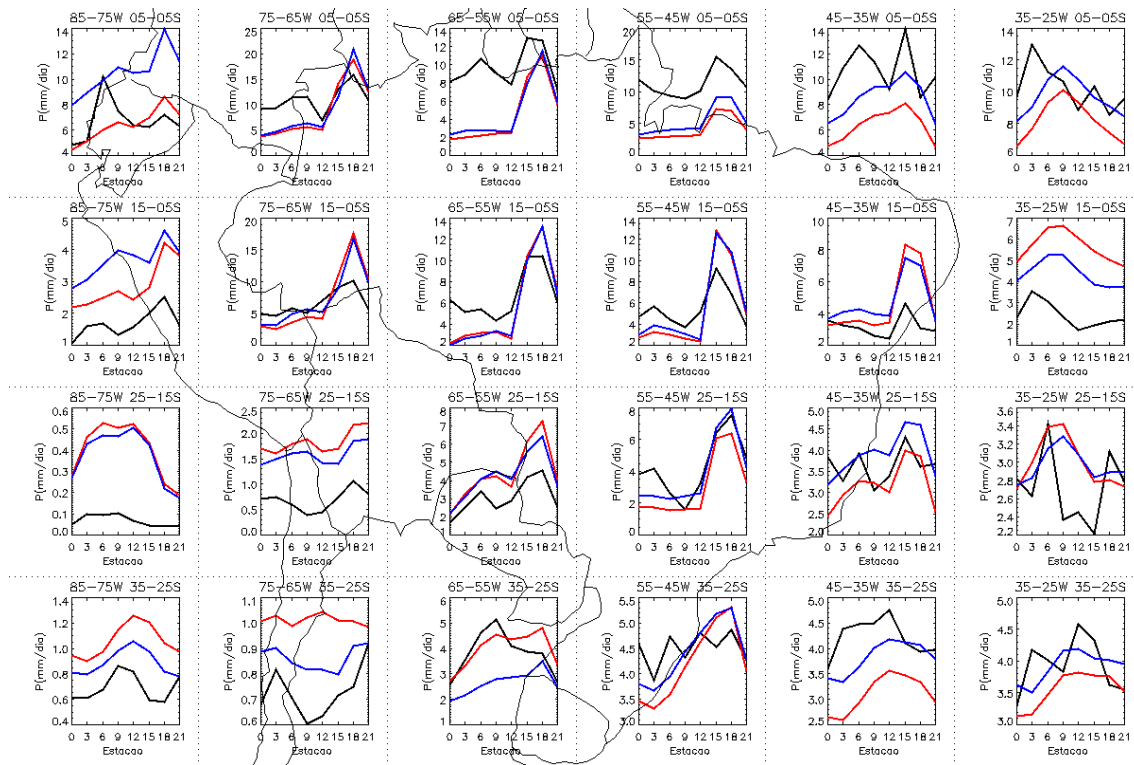
Durante o inverno (Figs. 6.6 e 6.7) dentre as regiões equatoriais a máxima precipitação no TRMM-PR ocorre em diferentes horários, sendo semelhante apenas na EQ2 e EQ3 (15 UTC). Apesar desta diferença entre as regiões, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, representam marcha diurna da chuva similar ao TRMM-PR na maioria dos casos. A EQ0 se destaca por apresentar dois períodos com chuva mais intensa, das 06 às 09 UTC e das 15 às 18 UTC, sendo que os modelos acoplados apesar de simularem chuva mais intensa, representam melhor do que os atmosféricos estes períodos. Na EQ1 o pico da chuva das 18 UTC é corretamente simulado pelos modelos acoplados e atmosféricos, com destaque para os atmosféricos onde a intensidade é praticamente igual a do TRMM-PR. Nas duas regiões (EQ2 e EQ3) onde o pico da chuva ocorre às 15 UTC, os modelos globais apresentam máxima precipitação das 15 às 18 UTC, ou seja, ampliam em 3 horas a duração do máximo de chuva diária. Nas regiões EQ4 e EQ5 o TRMM-PR mostra maiores acumulados de chuva no final da noite e início da madrugada, das 00-03 UTC e 00-06 UTC, respectivamente, o que não é corretamente simulado pelos modelos globais. Estes apresentam uma defasagem de 3 horas em ambas as regiões nestes horários. Além disso, nestes casos os modelos, com exceção do HadGEM, permanecem muito mais úmidos do que o TRMM-PR apresentando aos maiores bias dentre as regiões equatoriais no inverno. Particularmente nestas regiões o aumento da resolução horizontal nos modelos acoplados aumenta a chuva e o bias úmido.



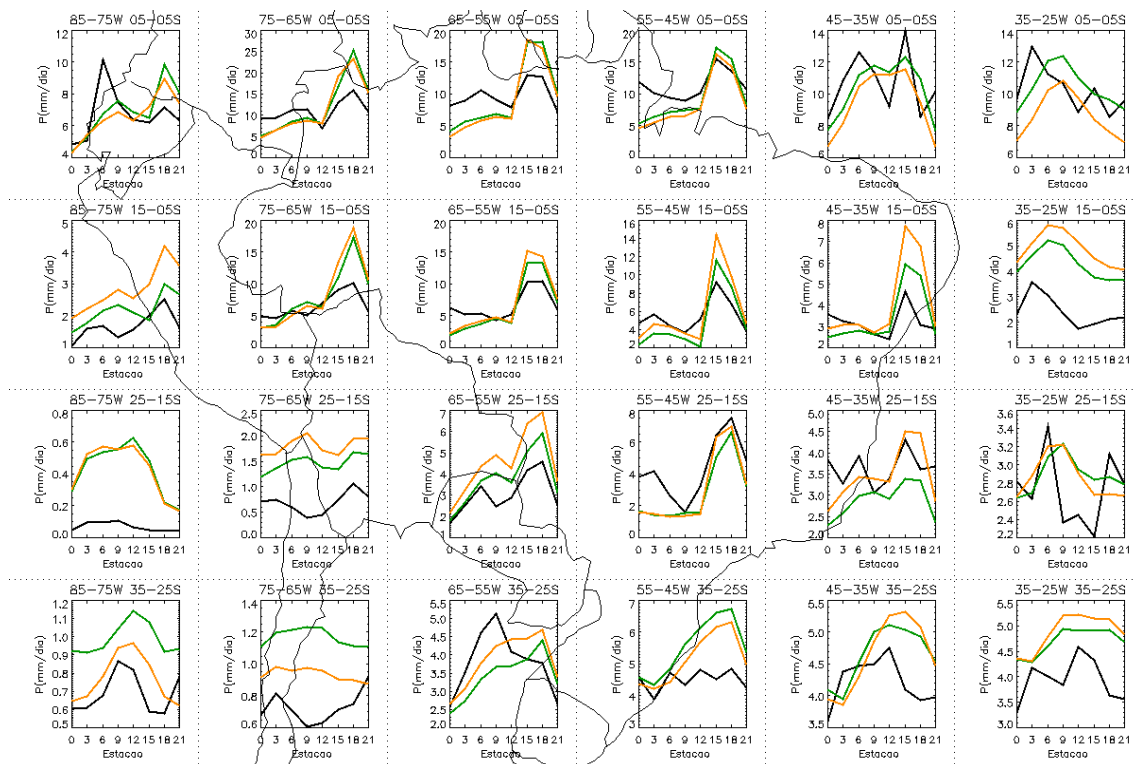
**Figura 6.2.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o verão para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul (hora UTC).



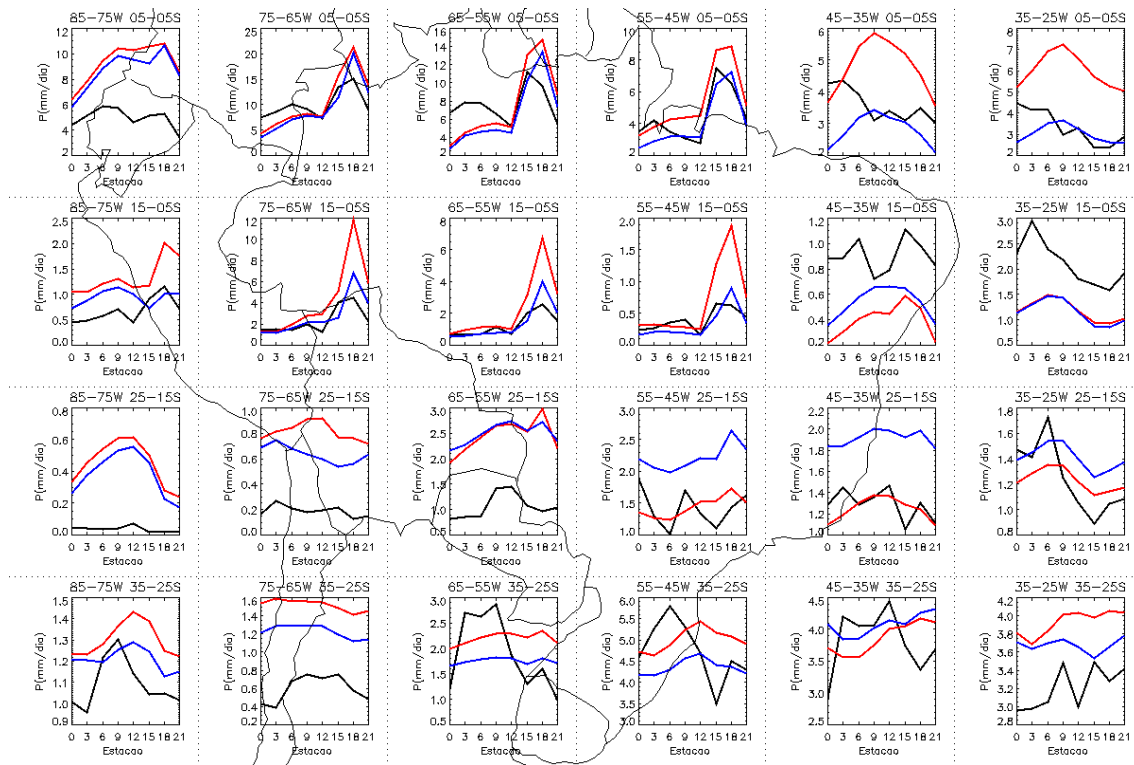
**Figura 6.3.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o verão para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul.



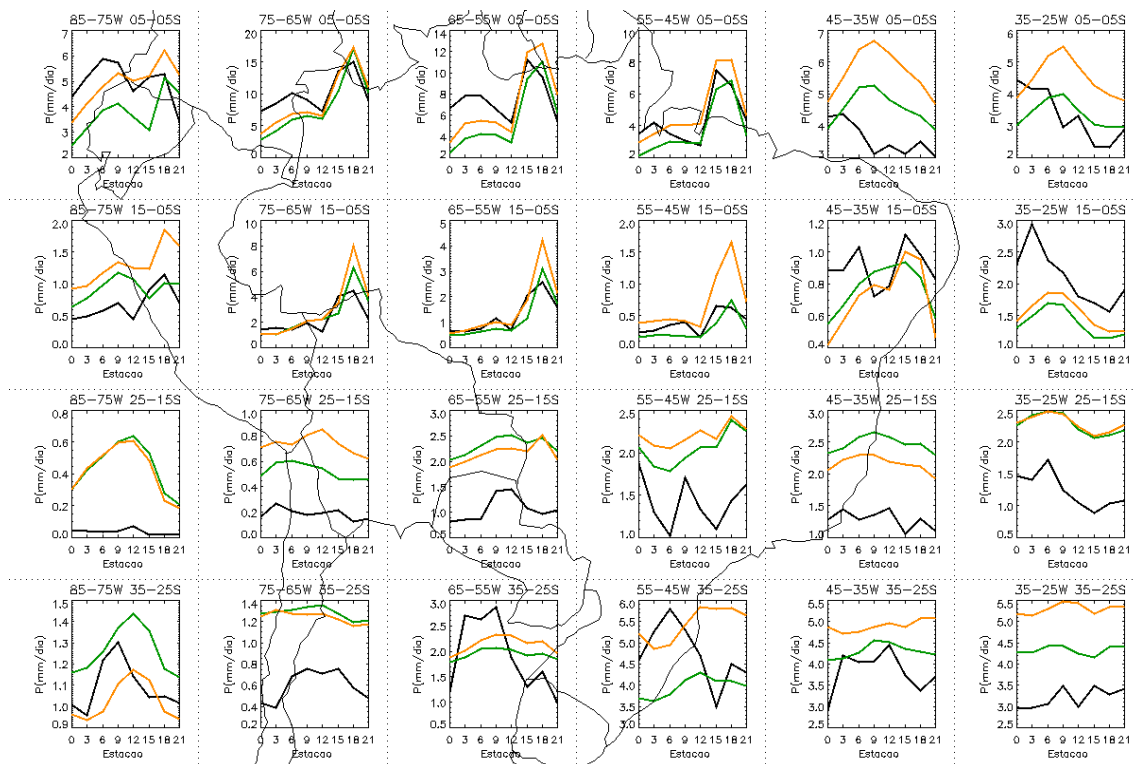
**Figura 6.4.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o outono para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul.



**Figura 6.5.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o outono para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul.

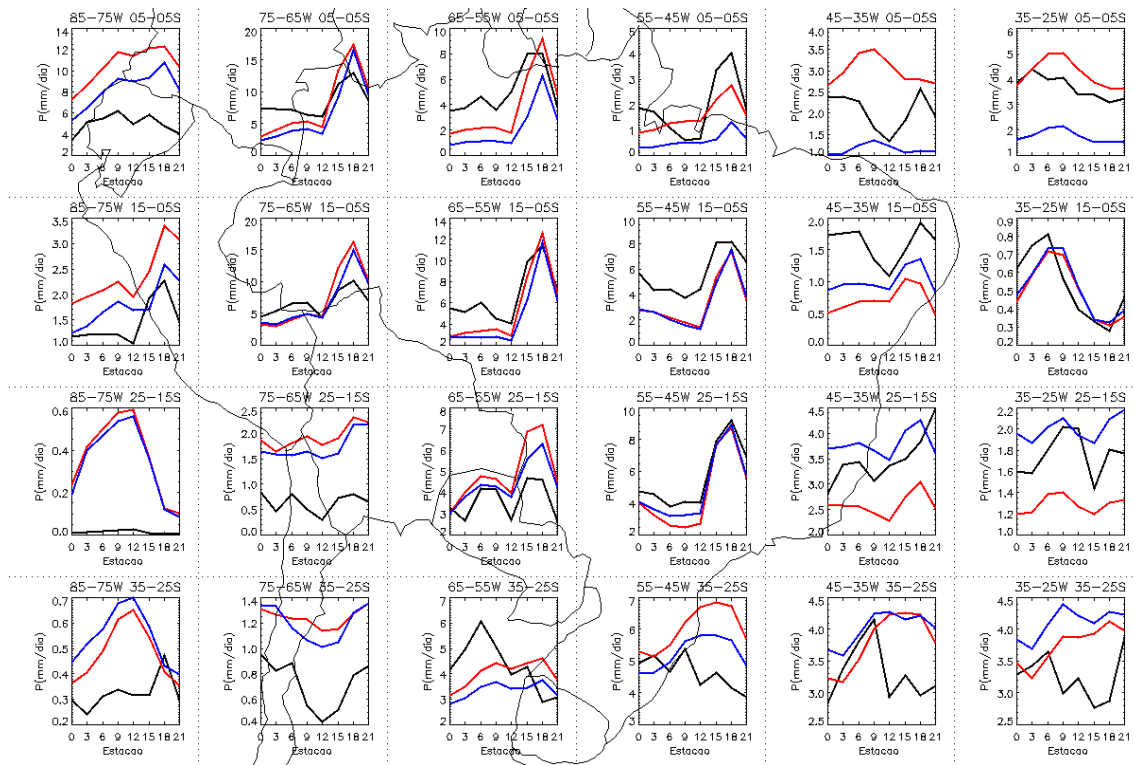


**Figura 6.6.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o inverno para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul.

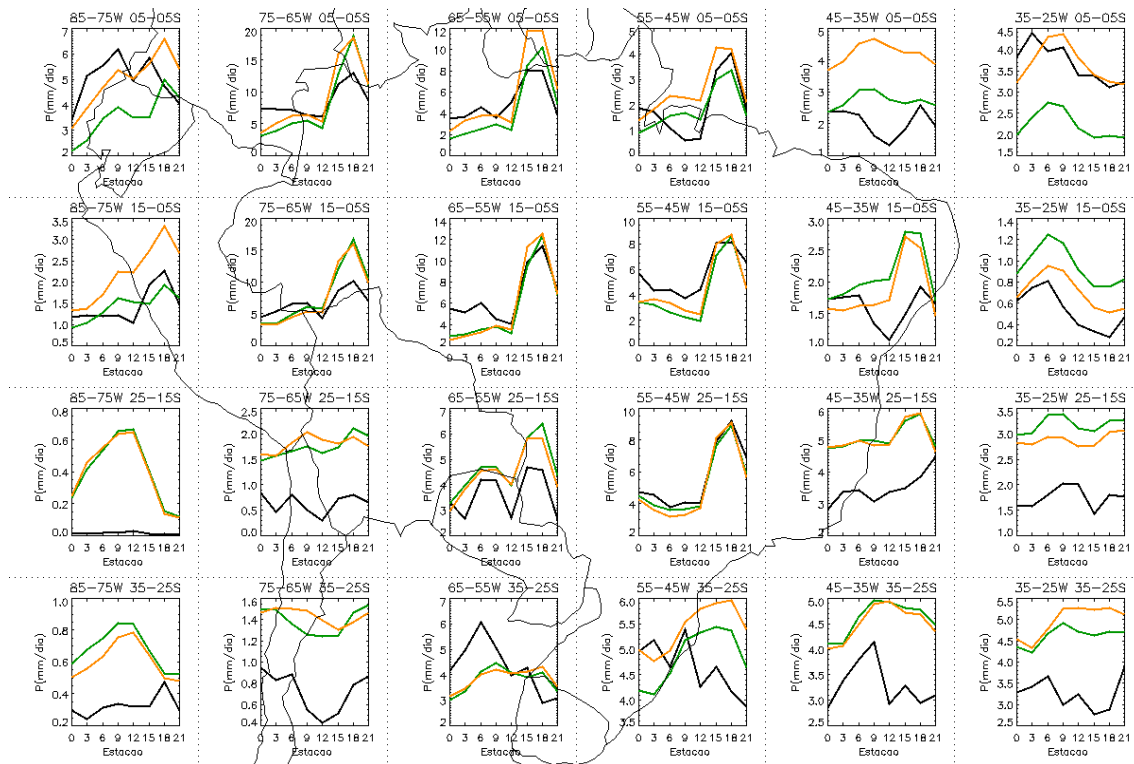


**Figura 6.7.** Ciclo diurno médio da precipitação durante o inverno para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul.





**Figura 6.8.** Ciclo diurno médio da precipitação durante a primavera para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações acopladas: HadGEM (linha azul) e o HiGEM (linha vermelha) sobre a América do Sul.



**Figura 6.9.** Ciclo diurno médio da precipitação durante a primavera para o TRMM-PR (linha preta) e as simulações atmosféricas: HadGAM (linha verde) e o HiGAM (linha laranja) sobre a América do Sul.

O TRMM-PR nas regiões equatoriais EQ0 e EQ5 durante a primavera (Figs. 6.8 e 6.9) não apresenta picos de chuva tão acentuados como nas demais estações do ano, com a intensidade da chuva variando pouco durante o dia (amplitude  $\leq 2$  mm/dia). Este padrão, apesar das diferenças de intensidade, é corretamente representado pelos modelos globais. Nas regiões EQ1, EQ2 e EQ3 a máxima precipitação no TRMM-PR ocorre das 15 às 18 UTC, sendo similar ao simulado apenas nos modelos atmosféricos. Já nos modelos acoplados este pico da chuva fica restrito apenas às 18 UTC, ou seja, simulam um único máximo, com exceção da EQ1 onde o HiGEM apresenta mesmo horário do TRMM-PR de máxima precipitação. Dois períodos de máxima precipitação são observados na EQ4 no TRMM-PR, o primeiro das 00 às 03 UTC e o segundo às 18 UTC e neste caso nenhum dos grupos de modelos globais simulam nem a intensidade máxima chuva e nem sua marcha durante o dia.

Nas regiões equatoriais os modelos atmosféricos apresentam durante o dia valores de chuva mais próximos aos do TRMM-PR no verão e no outono, visto que o bias úmido nas simulações acopladas é maior. Portanto os modelos atmosféricos representam ciclo diurno da chuva mais semelhante ao TRMM-PR durante o verão e o outono, destacando-se o bom desempenho destes modelos nas regiões EQ0 e EQ5. Durante o inverno e a primavera o ciclo diurno de chuva nos modelos acoplados e atmosféricos é muito semelhante, portanto não é possível afirmar qual dos grupos representa menores erros para a chuva ao longo do dia nas regiões equatoriais nestas estações. Em relação ao aumento da resolução horizontal dos modelos globais apenas nas regiões EQ0 e EQ5 no verão na primavera o impacto foi positivo, diminuindo o bias, tanto dos modelos acoplados como dos atmosféricos, em relação ao TRMM-PR. Nas demais regiões durante o verão, outono e inverno o aumento da resolução não alterou de forma representativa o ciclo diurno da chuva, logo não apresentou impacto sobre as simulações. As regiões EQ4 e EQ5 se destacam no inverno, pois o aumento da resolução não muda a forma do ciclo diurno, mas intensifica a chuva na ZCIT aumentando o bias úmido em relação ao TRMM-PR.

Os subdomínios equatoriais aqui analisados estão incluídos nas regiões onde os modelos apresentaram os maiores bias na análise sazonal da precipitação (capítulo 4), erros que estão associados principalmente à intensificação da ZCIT nestas regiões pelos modelos globais. Além disso, na zona equatorial (norte da AS) a precipitação muitas vezes é disparada por sistemas como os CCMs tropicais, circulação de brisa marítima, linhas de instabilidade, ondas de leste e convecção local (Kousky, 1980; Reboita et al., 2010; Cavalcanti et al., 2009), cuja a escala espacial é pequena e não estão sendo resolvidos pelos modelos globais,

explicando assim os erros dos modelos em representar o ciclo diurno da chuva nestas regiões. Apesar do aumento da resolução horizontal dos modelos globais os erros especialmente de intensidade não são corrigidos, sendo assim um indicativo de que os processos úmidos destes modelos precisam ser ajustados para que representem os sistemas de escala local.

Nas regiões tropicais durante o verão (Figs. 6.2 e 6.3) as maiores precipitações ocorrem preferencialmente durante a tarde no TRMM-PR, TR0 às 18 UTC e da TR1 a TR4 às 15 UTC, apenas na TR5 possui pico da chuva na madrugada (06 UTC). Os modelos acoplados e atmosféricos representam corretamente o pico da chuva que ocorre durante a tarde em todas as regiões, apenas na TR1 ambos os modelos atrasam em 3 horas este máximo. O pico de chuva do início da madrugada (06 UTC) na TR5 está atrasado em 3 horas, tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos, além disso, os modelos mantêm as 3 horas seguintes com máximo de chuva na região. O HadGEM nas regiões tropicais, em geral, permanece mais seco do que o HiGEM e portanto com a chuva diária mais próxima à do TRMM-PR, o que está de acordo com os resultados abordados na climatologia (capítulo 4) onde o aumento da resolução intensificou a precipitação nas regiões onde estes domínios estão incluídos. Apesar de intensificar o pico da chuva nas regiões tropicais os modelos globais estão em fase com o TRMM-PR ao longo do dia, com os modelos acoplados, em geral, apresentando valores mais próximos ao observado principalmente nos horários de máxima chuva, como por exemplo, nas regiões TR1 e TR2. É importante notar que em concordância com o TRMM-PR estes modelos simulam chuva noturna nestes subdomínios (TR1 e TR2), as vezes com diferenças de intensidade, o que está ausente em muitas simulações climáticas com modelos globais para a região (da Rocha et al., 2009, Ma e Mechoso, 2002).

O domínio TR1 no estudo de da Rocha et al. (2009) com o modelo regional RegCM3 também apresentou um pico que ocorre à tarde bem mais intenso do que o TRMM-PR e os autores atribuíram isto à elevação topográfica excessiva (região dos Andes) com a forte curvatura topográfica do modelo, e sugerem que a suavização da topografia como uma possível solução para esta intensa chuva. Entretanto, enfatizam que essa suavização pode modificar a circulação local e assim modificar o próprio ciclo diurno. Além disso, o pico das 15 UTC observado nas regiões tropicais nos modelos globais, apesar da intensidade maior, está de acordo com o apresentado pelo RegCM3 durante o verão. Chao (2012) propõe uma parametrização específica para reduzir o transporte de calor na camada limite planetária

forçado pelos ventos montanha acima (upslope) buscando reduzir a chuva excessiva simulada em modelos globais próximo de topografias abruptas.

A precipitação máxima observada durante a tarde na região TR2, que abrange o sudoeste da Amazônia, segundo da Rocha et al. (2009) basicamente de origem convectiva, portanto como os modelos globais antecipam este máximo de chuva pode-se concluir que nesta região a convecção está sendo disparada mais cedo do que realmente é observada. A chuva diurna na TR2 resultaria do aquecimento diurno que instabiliza a camada limite, gerando assim a convecção. Resultados semelhantes foram identificados por Betts e Jakob (2002) que testaram o ECMWF com diferentes parametrizações convectivas para a região de Rondônia durante a estação chuvosa, esta região está dentro da TR2. Este estudo mostrou que o ECMWF apresenta um pico de chuva às 12 UTC ( $\approx 2$  horas depois do nascer do sol), outro problema do ECMWF é a produção de máximo secundário de chuva no final da tarde (20 UTC). Os autores associaram a produção do máximo de chuva no período da manhã, quando na verdade a chuva é mínima, ao fato de que a parametrização convectiva do modelo não descreve o crescimento e os estágios das nuvens cumulus na camada limite planetária. Assim que o aquecimento da manhã quebra a camada limite noturna ( $\approx 2$  horas depois do nascer do sol), a parametrização convectiva identifica a atmosfera como condicionalmente instável, calcula o topo da nuvem convectiva na troposfera superior e produz chuva convectiva. Ainda sobre a TR2 Ma e Mechoso (2007) usando o modelo atmosférico global da University of California Los Angeles (UCLA) também identificaram antecipação do início da convecção.

Na região TR3 os modelos acoplados e atmosféricos apresentam a mesma subestimativa de precipitação durante o período da manhã (00 às 09 UTC) mostrado no RegCM3 por da Rocha et al. (2009). No entanto as simulações com 90 km nos horários 00 e 09 UTC apresentam valores mais próximos aos do TRMM-PR, o que pode indicar que o aumento da resolução horizontal tem impacto positivo na simulação do ciclo diurno da região. Esta subestimativa de chuva do RegCM3 foi associado pelos autores à ocorrência excessiva de eventos de chuvas fracas nas simulações, bem como, a subestimativa da precipitação no setor norte da ZCAS. Vale ressaltar que os modelos globais aqui analisados não apresentaram esta subestimativa da chuva sazonal sobre a ZCAS.

Durante o outono (Figs. 6.4 e 6.5), na grande maioria das regiões tropicais o máximo da chuva diária do TRMM-PR ocorre durante a tarde (18 UTC), as exceções são a TR2 onde o período de máxima chuva se estende das 15 às 18 UTC e a TR5 em que o pico ocorre na madrugada (03 UTC). As simulações acopladas e atmosféricas representam o máximo de

chuva durante a tarde em todas as regiões tropicais. Além disso, na região TR4 tanto os modelos acoplados como os atmosféricos aumentam (ampliam) em 3 horas o período com máxima precipitação. A chuva observada no início da madrugada é simulada tanto pelos modelos acoplados como pelos atmosféricos com um atraso de 3 horas na região TR5, além de apresentarem duração maior do que o TRMM-PR.

O pico de chuva no TRMM-PR durante o inverno (Figs. 6.6 e 6.7), em geral, ocorre durante a tarde, sendo nas regiões tropicais TR0 e TR2 às 18 UTC, e nas TR1 e TR3 das 15 às 18 UTC. Os modelos acoplados e atmosféricos representam a chuva máxima que ocorre durante a tarde no TRMM-PR, entretanto nas TR1 e TR3 a duração do máximo de chuva em ambos os modelos apresenta apenas um pico às 18 UTC. Na região TR4 no TRMM-PR ocorrem dois picos de precipitação, um na madrugada (06 UTC) e o outro durante a tarde (18UTC), este segundo sendo o mais intenso. Os modelos globais não simulam o pico secundário da madrugada e o da tarde é simulado apenas pelo HiGEM e HiGAM, indicando que o aumento da resolução aproxima a fase do ciclo diurno da chuva simulada e observada. Na região TR5 o máximo de chuva no TRMM-PR ocorre às 03 UTC, e nesta área os modelos globais não representam corretamente a evolução diurna da chuva, defasando em três horas o horário de máxima e alargando em 3 horas o período com precipitação mais intensa.

Nas regiões tropicais durante a primavera (Figs. 6.8 e 6.9) a evolução temporal da chuva diária tem, em geral, o mesmo padrão do inverno, onde a máxima precipitação no TRMM-PR ocorre durante a tarde (18 UTC). A região TR3 se destaca por apresentar no período das 15 às 18 UTC a maior precipitação. Outro destaque é a região TR4 que apresenta ainda um pico secundário de chuva às 06 UTC. Existe, no entanto, uma exceção que é na região TR5, onde o pico da chuva diária ocorre na madrugada (06 UTC). Os modelos acoplados e atmosféricos representam de uma forma geral o ciclo diurno da precipitação nestas regiões no que se refere a fase e a intensidade, entretanto destacam-se alguns problemas específicos na máxima precipitação. Na região TR3 os modelos acoplados simulam apenas um máximo às 18 UTC, além disso, na TR5 estes modelos aumentam em três horas a duração da máxima precipitação. Nos modelos atmosféricos nota-se maior erro na TR4, onde o período com máxima precipitação antecipa-se para às 15 UTC. Uma falha comum aos modelos acoplados e atmosféricos na primavera é a não simulação do pico secundário da chuva durante a madrugada na TR4. Nas regiões tropicais o desempenho dos modelos é muito semelhante, não sendo possível identificar claramente qual grupo de modelos representa melhor o ciclo diurno da chuva observada pelo TRMM-PR na primavera.

Além disso, em relação ao aumento da resolução horizontal o impacto não afeta as simulações de forma representativa.

Diferentemente do que ocorreu nas regiões equatoriais, durante o verão e o outono nas regiões tropicais, em geral, nos modelos acoplados o ciclo diurno da precipitação apresenta acumulados mais próximos aos do TRMM-PR. Portanto, apesar da intensificação da chuva ao longo do dia os modelos acoplados nestes casos representam melhor o ciclo diurno da chuva do que os atmosféricos. O padrão do ciclo diurno durante o inverno e o outono é muito semelhante entre os modelos acoplados e atmosféricos e assim como nas regiões equatoriais não é possível afirmar qual tem o melhor desempenho. Pode-se identificar apenas no pico diário da chuva valor mais próximo ao do TRMM-PR nos modelos atmosféricos durante o inverno, no entanto nos demais horários a intensidade da chuva é semelhante em ambos os modelos. No que se refere ao aumento da resolução horizontal o impacto nas regiões tropicais não é muito grande visto que as simulações de 135 e 90 km apresentam valores próximos de chuva ao longo do dia. Em algumas situações/estações do ano o aumento da resolução aumenta a intensidade da chuva (TR5 no HiGEM no outono) e em outras ocorre o oposto (TR4 no HiGEM e TR5 no HiGAM na primavera).

Nas regiões subtropicais durante o verão (Figs. 6.2 e 6.3) o ciclo diurno da precipitação não apresenta um horário predominante para o máximo da chuva como ocorre nas áreas tropicais. A SB0 se destaca por apresentar precipitação praticamente nula durante o dia ( $\leq 0,1$  mm/dia), que tanto nas simulações acopladas como nas atmosféricas é superestimada, mas com um máximo na madrugada (00 UTC). Esta é uma das áreas de atuação do anticiclone subtropical do Oceano Pacífico que inibe precipitação na região. Na SB1 o TRMM-PR apresenta um pico durante o dia às 18 UTC que, também é superestimado e atrasado em 3 horas (21 UTC) nos modelos acoplados (Fig. 6.2), enquanto nos atmosféricos apenas o HadGAM representa este pico corretamente (Fig. 6.3). Os modelos atmosféricos simulam das 06 às 09 UTC um período com chuvas elevadas que não ocorre no TRMM-PR. Os resultados na SB1 diferem dos de da Rocha et al. (2009) que identificaram um atraso no máximo da chuva durante a tarde de 6 horas nas simulações do RegCM3. Segundo os autores a chuva nesta região é de origem convectiva, portanto é possível afirmar que a parametrização úmida dos modelos globais, apesar da maior intensidade, representa adequadamente a evolução diurna da convecção observada pelo TRMM-PR na região. Entretanto, os modelos mostram uma característica em comum: tanto as simulações dos modelos globais aqui

analisadas como a do modelo regional, apresentam um pico diurno muito mais intenso do que o TRMM-PR.

Nas regiões SB2, SB3 e SB4 durante o verão (Figs. 6.2 e 6.3) o ciclo diurno da precipitação das simulações está em fase com o do TRMM-PR, tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos, com o máximo de chuva ocorrendo durante a tarde (entre 15 e 18 UTC). Na região SB4 os modelos globais não simulam o pico secundário mostrado no TRMM-PR às 00 UTC e ainda ampliam em 3 horas a persistência do máximo da chuva durante a tarde. O TRMM-PR apresenta um pico no início da madrugada (6 UTC) na região SB5 que os modelos globais simulam com um atraso de 3 horas (Figs. 6.2 e 6.3). Nas regiões subtropicais durante o verão a resolução horizontal das simulações, bem como as componentes acopladas e atmosféricas, não afetou de forma representativa ciclo diurno da precipitação. Isto porque as quatro simulações analisadas apresentam evolução diurna da chuva e intensidade semelhantes.

A SB2 localiza-se sobre o Paraguai e norte da Argentina que é uma região onde a chuva noturna, principalmente no verão e na primavera, deve-se principalmente aos CCM. Esta região continental está localizada a sotavento da cadeia de montanhas dos Andes e corrente abaixo do jato de baixos níveis (JBN) que continuamente transporta ar quente e úmido dos trópicos para alimentar a convecção na região (Velasco e Fritsch, 1987; Nieto e Ferreira et al. 2003). A correta simulação do ciclo diurno da chuva pelos modelos acoplados e atmosféricos na região SB2 concorda com os resultados obtidos por da Rocha et al. (2009) que analisaram o RegCM3. Além disso, a defasagem de 3 horas no pico da chuva por ambos os modelos na região SB4 também foi encontrada no RegCM3. O domínio SB3 inclui grande parte da área da ZCAS continental [Carvalho et al., 2002], e portanto a chuva nesta região resultada da combinação da precipitação de origem convectiva e organizada por sistemas sinóticos, logo conclui-se que os modelos embora com maior resolução horizontal ainda apresentam problemas em sua parametrização convectiva e por isso a chuva diária nesta região ainda apresentam erros. A superestimativa da chuva diária sobre as zonas de convergência também está de acordo com o padrão discutido na climatologia anual e sazonal.

Os máximos da chuva nas regiões subtropicais no outono (Figs. 6.4 e 6.5) ocorrem durante a tarde, entre 15 e 18 UTC, no TRMM-PR, as exceções ocorrem na SB0 onde a chuva é praticamente constante, e na SB5 que apresenta dois picos de chuva um às 06 e outro às 18 UTC. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam corretamente o máximo de chuva durante a tarde nas regiões subtropicais, contudo apresentam alguns problemas na fase e

intensidade da chuva nos demais horários em algumas regiões. Assim como no verão, os modelos acoplados e atmosféricos simulam das 06 às 09 UTC valores mais altos de chuva que no TRMM-PR na SB3. Outro erro comum nos modelos globais é a não simulação do mínimo de chuva às 09 UTC observado no TRMM-PR na SB3, nesta região os modelos apresentam chuva praticamente constante entre 00 e 12 UTC. Na SB4 os modelos globais simulam máximo de chuva às 15 UTC como ocorre no TRMM, contudo esse máximo se estende até as 18 UTC. Além disso, nesta região os modelos globais não representam os dois máximos de chuva um às 00 UTC e o outro às 06 UTC existentes no TRMM. Na SB5 os modelos globais simulam apenas o pico de chuva que ocorre durante a madrugada, no entanto com duração maior do que a do TRMM, o pico secundário das 18 UTC os modelos globais não simulam.

Entre as regiões analisadas, as subtropicais são as que apresentam o ciclo diurno com menor amplitude, tanto no TRMM-PR como nas simulações no inverno (Figs. 6.6 e 6.7), contudo vale ressaltar que nestas regiões os modelos também superestimam a intensidade da chuva. O ciclo diurno dos modelos acoplados e atmosféricos, com exceção das SB3 e SB4, está em fase com o TRMM-PR. Nas SB3 e SB4 o TRMM-PR alterna entre valores máximos (00, 09, 21 UTC e 03, 12, 18 UTC, respectivamente) e valores mínimos (06 e 15 UTC, em ambas as regiões) de chuva o que os modelos globais não simulam. Outro destaque é na região SB2 onde o máximo de chuva no TRMM-PR ocorre entre 09-12 UTC e os modelos, tanto acoplados como atmosféricos, atrasam este pico em algumas horas (18 UTC).

As regiões subtropicais não apresentam um horário predominante para a máxima precipitação durante a primavera (Figs. 6.8 e 6.9) nos dados do TRMM-PR. Entretanto os modelos simulam em geral as maiores precipitações no final da tarde-início da noite nestas regiões. Na SB0 a chuva do TRMM-PR é praticamente nula, permanecendo constante durante o dia, enquanto as simulações globais apresentam entre 00 e 12 UTC maiores acumulados de chuva durante o dia. Na SB1 a amplitude da chuva diária no TRMM-PR ( $\approx 0,5$  mm/dia) e os modelos globais além de intensificarem a chuva simulam um pico às 18 UTC que não ocorre na observação. Na região SB2 o TRMM-PR apresenta dois períodos de maior precipitação, um entre 06 e 09 UTC e o outro entre 15 e 18 UTC, enquanto na SB3 o pico da chuva ocorre às 18 UTC. Os modelos acoplados e atmosféricos representam corretamente nestas duas regiões os máximos de chuva, embora na SB2 os modelos permaneçam mais úmidos do que o TRMM-PR. Na SB4 o pico da chuva no TRMM-PR ocorre às 21 UTC, o que nos modelos acoplados é antecipado para 15 UTC e nos atmosféricos para 18 UTC. Na SB5 o período com precipitação levemente maior entre 09 e 12 UTC, padrão que nos modelos acoplados e



atmosféricos simulam corretamente, mas antecipando para 06 UTC o início do período com chuva mais forte.

Nas regiões subtropicais analisadas durante as quatro estações do ano não notou-se grandes diferenças entre o ciclo diurno da precipitação dos modelos acoplados e atmosféricos, não se destacando qual possui melhor desempenho nestas regiões. Entretanto, apesar do bias úmido presente nas simulações em relação ao TRMM-PR na maioria dos casos os modelos representam corretamente o padrão da chuva durante o dia nos subdomínios. Nestas regiões o aumento da resolução horizontal afeta pouco as simulações com pouco impacto no ciclo diurno da chuva.

Os modelos globais acoplados e atmosféricos durante o inverno nas regiões até agora analisadas (EQ, TR e SB) apresentam resultados coerentes aos de Slingo et al. (2004) que avaliaram o componente atmosférico do modelo climático do Hadley Centre versão HadAM3 para o verão boreal (JJA). O pico diário da chuva, em ambos os estudos, ocorre no início da tarde, entre 12 -16 LST, ao mesmo tempo em que simula a radiância mínima nos trópicos. Este padrão segundo os autores indica um erro sistemático substancial dos modelos, uma vez que sua máxima precipitação sobre a terra tende a ocorrer mais tarde, no início da noite, na maioria das áreas tropicais nas observações. No entanto, Slingo et al. (2004) mostram que o HadAM3 simula, apesar da defasagem, tanto a precipitação do esquema convectivo como a do esquema de condensação de grande escala e enfatizam que nos trópicos a precipitação tem origem no esquema convectivo, que remove efetivamente o excesso de umidade antes que a saturação na escala da grade se inicie. No entanto, as observações do TRMM-PR indicam que nos trópicos a precipitação máxima ocorre mais cedo (entre 15-18 UTC) do que as observações tropicais analisadas por Slingo et al. (2004). Como discutido em da Rocha et al. (2009) comparações dos máximos observados no TRMM-PR a tarde (15-18 UTC) estão de acordo com as observações de superfície analisadas por Angelis et al. (2009) na região Amazônica.

O TRMM-PR na região EX0 durante o verão (Figs. 6.2 e 6.3) apresenta amplitude da chuva diária pequena (da ordem de 0,15 mm/dia) com os valores mais altos ocorrendo entre 06 e 12 UTC. Nos modelos globais além da intensificação da chuva ao longo do dia o período de máxima precipitação dura 3 horas menos do que nas observações. Nas regiões EX1 e EX4 o pico da chuva diário no TRMM-PR ocorre, respectivamente, às 03 e 06 UTC, o que não é simulado corretamente pelos modelos globais. Os modelos acoplados e atmosféricos simulam a máxima precipitação durante a tarde na região EX1, ou seja, antecipam a máxima

convecção para o final da tarde, enquanto no TRMM-PR ocorre no início da madrugada. O RegCM3 (da Rocha et al., 2009) também não representou corretamente o pico da chuva na madrugada na EX1, já que este foi simulado com um atraso de 6 horas. No caso da região EX4, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos atrasam em 3 horas o pico da precipitação comparado ao TRMM-PR e ambos simulam um período de até 6 horas com máxima precipitação. Vale destacar que nesta região o aumento da resolução além de intensificar a chuva diária aumentou a duração do período com maiores acumulados de chuva.

No verão a região EX2 segundo o TRMM-PR tem no período das 06 às 09 UTC os maiores acumulados de precipitação, embora note-se um máximo secundário às 09 UTC. Os modelos acoplados como os atmosféricos simulam com atraso de 9 horas (das 15 às 18 UTC). Logo, os modelos globais estão atrasando a chuva que ocorre no final da madrugada-início da manhã para o final da manhã início da tarde na EX2. Na região EX3 o TRMM-PR não apresenta um pico destacado de chuva durante o dia, apenas no período entre 09 e 18 UTC o acumulado é um pouco maior do que nos demais horários. Entretanto os modelos simulam das 15 às 18 UTC um período com maiores acumulados de chuva, ou seja, os modelos estão simulando erroneamente um pico de chuva durante a tarde que não ocorre no TRMM. Sendo assim nas simulações a chuva resulta principalmente do aquecimento diurno. Por fim, na EX5 tanto os modelos acoplados como os atmosféricos estão em fase com o TRMM-PR, com chuva se intensificando entre 06-15 UTC.

A máxima precipitação que ocorre na madrugada na região entre o oeste (Chile) e leste (Argentina) dos Andes, EX2 e EX3 foi associada à chuva convectiva organizada pelos (CCMs) por da Rocha et al. (2009), logo o aumento da resolução horizontal não foi suficiente para que a parametrização úmida dos modelos globais fosse acumulada na madrugada, já nestas regiões que continuam subestimando a chuva noturna. Embora os modelos globais ainda apresentem problemas em simular a chuva noturna nas regiões extratropicais, conclui-se que os resultados são mais próximos do TRMM-PR do que os do modelo RegCM3, pois a fase do ciclo diurno nos modelos globais é mais próximo do TRMM-PR do que obtido no RegCM3.

Na região EX0 durante o outono (Figs. 6.4 e 6.5) a máxima precipitação do TRMM-PR ocorre das 09 às 12 UTC, os modelos acoplados e atmosféricos também simulam um período longo com chuva máxima, no entanto com um atraso de 3 horas, além de permanecerem mais úmidos durante todo o dia. Na EX1 às 21 UTC o TRMM-PR apresenta um pico de chuva, seguido de um pico secundário às 03 UTC. Os modelos globais simulam o

ciclo diurno na EX1 com amplitude mais fraca (da ordem de 0,1 mm/dia) do que o TRMM-PR, suavizando padrão, ambos os modelos não simulam a chuva máxima durante a noite e o pico secundário da chuva na madrugada é simulado apenas pelos modelos acoplados. Vale destacar que os modelos não simulam também o período de menor precipitação das 09 às 12 UTC. Ao contrário do que ocorre na EX1, na região EX3 o TRMM-PR não tem um pico ou período de máxima precipitação, enquanto os modelos acoplados e atmosféricos simulam entre 15 e 18 UTC maiores acumulados de chuva. Na EX2 tanto as simulações acopladas como as atmosféricas simulam durante a tarde (18 UTC) a máxima precipitação diária, mas no TRMM-PR ocorre no início da manhã (09 UTC). Nas regiões EX4 e EX5 o máximo da precipitação no TRMM-PR ocorre às 12 UTC, mas na EX5 com esta ultima apresentando um pico secundário às 03 UTC. Nestas duas regiões os modelos globais não simulam corretamente a chuva durante a manhã defasando em 3 horas esta chuva e estendendo-a por mais 3 a 6 horas. Na região EX5 o pico secundário aparece nas simulações como o mínimo acumulado durante o dia.

No inverno (Figs. 6.6 e 6.7) os modelos acoplados e atmosféricos apresentam amplitude diária da chuva menor do que o TRMM-PR nas regiões extratropicais analisadas, com destaque para a EX1 e EX2 onde os modelos apresentam chuva praticamente constante durante todo o dia. Apenas na região EX0 a forma do ciclo diurno dos modelos globais assemelha-se a do TRMM-PR, mas em contrapartida o pico da chuva observado às 09 UTC é simulado com um atraso de 3 horas. Na EX2 o TRMM-PR apresenta dois picos de precipitação: um às 03 UTC e o outro às 09 UTC, sendo o ultimo mais intenso, enquanto os modelos acoplados e atmosféricos simulam chuva aproximadamente constante durante o dia. No caso da EX3 os modelos atrasam em 3-6 horas o pico diário da chuva que no TRMM-PR ocorre às 06 UTC. As regiões EX4 e EX5 o TRMM também apresentam dois máximos de chuva diário, respectivamente, às 09/12 UTC e às 09/15 UTC, enquanto os modelos simulam chuva praticamente constante durante o dia. Na EX5 os modelos simulam no horário das 15 UTC o menor acumulado de chuva, mas no TRMM corresponde ao horário de pico da chuva. Nas regiões extratropicais os modelos acoplados, apesar dos problemas citados, representam melhor o ciclo diurno da precipitação do que os modelos atmosféricos, por exemplo, nas regiões EX0, EX4 e EX5. É interessante destacar o máximo de chuva noturno na EX2, que muitas vezes é atribuído aos CCMs (Salio et al., 2007; Nicolini e Saulo, 2006; Velasco e Fritsch, 1987), mas o TRMM-PR indica que esta chuva noturna continua ocorrendo no

inverno quando a frequência de CCM é pequena e a chuva na EX2 resultaria principalmente de sistemas frontais.

Assim como nas regiões subtropicais, durante a primavera (Figs. 6.8 e 6.9) os extratropicais não apresentam um horário predominante para a ocorrência da máxima precipitação no TRMM-PR. Na maioria das regiões o ciclo diurno dos modelos acoplados e atmosféricos não está em fase com o TRMM-PR, com o máximo de chuva defasado, ou ainda o mesmo se mantém por um período maior do que o observado. Na região EX0 o pico da chuva no TRMM-PR ocorre às 18 UTC e os modelos acoplados e atmosféricos antecipam esta chuva para o final da manhã início da tarde (entre 09 e 12 UTC). Na região EX4 o pico de chuva das 09 UTC no TRMM-PR é simulado por ambos os modelos, mas em contrapartida nas simulações se estende até às 21 UTC. O mesmo ocorre na EX3, mas neste caso o máximo se inicia às 09 UTC e termina às 18 UTC. Na região EX2 a chuva que no TRMM-PR ocorre durante a madrugada (06 UTC) tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos ocorre durante a tarde (18 UTC). Nas regiões EX1 e EX5 os modelos não estão em fase e permanecem mais úmidos que o TRMM-PR.

Nas regiões extratropicais durante o verão, outono e primavera os modelos acoplados e atmosféricos apresentam acumulados diários muito semelhantes, logo não identifica qual aproxima-se mais do ciclo diurno da chuva do TRMM-PR nestas regiões. Apenas no inverno os modelos acoplados apresentam melhor desempenho como já abordado. Assim como nas outras regiões analisadas o aumento da resolução horizontal não impacta muito as simulações, apenas nota-se um aumento do bias úmido em relação ao TRMM-PR, como ocorreu nas demais regiões analisadas.

Os resultados aqui discutidos indicam que os modelos globais e acoplados representam melhor do que o CCM3 (Coollier e Bowman, 2004) o ciclo diurno da chuva, pois apresentam bias menor sobre a América do Sul. O modelo CCM3 é um modelo global espectral e foi analisado por Coollier e Bowman (2004) que mostraram precipitação simulada muito maior à observada na AS, chegando a uma superestimativa de até 200% no sudeste da América do sul (correspondente basicamente ao domínio SB3), em contrapartida a fase da precipitação foi semelhante a do TRMM em todos os domínios analisados. Os autores apontam também que o CCM3 tende a subestimar a amplitude do ciclo diurno da chuva sobre algumas regiões de mar aberto, como no Oceano Atlântico subtropical Sul com amplitude 69% menor do que o TRMM e a fase antecipada em 6 a 7 horas. Esta região corresponde aos domínios aqui denominados de TR5 e SB5, onde em geral os modelos globais simulam

amplitude e evolução diurna da chuva semelhantes ao TRMM-PR. Vale destacar que em seu estudo Coollier e Bowman (2004) não fizeram uma análise sazonal, mas mostraram apenas resultados anuais.

## **CAPITULO 7. Conclusão Geral e Etapas Futuras**

### **7.1 Conclusões**

Os modelos climáticos globais analisados neste trabalho constituem a primeira geração de modelos globais acoplados de alta resolução desenvolvidos no Reino Unido, resultado de uma parceria entre o Natural Environment Research Council (NERC) e o Met Office Hadley Centre. O desenvolvimento destes modelos foi baseado na ideia de que o aumento da resolução horizontal dos modelos acoplados pode diminuir os erros associados à troca de fluxos entre atmosfera-oceano, melhorando assim a simulação de processos de pequena escala espacial que dependem diretamente desta troca turbulenta ar-mar. O aumento da resolução é apontado como uma das principais soluções para reduzir os erros presentes em modelos climáticos, tanto regionais como globais, na simulação dos padrões sazonais, simulação do ENOS e ciclo diurno da precipitação. Com o intuito de analisar as simulações de alta resolução neste trabalho os padrões sazonais, eventos extremos de precipitação e temperatura, bem como o ciclo diurno da precipitação dos modelos acoplados foram comparados aos dados observados sobre a América do Sul. Além disso, as simulações acopladas foram comparadas às simulações apenas com o componente atmosférico buscando identificar erros sistemáticos associados à previsão de TSM.

A análise da climatologia sazonal mostrou que os modelos acoplados e atmosféricos representam de forma coerente as observações dos principais mecanismos precipitantes da América do Sul (ZCAS, ZCIT, Altas Subtropicais do Atlântico e do Pacífico, sistemas transientes em latitudes subtropicais-extratropicais). Entretanto, ainda apresentam erros na intensidade da chuva especialmente das zonas de convergências. Na ZCIT os modelos atmosféricos simulam no oceano Atlântico quebras da ZCIT com regiões de superestimativa e subestimativa no sentido leste-oeste que acarretam em erros no posicionamento desta zona de convergência. Este tipo de erro não ocorre nos modelos acoplados, ou seja, nestes modelos nota-se superestimativa da intensidade da chuva na ZCIT do Atlântico. Por outro lado, os modelos acoplados simulam a presença da dupla ZCIT sobre o oceano Pacífico, característica comum entre muitos modelos globais, o que não ocorre nos atmosféricos.

Apesar destes erros os modelos acoplados aproximam-se mais das observações do que os atmosféricos na simulação do deslocamento norte-sul, a intensidade e a banda longitudinal

da chuva sobre o Atlântico equatorial da ZCIT. Em relação às observações, nos modelos acoplados o aumento da resolução horizontal contribui para diminuir o bias úmido nas quatro estações do ano na região da ZCIT, assim como seu deslocamento norte-sul ao longo do ano aproxima-se mais do observado. Os modelos acoplados também simulam melhor do que os atmosféricos a localização e intensidade da ZCAS, bem como as Altas Subtropicais do Pacífico e do Atlântico. O aumento da resolução também aproximou as simulações às observações quando analisado em relação à intensidade e localização da ZCAS, principalmente durante o verão. A maior aproximação entre as características sazonais da precipitação na AS simuladas pelos modelos acoplados e a observação indica que o aumento da resolução e o acoplamento oceano-atmosfera implica em melhorias importantes na simulação de precipitação na região. No entanto, apenas o aumento da resolução não mostra-se suficiente para representar corretamente todos os padrões sazonais visto que o HiGEM, em alguns casos como, por exemplo, no ramo oceânico da ZCAS, apresenta maiores superestimativas de chuva que nas simulações acopladas com resolução horizontal mais grosseira.

Na validação do ciclo anual os modelos globais acoplados e atmosféricos com a média das observações, na maioria das regiões, as simulações apresentam a mesma fase (estação seca e chuvosa) e amplitude das observações. Sobre a região da Amazônia o destaque, especialmente nos modelos acoplados, é a correção de um problema comum dentre os modelos climáticos que tendem a produzir chuva em resposta ao ciclo semianual da forçante solar, gerando assim um ciclo semianual (dois máximos ao longo do ano) de precipitação. Além disso, nesta região o melhor desempenho das simulações de maior resolução em representar o ciclo anual da chuva evidencia a importância e o impacto positivo do aumento da resolução horizontal para a precipitação no setor tropical continental da AS. Os modelos apresentaram bias úmido inferior a 1 mm/dia, especialmente na estação chuvosa, da parte centro-leste da AS erros estes que não seriam explicados apenas pela TSM, visto que ocorrem tanto nos acoplados como nos atmosféricos. Provavelmente estes erros estão relacionados aos processos físicos de pequena escala que ainda não estão sendo completamente resolvidos nestes modelos globais, como por exemplo, a parametrização da convecção. O aumento da resolução horizontal na grande maioria dos subdomínios analisados impactou positivamente as simulações, diminuindo o bias tanto de precipitação como de temperatura em relação às observações. Nas regiões sobre o oceano os modelos acoplados aproximam-se mais das observações do que os modelos atmosféricos na simulação do ciclo anual da precipitação, ou

em alguns casos como, por exemplo, na costa da Argentina são semelhantes. Os menores erros no ciclo anual da precipitação sobre o oceano ocorrem nos modelos acoplados nas regiões do Niño (Niño3.4, Niño1+2), com os erros de fase diminuindo consideravelmente. Sobre as regiões continentais da AS na maioria dos casos os modelos acoplados e atmosféricos permaneceram mais úmidos do que as observações, e embora em fase o período úmido nos modelos atmosféricos apresenta menor bias em relação ao observado, enquanto no período seco os menores biases ocorrem nos modelos acoplados. Para temperatura do ar, os erros dos modelos acoplados e atmosféricos analisados são pequenos sobre a AS e inferiores aos reportados em outros modelos globais atmosféricos de alta resolução horizontal por Blasquez e Nuñez (2012). Isto indica que o aumento da resolução horizontal é importante para a simulação da TSM e conseqüentemente da temperatura e precipitação, no entanto as parametrizações físicas dos modelos também são de grande importância afetando diretamente as simulações.

Os eventos extremos nas escalas interanual (IA) e intrasazonal (IS) referentes aos percentis de 10% e 90% das simulações acopladas e atmosféricas foram analisados em quatro subdomínios da AS. Nas escalas IA e IS os resultados apontam que os modelos globais simulam de forma satisfatória os eventos extremos de precipitação e temperatura nos subdomínios analisados, apesar de apresentar ainda algumas diferenças nos limiares destes eventos. As simulações acopladas intensificam o impacto do ENOS nas regiões da Amazônia e sudeste da AS, as quais sofrem influência direta do ENOS e conseqüentemente da TSM. Esta maior intensidade do sinal interanual também ocorre no nordeste da AS, no entanto com menor magnitude do que nestas duas regiões. Os modelos acoplados se destacam por apresentarem amplitude da escala IA semelhante às observações, no entanto ao aumentar a resolução horizontal estes modelos (HiGEM) intensificam o sinal dos eventos extremos. Este resultado está de acordo com os resultados da climatologia sazonal, que indicam que o aumento da resolução intensifica o bias úmido das simulações, principalmente sobre as zonas de convergência, como a ZCAS no sudeste da AS e a ZCPS no Pacífico Sul. Os padrões espaciais, tanto da escala IA como da IS, dos dois percentis analisados (10% e 90%) são, em geral, muito semelhante ao das observações tanto nos modelos acoplados como nos atmosféricos. Os limiares dos extremos nas escalas IA e IS dos modelos globais também mostram similaridades entre as simulações e as observações, na grande maioria dos casos, tanto no percentil de 10% como no de 90%. Os modelos acoplados e atmosféricos são similares em relação aos limiares dos eventos extremos, concluindo-se que ambos os grupos



representam a influência tanto da escala IA como da IS nas regiões da AS analisadas. Os modelos acoplados de maior resolução amplificam na escala IS o sinal dos eventos extremos nas regiões das zonas de convergência ZCAS, ZCIT e ZCPS, assim como ocorreu na análise da climatologia de ambas as simulações.

A análise do ciclo diurno da precipitação realizada com os modelos com 135 e 90 km de resolução horizontal mostrou que, tanto as simulações acopladas como as atmosféricas, simulam a marcha diurna da chuva semelhante à estimativa de chuva do TRMM-PR na grande maioria das regiões analisadas durante as quatro estações do ano. Entretanto, tanto os modelos acoplados como os atmosféricos, ainda apresentam erros no horário do máximo de chuva em algumas regiões da AS, como por exemplo, na faixa equatorial durante o inverno. Além disso, quando as observações indicam a existência de um pico secundário de chuva os modelos globais não o simulam corretamente na maioria dos casos. O ciclo diurno da precipitação das simulações acopladas e atmosféricas é semelhante sobre a AS durante as quatro estações, e em muitos casos, como por exemplo, as regiões subtropicais, não se identifica qual grupo possui ciclo diurno mais próximo das observações. No entanto em algumas regiões nota-se forte impacto do acoplamento oceano-atmosfera no ciclo diurno da precipitação. Na região equatorial (entre 5N-5S) da AS no verão e no outono os modelos atmosféricos apresentaram a marcha diária da chuva mais próxima à observada. Em contrapartida do setor tropical (entre 5S-15 Sul) os modelos acoplados, apesar de intensificarem a chuva em alguns casos, simulam chuva diária mais próxima daquela observada.. Os maiores erros dos modelos globais em simular os máximos de chuva ocorrem sobre a faixa extratropical da AS nas quatro estações do ano, tanto em relação a intensidade da chuva ao longo do dia como na defasagem do máximo de chuva. Estes erros aumentam com o aumento da resolução horizontal. A chuva na faixa extratropical da AS é proveniente de sistemas de escala sinótica, como por exemplo as frentes frias e ciclones extratropicais, e também de sistemas de mesoescala, como os CCMs, logo os erros indicam que o aumento da resolução não mostra-se suficiente para a correta representação da marcha diurna da chuva associada à estes sistemas. Apesar dos erros ainda presentes nas simulações, de forma geral e na grande maioria das regiões analisados, estes modelos globais ciclo diurno semelhante ao do TRMM-PR corrigindo principalmente erro de intensidade e compensação comuns tanto em modelos globais como regionais. O aumento da resolução neste caso não afeta de forma representativa as simulações, gerando um leve aumento no bias nas simulações. Entretanto vale ressaltar que foram analisadas apenas as simulações com 135 e 90 km o que limita a

análise mais profunda do impacto da resolução horizontal. Do ponto de vista observacional, o TRMM-PR indica que sobre o norte da Argentina, Paraguai e parte do sul do Brasil, a chuva noturna é uma característica presente em todas as estações do ano e não somente do verão e que normalmente é atribuída aos sistemas de mesoescala. Esta constatação sugere a necessidade de aprofundar o estudo dos mecanismos e sistemas responsáveis pelo máximo noturno de chuva nesta área.

## **7.2 Sugestão para Trabalhos Futuros**

A análise dos eventos extremos mostrou que os modelos representam de forma coerente com as observações tanto os eventos secos como os chuvosos, mas apresentam problemas de intensidade que são em geral atribuídos à TSM. Portanto, como sugestão para aprofundar o entendimento da relação direta TSM-chuva seria importante analisar a variabilidade IA e IS da TSM dos modelos acoplados e atmosféricos, bem como sua correlação com os extremos de precipitação.

O padrão do ciclo diurno da precipitação dos modelos acoplados e atmosféricos também mostra muitas semelhanças com o observado sobre a AS, no entanto principalmente no horário de máximo os modelos apresentam problemas na intensidade da chuva. Estes erros persistem mesmo com o aumento da resolução indicando que os modelos precisam de ajustes em suas parametrizações úmidas. Portanto, sugere-se que seja feita uma análise individual dos mecanismos precipitante nestas regiões para entender em qual e se os modelos apresentam erros nas simulações de sistemas como ciclones, frentes frias, CCMs, etc.. Com isso obter o entendimento das falhas e acertos nos processos úmidos destas simulações. Além disso, analisar o ciclo diurno nas simulações com maior resolução horizontal (60 km) ou até mesmo simulações com resolução horizontal maior do que as analisadas no presente estudo.



## CAPITULO 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBRIZZI, T., HOSKINS, B.J.; HSU, H.H. Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter. *J. Atmos. Sci.*, v.52, p. 3661-3672, 1995.

ANGELIS, C.F, MACHADO, L.A.T. Determinação de áreas de semelhante comportamento pluviométrico a partir de um ano de dados de precipitação. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13, 2004, Fortaleza, CE. Anais: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD ROOM.

BERLATO, M.A.; FONTANA, D.C. El Niño e La Nina: impactos no clima, na vegetação e na agricultura do Rio Grande do Sul; aplicações de previsões climáticas na agricultura. 1ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2003.

BETTS, A.K.; JAKOB, C. Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics, and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data, *J. Geophys. Res.*, 107(D20), 8045, doi:10.1029/2001JD000427, 2002.

BIASUTTI, M.; YUTER, S.A.; BURLEYSON, C.D.; SOBEL, A.H. Very high resolution rainfall patterns measured by TRMM precipitation radar: seasonal and diurnal cycles. *Climate Dynamics*, doi:10.1007/s00382-011-1146-6, 2011.

BIASUTTI, M.; SOBEL, A.H.; KUSHNIR, Y. AGCM Precipitation Biases in the Tropical Atlantic. *J. Climate*, v.19, 935–958, 2006.

BLÁZQUEZ, J.; NUÑEZ, M.N. Performance of a high resolution global model over southern South America. *Journal of Climate*, v.33, n.4, p.904-919, 2012.

BOMBARDI, R.J.; CARVALHO, L.M.V. Variabilidade do regime de monções sobre o Brasil: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO<sub>2</sub> usando o modelo MIROC. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.23, n.1, 2008.

BONAN, G.B.; OLESON, K.W.; VERTENSTEIN, M.; LEVIS, S.; ZENG, X.; DAI, Y.; DICKINSON, R.E.; YANG, Z.L. The land surface climatology of the community land model coupled to the NCAR community climate model. *Journal of Climate*, 15:3123–3149, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<3123:TLSCOT>2.0.CO;2, 2002.

BRANKOVIC, C.; MOLTENI, F. Sensitivity of the ECMWF model northern winter climate to model formulation. *Climate Dynamics*, 13, 75-101, DOI: 10.1007/s003820050154, 1997

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*, v. 15, p. 2377-2394, 2002.

CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: persistence, intensity, form, extreme precipitation and relationships with intraseasonal activity. *Journal of Climate*, v. 17, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I. F. de A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. da S. *Tempo e Clima no Brasil*. [S.l.]: Oficina de Textos, 2009.

CAVALCANTI, I.F.A.; MARENGO, J.A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; TROSNIKOV, I.; PAULO BONATTI, J.; MANZI, A.O.; TARASOVA, T.; PEZZI, L.P.; D'ALMEIDA, C.; SAMPAIO, G.; CASTRO, C.C.; SANCHES, M.S.; CAMARGO, H. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. *J. Climate*, v.15, 2965–2988, 2002.

CHAN, S.; BEHERA, S.; YAMAGATA, T. Indian Ocean dipole influence on South American rainfall. *Geophys Res Lett* 35(14):L14S12, 2008.

CHAO, W.C. Correction of Excessive Precipitation over Steep and High Mountains in a GCM. *J. Atmos. Sci.*, 69, 1547–1561. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-11-0216.1>, 2012.

CHEN M.; SHI W.; XIE P.; SILVA V.B.S.; KOUSKY V.E.; HIGGINS R.W.; JANOWIAK J.E. Assessing objective techniques for gauge-based analyses of global daily precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 113, D04110, doi:10.1029/2007JD009132, 2008.

CHU, P. A contribution to the upper-air climatology of tropical South America. *Journal of climatology*, v. 5, n. 4, p. 403-416, July-Aug. 1985.

COHEN, J.C.P.; DIAS, A.F.S.M.; NOBRE, C.A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study, *Mon. Weather Rev.*, 123, 3163–3174, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<3163: ECAWAS>2.0.CO2, 1995.

CONFORTE, J.C. Um estudo de complexos convectivos de mesoescala sobre a América do Sul. Tese (Doutorado)-INPE, São José dos Campos, 1997.

COTTON, W. Storm and cloud dynamics. [S.l.]: Academic press, 2010.

COX, P. M.; BETTS, R.A.; BUNTON, C.B.; ESSERY, R.L.H.; ROWNTREE, P.R.; SMITH, J. The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Climate Dyn.*, 15, 183–203, 1999.

CUSTÓDIO, M. S.; DA ROCHA, R. P.; VIDALE, P. L. Analysis of Precipitation Climatology Simulated by High Resolution Coupled Global Models over the South America. *Hydrological Research Letters* 6, 92–97 (2012), doi: 10.3178/HRL.6.92.

ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and Summer climatology assessment over South America: an evaluation of RegCM3 simulations. In: *Journal of climate*, 2009.

DA SILVA, G.A.M.; DRUMOND, A.; AMBRIZZI, T. The impact of El Niño on South American summer climate during different phases of the Pacific Decadal Oscillation, *Theoretical and Applied Climatology*, Volume 106, Issue 3-4, pp. 307-319, 2011.

DAI, A.; TRENBERTH, K.E. The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *Journal of Climate*, v.17, n.5, p.930-951, 2004.

DAWSON, A.; MATTHEWS, A.J.; STEVENS, D.P.; ROBERTS, M.J.; VIDALE, P.L. Importance of oceanic resolution and mean state on the extratropical response to El Niño in a matrix of coupled models. *Climate Dynamics*, [doi:10.1007/s00382-012-1518-6], 2012.

- DEE, D.P., com 35 co-autores. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597 (DOI: 10.1002/qj.828), 2011.
- DRUMOND, A.R.M.; AMBRIZZI, T. The role of SST on the South American atmospheric circulation during January, February and March 2001. *Climate Dyn* 24:781–791, 2005.
- FERREIRA, N. S. A Zona de Convergência Intertropical. In: *Climanálise Especial – Edição comemorativa de 10 anos. MCT/INPE/CPTEC, Cap. 15, 1996.*
- FIGUEROA, S. N., NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, v.5, n. 6, p. 36-45, 1990.
- GAN, M.A.; KOUSKY, V.E. Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera no Oceano Atlântico Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, n.1, p.19-28, 1986.
- GAN, M. A.; RAO, B.V. Surface cyclogenesis over South America. *Monthly. Weather Review.*, 119, 293-302, doi: [10.1175/1520-0493\(1991\)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1991)119<1293:SCOSA>2.0.CO;2), 1991.
- GANDU A.D.; SILVA DIAS P.L. Impact of tropical heat sources on the South America tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal of Geophysical Research*, 103, 6001-6015, doi:10.1029/97JD03114, 1998.
- GARREAUD, R. D.; WALLACE, J. M. The Diurnal of Convective Cloudiness over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 3157-3171, 1997.
- GIORGI, F., JONES, C.; ASRAR, G.R. Addressing climate information needs at the regional level: The CORDEX framework. *WMO Bull.*, 58, 175–183, 2009.
- GIORGI, F.; MEARNS, L. O. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J. Geophys. Res.*, 104, 6335-6352, 1999.
- GRIMM, A.M. The El Niño impact on the summer monsoon system in Brazil: regional process versus remote influences. *Journal of Climate*, v.16, p.263-280, 2003.
- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P.L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of Atmospheric Sciences*, v.52, p. 3538-3555, 1995.
- GUTMAN, G.J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for development of high pressure system over the subtropical Andes in the summer. In: *Meteorol. Rundschau*, v.18, n. 3, p.69-75, 1965.
- HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in north-east Brazil. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, v.103, n.435, p.77-92, 1977.
- HOREL, J.; HAHMANN, A.; GEISLER, J. An investigation of the annual cycle of the convective activity over the tropical Americas. In: *Journal of Climate*, v.2, n.11, p.1388-1403, 1989.
- HURRELL, J. W., HACK, J.J.; BOVILLE, B.A.; WILLIANSON, D.L.; KIEHL, J.T. The dynamical simulation of the NCAR Community Climate Model Version 3 (CCM3). *J. Climate*, 11, 1207–1236, 1998.

IPCC, 2001. CLIMATE CHANGE 2001 (3 vols). United Nations Intergovernmental Panel in Climate Change. Cambridge University Press, UK. (available from [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)).

IPCC. CLIMATE CHANGE 2007. The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, HOUGHTON, JT, (Ed.), Cambridge University Press, 2007.

JOHNS, T. C., e COAUTHORS. The New Hadley Centre Climate Model (HadGEM1): Evaluation of coupled simulations. *J. Climate*, 19, 1327–1353, 2006.

JUNG, T.; GULEV, S. K.; RUDEVA, I.; SOLOVIOV, V. Sensitivity of extratropical cyclone characteristics to horizontal resolution in the ECMWF model. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v.132,n.619, p.1839-1857, 2006.

KALNAY, E., e co-autores, The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471, 1996.

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

KOUSKY, E.V. Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil. *Mon. Weather Rev.*, 108, 488-498, 1980.

KOUSKY, V.E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. *Rev Bras Meteor* 3:217–231, 1988.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIU, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 15, 809 – 817, doi:10.1175/1520-0426(1998)015 <0809:TTRMMT>2.0.CO;2, 1998.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. Summertime precipitation variability in South America: role of large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, v.127, p.409-443, 1984.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 54, p. 656-678, 1997.

LIANG, X. Z.; LI, L.; DAI, A.; KUNKEL, K. E. Regional climate model simulation of summer precipitation diurnal cycle over the United States. *Geophysical Research Letters*, v.31, L24208, 2004.

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v.12, p.1877-1891, 1999.

LIN, X.; RANDALL, D.A.; FOWLER, L.D. Diurnal variability of the hydrologic cycle and radiative fluxes: Comparisons between observations and a GCM, *J. Clim.*, 13, 4159 – 4179, doi:10.1175/1520-0442 (2000)013<4159:DVOTHC>2.0.CO;2, 2000.

MA, H.Y.; MECHOSO, R. Submonthly variability in the South American monsoon system, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 85A, 381– 401, 2007.

- MA, C.C.; MECHOSO, C.R.; ROBERTSON, A.W.; Arakawa, A. Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean–atmosphere GCM study. *J. Climate*, 9, 1635–1645, 1996.
- MA, H.Y.; MECHOSO, R. Submonthly variability in the South American monsoon system, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 85A, 381– 401, 2007.
- MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. *Monthly Weather Review*, v. 132, p. 714-725, 2004.
- MCLAREN, A. J., E Co-autores. Evaluation of the sea ice simulation in a new coupled atmosphere-ocean climate model (HadGEM1). *J. Geophys. Res.*, 111, C12014, doi:10.1029/2005JC003033, 2006.
- MADDEN, R.A.; JULIAN, P.R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation: a review. *Monthly Weather Review*, 122, 814-837, 1994.
- MADDOX, R.A. Mesoscale convective complexes. In: *Bulletin of American Meteorological Society*, v.61, p.1374-1387, 1980.
- MAGANA, V.; AMBRIZZI, T. Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera*, 18, 4, 2005.
- MARENGO, J.A.; CAVALCANTI, I.F.A.; STYAMURTY, P.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C.A.; BONATI, J.P.; CAMARGO, H.; SAMPAIO, G.; SANCHES, M.B.; MANZI, A.O.; CASTRO, C.A.C.; D'ALMEIDA, C.D.; PEZZI, L.P.; CANDIDO, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. *Climate Dynamics*, v21, 459-475, doi 10.1007/s00382-003-0346-0, 2003.
- MARTIN, G. M.; RINGER, M.A.; POPE, V.D.; A. JONES, A.; DEARDEN, C.; HINTON, T.J.; The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: Model description and global climatology. *J. Climate*, 19, 1274–1301, 2006.
- MEARNS, L. O.; GIORGI, F., MCDANIEL, L.; SHIELDS, C. Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climates model: comparison with observations and doubled CO<sub>2</sub> results. *Global Planet Change*, v.10, p.55-98, 1995.
- MITCHELL, T. D.; JONES, P.D. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated highresolution grids, *Int. J. Climatol.*, 25, 693–712, doi:10.1002/joc.1181, 2005.
- MOURA, A.D.; HASTENRATH, S. Climate prediction for Brazils Nordeste: Performance of empirical and numerical modeling methods. *Journal of Climate*, v.17, n.13, p.2667-2672, 2004.
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, v.38, n. 12, p. 2653-2675, 1981.



- MUZA, M.N.; CARVALHO, L.M.V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Intraseasonal and Interannual Variability of Extreme Dry and Wet Events over Southeastern South America and the Subtropical Atlantic during Austral Summer. *Journal of Climate*, v.22, 1682–1699, 2009.
- NEGRI, A. J.; BELL, T.L.; XU, L. Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 19, 1333–1344, doi:10.1175/1520-0426(2002)019<1333:SOTDCO>2.0.CO;2, 2002.
- NESBITT, S. W.; ZISPER, E. J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *Journal of Climate*, v.16, p.1456-1475, 2003.
- NICOLINI, M.; SAULO, A.C. Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997– 1998 warm season, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 94, 129– 143, doi:10.1007/s00703-006-0186-7, 2006.
- NIKULIN, G.; JONES, C.; SAMUELSSON, P.; GIORGI, F.; SYLLA, M.B.; ASRAR, G.; BÜCHNER, M.; CEREZO-MOTA, R.; CHRISTENSEN, O.B.; DEQUÈ, M.; FERNÁNDEZ, J.; HÄNSLER, A.; VAN MEIJGAARD, E., SUSHAMA, L. Precipitation Climatology in an Ensemble of CORDEX-Africa Regional Climate Simulations, *Journal of Climate*, v.25, p.6057-6078, 2012.
- NISHIZAWA, T.; TANAKA M. The annual changes in the tropospheric circulation and rainfall in South America. *Archives of Meteorological Geophysical and Bioclimatology*, v. 33B, n. 1-2, p. 107-126, 1983.
- NOAA. Geophysical fluid dynamics laboratory: Glossary Page. Disponível em: <http://data1.gfdl.noaa.gov/nomads/forms/deccen/glossary/glossary.html>. Acesso em:26/06/12.
- NOBRE, P.; MALAGUTTI, E.M. O ciclo diurno da precipitação no modelo climático do CPTEC. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 13, 2004, Fortaleza, CE. Anais: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, CD ROOM.
- NOBRE, P.; MOURA, A.D.; SUN, L. Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Nordeste Brazil with WCHM3 and NCEP's regional spectral models at IRI. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, n.82, p.2787-2796, 2001.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v.9, p.2464-2479, 1996.
- OLIVEIRA, G.S. de. O El Nino e Você: O fenômeno climático. 1.ed. São José dos Campos, SP: TRANSTEC, 116p, 1999.
- PIKE, A.C. Intertropical Convergence Zone studied with an interacting atmosphere and ocean model. *Monthly Weather Review*. V.99, n.6, p.469-477, 1971.
- POPE, V. D.; STRATTON, R.A. The processes governing horizontal resolution sensitivity in a climate model. *Climate Dynamics*, v.19, n.3-4, p.211-236, 2002.
- QUARTLY, G. D.; E. A. KYTE; M. A. SROKOSZ; M. N. TSIMPLIS, 2007: An intercomparison of global oceanic precipitation climatologies. *J. Geophys. Reser.*, **112**, D10121, 2007.

RANDALL, D.A.; D.-M. PAN, D-M. Implementation of the Arakawa–Schubert cumulus parameterization with a prognostic closure. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 46, 137–144, 1993.

RAUSCHER, S.A.; SETH, A.; LIEBMANN, B.; QIAN, J. A.; CAMARGO, S. J. Regional Climate Model–Simulated Timing and Character of Seasonal Rains in South America. *Monthly Weather Review*. v.35, n.7, 2007.

REBOITA, M. S. Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade. Tese de Doutorado em Meteorologia, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas – IAG–USP, 359 pg., 2008.

REBOITA, M.S.; DA ROCHA R.P.; AMBRIZZI, T.; CAETANO, E. An Assessment of the latent and sensible heat flux on the simulated regional climate over Southwestern South Atlantic Ocean. *Climate Dynamics*, v. 34, p. 873-889, doi: 10.1007/s00382-009-0681-x, 2010b.

RINGER, M. A., e Coautores. The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part II: Aspects of variability and regional climate. *J. Climate*, 19, 1302–1326, 2006.

ROBERTS, M.J., ET AL. Impact of Resolution on the Tropical Pacific Circulation in a Matrix of Coupled Models. *Journal of Climate*, v.22, 2541–2556, 2009.

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

SAHA, K. Mean cloud distributions over tropical oceans. *Tellus*, 23 (2): 183-194, 1981.

SAKAMOTO, M. S. Sistemas Convectivos de Mesoescala observados na Região Subtropical da América do Sul durante o SALLJEX. Tese (Doutorado)-Universidade de São Paulo, 2009.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale Convective Systems over Southeastern South America and Their Relationship with the South American Low-Level Jet. *Monthly Weather Review*, v. 135, p. 1290-1309, 2007.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; SILVA DIAS, P.L. South America. In: Karoly, D.J.; .G. Vincent ed. *Meteorology of the South Hemisphere*. Boston. MA.: American Meteorology Society, Cap.3, p.119-140, 1998.

SETH, A.; ROJAS, M. Simulation and sensitivity in a nested modeling system for South America. Part I: Reanalyses boundary forcing. *J Clim* 16:2437–2453, 2003.

SETH, A., RAUSCHER, S.A.; CAMARGO, S.J.; QIAN, J-H.; J. S. Pal, J.S. RegCM3 regional climatologies for South America using reanalysis and ECHAM global model driving fields, *Clim. Dyn.*, 28, 461 – 480, doi:10.1007/s00382-006-0191-z, 2007.

SETH, A.; ROJAS, M.; SARA A. RAUSCHER, S.A. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. *Climatic Change*, 98:3-4, 331, 2010.

SHAFFREY, L.; et al.: UK-HiGEM: The New UK High Resolution Global Environment Model. Model description and basic evaluation. *Journal of Climate*, v.22, 1861–1896, 2009.

- SILVA, J. de F. da. El Niño: O fenômeno climático do século. 1.ed. Brasília: Thesaurus, 139p, 2000.
- SILVA, V. B. S.; KOUSKY, V.E.; SHI, W.; HIGGINS, R.W. An improved historical daily precipitation analysis for Brazil, *J. Hydrometeorol.*, 8, 847– 861, doi:10.1175/JHM598.1, 2007.
- STERN, W.; MIYAKODA, K. Feasibility of seasonal forecasts inferred from multiple GCM simulations. *J. Climate*, 8, 1071– 1085, 1995.
- SLINGO, A.; HODGES, K. I.; ROBINSON, G. J. Simulation of the diurnal cycle in a climate model and its evaluation using data from Meteosat 7. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130 (599). pp. 1449-1467. ISSN 1477-870X, 2004.
- SOLMAN, S.A., e co-autores. Evaluation of an ensemble of regional climate model simulations over South America driven by the ERA-Interim reanalysis: model performance and uncertainties. *Clim. Dyn.*, DOI 10.1007/s00382-013-1667-2, 2012.
- TASCHETTO, A.S.; WAINER, I. Reproducibility of South American precipitation due to subtropical Atlantic SSTs. In: *Journal of Climate*. v.21, n.12, p. 2835-2851, 2008.
- TRENBERTH, K.E; CARON, J.M. The Southern Oscillation Revisited: Sea level pressures, surface temperature and precipitation. *Journal of Climate*, v.13, p.4358-4365, 2000.
- UVO, C. R. B. e NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte I: A Posição da ZCIT no Atlântico Equatorial. *Climanalise*, Vol. 4, número 07, 34 – 40, 1989a.
- UVO, C. R. B. e NOBRE, C. A. A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e a precipitação no norte do Nordeste do Brasil. Parte II: A Influência dos Ventos e TSM do Atlântico Tropical. *Climanalise*, Vol. 4, número 10, 39 – 48, 1989b.
- VASQUES, A. C. Características de precipitação sobre a América do Sul provenientes de diferentes fontes de dados com ênfase no Brasil. 145 p. Dissertação de Mestrado – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.
- VEIGA, J.A.P.; ORSINI, J.A.M.; RAO, V.B. A influência das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico sobre as chuvas de monção da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.17, n.2, p.181-194, 2002.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, T.J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, D.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C.R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P.L.; ZHANGI, C. Toward a unified view of the American Monsoon Systems. *Journal of Climate*, v.19, p.4977-5000, 2006a.
- VERA, C.; SILVESTRI, G.; LIEBMANN, B.; GONZÁLEZ, P. Climate change scenarios for seasonal precipitation in South America from IPCC-AR4 models. In: *Geophysical research letters*, v.33, L13707, 2006b.

VITORINO, M.I. Análise das oscilações intrasazonais sobre a América do Sul e oceanos adjacentes utilizando a análise de ondeletas. Tese (Doutorado)-INPE, São José dos Campos, 2002.

WALISER, D.E.; GAUTIER, C.A. A satellite-derived climatology of the ITCZ. *Journal of climate*, v.6, p-2162-2174, 1993.

WILKS, D. S. *Statistical methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press: New York, 468p, 1995.

XIE P, ARKIN, P. Analysis of global monthly precipitation using gauge observation, satellite estimates and numerical model predictions. *J Clim* 9:840–858, 1996.

YU, J.Y.; MECHOSO, C.R. Links between annual variations of Peruvian stratocumulus clouds and of SST in the eastern equatorial Pacific. *J. Clim.*, v.12, 305-318, 1999.

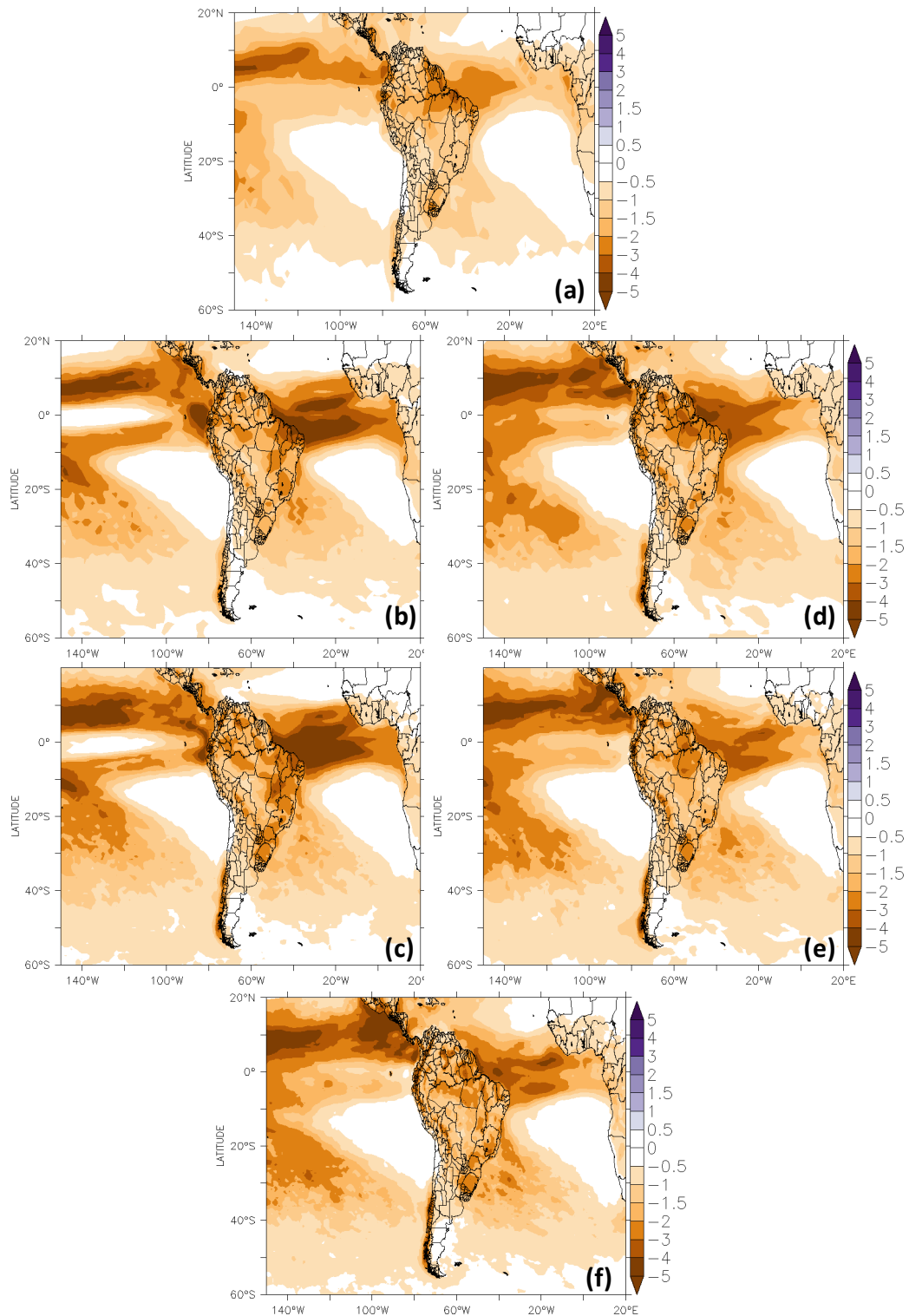
ZHOU, J., LAU, K.-M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? *Journal of Climate*, v. 11, p. 1020 – 1040, 1998.





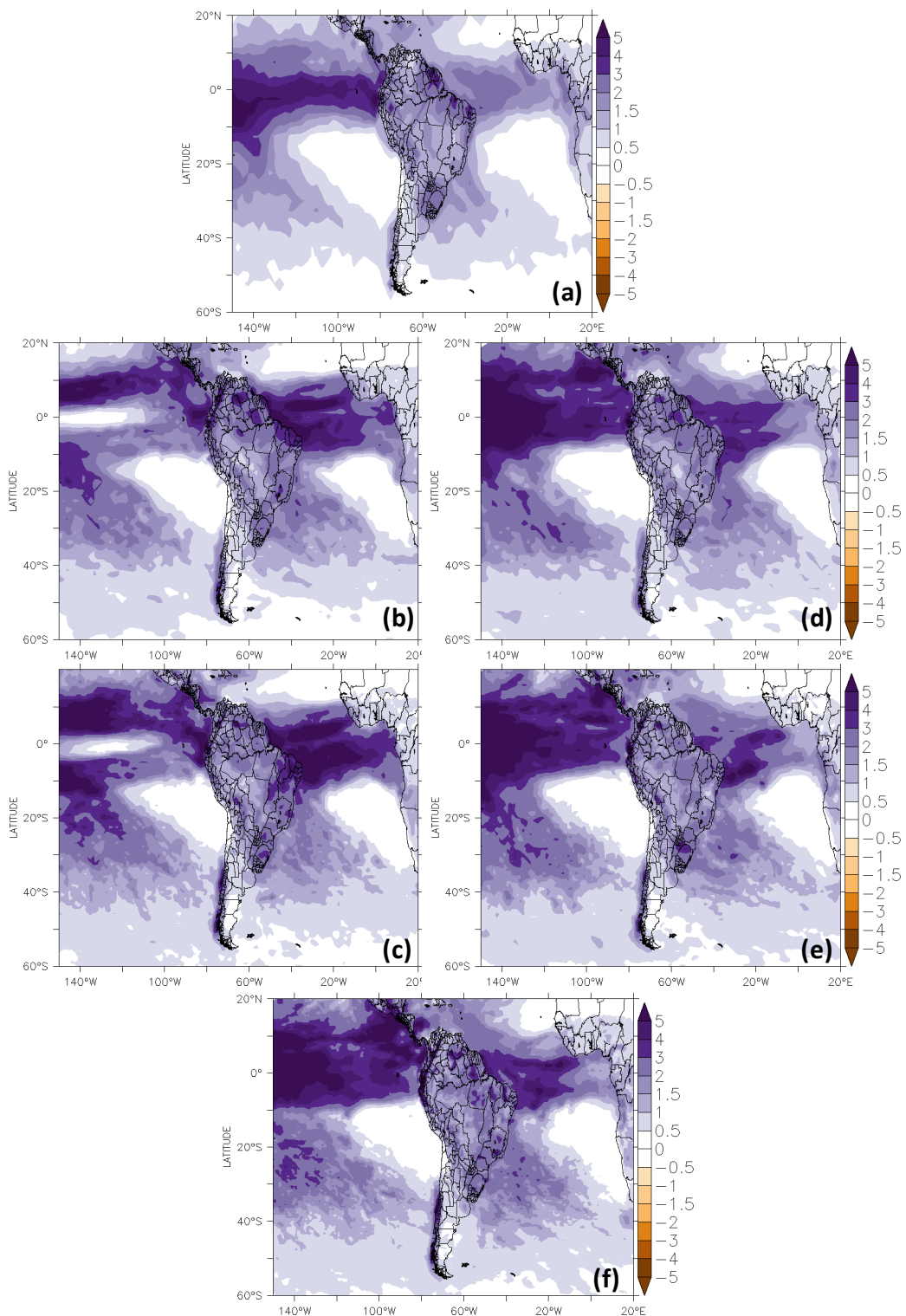
## APÊNDICES

## Apêndice A: Composições dos Eventos Extremos de Precipitação na Escala Interanual

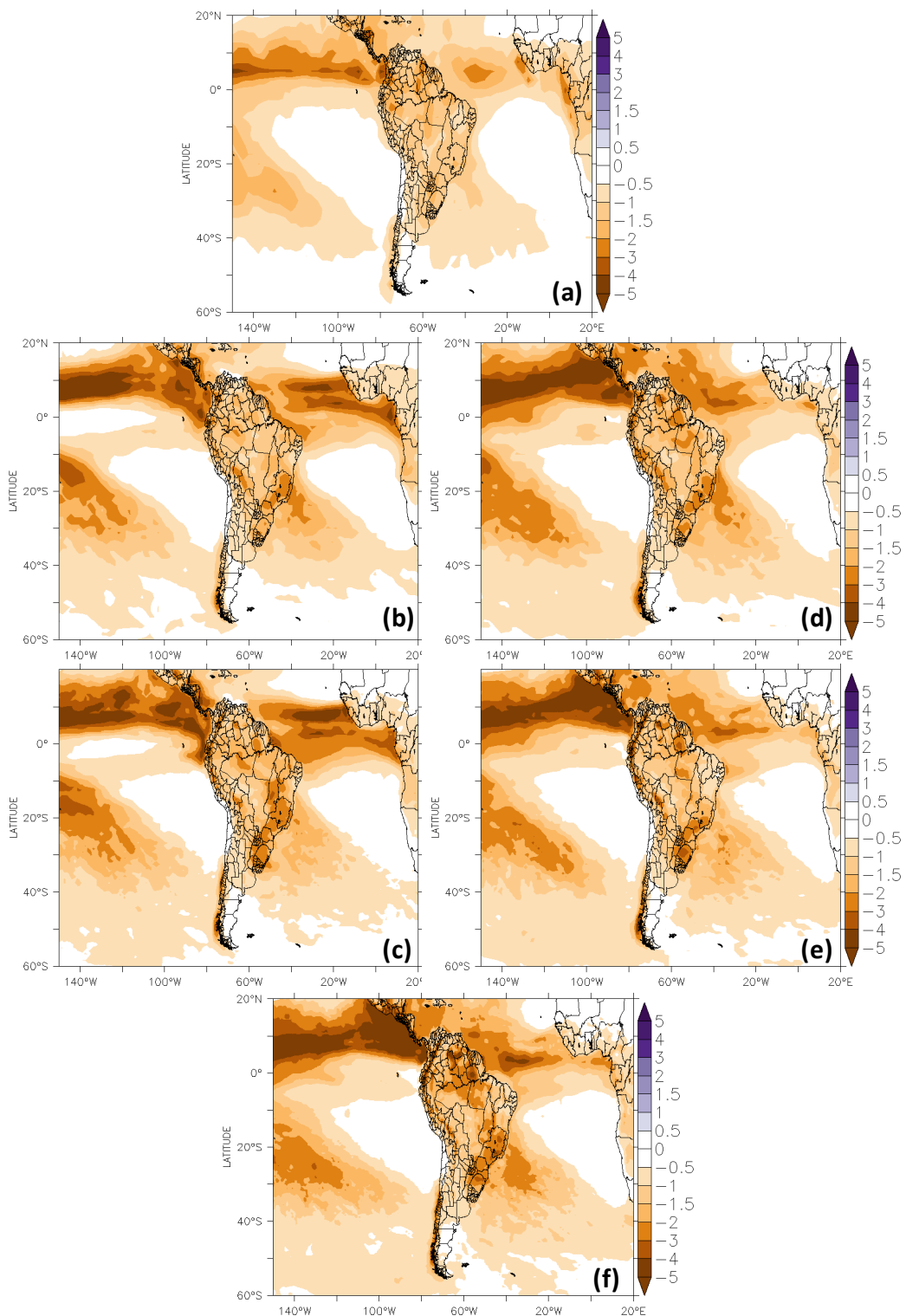


**Apêndice A 1.** Composições dos extremos interanuais no outono dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

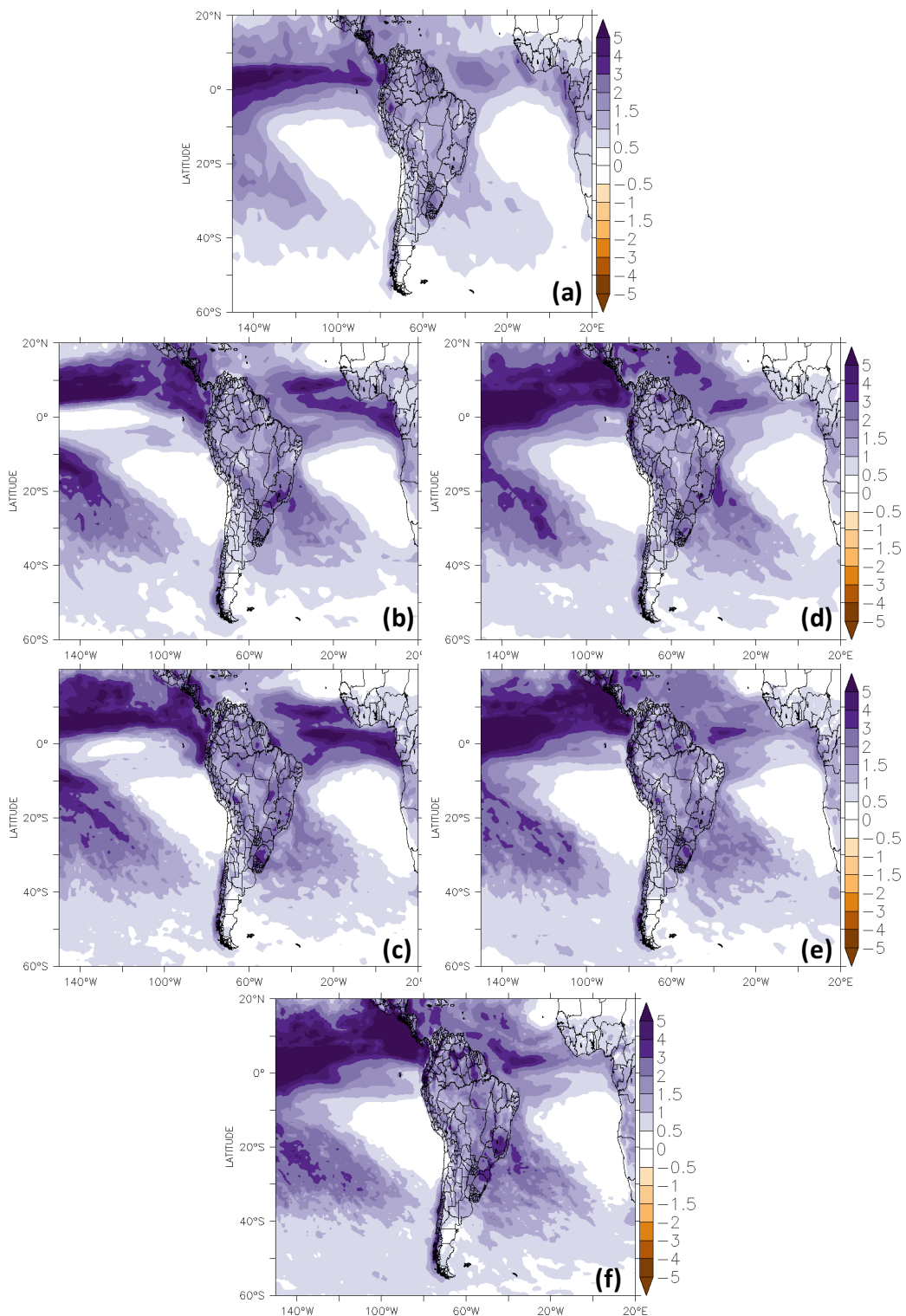




**Apêndice A 2.** Composições dos extremos interanuais no outono dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

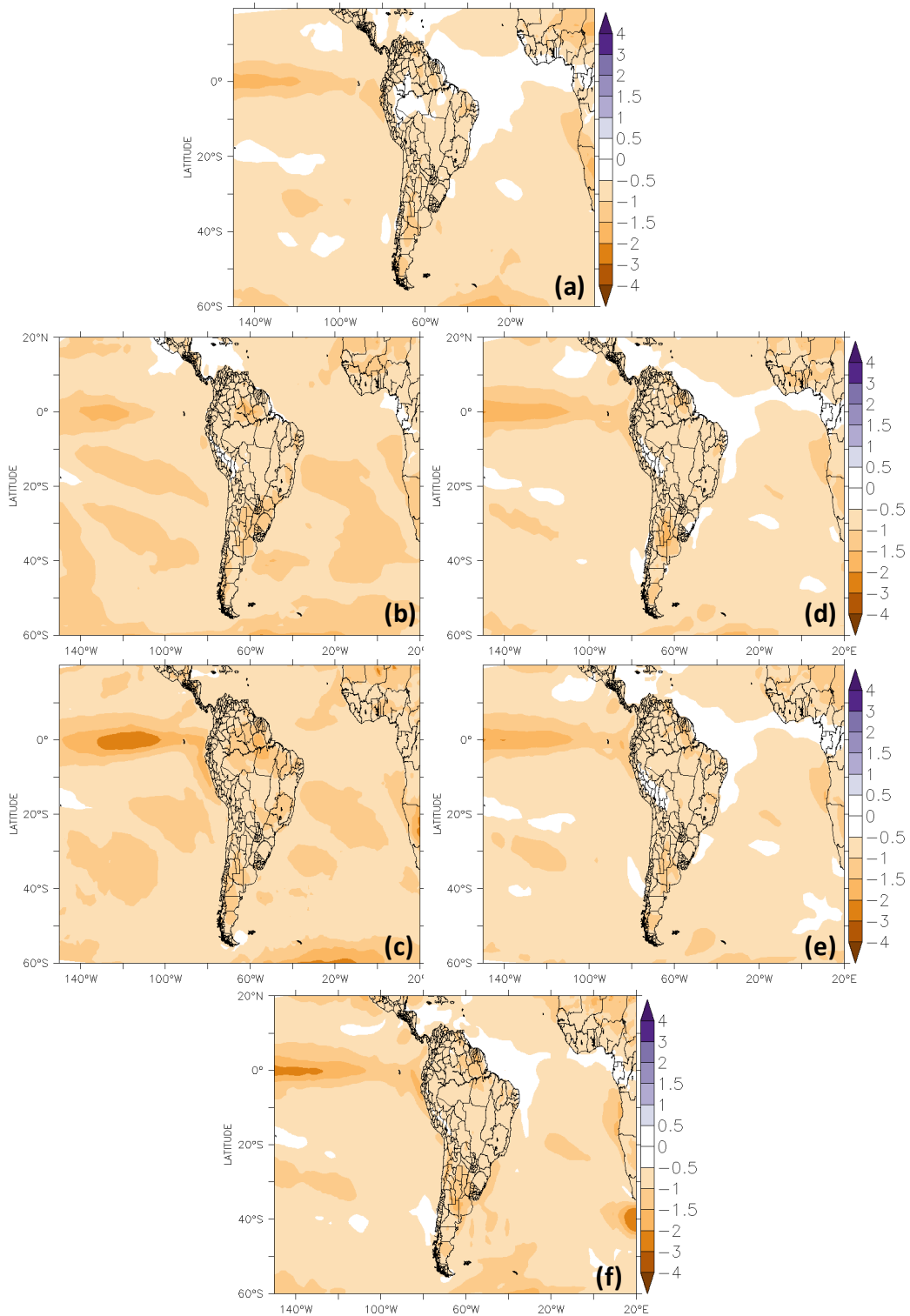


**Apêndice A 3.** Composições dos extremos interanuais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

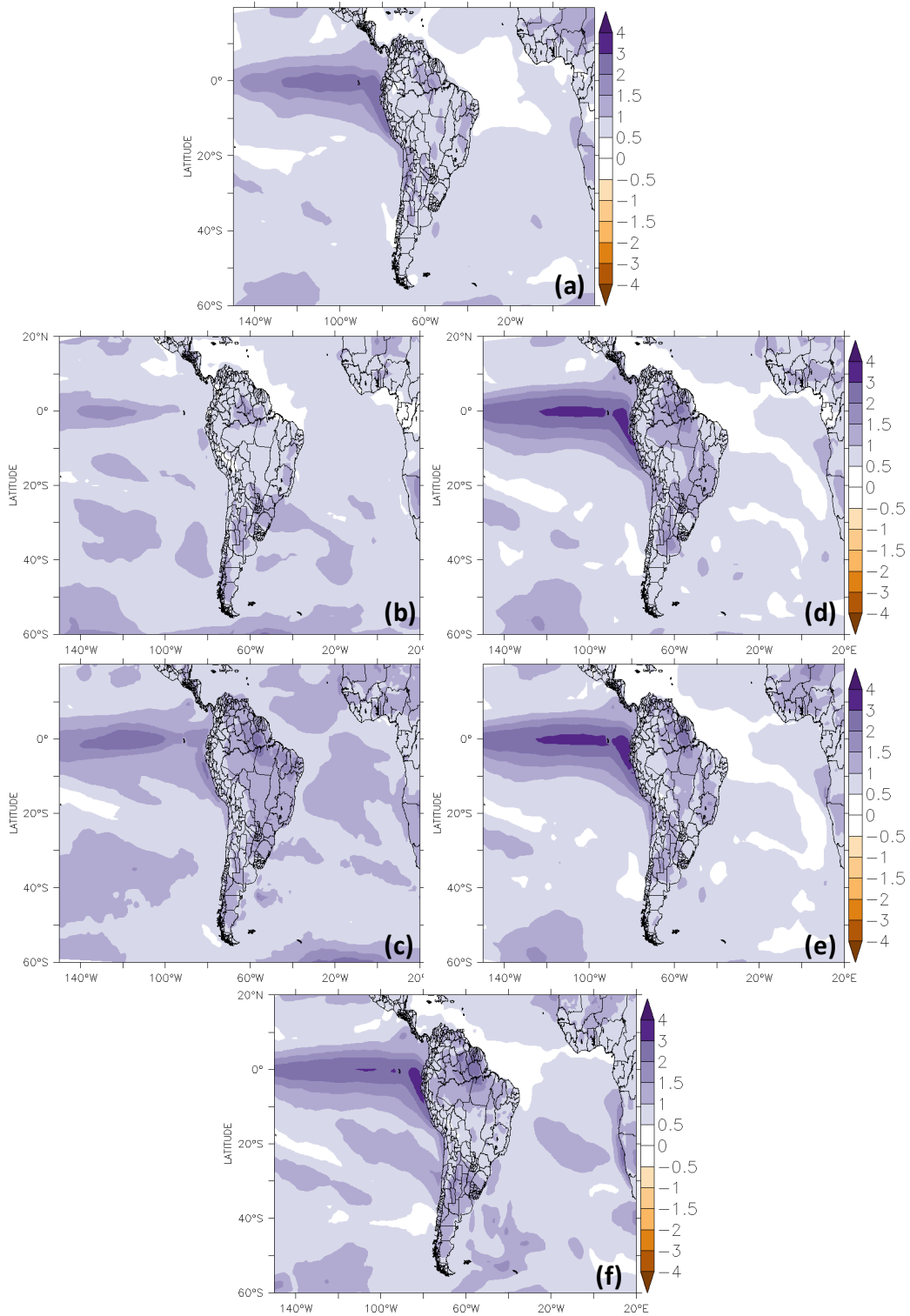


**Apêndice A 4.** Composições dos extremos interanuais na primavera dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o CMAP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

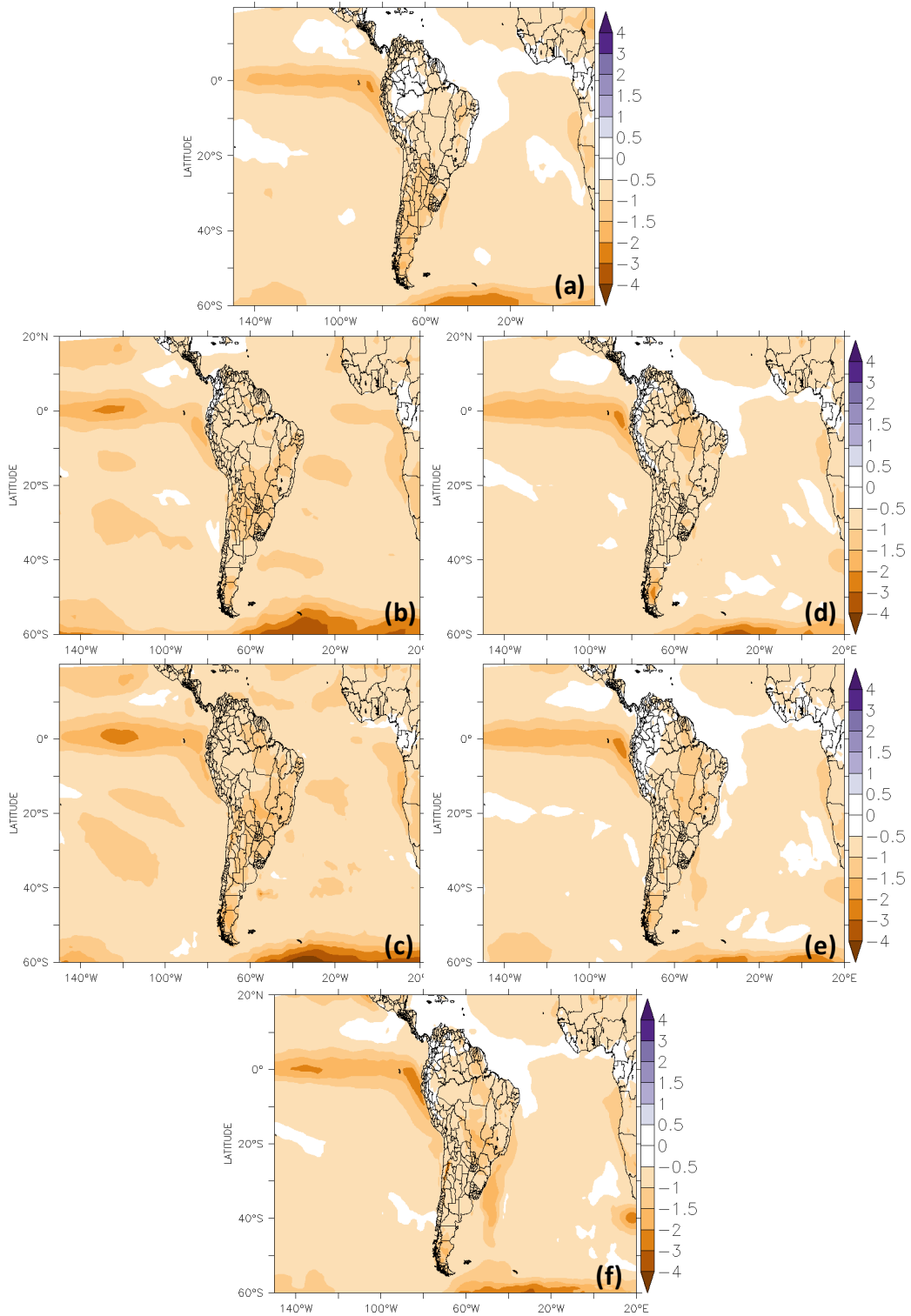
## Apêndice B: Composições dos Eventos Extremos de Temperatura na Escala Interanual



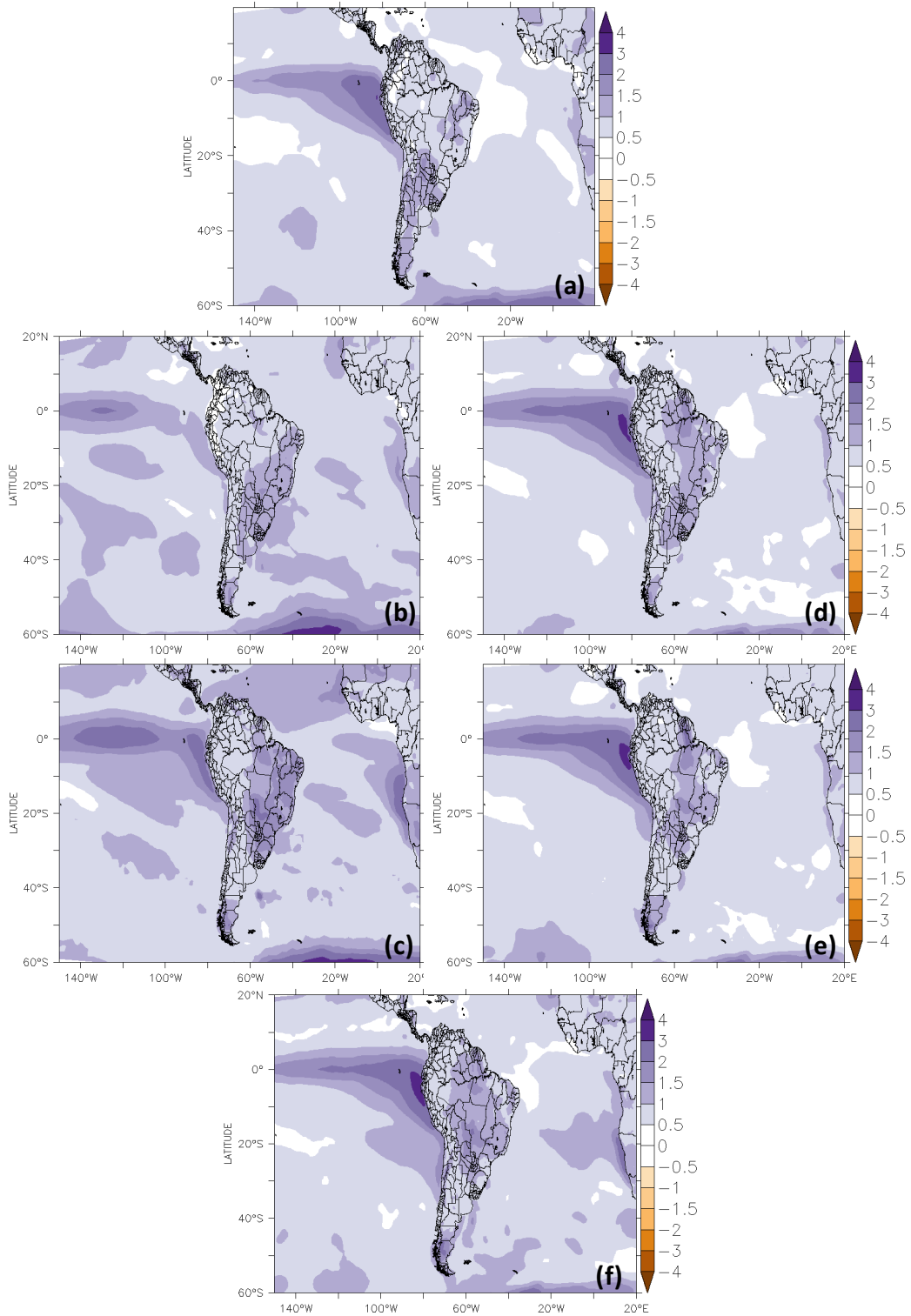
**Apêndice B 1.** Composições dos extremos interanuais no verão dos eventos frios (P10) de temperatura para a ERA-Interim (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Apêndice B 2.** Composições dos extremos interanuais no verão dos eventos quentes (P90) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b) e HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

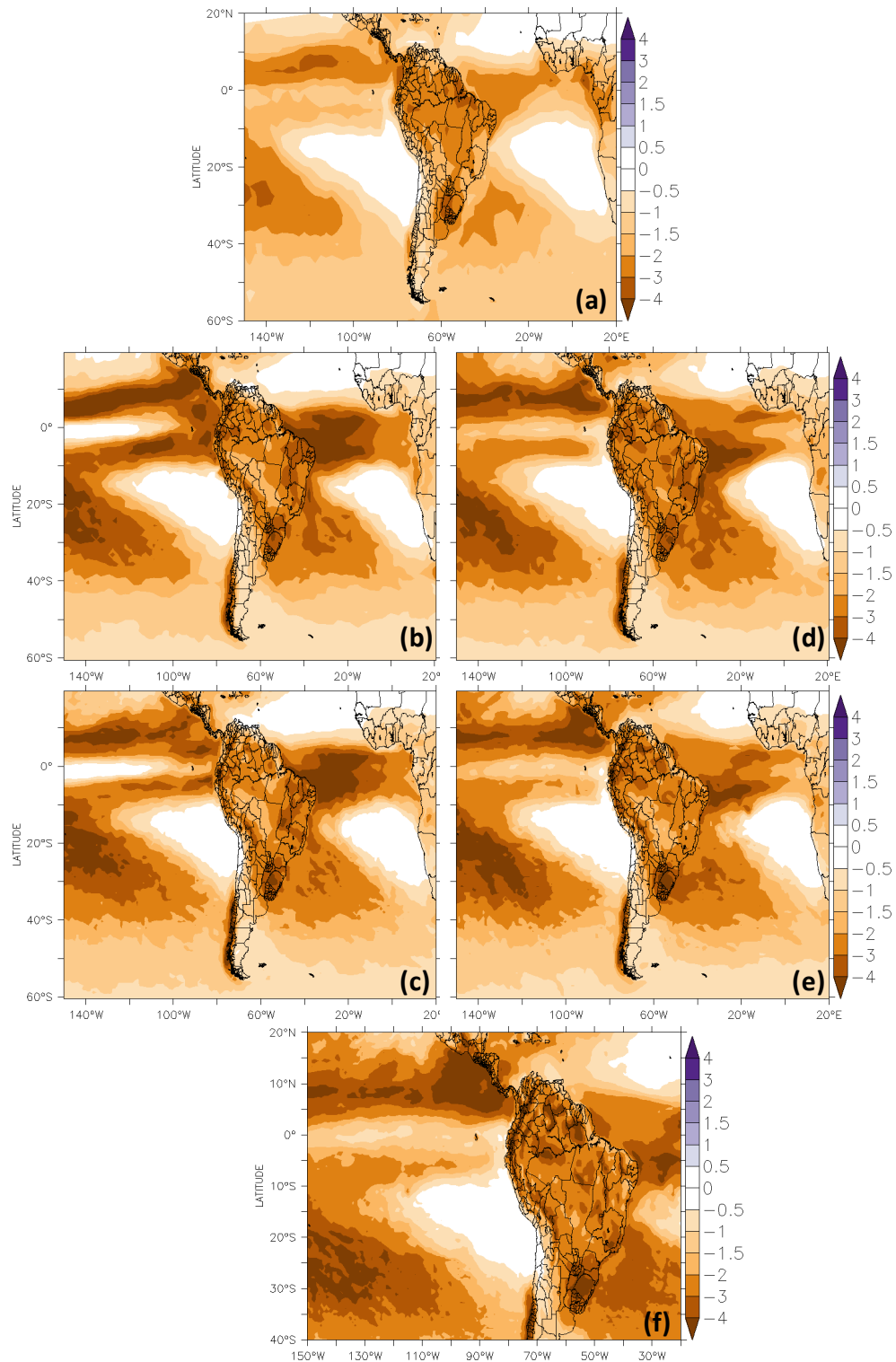


**Apêndice B 3.** Composições dos extremos interanuais no inverno dos eventos frios (P10) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



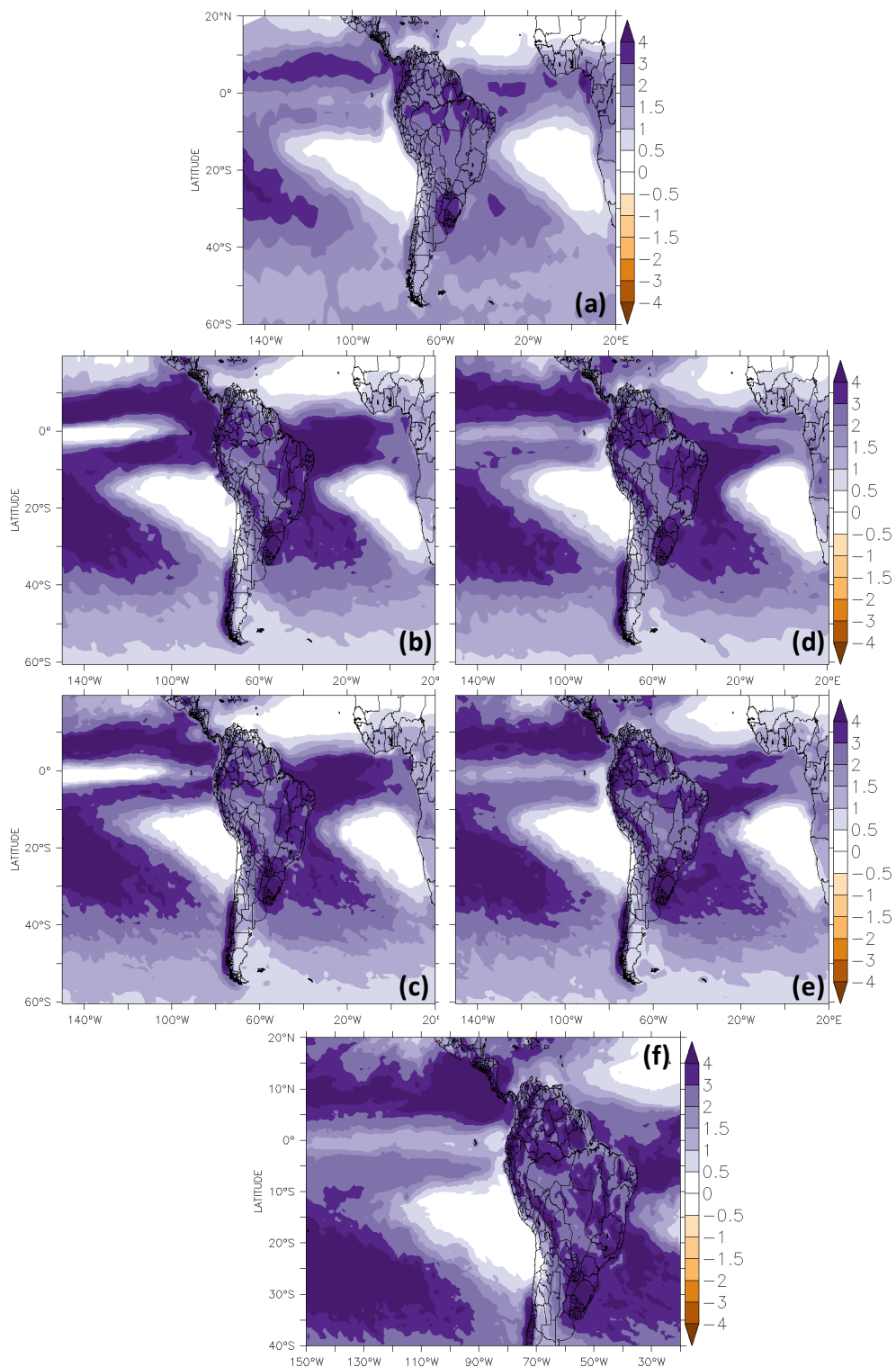
**Apêndice B 4.** Composições dos extremos interanuais no inverno dos eventos quentes (P90) de temperatura para a ERAIN (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

## Apêndice C: Composições dos Eventos Extremos de Precipitação na Escala Intrazonal

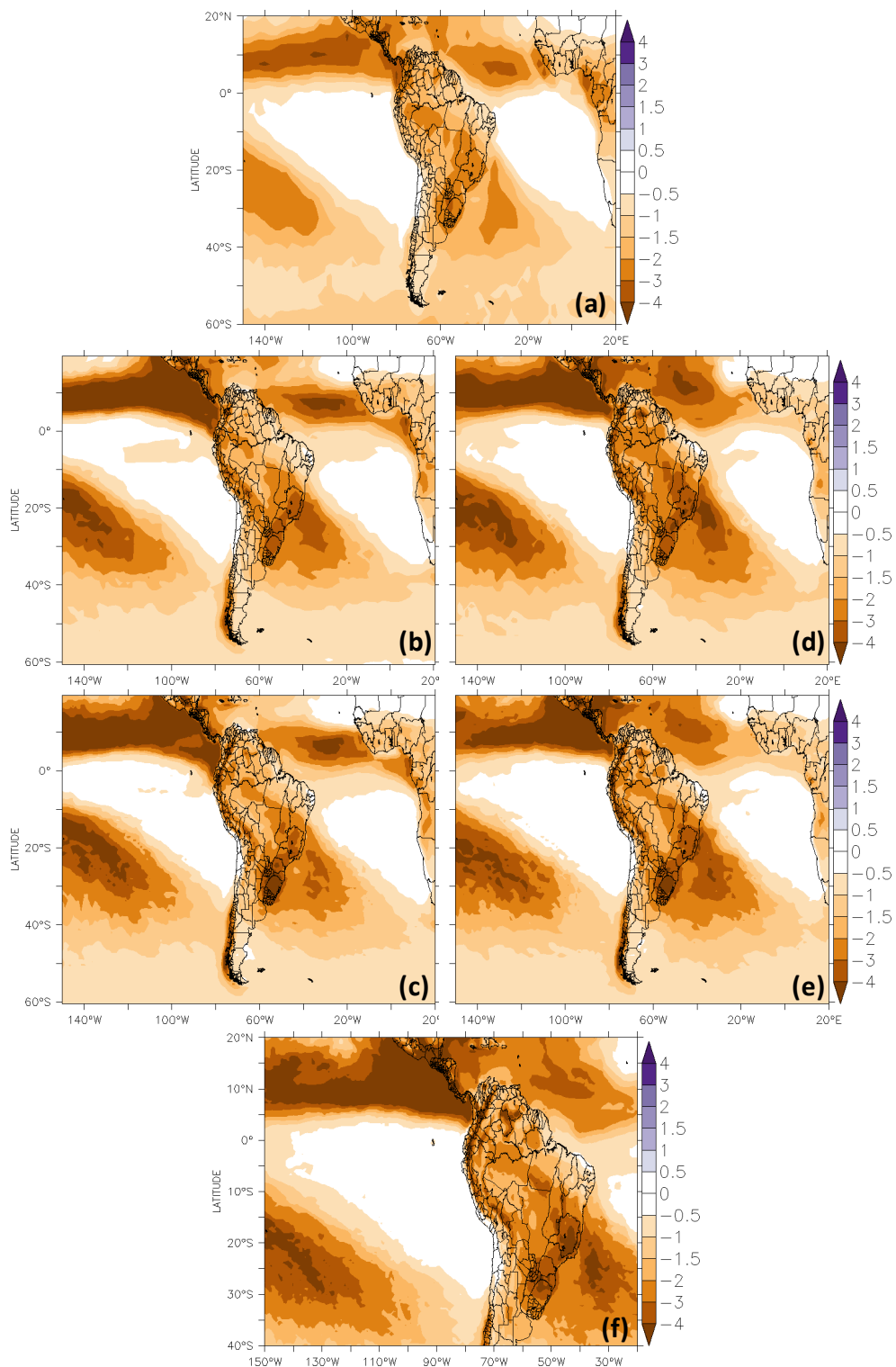


**Apêndice C 1.** Composições dos extremos intrazonais no outono dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).

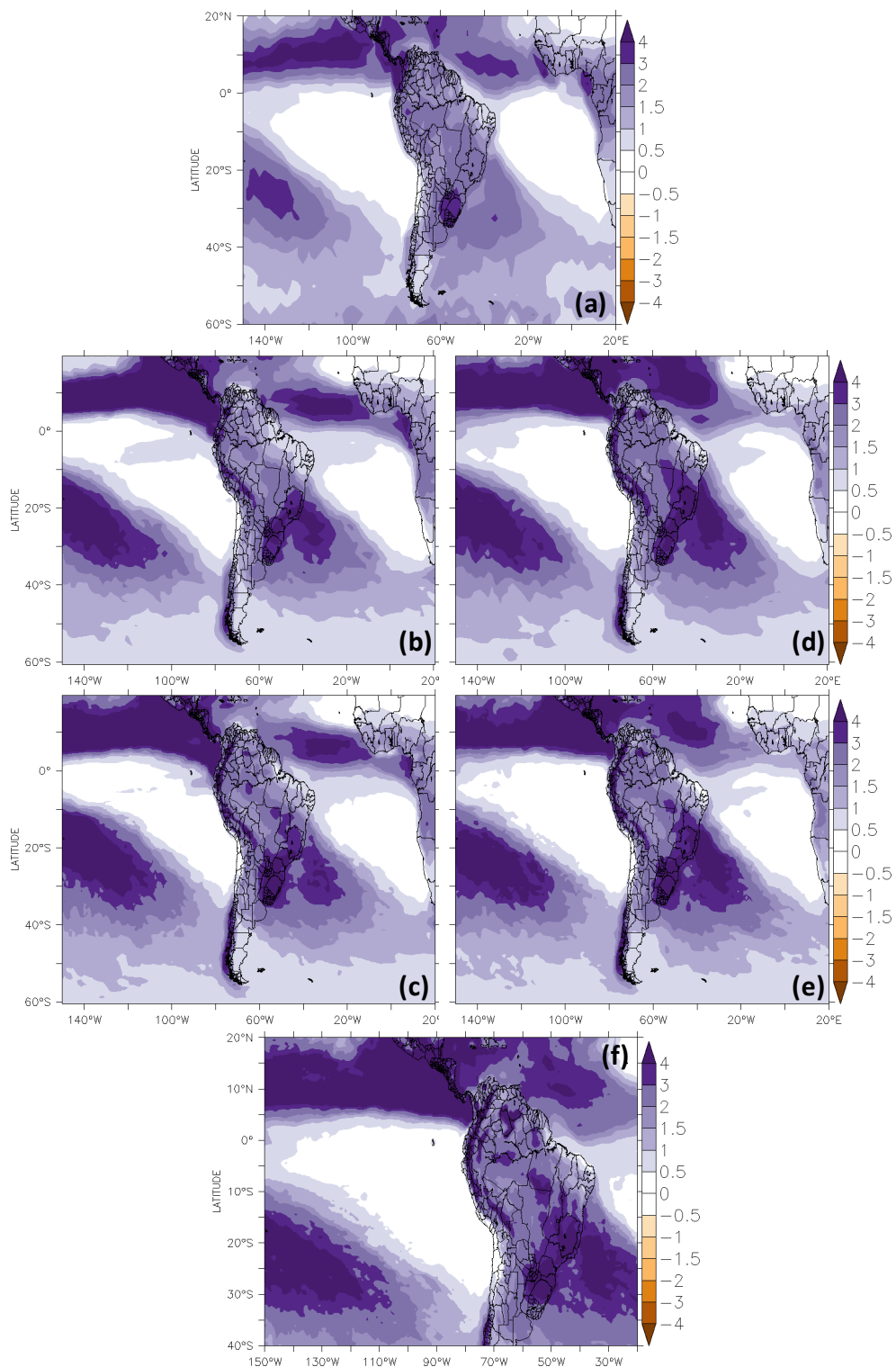




**Apêndice C 2.** Composições dos extremos intrasazonais no outono dos eventos chuvosos (P90) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Apêndice C 3.** Composições dos extremos intrasazonais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).



**Apêndice C 4.** Composições dos extremos intrasazonais na primavera dos eventos secos (P10) de precipitação para o GPCP (a), modelos acoplados HadGEM (b), HiGEM (c) e modelos atmosféricos HadGAM (d), HiGAM (e) e NUGAM (f).