

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO – USP
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – IAG
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS – DCA

**Simulação da variabilidade climática durante o verão
sobre o sul e sudeste do Brasil**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Aluno: Santiago Vianna Cuadra

Orientadora: Prof^ª. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo, maio de 2005.

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

À pessoa mais importante da minha vida,
minha mãe *Denise Vianna*.

AGRADECIMENTOS

- Em especial à Professora Rosmeri Porfírio da Rocha, pela amizade e orientação;
- A todos os professores do Departamento de Ciências Atmosféricas –IAG /USP, que contribuíram para minha formação com seus ensinamentos e amizade;
- A todos os funcionários do IAG, em especial a Marisa, Samuel, Fagner, Luciana, Tiago, e Denise e ao pessoal da biblioteca;
- Ao CNPq e CAPES agradeço pelo apoio financeiro, sem o qual este trabalho não teria sido realizado;
- Agradeço a minha mãe Denise Vianna que sempre me apoiou incondicionalmente durante toda minha vida;
- Agradeço a todos meus familiares que apesar da distância, sempre me incentivaram me apoiaram, em especial a meu pai Jose López Cuadra e a meus irmãos Ítalo e Carina Vianna;
- Aos meus amigos, novos e antigos “irmãos”, que estiveram ao meu lado: Chica, Taci, Bethinha, Bagé, Schneider, Raupp, Lagostão, Ceará, Negão, Didi e Orelha;
- Aos colegas que ajudaram na execução deste trabalho.
- Aos laboratórios GREC e MASTER.

ÍNDICE

LISTA DE FIGURAS.....	5
LISTA DE TABELAS.....	8
RESUMO.....	9
ABSTRACT.....	10
1 INTRODUÇÃO.....	11
2 DADOS E METODOLOGIA.....	19
2.1 DADOS.....	19
2.2 METODOLOGIA.....	20
2.2.1 Descrição do Modelo.....	20
2.2.2 Simulações Climáticas.....	22
2.2.3 Avaliação das Simulações.....	24
2.2.4 Balanço de Água.....	26
2.2.5 Períodos Extremos de Precipitação.....	28
3 CLIMATOLOGIA.....	30
3.1 CAMPOS MÉDIOS.....	30
3.2 BALANÇO D'ÁGUA.....	39
3.2.1 Balanço d'água Climatológico.....	39
3.2.2 Análise dos Termos do Balanço d'Água.....	41
4 VARIABILIDADE INTERANUAL.....	44
4.1 VERIFICAÇÃO SAZONAL OBJETIVA.....	44
4.2 VERÃO DE 1989/90 E 1997/98.....	49
4.2.1 Campos Médios Sazonais.....	49
4.2.2 Anomalias Sazonais.....	55
4.3 VARIABILIDADE INTERANUAL DOS TERMOS DO BALANÇO D'ÁGUA.....	60
5 VARIABILIDADE INTRASAZONAL.....	62
5.1 VARIABILIDADE MENSAL.....	62
5.2 VARIABILIDADE DIÁRIA.....	63
5.3 PERÍODOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO.....	71
5.3.1 Composição dos Períodos Extremos de Precipitação.....	72
5.3.2 Relação entre os Períodos Extremos de Precipitação.....	86
5.3.3 Estatística das Simulações Durante os Períodos Extremos de Precipitação.....	90
6 CONCLUSÕES.....	94
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	98

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1: Domínio utilizado e topografia (m). As caixas identificam as sub-regiões SDE, SUL e ZCO.24	
Figura 3.1: Climatologia sazonal de verão (trimestres DJF dos verões de 1989 a 1998) de intensidade (sombreado) e vetor vento (ms^{-1}) no nível sigma 7 (~ 850 hPa): (a) reanálise do NCEP e (b) RegCM; (c) diferença entre as climatologias (RegCM-NCEP). O intervalo e a escala de intensidade (ms^{-1}) assim como vetor de referência (10ms^{-1}) são mostrados no rodapé das figuras.....	31
Figura 3.2: Similar a figura 3.1, para os campos de intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (ms^{-1}) no nível sigma 16 (~ 200 hPa).	32
Figura 3.3: (a)-(c) Similar a figura 3.1, para os campos de temperatura no nível sigma 5 (~ 925 hPa) em $^{\circ}\text{C}$. (d) perfil zonal do bias de temperatura na latitude de 20° S (em $^{\circ}\text{C}$). O intervalo e a escala de intensidade ($^{\circ}\text{C}$) são mostrados no rodapé das figuras.	34
Figura 3.4: (a)-(c) Similar a figura 3.1, para os campos de umidade específica no nível sigma 5 (~ 925 hPa) em (em g/Kg). (d) perfil zonal do bias de umidade específica na latitude de 20° S (em g/Kg). O intervalo e a escala de intensidade (g/Kg) são mostrados no rodapé das figuras.	35
Figura 3.5: Climatologia, verões de 1989 a 1998, de precipitação sazonal do trimestres DJF (em mm/dia): (a) análise do CRU e (b) RegCM; (c) bias entre as climatologias (RegCM-CRU). O intervalo e escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.	37
Figura 3.6: Distribuição média para a frequência de intensidade da precipitação diária para os verões de 1989 a 1998 obtidos da análise do NCDC (coluna preta) e RegCM (coluna cinza): (a) região SDE e (b) região SUL.	38
Figura 3.8: Climatologia de verão (1989-1998) dos termos do balanço de vapor d'água: (a) convergência de umidade (C), (b) advecção de umidade (A), (c) evaporação (E), (d) transporte vertical de umidade (O) e (d) transiente da convergência do fluxo de umidade (b) precipitação climatológica de verão simulada (P). (c) diferença entre a soma e a precipitação (C+A+E-P). Todos os campos foram obtidos das simulações com o RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.	43
Figura 4.1: (a) Série interanual da média sazonal de precipitação nas regiões SDE e SUL obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia). (b) com em (a), mas para o bias relativo (em %).	45
Figura 4.2: (a) Similar a figura 1a para a temperatura média sazonal (em $^{\circ}\text{C}$) no primeiro nível do modelo (sigma 1). (b) série temporal do bias da temperatura média sazonal nas regiões SDE e SUL (em $^{\circ}\text{C}$). (c) perfil do bias climatológico de temperatura nas regiões SDE (linha contínua) e SUL (linha tracejada).....	47
Figura 4.3: Série temporal da anomalia sazonal de temperatura (em $^{\circ}\text{C}$) no primeiro nível do modelo (sigma 1) obtidos da reanálise do NCEP e RegCM3: (a) região SDE e (b) SUL. (c) anomalias sazonal da temperatura do ar obtida do RegCM e análise do CRU.....	49
Figura 4.4: Intensidade (sombreado) e direção do vetor vento (ms^{-1}) no nível sigma 7 (~ 850 hPa) para o verão de 1990 (coluna da esquerda) e verão de 1998 (coluna da direita): (a-b) re-análise do NCEP e (c-d) RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (2ms^{-1}), assim como o vetor de referência (10ms^{-1}), são mostrados no rodapé da figura.	51
Figura 4.5: Similar a figura 4.4, para os campos de intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (ms^{-1}) no nível sigma 16 (~ 200 hPa).	52
Figura 4.6: Similar a figura 4.4 para os campos de altura geopotencial em 850 hPa. Em unidade de m....	53
Figura 4.7: Similar a figura 4.4, para os campos de precipitação sazonal de verão (em mm/dia).	55
Figura 4.8: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de vento em sigma 7. As anomalias foram calculadas com relação a climatologia de 10 anos do NCEP e RegCM, respectivamente.....	56
Figura 4.9: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de precipitação (mm/dia).	58
Figura 4.10: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$).	59

Figura 4.11: Série temporal da média sazonal (DJF) dos termos do balanço d'água: convergência de umidade (linha pontilhado marcada por círculos abertos), advecção de umidade (linha ponto tracejada marcada por círculos fechados), evaporação (linha tracejada marcada por quadrados fechados) e soma dos três termos (linha pontilhada marcada por quadrados fechados) e precipitação simulada (linha contínua). (a) região SDE, (b) região SUL, (c) região ZCO e (d) TOTAL (mostrado na Fig. 3.6). Em unidade mm/dia. As regiões SDE, SUL e ZCO são mostradas na figura 2.1.....	61
Figura 5.1: (a) Série interanual da média mensal do bias relativo de precipitação nas regiões (a) SDE e (b) SUL, obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia). Para os meses dezembro (linha contínua), janeiro (linha tracejada +) e fevereiro (linha tracejada ●) de 89 a 98.....	63
Figura 5.2: (a) Correlação temporal da precipitação diária nas regiões SDE e SUL obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia), para os verões de 89 a 98. (b) como em (a) mas para os médias pentadais.....	64
Figura 5.3: Série temporal da precipitação média diária (mm/dia) do trimestre DJF para o (a-b) verão de 1990 e (c-d) verão de 1998: região (a-c) SDE e (b-d) SUL. Cada gráfico apresenta duas curvas: PD do NCDC (linha contínua) e PD do RegCM (linha tracejada). O dia 1 representa o dia primeiro de dezembro e os outros dias são consecutivos a partir desta data. Em unidade de mm/dia.....	66
Figura 5.4: Anomalia da frequência de intensidade da precipitação média diária para os verões de 1989 (a-b) a 1998 (c-d) obtidos da análise do NCDC (colunas preta) e RegCM (colunas cinza): região SDE (a-c) e região SUL (b-d).....	68
Figura 5.5: Como na figura 5.3 para as simulações longas, um ano e meio.....	70
Figura 5.6: Correlação temporal entre a temperatura média diária nas regiões SDE e SUL entre as simulações e reanálise do NCEP no primeiro nível sigma1 do modelo. Em unidades de °C.....	71
Figura 5.7: Série temporal da precipitação média diária (mm/dia) simulada pelo RegCM para os verões de 97 e 98: (a) regiões SDE e (b) região SUL. Os dias considerados como secos são destacados por uma cruz e os dias considerados úmidos são destacados por círculos abertos. O dia 721 representa o dia primeiro de dezembro de 1997 e os outros dias são consecutivos a partir desta data.....	72
Figura 5.8: Composição dos dias úmidos na região SDE. (a) precipitação média, (c-e) termos do balanço de vapor d'água: (b) soma dos termos do balanço d'água (C+A+E), (c) convergência de umidade (C), (d) advecção de umidade (A), (e) evaporação (E) e (f) transiente da convergência do fluxo de umidade. Todos os campos foram obtidos das simulações com o RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.....	74
Figura 5.9: Similar a figura 5.8 para os dias úmidos na região SUL.....	76
Figura 5.10: Anomalias de (a) precipitação e (b) fluxo de umidade (integrado do nível sigma 1 à sigma 9, ~ da superfície ao nível de 700 hPa) para a composição dos dias úmidos na região SDE. (c) como em (a) e (d) como em (b) para a composição dos dias úmidos na SUL. O intervalo e a escala de intensidade dos sombreados das figuras (a) e (c) (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras, assim como o vetor de referência e a escala do sombreado das figuras (b) e (d). Os valores plotados são estatisticamente significativos no intervalo de confiança de 95%.....	78
Figura 5.11: Intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento no nível sigma 16 (~200 hPa) médio durante os períodos úmidos nas regiões: (a) SDE e (b) SUL. A escalada de intensidade é mostrada no rodapé da figura (ms^{-1}).....	79
Figura 5.12: Como na figura 5.10 para (a-c) vento no nível sigma7 e (b-d) linhas de corrente no nível sigma16. Os campos sombreados apresentam as anomalias da intensidade do vento em ms^{-1}	80
Figura 5.13: Similar a figura 5.8 para os dias secos na região SDE.....	82
Figura 5.15: Fluxo de umidade integrado entre os níveis sigma 1 e sigma 9 (~700 hPa) médio para os períodos seco e úmido nas regiões: (a) úmido SDE, (b) úmido SUL, (c) seco SDE e (d) seco SUL..	86
Figura 5.16: O mesmo que a figura 5.5, mas destacando os períodos extremos em comum entre as regiões. O retângulo com linha contínua desta os dias úmidos na SDE acompanhados de seca na SUL. O retângulo tracejado destaca os dias úmidos na SUL acompanhados de seca na SDE. As setas longas	

destacam os dias secos na SUL em que há precipitação intensa na SDE, mas que não foram classificadas como úmidas. Setas pontilhadas dias secos na SUL acompanhados de seca na SDE....90

Figura 5.17: Biais de (a-b) temperatura e (c-d) umidade entre o modelo a reanálise do NCEP no nível sigma5 (~925hPa) durante os período úmidos das regiões: (a,c) SDE e (b,d) SUL.....92

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1: Bias e correlação temporal (entre parênteses) da precipitação diária nas regiões SDE e SUL dos verões de 90 e 98 para as simulações sazonais e longas.	70
Tabela 5.2: Bias e correlação temporal (entre parênteses) da precipitação diária nas regiões SDE e SUL dos verões de 90 e 98 entre as simulações e a análise do NCDC. (segundo da classificação mostrada na Fig. 5.3).	93

RESUMO

No sudeste do Brasil a estação chuvosa se concentra entre outubro e março enquanto na região sul a precipitação distribui-se uniformemente ao longo do ano. No entanto, em ambas regiões a distribuição de precipitação ao longo de uma estação pode apresentar grande variabilidade espaço-temporal. Por exemplo, em alguns verões os períodos chuvosos são seguidos por longos períodos secos. Em outros, a chuva é mais regularmente distribuída no tempo, ou seja, dias com chuva são intercalados por dias sem chuva. O presente trabalho investiga se simulações climáticas com o modelo climático regional (RegCM - Regional Climate Model) reproduzem a variabilidade interanual e variações intrasazonais da precipitação na região sudeste e sul do Brasil durante o verão austral. Foram analisadas dez simulações sazonais, entre os verões de 1989 a 1998, iniciadas e dirigidas pela reanálise do NCEP. Comparações entre séries temporais de precipitação diária simuladas com as análises mostram que o RegCM reproduz padrões de variabilidade interanual da distribuição intrasazonal durante os verões analisados. Períodos de chuva intensa apresentam em geral maiores erros médios comparados com observações. Na escala sazonal o erro médio entre simulação e observação é cerca de $\pm 15\%$. Embora o RegCM sistematicamente simule a baixa troposfera mais fria e mais seca do que a reanálise do NCEP, as anomalias interanuais de circulação e temperatura do ar para os verões considerados são simuladas pelo modelo. Através do balanço d'água sazonal nota-se que as principais contribuições para a precipitação nas simulações sobre o sudeste do Brasil são a convergência de umidade e evaporação e no sul do Brasil a precipitação é balanceada em primeira ordem pela evaporação. Composições de períodos chuvosos e secos nas regiões sudeste e sul do Brasil indicam que o RegCM simula períodos extremos de precipitação e que os padrões de circulação associados são semelhantes aos obtidos em estudos observacionais.

ABSTRACT

The raining season in Brazil is mainly concentrated between October and March in the southeastern region, while in the southern part is uniformly distributed along the year. Despite of that, both regions can present a large spatial and temporal variability during the raining season. For example: during some summers raining periods are followed by long lasting dry periods, and in other events, the rain is more regularly distributed in time, i.e., days with rain are lagged by days without rain. The present study investigates if the seasonal simulation with the Regional Climate Model (RegCM) can reproduce the interannual and intraseasonal precipitation variability over the southern and southeastern part of Brazil during the Austral summer. In this study, 10 seasonal simulations were analyzed between the summers of 1989 and 1998. The simulations were initialized and driven by the NCEP reanalysis. Intercomparisons between the daily precipitation time series simulated by RegCM and NCEP reanalysis show that RegCM reproduces the interannual variability in the intraseasonal scale during the summers analyzed. Periods of intense precipitation present the largest mean errors compared with the observations. At seasonal scale the mean error is $\pm 15\%$. RegCM simulates a colder and drier lower troposphere than the NCEP reanalysis, but despite this bias, the circulation and air temperature interannual anomalies during the summers simulated are well represented by the model. Water vapor budget shows that the main contributions for the precipitation in the simulations at southeastern Brazil was the convergence of water vapor and evaporation while at southeast the precipitation is balanced in first order by the evaporation. Composites of raining and dry periods in the southeastern and southern part of Brazil show that RegCM simulates the precipitation extremes and the main associated circulation patterns. Additionally, these results are similar to those presented in observational studies reported in the literature.

1 INTRODUÇÃO

A quantidade anual de precipitação recebida por uma região é uma das principais características do clima regional e devido a sua grande extensão territorial o Brasil possui diversos regimes de precipitação. O verão austral (DJF) é a estação mais chuvosa na maior parte do centro-oeste, sudeste e em grande parte de região sul do Brasil (Rao e Hada, 1990). Segundo o censo do IBGE (1995-96) essas três regiões são responsáveis por mais de 80% da receita total do país, sendo que grande parte resulta de atividades agro-industriais. Portanto, previsões climáticas sazonais, particularmente do trimestre DJF, são de grande relevância e necessitam de constante aprimoramento.

Sobre a América do Sul (AS) atuam importantes sistemas de escala sinótica que determinam a variabilidade interanual e intrasazonal da precipitação, principalmente nas regiões subtropicais. A intrusão de frentes frias em latitudes subtropicais e tropicais (p. ex., Garreaud e Wallace 1998; Siqueira e Machado 2004) e o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (p. ex., Nogués-Paegle e Mo 1997; Liebmann et al. 1999; Carvalho et al. 2004) são os principais sistemas de escala sinótica responsáveis por estas variações. Esses sistemas são gerados por distúrbios de origem extratropical e sua intensidade e persistência são moduladas em grande parte pela variabilidade das circulações locais associadas ao Jato de Baixos Níveis (JBN), Baixa do Chaco (BC) e Alta da Bolívia (AB) e Alta do Atlântico Sul (AAS).

O JBN interage com mecanismos de grande influência no regime de precipitação da AS tanto na escala sazonal como na intrasazonal (Nogués-Paegle e Mo 1997; Sugahara et al. 1996; Marengo et al. 2004; Liebmann et al. 2004). Por exemplo, Sugahara et al. (1996) sugere que nos dias em que o JBN sobre o Paraguai é intenso a ZCAS está enfraquecida ou ausente na região sudeste do Brasil. Liebmann et al. (2004) mostram que os dias com jato intenso (fraco) estão associados a eventos extremos e anomalias positivas de precipitação sobre a região da Bacia do Prata (ZCAS), apresentando um padrão de dipolo entre as regiões. Através da composição do

fluxo de umidade Nogués-Paegle e Mo (1997) mostra que quando a ZCAS está configurada umidade é transportada da Bacia Amazônica e do Atlântico tropical para o extremo sudeste da AS. Através de simulações com um modelo climático regional, Misra et al. (2002) sugere que o jato está relacionado a precipitação mais intensa sobre a região dos Pampas.

A BC é uma área de baixa pressão de origem termo-orográfica nas partes centrais do continente localizada entre o Paraguai e Bolívia (Garreaud e Wallace 1998), região de intensa precipitação no verão. A sul da BC situa-se a Baixa do Norte da Argentina (“Northwestern Argentina Low”, NAL), que, ao contrário da BC, é uma baixa térmica localizada numa região de baixa precipitação e está associada ao aquecimento da superfície durante os meses de verão (Seluchi et al. 2003). Entretanto, nos campos climáticos o centro de baixa pressão nas análises aparece como um único sistema, normalmente identificado na literatura como BC. Por exemplo, Gan et al. (2004) mostram que períodos secos no Brasil central, durante a estação úmida, são acompanhados de anomalias negativas de pressão no norte da Argentina, intensificando o gradiente de pressão entre o extremo sul brasileiro e Argentina, conseqüentemente aumentando os ventos de noroeste na divisa entre o Paraguai, Argentina, Uruguai e Brasil, resultando em anomalias positivas de precipitação nessa região.

A AB está associada a resposta coletiva das várias fontes de calor latente geradas pela precipitação nas regiões da Amazônia, Andes central e ZCAS, sendo sua posição climatológica sobre o Altiplano Boliviano resultado primeiramente da convecção na Amazônia a nordeste do altiplano (Lenters e Cook 1997). Quando estabelecida é acompanhada de um cavada corrente a baixo, localizado sobre o nordeste brasileiro (Cavado do Nordeste). Gandu e Silva Dias (1998) mostram a relação entre as fontes de calor simultâneas associadas a convecção na Amazônica e ZCAS na formação da AB, acompanhada de subsidência compensatória sobre a região norte/central da Argentina.

Segundo Camilloni et al. (2004) o deslocamento latitudinal da AAS está correlacionado com as anomalias de precipitação nas regiões sudeste e sul do Brasil. O deslocamento longitudinal da AAS também é responsável pela variabilidade da chuva sobre o Brasil. Por exemplo, a intensificação do JBN está associada com o gradiente de pressão devido o deslocamento da AAS (Misra et al. 2002).

Durante o verão sobre o Brasil existe uma grande variabilidade na escala horizontal dos sistemas precipitantes que vão da escala continental, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Inter Tropical (ZCIT), à mesoescala, como as linhas de instabilidade e complexos convectivos de meso-escala (CCM).

Garraud e Wallace (1998) descrevem as condições médias associadas a intrusão de sistemas transientes de latitudes médias sobre as regiões subtropicais da AS durante o verão austral. Durante a incursão desses sistemas de latitudes médias forma-se uma banda organizada de convecção profunda se propagando na direção tropical com uma contribuição de até 50% na precipitação sobre as planícies subtropicais do continente.

A ZCAS é caracterizada por uma região de intensa variabilidade espaço-temporal de convecção que se estende da Bacia Amazônica até o sudeste brasileiro, prolongando-se sobre o extremo sudoeste subtropical do Oceano Atlântico (p. ex., Kodama 1992; Carvalho et al. 2002). O estabelecimento da ZCAS é um dos principais fenômenos na escala intrasazonal durante o verão na América do Sul e o principal mecanismo responsável por períodos prolongados de precipitação sobre a região sudeste do Brasil. Figueroa et al. (1995) mostram a importância do fluxo do estado básico e da representação topográfica no posicionamento e intensificação da ZCAS.

A variabilidade temporal dos sistemas precipitantes também inclui extremos, que vão desde a alta frequência associados com sistemas sinóticos (p. ex., Garraud e Wallace 1998; Siqueira e

Machado 2004) a variações interanuais associadas com o ciclo do El Niño (p. ex., Grimm et al. 2000; Rao et al. 2002; Pezzi e Cavalcanti 2001).

Um exemplo da variabilidade na escala intrasazonal é obtido comparando janeiro de 1998 e 1999 na cidade de São Paulo. Enquanto em 1998 a precipitação distribuiu-se regularmente ao longo do mês, em 1999 concentrou-se nos primeiros 17 dias, com ausência de chuvas no restante do mês. A distribuição da precipitação ao longo de janeiro de 1999 resultou da atuação (primeiros 17 dias) e ausência (últimos 13 dias) da ZCAS (Kousky 2000). Embora com distribuição intrasazonal diferenciada, o total mensal atingiu 217 e 230 mm em 1998 e 1999, respectivamente, próximo à normal climatológica (210 mm). No entanto, a má distribuição da precipitação ao longo da estação chuvosa tem implicações importantes em atividades agrícolas, econômicas e sociais.

Liebmann et al. (1999) mostra que a variabilidade na escala sub mensal da precipitação ao longo da ZCAS parecem estar associadas primeiramente com distúrbios de origem extratropical. Segundo Carvalho et al. (2004) a atuação da ZCAS sobre o oceano e continente estaria associada com a fase do padrão de trem de onda de latitudes médias, enquanto a Oscilação de Madden-Julian estaria modulando os eventos mais intensos. Muza (2005) mostra a associação da ZCAS com anomalias intrasazonais de precipitação sobre o sudeste brasileiro.

Normalmente as previsões climáticas sazonais são baseadas em métodos estatísticos, Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) e Modelos Climáticos Regionais (MCR). Nos modelos numéricos coexistem mecanismos dinâmicos resolvidos explicitamente com processos físicos parametrizados (Vidale et al, 2003). A base física para previsibilidade atmosférica na escala de tempo sazonal deve-se primeiramente ao impacto na atmosfera das variações mais lentas das forçantes externas, geralmente associadas as anomalias de TSM (Brankovic et al. 1994). Entretanto, outros mecanismos além das forçantes externas, como a

representação dos processos na escala de sub-grade (processos parametrizados), podem ter um papel importante (p. ex., Marengo et al. 2003; HarzallaH e Sadourny 1995).

Muitos autores mencionam as limitações dos modelos globais (GCM) para previsões climáticas devido a baixa resolução horizontal com que normalmente são executados (p.ex., Menéndez et al. 2001; Nicolini et al. 2002; Misra et al. 2003; Qian et al. 2003; entre outros). Apesar dos sistemas de grande escala, responsáveis por grande parte da variabilidade da precipitação e temperatura, serem bem resolvidos pelos GCMs os processos de sub-grade forçados pela topografia e curvatura da costa dos continentes, que produzem padrões climáticos regionais, não são capturados por estes (Nicolini et al. 2002). Para obter uma representação geográfica mais detalhada são usados métodos dinâmicos e estatísticos para aumentar a baixa resolução de re-análises ou da saída do GCM's sobre a área de interesse (Qian et al. 2003).

A utilização de modelos de área limitada para a previsão do clima data da década de 90 (Dickinson et al. 1989; Giorgi 1990; Giorgi e Mearns 1991). A princípio a mesma técnica utilizada nas previsões de curto prazo (0-72 horas) com modelos atmosféricos de área limitada seria empregada nos denominados modelos regionais. Os MCR's são atualizados nas fronteiras com previsões de modelos globais, quando no modo de previsão, ou com análises de observações quando no modo de desenvolvimento (Giorgi e Mearns 1999). A dinâmica interna do modelo, aliada a maior resolução horizontal, podem produzir circulações ausentes nas simulações com os GCMs (Druryan e Fulakeza 2002). Espera-se que os MCR's melhorem as previsões principalmente da temperatura próximo à superfície e precipitação, variáveis que sofrem forte controle fisiográfico (Giorgi e Mearns 1999).

Em Takle et al. 1999 é descrito e discutido os primeiros resultados do "Project to Intercompare Regional Climate Simulations" (PIRCS). Os resultados de simulações de verão sobre o continente norte-americano obtidos de diversos MCR's, com condições iniciais e de fronteira fornecidas por reanálises, sugerem que a habilidade dos modelos varia em função do

regime sinótico e os erros na simulação de eventos de precipitação dependem da escala da forçante dinâmica. Quando atualizado com análises de observações as climatologias sazonais resultantes das simulações com os MCR's apresentam precisão de $\pm 0,5-2K$ para a temperatura do ar e $\pm 5-30\%$ para precipitação. Em termos de correlação espacial, as componentes de grande escala das simulações com estes modelos têm mostrado precisão semelhante, ou melhor, do que os GCMs utilizados como condição de fronteira (Giorgi e Mearns 1999).

Estudando o impacto da maior resolução horizontal nas simulações climáticas na AS Nicolini et al. (2002) obtiveram melhor representação geral da temperatura e pressão média ao nível do mar com o MCR. Entretanto, na região do planalto brasileiro, que inclui a maior parte do sudeste do Brasil, os erros do MCR foram maiores para todas variáveis analisadas. Com o modelo ETA, Alves et al. (2000) estudaram a precipitação de verão (1998-1999) e inverno (1999). Os resultados mostraram que a distribuição espacial e o número de dias com precipitação de intensidade fraca a moderada foram relativamente bem simulados. No entanto, as simulações não posicionaram a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre o planalto central brasileiro. Simulações climáticas de um mês seco (agosto) e um mês chuvoso (novembro) de 1997 sobre a América do Sul, também com o modelo eta, mostraram que os valores mensais de precipitação ajustam-se bem aos observados (Chou et al. 2000).

Misra et al. (2003) discutiram a dificuldade da previsão sazonal de precipitação para o verão sobre a América do Sul, ao compararem simulações climáticas de um GCM e um MCR (RSM). Seus resultados mostraram melhor representação da climatologia da média do conjunto com um MCR e, particularmente, melhores valores de precipitação sobre a região da ZCAS do que com o GCM. No entanto, nem todos as variáveis previstas apresentaram melhores resultados no RSM.

Seth e Rojas (2003) investigaram a capacidade do RegCM2 (Regional Climate Model version 2) em reproduzir a variabilidade interanual de precipitação e circulação sobre a América

do Sul. Comparando simulações para anos de El Niño (1983) e La Niña (1985), o RegCM2 simulou corretamente os diferentes padrões de circulação em grande escala e anomalias de precipitação associadas. Investigaram ainda a influência do domínio nos resultados do RegCM2 e notaram que a utilização de um domínio maior, cobrindo a América do Sul tropical e oceanos adjacentes, permite a evolução temporal da precipitação mais semelhante à observada.

Druyan et al. (2002) avaliaram quantitativamente simulações com o MCR (GISS/CCSR RCM) em vários setores da América do Sul. A região amazônica apresentou os melhores resultados estatísticos para precipitação, com correlação espacial entre observação e simulação entre 0,38-0,72 ao longo dos seis meses verificados. No sul do Brasil (que como definido pelos autores inclui também o sudeste do Brasil), as correlações são em geral inferiores ao valor considerado significativo (0,26) e a raiz quadrada do erro quadrático médio apresenta uma grande variabilidade, dependendo do mês considerado.

Segundo Misra et al. (2003) a principal fonte de conhecimento do clima da América do Sul resulta de estudos diagnósticos de re-análise e observações, com relativamente poucos estudos utilizando modelos climáticos sobre a região. Validações sazonais e climatológicas de simulação com modelos regionais sobre a AS já foram realizadas por vários autores (p. ex., Menéndez et al. 2001; Nicolini et al. 2002; Teixeira et al. 2002; Seth e Rojas 2003) e somente recentemente sua variabilidade interanual tem sido examinada (Druyan et al. 2002, Misra et al. 2002). O objetivo do presente trabalho é investigar se as simulações climáticas regionais são capazes de reproduzir a variabilidade interanual e intrasazonal da precipitação e temperatura do ar sobre a região sudeste e sul do Brasil. Também são investigadas as circulações associadas aos diferentes regimes de precipitação (seco e úmido) sobre o sul e sudeste do Brasil. Para atingir o objetivo utilizou-se o modelo climático regional, “Regional Climate Model” versão 3, doravante RegCM, cuja versão anterior é detalhadamente descrita em Giorgi et al. (1993a-b). Foram realizadas 10 simulações sazonais para o verão austral, trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro

(DJF), onde o modelo foi iniciado e forçado pela reanálise do NCEP-DOE (National Center for Atmospheric Research; Kanamitsu et al. 2002).

O capítulo 2 descreve o modelo RegCM, os dados utilizados e a metodologia para as simulações numéricas e verificações. No capítulo 3 é apresentada a validação da climatologia simulada pelo RegCM seguida da análise dos termos do balanço d'água climatológico. No capítulo 4 é avaliada a variabilidade interanual das médias sazonais simuladas. No capítulo 5 são analisadas a variabilidade na escala intrasazonal e as composições para períodos secos e úmidos no sul e sudeste do Brasil. Por fim, o capítulo 6 faz um sumário e conclusões deste trabalho.

2 DADOS E METODOLOGIA

2.1 DADOS

As condições iniciais e de fronteiras para as simulações numéricas foram obtidas das reanálises do NCEP-DOE (National Center for Atmospheric Research; Kanamitsu et al. 2002). Estas análises possuem resolução horizontal de 2,5 x 2,5 graus de latitude por longitude e temporal de 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC), que é a mesma frequência de atualização das fronteiras no RegCM3. Foram utilizadas a altura geopotencial, temperatura, vento e umidade relativa em 17 níveis verticais, desde 1000 até 10 hPa e a pressão ao nível do mar.

As simulações com o RegCM3 utilizaram os arquivos globais, com resolução de 10', de topografia e cobertura vegetal fornecidos pelo USGS (United States Geological Survey) e GLCC (Global Land Cover Characterization), respectivamente, e disponíveis em <http://edcdaac.usgs.gov/glc/glcc.html>. Para a temperatura da superfície do mar (TSM) utilizou-se a climatologia mensal de Reynolds e Smith (1994) com resolução horizontal de 1°.

Para avaliar as climatologias sazonais simuladas utilizou-se a climatologia mensal de temperatura do ar e precipitação sobre os continentes, excluindo a Antártica, do Climate Research Unit (CRU) da University of East Anglia (New et al. 1999). Este conjunto de dados possui resolução horizontal de 0.5° e é bastante utilizado para verificação de climatologias regionais em várias regiões do globo devido a sua alta resolução horizontal (Vidale et al. 2003, Seth e Rojas 2003, Martínez et al. 2005).

Na verificação objetiva da precipitação diária simulada foi utilizada a análise de precipitação do NCDC descrita em Shi et al (2000). Esta análise representa a precipitação diária com resolução de 1° obtidas de dados de pluviômetros sobre o Brasil desde 1960 e estão disponíveis em: <ftp.ncep.noaa.gov/pub/precip>.

Além de dados de análise de precipitação e temperatura, utilizaram-se os dados do NCEP-DOE, de agora em diante referidos como reanálise do NCEP, para análise das médias sazonais resultante das simulações com o RegCM3.

2.2 METODOLOGIA

2.2.1 Descrição do Modelo

Para realizar as simulações climáticas este trabalho utilizou o modelo RegCM3 que originou-se no NCAR (National Center for Atmospheric Research) a partir do Mesoscale Model version 4 (MM4, Anthes et al. 1987), como documentado em Giorgi et al. (1993 a-b). Brevemente, o RegCM3 é um modelo compressível, em diferenças finitas, hidrostático e em coordenada vertical sigma. Para integração no tempo utiliza um esquema “split-explicit” e inclui um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de gradientes de topografia (Giorgi et al., 1993a-b).

Os modelos de área limitada quando aplicados a clima devem incorporar a melhor representação possível dos processos de transferência radiativa e de interação solo-planta-atmosfera. Portanto, Giorgi et al. (1993 a-b) empreenderam uma série de modificações ao MM4 para obter o RegCM3. Para descrever os processos de interação solo-planta-atmosfera o RegCM3 utiliza o esquema BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme; Dickinson et al., 1993). Este esquema considera a presença de vegetação e a interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e atmosfera. Atualmente, o BATS possui uma camada de vegetação, uma de neve e três camadas de solo em diferentes profundidades: uma de 10 cm de espessura, uma na zona de raiz (2 m de espessura) e uma de solo profundo (3 m de profundidade). Na presença de vegetação, as temperaturas do ar no dossel e na folhagem do dossel são diagnosticadas através do balanço de energia. O ciclo hidrológico é

obtido através de equações de previsão do conteúdo de água nas três camadas de solo. Finalmente, os fluxos de calor, vapor d'água e momento na superfície são calculados em função dos coeficientes de arrastos obtidos da teoria da similaridade aplicada à camada superficial. Os transportes turbulentos de calor, momento e umidade na camada limite planetária (CLP) resultam do produto entre o gradiente vertical destas variáveis e o coeficiente de difusão vertical turbulenta, com correções para turbulência não local propostas por Holtslag et al. (1990).

Para a transferência radiativa o RegCM3 utiliza o mesmo esquema do CCM3 (Community Climate Model 3; Kiehl et al., 1996). Neste esquema são calculadas separadamente as taxas de aquecimento e fluxos na superfície para a radiação solar e infravermelho sob condições de céu claro e nublado. As contribuições dos gases CO_2 , H_2O , O_2 e nuvens estão incluídas nos cálculos de transferência radiativa na banda do infra-vermelho. Os efeitos do CO_2 , H_2O , O_3 e O_2 são considerados para a radiação solar. O CCM3 inclui ainda os efeitos dos gases de efeito estufa (NO_2 , CH_4 , CFC's), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Os processos úmidos no RegCM3 são resolvidos através de um esquema para a convecção em cumulus profundo e outro para a precipitação na escala da grade. Atualmente, os esquemas de cumulus disponíveis no RegCM3 são: Grell (1993), Kuo (Anthes 1977), Emanuel (1991) e Betts-Miller (1986). As simulações analisadas aqui utilizaram o esquema de Grell com o fechamento de Fritsch-Chappell (Elguindi et al. 2004).

No esquema de Grell (1993) a convecção cumulus profundo é representada por uma corrente ascendente e uma descendente que só se misturam com o ar ambiente na base e topo destas correntes. As correntes ascendente e descendente originam-se nos respectivos níveis de energia estática úmida máxima e mínima na coluna vertical. O esquema é ativado quando uma parcela ascendida do nível origem da corrente ascendente atinge a adiabática úmida. A condensação na corrente ascendente é calculada através da ascensão da parcela saturada sem misturar com o ambiente fora da nuvem. O fluxo de massa na corrente descendente é

proporcional ao da ascendente através de um parâmetro β , que representa o quanto do condensado na corrente ascendente que será evaporado na descendente. O aquecimento e umedecimento resultante da aplicação do esquema são determinados a partir dos fluxos de massa de compensação e desentranhamento de massa no topo e base da nuvem. O fechamento do esquema de Grell usado, fechamento de Fritsch-Chappell (1980), (Elguindi et al. 2004), considera que a energia de flutuação disponível é removida durante um período de tempo específico (30 min a 1 hora), que nas simulações consideradas foi 30 min.

O esquema na escala da grade, referido como SUBEX (Subgrid Explicit Moisture Scheme), é descrito em detalhes em Pal et al. (2000). O SUBEX possui apenas uma equação para previsão de água de nuvem que é então diretamente utilizada nos cálculos de transferência radiativa. Este esquema considera formação de água de nuvem, advecção e mistura turbulenta, re-evaporação em condições sub-saturadas, acreção e conversão para precipitação através de um termo de auto-conversão.

Nas fronteiras laterais do RegCM3 utilizou-se a relaxação exponencial entre as previsões do modelo e as re-análises do NCEP. Giorgi et al. (1993a) mostraram que a relaxação exponencial permite uma transição mais suave entre a previsão do modelo e os campos especificados nas fronteira implicando em impacto positivo na climatologia simulada.

2.2.2 Simulações Climáticas

Foram realizadas 10 simulações sazonais para os verões, trimestres DJF, de 1989 à 1998. Por exemplo, o verão de 1990 é composto do mês de dezembro de 1989 e janeiro-fevereiro de 1990. As simulações foram iniciadas um mês antes do período analisado. Esse início prévio permite um ajuste inicial do modelo que é da ordem de alguns dias para a componente atmosférica (Giorgi e Mearns 1999), além de possibilitar o desenvolvimento de circulações

regionais dirigidas por fatores fisiográficos. Essas simulações compõem a climatologia do modelo e são usadas em todas comparações em relação à reanálise do NCEP.

Entretanto, como sugerido por Giorgi e Mearns (1999) o período de ajuste da umidade do solo pode ser maior do que o da atmosfera, demorando as vezes uma estação ou mais. Para verificar a influência desse ajuste sobre o ciclo hidrológico do modelo foram realizadas 2 simulações iniciadas um verão antes do analisado. Essas simulações longas foram realizadas apenas para os verões de 90 e 98 (iniciadas em fevereiro de 88 e 96, respectivamente) e serão analisadas na escala de tempo intrasazonal. Essas simulações são comparadas contra as sazonais apenas no capítulo 5.

As simulações empregaram 50 km de resolução horizontal, 18 níveis sigma na vertical (topo do modelo em 80 hPa) e três camadas no solo. O domínio para as simulações climáticas se estende de 38°S-3°S e 80°W-28°W como mostra a figura 2.1 que inclui também a topografia na grade do modelo. É aparente que fatores topográficos importantes como a acentuada topografia dos Andes, do platô central brasileiro e a acidentada topografia ao longo da costa sudeste do Brasil (Serra do mar) são resolvidos em detalhes no domínio considerado (Fig. 2.1). Na figura 2.1 destacam-se os sub-domínios, sudeste do Brasil (SDE), sul do Brasil (SUL) e região de atuação da ZCAS sobre o Oceano Atlântico (ZCO), utilizados para avaliações objetivas.

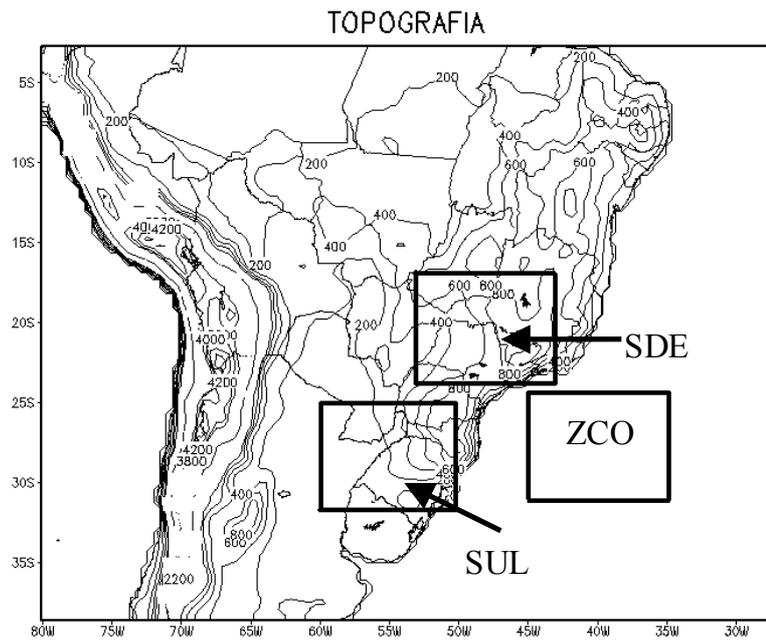


Figura 2.1: Domínio utilizado e topografia (m). As caixas identificam as sub-regiões SDE, SUL e ZCO.

2.2.3 Avaliação das Simulações

Numa primeira análise verificou-se as climatologias sazonais (capítulo 3) dos campos de vento (em altos e baixos níveis), temperatura, umidade específica das simulações em relação a reanálise do NCEP e da precipitação contra a análise do CRU.

Para verificação objetiva das climatologias sazonais o erro médio (ou bias) foi calculado como:

$$b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Si} - X_{Oi})$$

onde X é genérico para qualquer variável, o sub-índice S indica o valor simulado (X_S) e o sub-índice O é o valor observado (X_O), i indica o índice do ponto de grade e N o número total de pontos de grade na área considerada. Como para o cálculo da bias é necessário que os valores simulados e observados estejam no mesmo ponto de grade, o campo climatológico de precipitação simulado foi interpolado através do método de interpolação bi-linear, para a mesma grade da análise do CRU.

Para obter a distribuição de frequência nas sub-regiões SDE e SUL a precipitação (PD) diária foi sub-dividida nos seguintes intervalos de intensidade:

$$\begin{aligned} PD &< 1mm \\ 1mm &< PD < 5mm \\ 5mm &< PD < 7,5mm \\ 7,5mm &< PD < 10mm \\ 10mm &< PD < 15mm \\ 15mm &< PD < 20mm \\ 20mm &< PD < 25mm \\ 25mm &< PD \end{aligned}$$

Nessa verificação utilizou-se a análise de precipitação do NCDC contra a precipitação simulada.

A variação interanual das médias sazonais simuladas é discutida no capítulo 4 através da análise do erro médio de precipitação e temperatura nas sub-regiões SDE e SUL, assim como a comparação das anomalias sazonais. As anomalias do modelo são obtidas subtraindo um verão particular das médias sazonais da climatologia simulada, isto é, média dos 10 verões. O mesmo procedimento é utilizado para definir as anomalias da análise, considerando como climatologias os dez verões (de 1989 a 1998) da análise.

Para avaliar as simulações na escala diária além do erro médio calculou-se o coeficiente de correlação (r) temporal, que mede a fase entre as variáveis simuladas e observadas (ou analisadas). O coeficiente de correlação pode ser escrito como (onde as notações são similares às usadas para o bias):

$$r = \frac{\sum_{t=1}^T (X_{St} - \bar{X}_S) (X_{Ot} - \bar{X}_O)}{\sqrt{\sum_{t=1}^T (X_{St} - \bar{X}_S)^2 \sum_{t=1}^T (X_{Ot} - \bar{X}_O)^2}}$$

onde, t indica o índice do tempo, T o número total de tempos considerados e a barra superior indica a média no tempo, ou seja,

$$\bar{X} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T X_t$$

2.2.4 Balanço de Água

Através do balanço de vapor d'água atmosférico podemos compreender melhor o papel da circulação atmosférica sobre a precipitação. Segundo Peixoto e Oort (1992) o balanço de água total na atmosfera pode ser escrito como:

$$P = E - \int_0^{ps} \left[\nabla_{3p} \cdot qu_{3p} + \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right)_p + \nabla_{3p} \cdot q_c u_{3p} + \left(\frac{\partial q_c}{\partial t} \right)_p \right] \frac{dp}{g\rho_w} \quad (2.1)$$

onde P é a precipitação, E a taxa de evaporação, ∇_{3p} é o operador divergente tridimensional, $u_{3p} = (u,v,w)$, p_s é a pressão da superfície, g é a aceleração da gravidade, ρ_w é a densidade da água, q é a umidade específica, q_c a umidade condensadas na atmosfera. Os quatro termos da integral representam: divergência do fluxo do vapor d'água, taxa local de variação do vapor da d'água, divergência do fluxo da água condensada na coluna e a taxa local de variação da água líquida condensada na coluna, respectivamente. Na escala climática podemos reescrever a equação (2.1) para obter o balanço de vapor d'água atmosférico:

$$\bar{P} = \bar{E} - \overline{\int_0^{ps} \left[\nabla_{3p} \cdot qu_{3p} \right] \frac{dp}{g\rho_w}} \quad (2.2)$$

onde a barra representa média temporal e na escala climática a divergência e a variação local da água condensada podem ser desconsideradas (Peixoto e Oort, 1992), assim como a variação local de umidade específica. Reescrevendo a equação em coordenadas sigma:

$$\bar{P} = \bar{E} - \overline{\frac{P_s}{g\rho_w} \int_0^1 \left[\nabla_{3\sigma} \cdot qu_{3\sigma} \right] d\sigma} \quad (2.3)$$

Expandindo o operador divergente nas componentes horizontal e vertical e escrevendo a divergência do fluxo de umidade como a soma da advecção e convergência de umidade, podemos reescrever a equação (3.3) como a soma finita dos termos:

$$\bar{P} = \bar{E} + \overline{\frac{p_s}{g\rho_w} \sum_{\sigma=0}^1 (-q \nabla_{2\sigma} \cdot u_{2\sigma}) \Delta\sigma} + \overline{\frac{p_s}{g\rho_w} \sum_{\sigma=0}^1 (-u_{2\sigma} \nabla_{2\sigma} \cdot q) \Delta\sigma} - \overline{\frac{1}{g\rho_w} (q\omega)_s} \quad (2.4)$$

ou

$$\bar{P} = \bar{E} + \bar{C} + \bar{A} + \bar{O} \quad (2.5)$$

A taxa de precipitação climática (P), no texto e barra será omitida, é dada pela soma da taxa de evaporação (E), convergência de umidade (C), advecção de umidade (A) e o transporte vertical do fluxo de umidade (considerado que $\omega \approx 0$ em qualquer lugar da superfície exceto onde o vento flui contra a superfície) ou termo orográfico (O), respectivamente. Seguindo Lenters e Cook (1995), podemos ainda extrair o transiente da convergência do fluxo de umidade como:

$$\bar{T} \approx -\frac{1}{g\rho_w} \nabla_2 \cdot \left[\int_0^1 (\overline{p_s q u_{2\sigma}} - \bar{p}_s \bar{q} \cdot \bar{u}_{2\sigma}) d\sigma \right] \quad (2.6)$$

No presente trabalho os termos de convergência e advecção foram integrados pela soma dos valores diários, incorporando, portanto, o transiente do fluxo de umidade. Na análise do balanço d'água o termo transiente será mostrado para avaliar onde a convergência do fluxo de umidade é mais variável em relação à convergência do estado básico, mas lembrando que este termo já está sendo considerado nos termos A e C.

2.2.5 Períodos Extremos de Precipitação

Para separar os períodos extremos secos e úmidos adotou-se o critério dos quantis (Xavier et al. 2002). Segundo Xavier et al. (2002) uma vantagem desse método é a não contaminação, ou influência, de valores extremos. Com a intenção selecionar períodos persistentes secos e úmidos, o critério de seleção considera um intervalo de 4 dias para classificação. Um dia é considerado como úmido quando a precipitação diária PD_i em um dado dia i satisfaz UM dos seguintes critérios:

$$\begin{array}{l}
 \text{1º critério:} \\
 \left\{ \begin{array}{l}
 PD_i > Me \\
 PD_{i-1} > Q_{sup} \\
 PD_{i+1} > Q_{sup} \\
 PD_{i+2} > Q_{sup}
 \end{array} \right.
 \end{array}
 \quad \text{ou} \quad
 \begin{array}{l}
 \text{2º critério:} \\
 \left\{ \begin{array}{l}
 PD_i > Me \\
 PD_{i-1} > Q_{sup} \\
 PD_{i-2} > Q_{sup} \\
 PD_{i+1} > Q_{sup}
 \end{array} \right.
 \end{array}$$

onde Q_{sup} é o quartil superior da série composta pelos 10 verões e Me a mediana. O quartil superior para a precipitação diária nas regiões SDE e SUL foram de 9,62 mm/dia e 7,1 mm/dia, respectivamente. Da mesma forma, um dia é considerado como seco quando a precipitação diária PD_i em um dado dia i satisfaz UM dos seguintes critérios:

$$\begin{array}{l}
 \left. \begin{array}{l}
 PD_i < Me \\
 PD_{i-1} < Q_{\text{inf}} \\
 PD_{i+1} < Q_{\text{inf}} \\
 PD_{i-2} < Q_{\text{inf}}
 \end{array} \right\} \text{1º critério:} \quad \text{ou} \quad \left. \begin{array}{l}
 PD_i < Me \\
 PD_{i-1} < Q_{\text{inf}} \\
 PD_{i-2} < Q_{\text{inf}} \\
 PD_{i+1} < Q_{\text{inf}}
 \end{array} \right\} \text{2º critério:}
 \end{array}$$

onde Q_{inf} é o quartil inferior da série composta pelos 10 verões. O Quartil inferior da SDE e SUL foram de 4,58 mm/dia e 1,3 mm/dia, respectivamente.

Através destes critérios são selecionados os dias que compõe as médias dos períodos seco e úmido nas regiões SDE e SUL (Fig. 2.1).

3 CLIMATOLOGIA

3.1 CAMPOS MÉDIOS

As principais características do escoamento de baixos níveis (Fig. 3.1a), nível sigma7 ~ 850hPa, sobre a região subtropical da América do Sul (AS) são a circulação anticiclônica associada à Alta do Atlântico Sul (AAS) e o escoamento de noroeste associado a deflexão dos aliseos a leste dos Andes (Marengo et al. 2004). Essas circulações são responsáveis por um intenso fluxo de ar úmido e relativamente mais quente, entre o altiplano boliviano e o planalto brasileiro (Wang e Paegle 1996), estando diretamente associadas à distribuição de precipitação, particularmente sobre as regiões sul e sudeste do Brasil, através do transporte de calor e umidade dos trópicos para latitudes extratropicais. Ambos os padrões de circulação estão bem definidos na simulação (Fig. 3.1b). Na climatologia do RegCM a circulação da AAS é reproduzida corretamente sobre toda região oceânica do domínio. O escoamento associado ao anticiclone se estende mais sobre o continente na simulação impondo ventos meridionais mais intensos sobre o centro-oeste do Brasil. O escoamento de noroeste simulado (Fig. 3.1b) é mais intenso a nordeste do altiplano boliviano e mais restrito as proximidades dos Andes do que na reanálise (Fig. 3.1a). Essas diferenças são podem ser notadas no bias climatológico do vento (Fig. 3.1c). O bias também mostra que os ventos de norte sobre o Brasil central são mais intensos na simulação os de leste/nordeste sobre os estados da Bahia e Minas Gerais mais fracos.

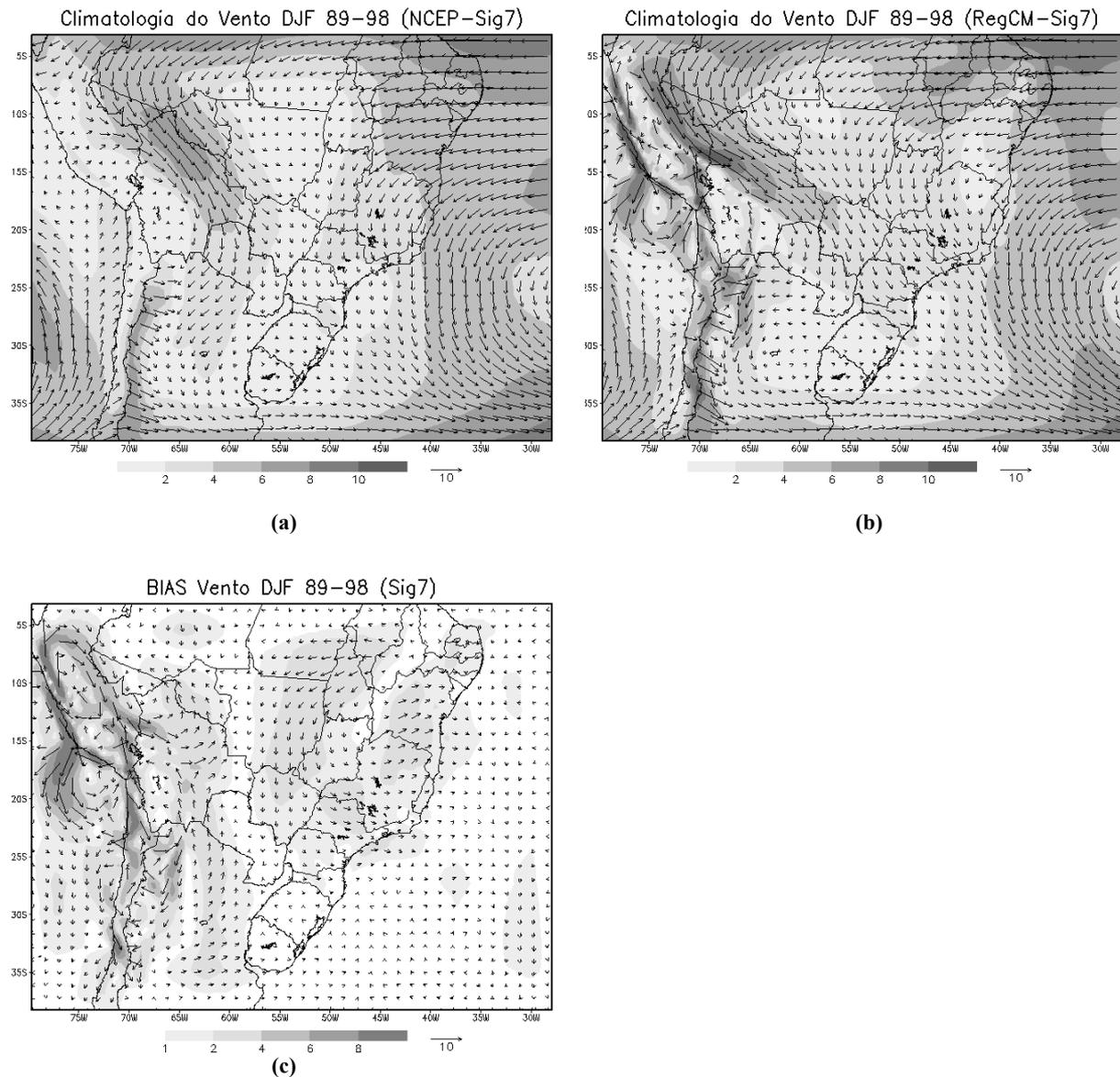


Figura 3.1: Climatologia sazonal de verão (trimestres DJF dos verões de 1989 a 1998) de intensidade (sombreado) e vetor vento (ms^{-1}) no nível sigma 7 (~ 850 hPa): (a) reanálise do NCEP e (b) RegCM; (c) diferença entre as climatologias (RegCM-NCEP). O intervalo e a escala de intensidade (ms^{-1}) assim como vetor de referência (10 ms^{-1}) são mostrados no rodapé das figuras.

Sobre a AS, a circulação de altos níveis está associada tanto com a propagação de transientes extratropical/tropical (Lenters e Cook 1999) como a efeitos locais, por exemplo, a liberação de calor latente (p.ex., Silva Dias et al. 1983; Gandu e Silva Dias 1998; Lenters e Cook 1997). Uma das principais características sazonais dessa circulação é a formação de uma alta em altos níveis (aproximadamente em 200hPa), nos meses de verão (Hastenrath 1997), conhecida

como Alta da Bolívia (AB), facilmente identificada na climatologia sazonal de verão nas linhas de corrente em ~ 200 hPa, nível sigma16, (Fig. 3.2a). Na climatologia das simulações a AB é bem reproduzida, assim como o cavado corrente abaixo sobre o nordeste do Brasil (Fig. 3.2b). Esse é um importante resultado, já que a representação desse anticiclone de altos níveis é uma das principais componentes que caracteriza a circulação monçônica na AS (Paegle e Mo 1997). A corrente de jato subtropical simulada (Fig. 3.2b) está posicionada corretamente, porém com maior intensidade comparada à reanálise (Fig. 3.2a).

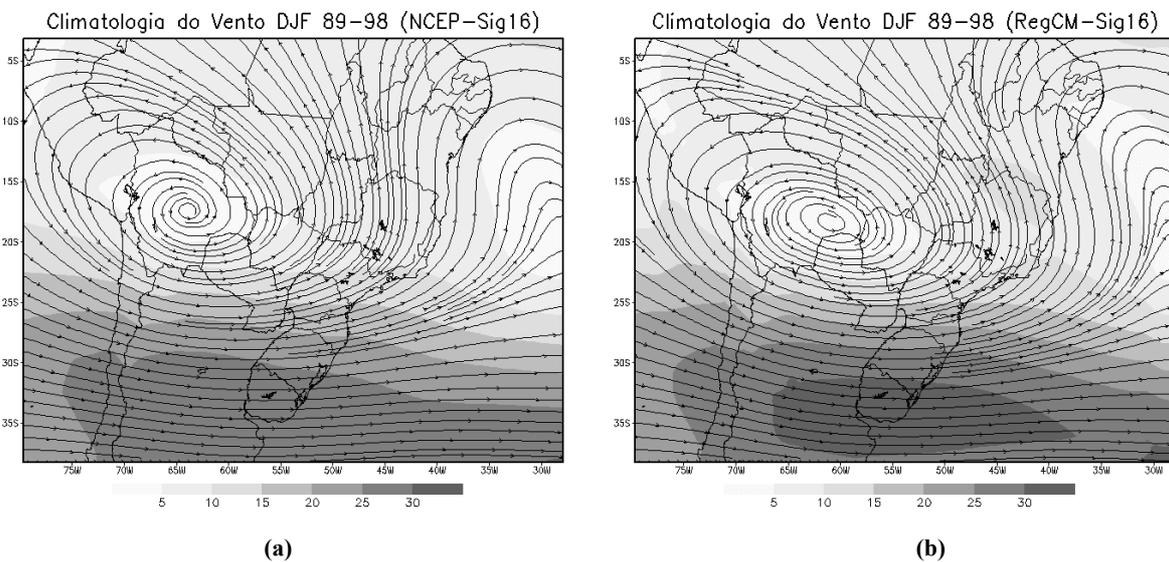


Figura 3.2: Similar a figura 3.1, para os campos de intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (ms^{-1}) no nível sigma 16 (~ 200 hPa).

As Figuras 3.3a-b mostram as climatologias de temperatura no nível sigma 5 (~ 925 hPa) da reanálise do NCEP e RegCM, respectivamente. Sobre o planalto brasileiro, região de topografia elevada que engloba a maior parte da região sudeste e os Estados da Bahia, Paraná e Santa Catarina (ver topografia Figura 2.1), nota-se uma redução da temperatura média na reanálise (Fig. 3.3a), que é parcialmente simulada pelo modelo (Fig. 3.3b). Sobre o Oceano Atlântico as simulações reproduzem o gradiente meridional de temperatura com menor intensidade. Pelo bias de temperatura (Fig. 3.3c) nota-se que as diferenças aumentam em direção ao centro do domínio, com o erro máximo orientado noroeste-sudeste. Sobre o Atlântico nota-se

duas regiões com maiores erros médios: uma parece estar associada à atuação da ZCAS sobre o oceano; e ao largo da costa nordeste brasileira, que como será mostrado apresenta um bias positivo de precipitação. Sobre o Pacífico o modelo reproduz o gradiente zonal de temperatura menos intenso que na reanálise (Fig. 3.3a-b). Entretanto, diferentemente do Atlântico, alterna temperaturas médias mais altas afastadas da costa oeste da AS e mais frias próximo a costa (Fig. 3.3c).

Outro padrão característico no campo de temperatura é notado sobre o norte da Argentina com um núcleo de temperaturas elevadas (Fig. 3.3a). Como será mostrado nas climatologias de precipitação (Fig. 3.5a-b), nessa região também é observado um mínimo relativo de precipitação. Segundo Seluchi et al. (2003) a região é dominada pelo aquecimento da superfície, sendo esse aquecimento o principal responsável pela formação da Baixa do Noroeste da Argentina (BNA) ou “Northwestern Argentinean Low, NAL” (que deve ser separada da Baixa térmica do Chaco associada a liberação de calor latente). O modelo reproduz essa estrutura de aquecimento, entretanto, mais fria e deslocada para sul (Fig. 3.3b) quando comparada à reanálise do NCEP (Fig. 3.3a).

Complementarmente, a figura 3.3d mostra o perfil vertical médio do bias de temperatura na latitude de 20°S. O modelo apresenta um bias frio, entre as longitudes de 30°W e 65° W, desde a superfície até aproximadamente 700 hPa e positivo próximo ao nível de 500 hPa. Esse padrão é semelhante para perfis nas latitudes 15°S e 30°S.

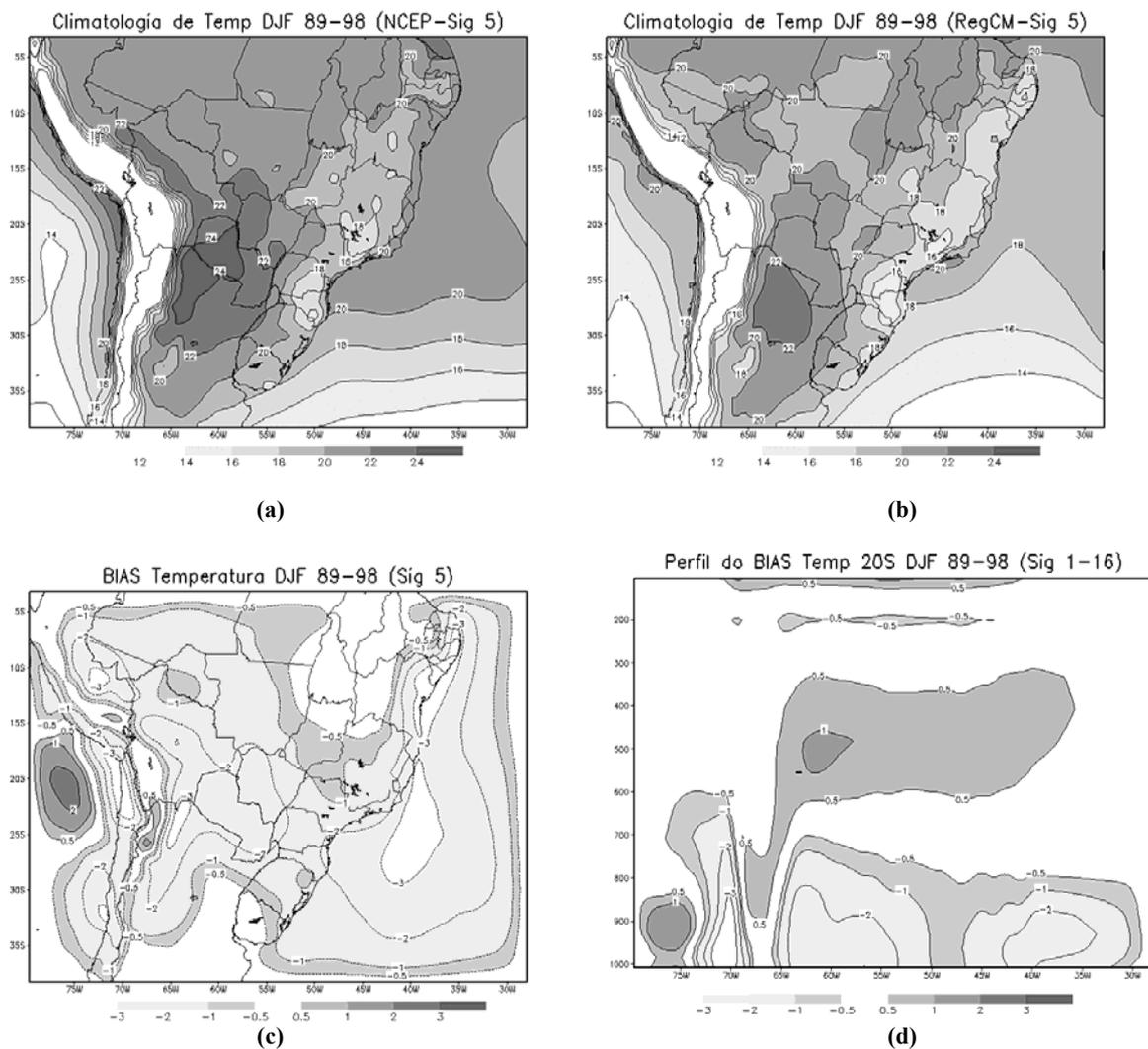


Figura 3.3: (a)-(c) Similar a figura 3.1, para os campos de temperatura no nível sigma 5 (~925hPa) em °C. (d) perfil zonal do bias de temperatura na latitude de 20° S (em °C). O intervalo e a escala de intensidade (°C) são mostrados no rodapé das figuras.

As climatologias da umidade específica no nível sigma5 (~925 hPa) da reanálise do NCEP e RegCM são mostradas na figura 3.4a,b. Sobre os oceanos o modelo apresenta valores similares ao NCEP. No continente a reanálise mostra uma estrutura mais detalhada que a simulação. Na figura 3.4c nota-se que, assim como para temperatura, a umidade específica simulada é inferior a do NCEP na maior parte do continente. Diferentemente do BIAS de temperatura, o perfil vertical do BIAS de umidade específica alterna valores positivos e negativos na direção leste-oeste (Fig. 3.4d). Na maior parte do território brasileiro a climatologia simulada é mais seca do que o NCEP.

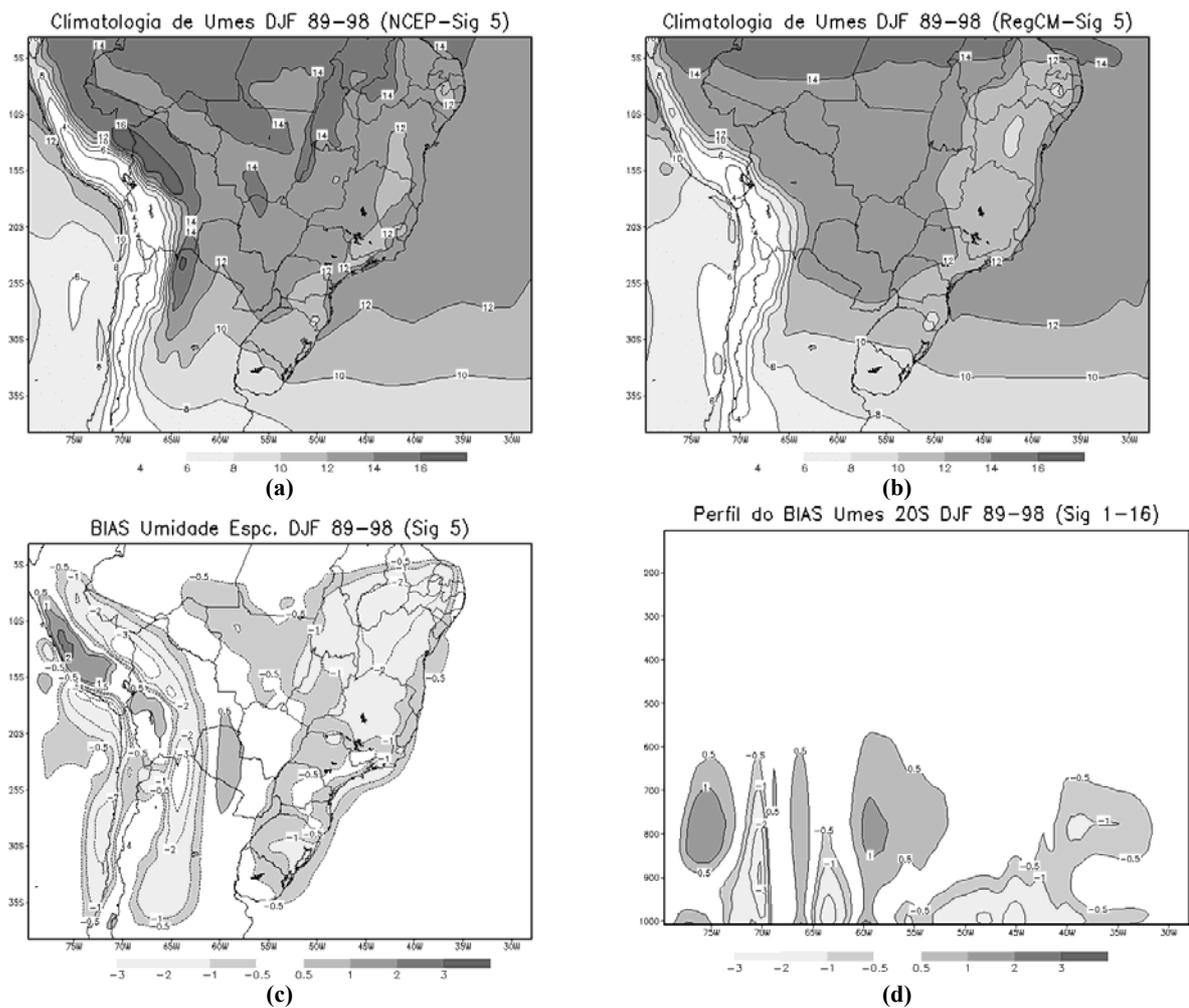


Figura 3.4: (a)-(c) Similar a figura 3.1, para os campos de umidade específica no nível sigma 5 ($\sim 925\text{hPa}$) em (em g/Kg). (d) perfil zonal do bias de umidade específica na latitude de 20°S (em g/Kg). O intervalo e a escala de intensidade (g/Kg) são mostrados no rodapé das figuras.

A figura 3.5 apresenta a climatologia da precipitação de verão (verões de 1990 a 1998) obtidas a partir de: (a) análise do CRU e (b) RegCM. A climatologia simulada reproduz os principais padrões observados de precipitação sazonal sobre a AS. A banda de precipitação noroeste-sudeste, associada a ZCAS, é geograficamente bem representada na simulação. Entretanto, em algumas regiões o total de chuva é subestimado, principalmente onde a precipitação da análise excede 8 mm/dia. O modelo simula o mínimo de precipitação no nordeste do Brasil e Argentina, assim como gradiente de precipitação entre as regiões sudeste e nordeste. Sobre a o litoral do nordeste brasileiro as simulações mostram um excesso de precipitação (superior a 4 mm/dia) que não é observado na análise (Fig. 3.5a-b). Próximo à fronteira norte do

domínio nota-se excesso de precipitação que é gerado pelo esquema de convectivo de Grell nas simulações com o RegCM, como também apresentado em outros estudos (Matínez-Castro et al. 2005).

A climatologia de precipitação sazonal é bem simulada a leste dos Andes. Nessa área, a análise do CRU (Fig. 3.5a) apresenta dois máximos locais que estão presentes na climatologia simulada (Fig. 3.5b). O máximo mais ao norte (entre 10-15° S) está associado à região de deflexão dos alísios, como mostra a climatologia sazonal do vento (Fig. 3.1a-b). O segundo máximo de precipitação situa-se sobre o Altiplano Boliviano (Fig. 3.5a). Segundo Lenters e Cook (1999), nesta área a precipitação convectiva é induzida pelo aquecimento diurno da superfície, convergência de umidade, precipitação e liberação de calor latente. Na climatologia simulada o máximo sobre o Altiplano é mais intenso e abrange uma área maior (Fig. 3.5a-b). Apesar do RegCM superestimar a precipitação na região (com relação a análise do CRU), a reprodução desses máximos na climatologia do modelo é um indicativo da representação da dinâmica e termodinâmica local. A precipitação na região central dos Andes é primariamente orográfica e, portanto, dependente da especificação da topografia (Lenters e Cook 1995), o que pode em parte explicar o excesso de precipitação simulado.

A diferença entre a climatologia sazonal do CRU e RegCM (bias) mostra que na região sul e em grande parte da região sudeste do Brasil o desvio entre as climatologias é pequeno (Fig 3.5c). As principais diferenças são aparentes sobre o centro-oeste brasileiro (bias negativo) e altiplano boliviano (bias positivo). Na figura 3.5c é também aparente o erro sistemático positivo próximo à fronteira norte do domínio.

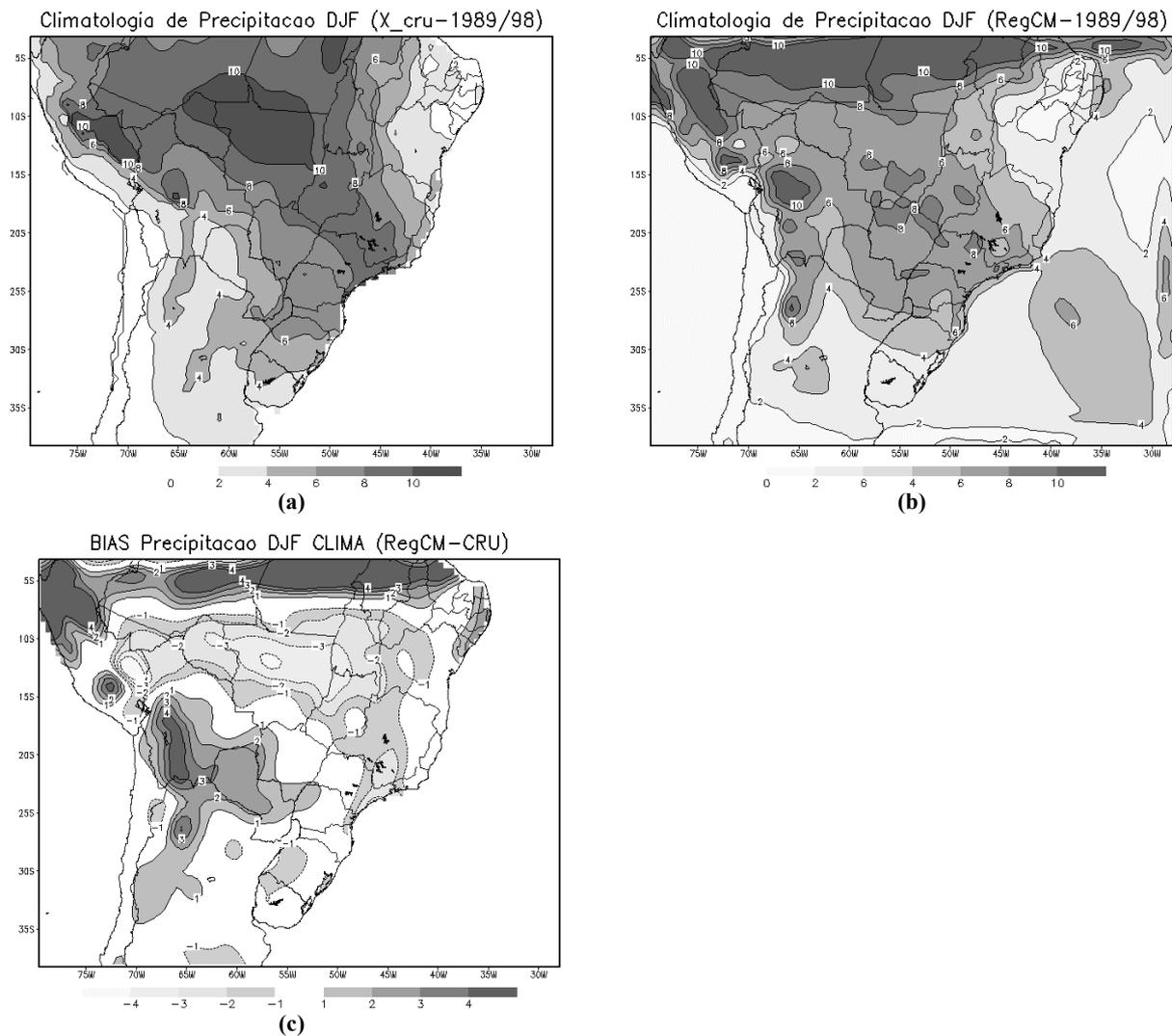


Figura 3.5: Climatologia, verões de 1989 a 1998, de precipitação sazonal do trimestres DJF (em mm/dia): (a) análise do CRU e (b) RegCM; (c) bias entre as climatologias (RegCM-CRU). O intervalo e escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.

A figura 3.6a mostra a distribuição de frequência (média dos verões) da precipitação diária (PD) para a região SDE considerando diversos limiares de precipitação (mm/dia) obtidos do: NCDC (preto) e RegCM (cinza). Comparando as climatologias nota-se que o RegCM tende a simular mais eventos de intensidade intermediária, classes 5-7,5 e 7,5-10 mm/dia. Com relação a eventos extremos, o modelo simula eventos de baixa intensidade com frequência inferior da observada e os mais intensos são simulados somente na classe 15-20 mm/dia, e em menor número. Nenhum evento com precipitação acima de 20 mm/dia foi simulado, em nenhum dos 10 verões (Fig. 3.6a). Diferentemente da região SDE que apresenta distribuição aproximadamente

gaussiana, a região SUL apresenta um declínio da frequência à medida que os eventos se tornam mais intensos (Fig. 3.6b). Nessa região a distribuição de frequência simulada é semelhante a análise, principalmente nas categorias até 15 mm/dia. Assim como na região SDE o número de eventos intensos de precipitação é subestimado pelo modelo, mas diferentemente da SDE alguns eventos intensos (20-25 mm/dia) foram simulados pelo RegCM na região SUL.

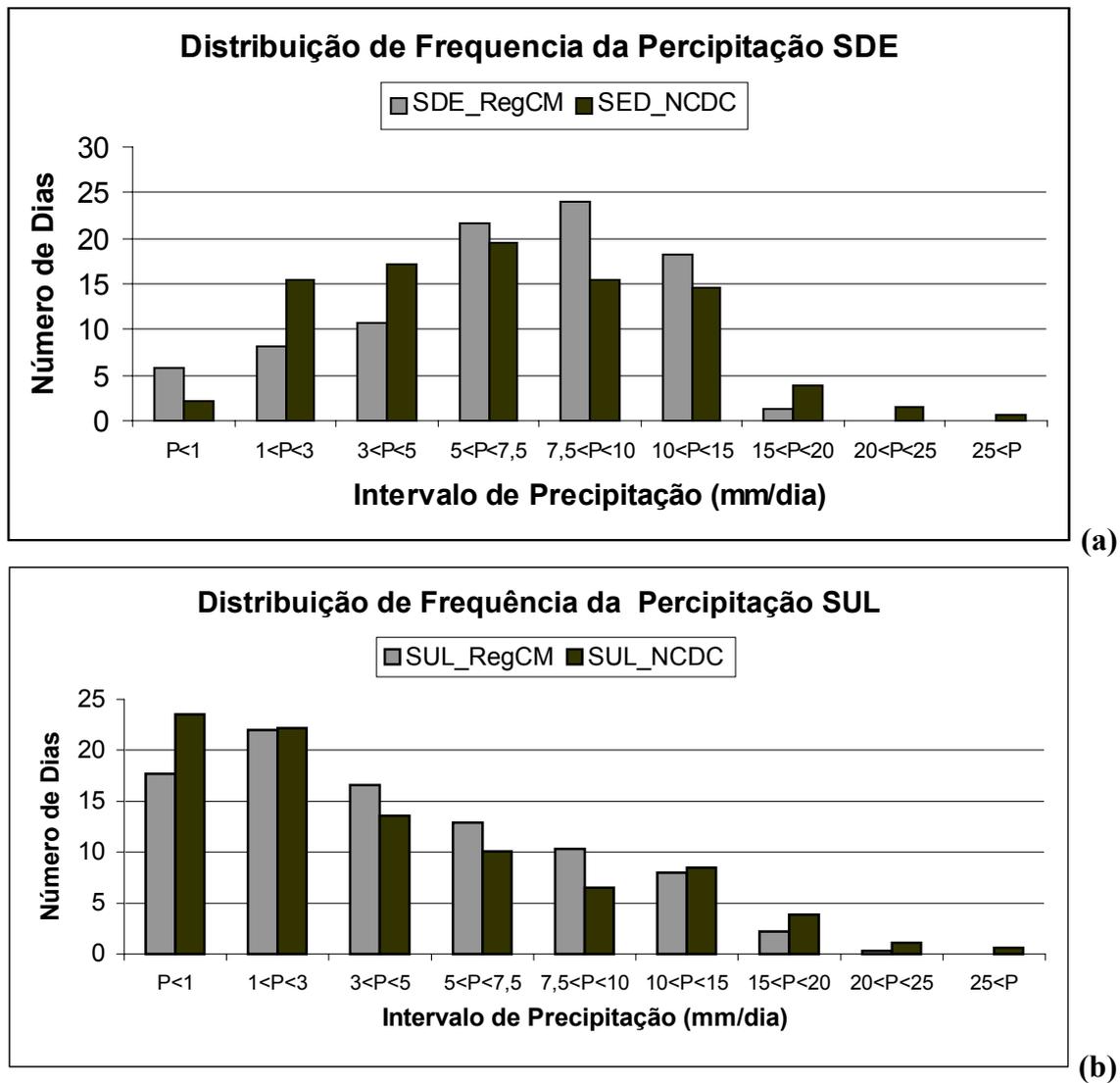


Figura 3.6: Distribuição média para a frequência de intensidade da precipitação diária para os verões de 1989 a 1998 obtidos da análise do NCDC (coluna preta) e RegCM (coluna cinza): (a) região SDE e (b) região SUL.

3.2 BALANÇO D'ÁGUA

3.2.1 Balanço d'água Climatológico

Assim como em Labraga et al.(2000) inicialmente dois casos foram analisados para obter o balanço do vapor d'água: um considerando apenas a convergência do fluxo horizontal (C+A) e outro considerando ambos convergência do fluxo vertical (O) e horizontal(C+A). Como a estimativa do fluxo vertical de umidade, ou termo orográfico, apresentaram valores extremamente elevados nas regiões de topografia acentuada (como será mostrada na sessão seguinte, 3.2.2), ao contrário de Labraga, na maior parte do domínio a soma dos termos do balanço d'água se aproxima mais da precipitação simulada quando se considera apenas a componente horizontal do fluxo de umidade. Portanto, nesse trabalho o balanço do vapor d'água é dado pela igualdade dos termos $C+A+E=P$, lembrando que o termo T já está incluído nos termos C e A. Essa aproximação foi utilizada em diversos outros trabalhos (p. ex., Rao et al. 1996; Wang e Paegle 1996; Berbery et al. 1996; Rao et al. 2002)

A figura 3.7a mostra a soma dos termos (C, A e E) e a figura 3.7b a precipitação simulada pelo modelo. A diferença entre a soma dos termos e a precipitação média sazonal dos 10 verões simulada, ou desbalanço espacial da aproximação considerada, é mostrada na figura 3.7c.

As principais diferenças entre a soma dos termos (Fig. 3.7a) e a precipitação simulada (Fig. 3.7b) são encontradas sobre regiões onde a topografia influi na precipitação, ou seja, ao longo de ambos os lados dos Andes e na região da Serra do Mar. Esses desvios, facilmente identificados na Fig. 3.7c, apresentam padrão e magnitude similares a outros estudos obtidos de reanálise (Labraga et al.2000) e modelo (Lenters e Cook 1995), ambos com resolução horizontal mais grosseira do que a utilizada no presente estudo.

Os desvios são grandes quando a comparação é pontual, como é o caso da Fig. 3.7c. Entretanto, comparando a soma dos termos e precipitação simulada média nas sub-regiões (SDE, SUL e ZCO) mostradas na figura 2.1 e sobre todo o domínio da figura 3.7, a precipitação é explicada com diferenças inferiores a 6%. Na região SDE a soma dos termos C+A+E é igual a 7,22 mm/dia e a precipitação simulada é de 7,10 mm/dia, o que implica em diferença relativa de +1% (a diferença relativa é dada por: $(C+A+E-P)/P$). Na região SUL a soma dos três termos é 4,55 mm/dia e a precipitação simulada é de 4,77 mm/dia, correspondendo a um desvio de -5%. Na região ZCO a soma é de 4,68 mm/dia e a precipitação é 4,63 mm/dia, desvio de +1%. Considerando todo o domínio a soma dos termos é 4,63 mm/dia e a precipitação simulada é 4,73 mm/dia, o que corresponde a um desvio de -2%.

É importante salientar que, apesar da melhor aproximação entre a estimativa do balanço d'água e a precipitação simulada ser obtida quando o termo orográfico não é considerado, a distribuição espacial do termo apresenta semelhanças à obtida em outros estudos (Lenters e Cook 1995; Labraga et al.2000). Portanto, será feita apenas uma análise *qualitativa* da influência do termo sobre a precipitação nas simulações.

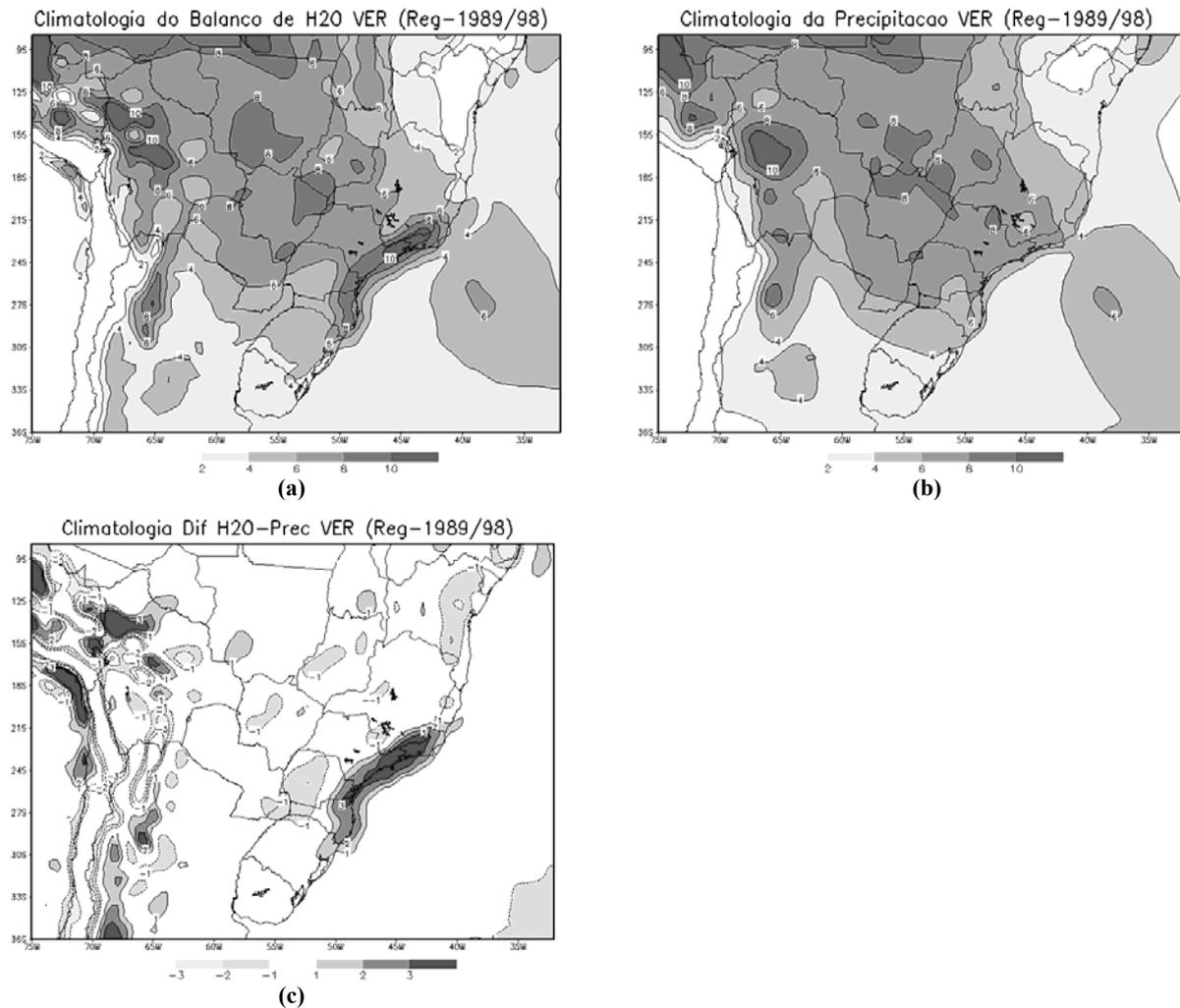


Figura 3.7: (a) Soma dos termos do balanço de vapor d'água: convergência (C), advecção (A) de umidade e evaporação (E) média climatológica de verão (1989-1998). (b) precipitação climatológica de verão simulada (P). (c) diferença entre a soma dos termos e a precipitação ($d = C+A+E-P$). O intervalo e a escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.

3.2.2 Análise dos Termos do Balanço d'Água

A figura 3.8 a,b,c,d,e mostra os componentes do balanço d'água: A, C, E, O e T, respectivamente. Os principais responsáveis pela precipitação sobre a região da ZCAS são a convergência de umidade e evaporação (Fig. 3.8b,c), semelhante aos resultados obtido por Labraga et al. (2000). Sobre essa região os transientes são relativamente elevados, principalmente sobre o oceano, contrapondo-se à convergência de umidade na região e, portanto contribuindo para redução da precipitação (Fig. 3.8e). Sobre o sudeste brasileiro os termos de

orografia (Fig. 3.8d) e advecção de umidade (Fig. 3.8a) contribuem negativamente para a precipitação. Aparentemente, a convergência do fluxo horizontal de umidade (Fig. 3.8a,b) apresenta uma relação com a topografia, já que as regiões onde são observados os máximos da convergência horizontal na região continental da ZCAS apresentam o termo orográfico com valores significativos (Fig. 3.8d). Pela figura 3.8b nota-se que não é simulada uma banda contínua de convergência de umidade sobre o Brasil central, o que pode explicar a menor intensidade da precipitação estimada pelo balanço d'água (Fig. 3.7a) em relação a análise do CRU (Fig. 3.5a).

No sul do Brasil, em escala climática, a precipitação total é balanceada em primeira ordem pela evaporação, já que as contribuições dos termos de advecção e convergência de umidade (Fig. 3.8a,b) praticamente se cancelam, com exceção da faixa litorânea onde os efeitos topográficos da Serra do Mar exercem influência sobre a convergência de umidade. No somatório, os desvios em relação a convergência de umidade do estado básico na maior parte do sul do Brasil é inferior a influência dos demais termos.

No Altiplano Boliviano o balanço d'água possui forte contribuição da convergência de umidade (Fig. 3.8d). Entretanto, não só no altiplano, mas em geral nas proximidades dos Andes, a estimativa de precipitação através da soma dos termos apresenta valores extremamente altos, principalmente quando o termo orográfico é incluído no balanço (não mostrado). Em Lenters e Cook (1995), assim como em Labraga et al.(2000), esses termos apresentam padrões similares na superestimativa da precipitação. Mas, nota-se nas figuras 3.5a,b que tanto a precipitação observada na análise com a simulada pelo RegCM a leste dos Andes é inferior a soma dos termos do balanço d'água (Fig. 3.7a) assim como a precipitação simulada (Fig. 3.7b). Esse resultado sugere que o bias positivo de precipitação pode estar associado com a convergência horizontal e levantamento topográfico excessivos, talvez devido a alta resolução utilizada nas simulações numéricas.

3. Climatologia

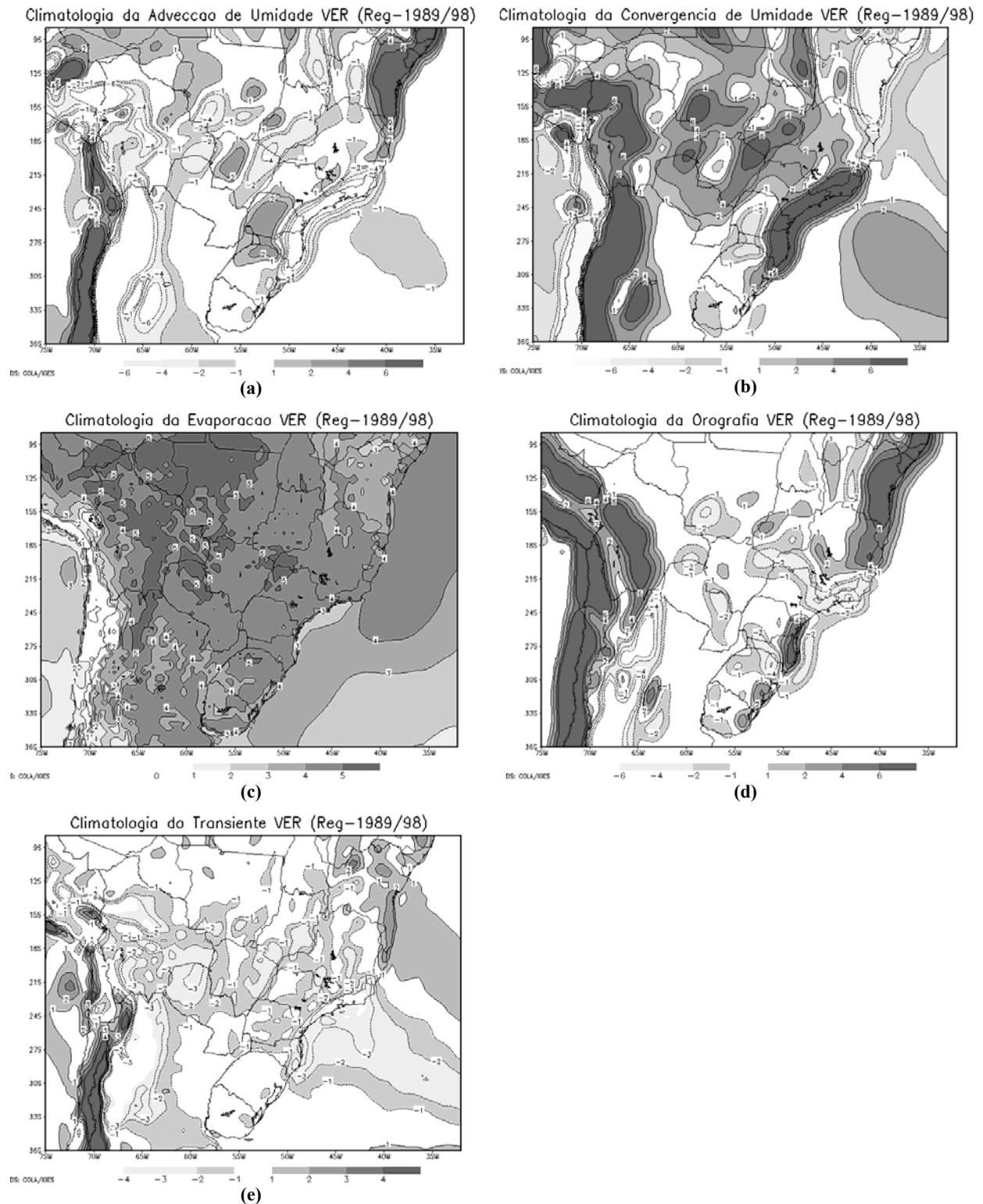


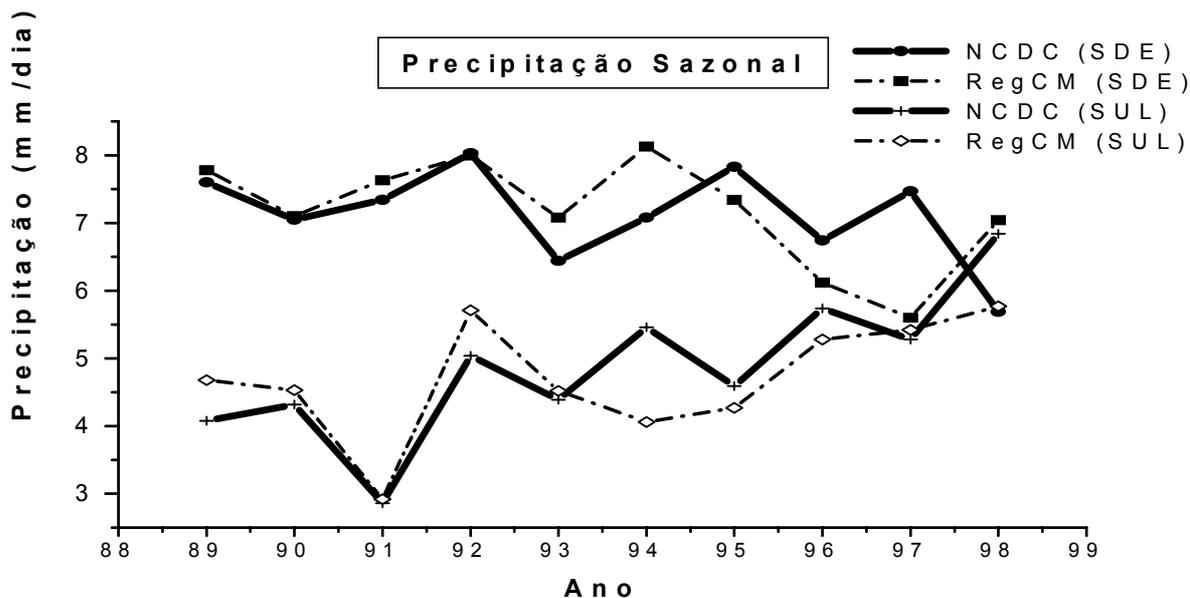
Figura 3.8: Climatologia de verão (1989-1998) dos termos do balanço de vapor d'água: (a) convergência de umidade (C), (b) advecção de umidade (A), (c) evaporação (E), (d) transporte vertical de umidade (O) e (e) transiente da convergência do fluxo de umidade (b) precipitação climatológica de verão simulada (P). (c) diferença entre a soma e a precipitação (C+A+E-P). Todos os campos foram obtidos das simulações com o RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.

4 VARIABILIDADE INTERANUAL

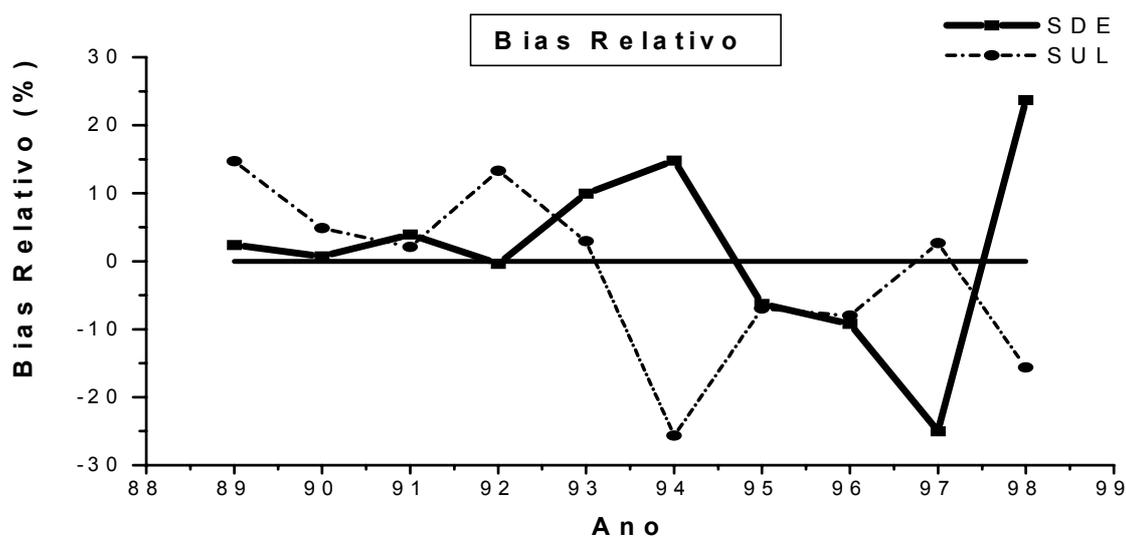
Nesse capítulo é analisada a variabilidade interanual das médias sazonais. Para isso, são comparadas as séries sazonais de precipitação e temperatura, entre modelo e análise, para todo o período (10 verões). Por objetividade, uma análise espacial mais detalhada é feita apenas para dois verões na seção 4.2. Os verões de 90 e 98 foram selecionados por apresentarem diferenças significativas na circulação sazonal e na distribuição intrasazonal (que é discutida no capítulo seguinte) de precipitação na região sudeste do Brasil. Na sessão 4.3 a variabilidade interanual é decomposta através dos termos do balanço de vapor d'água.

4.1 VERIFICAÇÃO SAZONAL OBJETIVA

A figura 4.1a mostra a série da precipitação sazonal nas regiões SDE e SUL (ver Fig. 2.1) obtidos da análise do NCDC e RegCM. Em ambas regiões o modelo reproduz bem as variações interanuais, com exceção dos verões de 97 e 98 na região SDE e 94 e 98 na região SUL, onde nota-se maiores desvios entre as médias. Assim, pela série do bias relativo (Fig. 4.1b), com exceção dos anos já mencionados, o modelo apresenta em geral um erro inferior a 15% na estimativa do total sazonal de precipitação. Mesmos nos verões onde o erro é mais elevado ($\pm 25\%$) os resultados mostram valores comparáveis aos obtidos em estudos similares (p.ex., Giorgi et al. 1994; Giorgi e Mearns 1999; Menéndez et al. 2001; Nicolini et al. 2002).



(a)

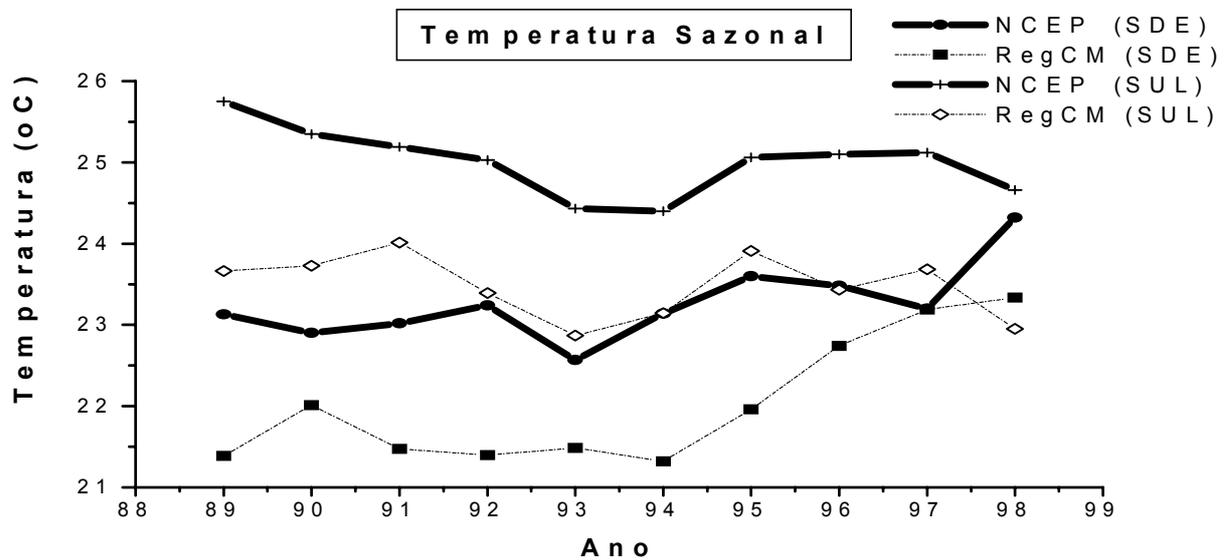


(b)

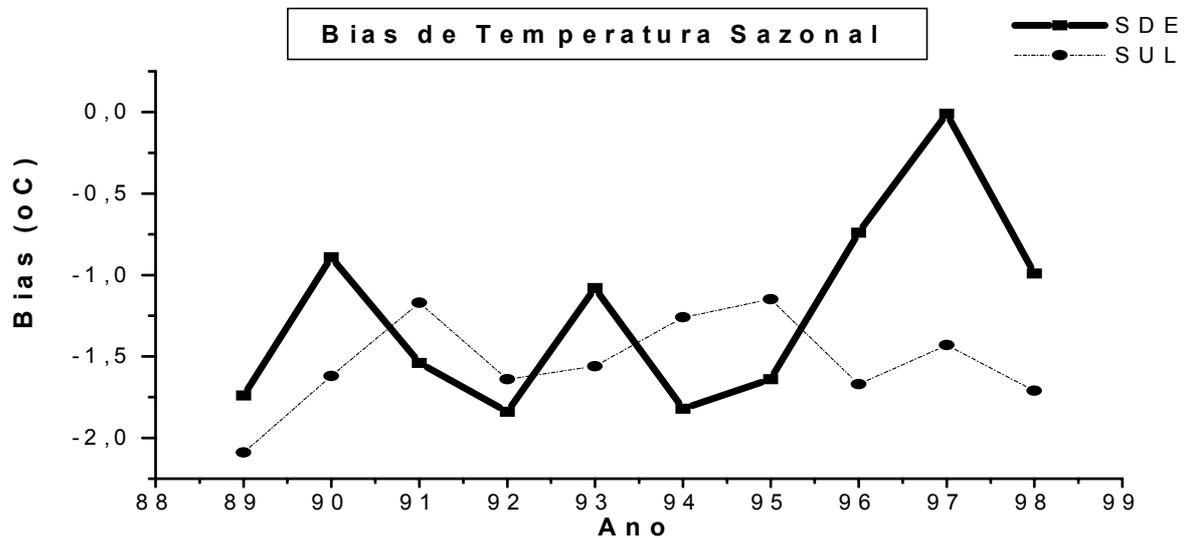
Figura 4.1: (a) Série interanual da média sazonal de precipitação nas regiões SDE e SUL obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia). (b) com em (a), mas para o bias relativo (em %).

As séries temporais da temperatura média sazonal simuladas e reanálise do NCEP, no primeiro nível do modelo, nas regiões SDE e SUL são mostradas na figura 4.2a. O modelo simula temperaturas bem abaixo da reanálise, com exceção de 97 na SDE. Pela figura 4.2b, que mostra a série do BIAS absoluto, nota-se que em geral os erros são superiores a -1°C , chegando a -2°C em 89 na região SUL. Apesar de elevado, os bias estão dentro da faixa de erro sugerida em Giorgi e Mearns

(1999) para esse tipo de simulação, que é de $\pm 0,5-2$ °C. O perfil vertical do bias climatológico de temperatura (Fig. 4.2c) mostra que as temperaturas simuladas são mais frias na baixa e alta troposfera e mais quente no níveis médios (assim como na Fig. 3.3d).

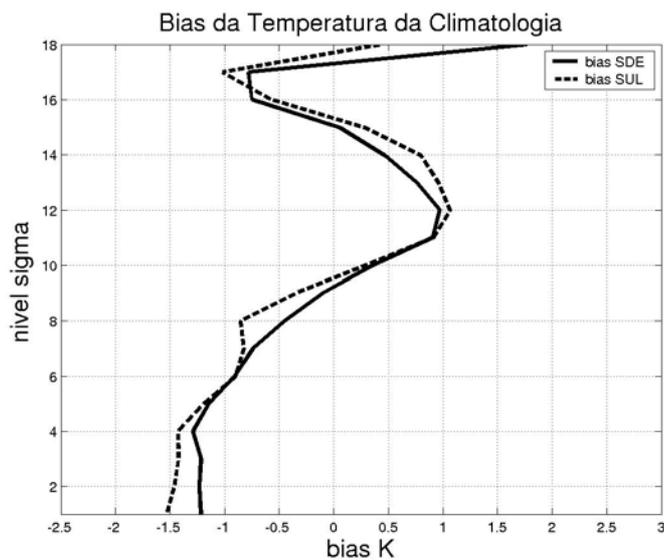


(a)



(b)

Figura 4.2: (a) Similar a figura 4.1a para a temperatura média sazonal (em °C) no primeiro nível do modelo (sigma1). (b) série temporal do bias da temperatura média sazonal nas regiões SDE e SUL (em °C). (c) perfil do bias climatológico de temperatura nas regiões SDE (linha contínua) e SUL (linha tracejada).



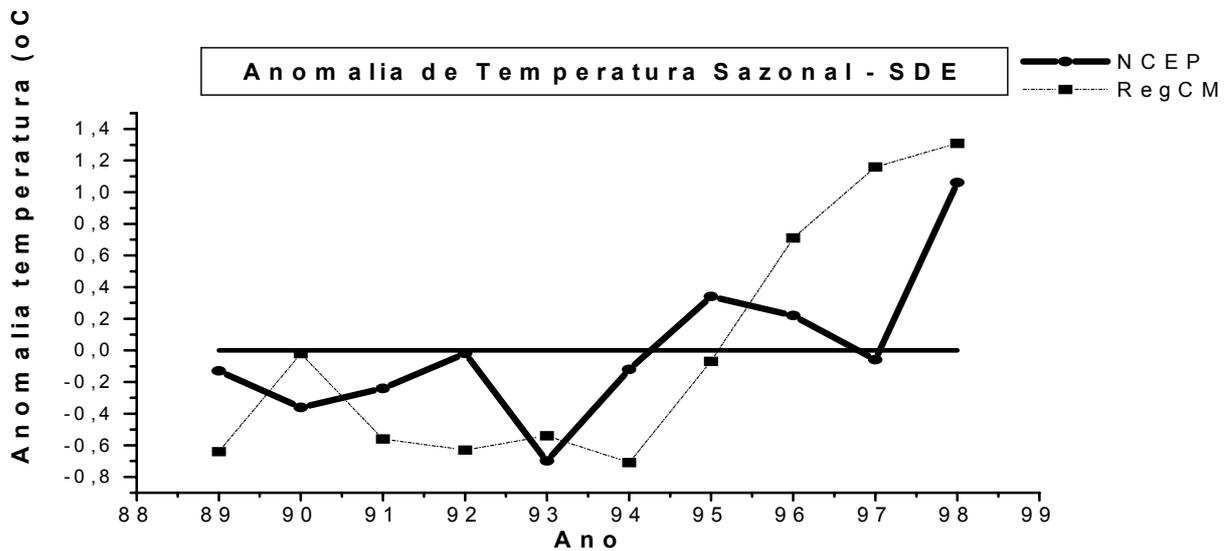
(c)

Figura 4.2: (a) Similar a figura 1a para a temperatura média sazonal (em °C) no primeiro nível do modelo (sigma1). (b) série temporal do bias da temperatura média sazonal nas regiões SDE e SUL (em °C). (c) perfil do bias climatológico de temperatura nas regiões SDE (linha contínua) e SUL (linha tracejada).

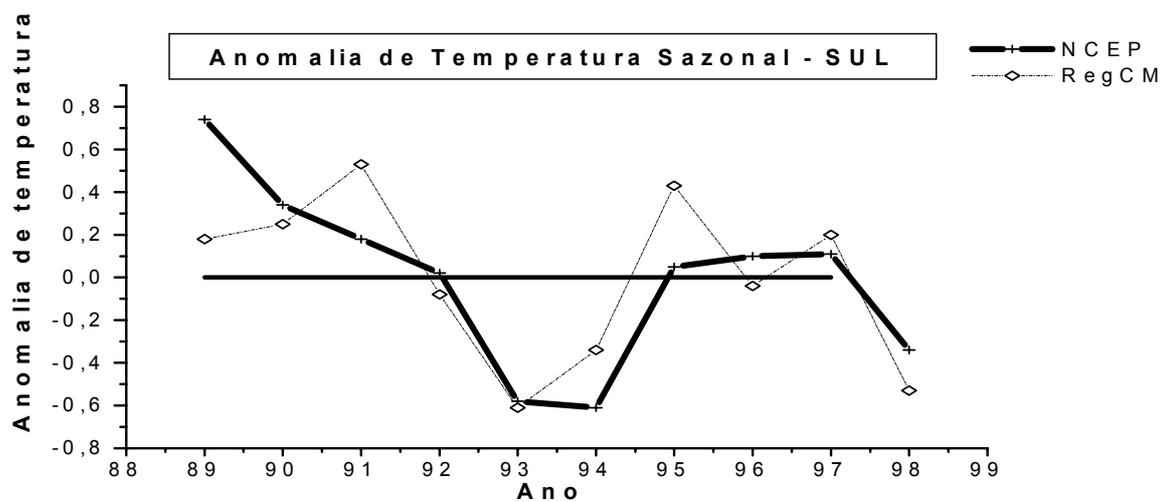
A figura 4.2a sugere que, apesar do erro sistemático na temperatura, o modelo simula a variabilidade interanual de temperatura, principalmente na região SUL onde essa variação interanual é similar à reanálise. Para evidenciar essa variação, na figura 4.3 são mostradas as séries das anomalias sazonais de temperatura do RegCM e NCEP para as regiões SDE e SUL. Mesmo com o erro sistemático menor, as variações interanuais de temperatura na região SDE são diferentes do NCEP (Fig. 4.3a). Para a região SUL (Fig. 4.3b) o modelo acompanha as variações interanuais de forma coerente e as anomalias possuem magnitudes semelhantes na maioria dos verões considerados.

Como os desvios das anomalias simuladas diferem da reanálise, a figura 4.3c mostra as anomalias da temperatura do ar do RegCM e análise do CRU, que possui maior resolução horizontal. É evidente a maior concordância entre o sinal e magnitude das anomalias simuladas e observadas, com exceção de 95 e 97. Esta maior semelhança entre o RegCM e a análise do CRU pode estar associada a topografia acentuada da região SDE, e seus efeitos sobre a temperatura

próximo a superfície, que provavelmente não é resolvida na reanálise do NCEP (que tem resolução horizontal de 2,5°).

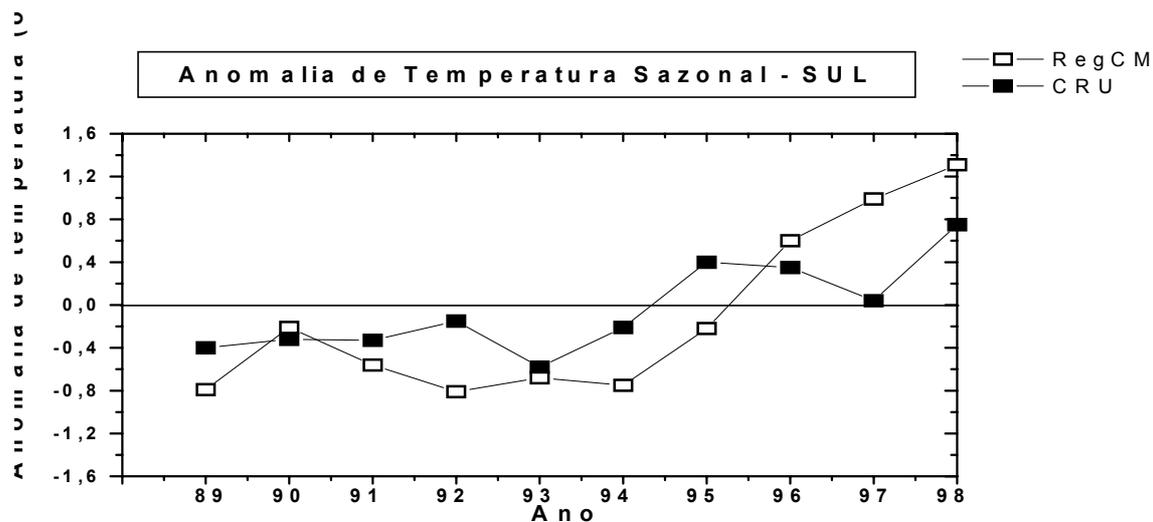


(a)



(b)

Figura 4.3: Série temporal da anomalia sazonal de temperatura (em °C) no primeiro nível do modelo (sigma 1) obtidos da reanálise do NCEP e RegCM3: (a) região SDE e (b) SUL. (c) anomalias sazonal da temperatura do ar obtida do RegCM e análise do CRU.



(c)

Figura 4.3: Série temporal da anomalia sazonal de temperatura (em °C) no primeiro nível do modelo (sigma 1) obtidos da reanálise do NCEP e RegCM3: (a) região SDE e (b) SUL. (c) anomalias sazonal da temperatura do ar obtida do RegCM e análise do CRU.

4.2 VERÃO DE 1989/90 E 1997/98

4.2.1 Campos Médios Sazonais

A figura 4.4 apresenta a intensidade e o vetor vento no nível sigma 7 (~850 hPa) para os verões de 1990 (coluna esquerda) e 1998 (coluna direita) obtidos a partir da: (a-b) re-análise do NCEP e (c-d) RegCM3. Comparando os verões nota-se a diferença na intensidade e direção do escoamento de noroeste a leste dos Andes (Fig. 4.4a,b). No verão de 98 este escoamento de noroeste é mais intenso e se estende até a região central do Paraguai, com um ramo do escoamento girando ciclonicamente em direção ao pampa argentino e outro em direção ao sul do Brasil (Fig. 4.4b). Essa intensificação do escoamento com origem na região amazônica, é responsável pelo aumento do transporte de umidade para a região do Paraguai, nordeste da Argentina e sul do Brasil, durante o verão de 98 (Fig. 4.4b). Em 90 o escoamento de noroeste à leste dos Andes em baixos níveis é menos intenso e mais zonal (Fig. 4.4a), estando assim restrito

a latitudes tropicais, e em 98 esse escoamento apresenta uma componente meridional mais intensa sobre a região central do Brasil (Fig. 4.4b).

As simulações reproduzem essa variação interanual de intensificação do escoamento de noroeste a leste dos Andes em 98 (Fig. 4.4d), se estendendo do norte boliviano ao Paraguai, assim como a extensão deste escoamento em direção ao centro da Argentina e sul do Brasil. No entanto, o escoamento simulado é mais restrito às proximidades da cordilheira dos Andes e de menor intensidade, quando comparado à reanálise (Fig. 4.4a). A reprodução dessa variabilidade interanual é um importante resultado das simulações já que esse escoamento associado ao JBN interage com mecanismos de grande influência no regime de precipitação na AS, tanto na escala sazonal como na intrasazonal (Nogués-Paegle e Mo 1997; Sugahara 1996; Marengo et al. 2004; Liebmann et al. 2004). Por exemplo, Sugahara (1996) sugere que nos dias em que o JBN sobre o Paraguai é intenso a ZCAS está enfraquecida ou ausente na região sudeste. Liebmann et al. (2004) mostram que os dias com jato intenso (fraco) estão associados a eventos extremos e anomalias positivas de precipitação sobre a região da bacia do Prata (ZCAS), apresentando um padrão de dipolo entre as regiões.

O escoamento anticiclônico relativo a AAS é corretamente simulado no verão de 90 (Fig. 4.4a,c), tanto em intensidade como no posicionamento. Já no verão de 98 o escoamento anticiclônico da AAS simulado é menos intenso a nordeste do sudeste brasileiro (Fig. 4.4b,d).

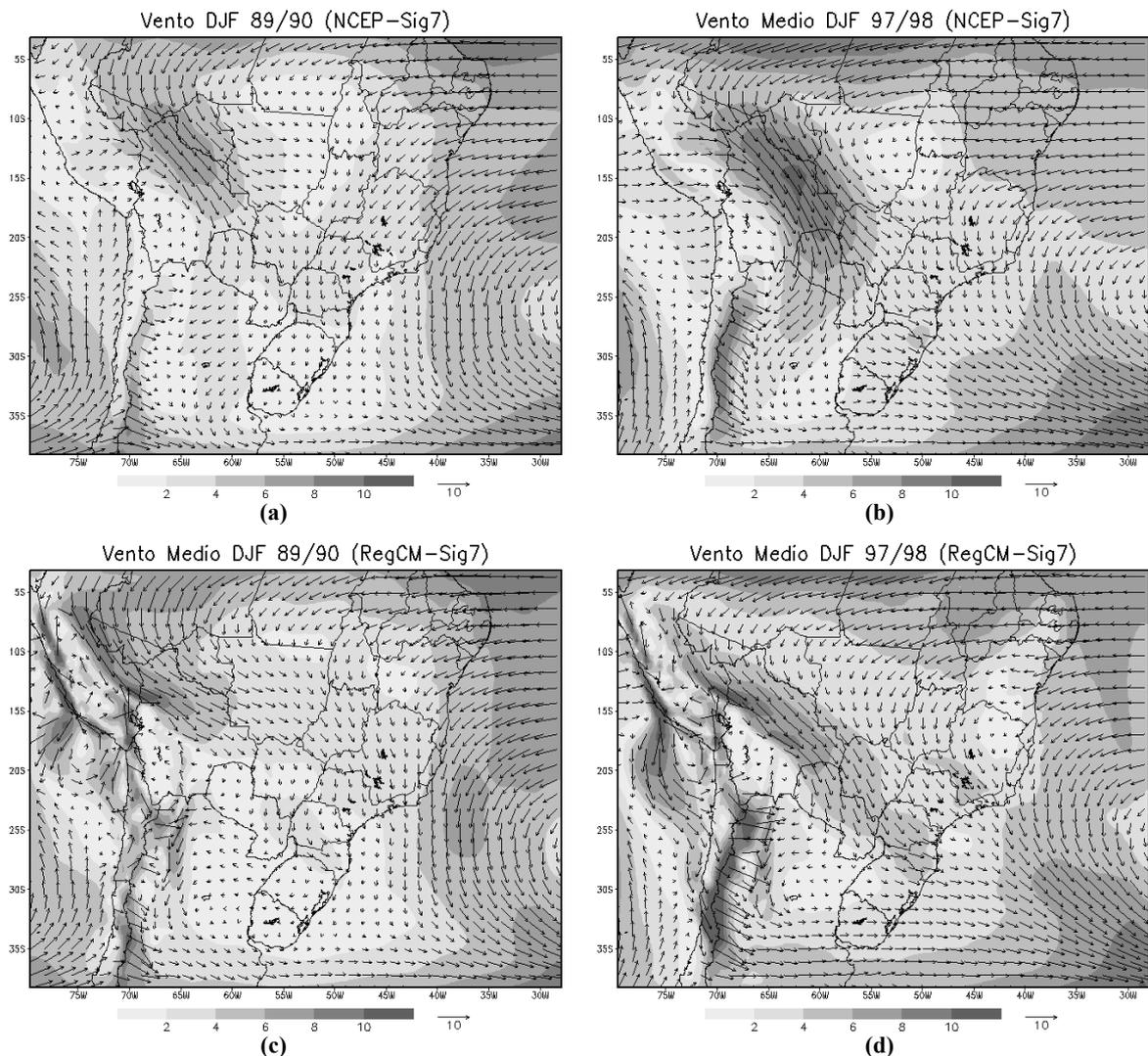


Figura 4.4: Intensidade (sombreado) e direção do vetor vento (ms^{-1}) no nível sigma 7 (~ 850 hPa) para o verão de 1990 (coluna da esquerda) e verão de 1998 (coluna da direita): (a-b) re-análise do NCEP e (c-d) RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (2 ms^{-1}), assim como o vetor de referência (10 ms^{-1}), são mostrados no rodapé da figura.

Durante o verão de 90 a AB situa-se sobre a região do Altiplano Boliviano (Fig. 4.5a) apresentando um menor estiramento zonal comparado à climatologia (Fig. 3.2a). Em 98, a circulação anticiclônica na alta troposfera apresenta características similares a climatologia, mas com a intensificação do jato subtropical ao sul da AB (Fig. 4.5b). O RegCM simula (Fig. 4.5c-d) essas variabilidades interanuais em relação a climatologia (Fig. 3.1b).

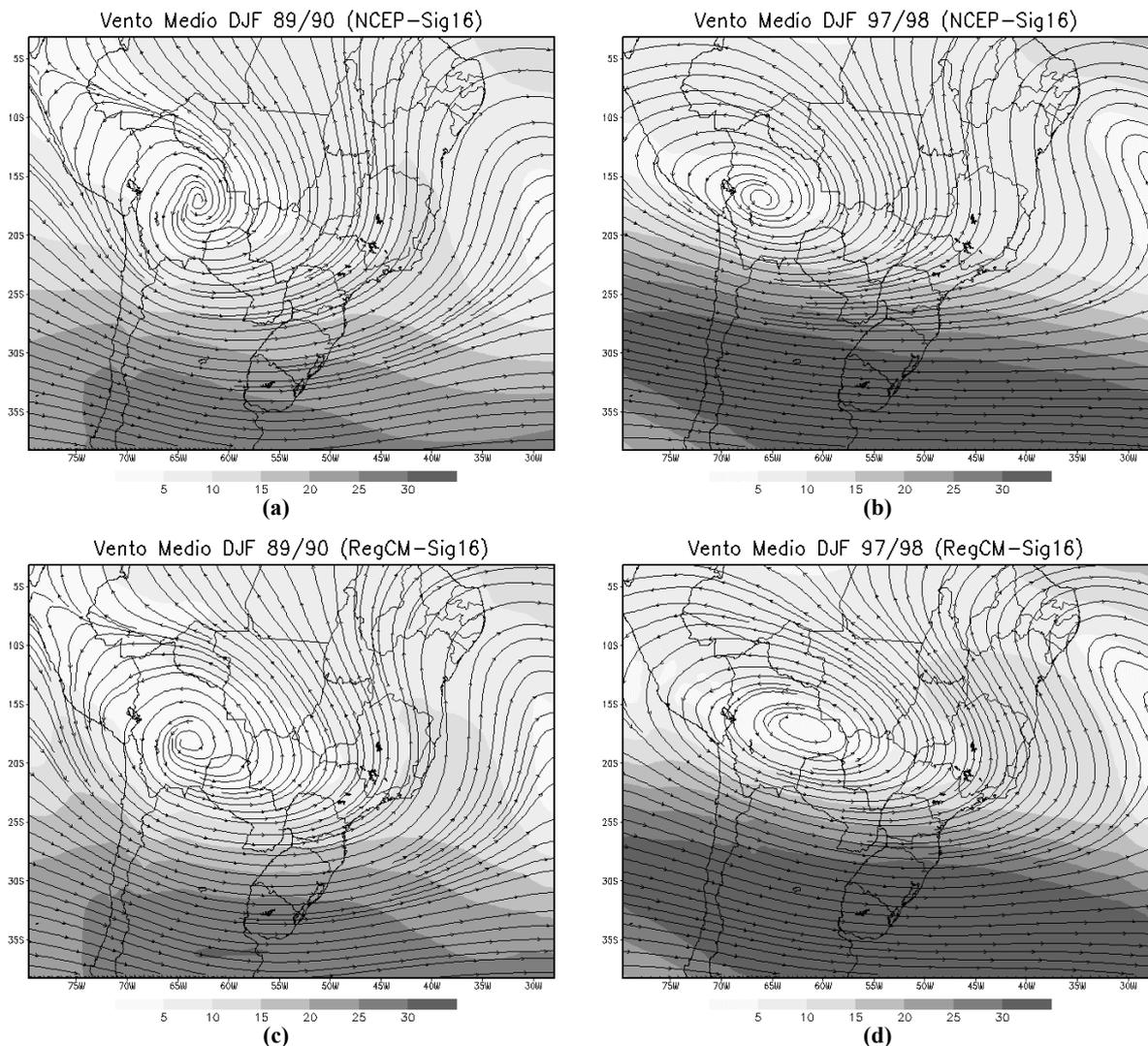


Figura 4.5: Similar a figura 4.4, para os campos de intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (ms^{-1}) no nível sigma 16 (~ 200 hPa).

A figura 4.6 mostra a altura geopotencial em 850hPa. No verão de 90 a Baixa do Chaco configurou-se sobre uma região relativamente maior e mais intensa do que em 98 (Fig. 4.6a-b). Essas alterações, na abrangência e intensidade da BC, foram simuladas pelo RegCM3 (Fig. 4.6c-d). No verão de 90 a intensificação da BC pode ser identificada através da isolinha de 1485m, que se estende sobre uma região maior (Fig. 4.6a,c).

Outro aspecto importante no campo de geopotencial é a maior intensidade da AAS em 98 (Fig. 4.6b) do que em 90 (Fig. 4.6a). O posicionamento mais continental do AAS durante o verão de 98 está presente nas simulações (Fig. 4.6c). Entretanto, as simulações apresentaram

4. Variabilidade Interanual

valores superiores de altura geopotencial comparado a reanálise nos dois períodos (Fig. 4.6a-d). A intrusão da AAS em 98 contribui para o escoamento de noroeste mais intenso através da intensificação do gradiente (oeste-leste) de geopotencial a leste dos Andes. Esse mecanismo pode ser notado na reanálise em 98 (Fig. 4.6b) próximo a 16°S e 60°W, e no campo do RegCM3 (Fig. 4.6d) um pouco mais a sul, o que justifica as diferenças nos escoamento em baixos níveis (Fig. 4.4b,d). A intensificação do JBN e sua associação com o gradiente de pressão, devido ao deslocamento da AAS, também foi encontrada por Misra et al. (2002), porém para os meses de JFM de 98.

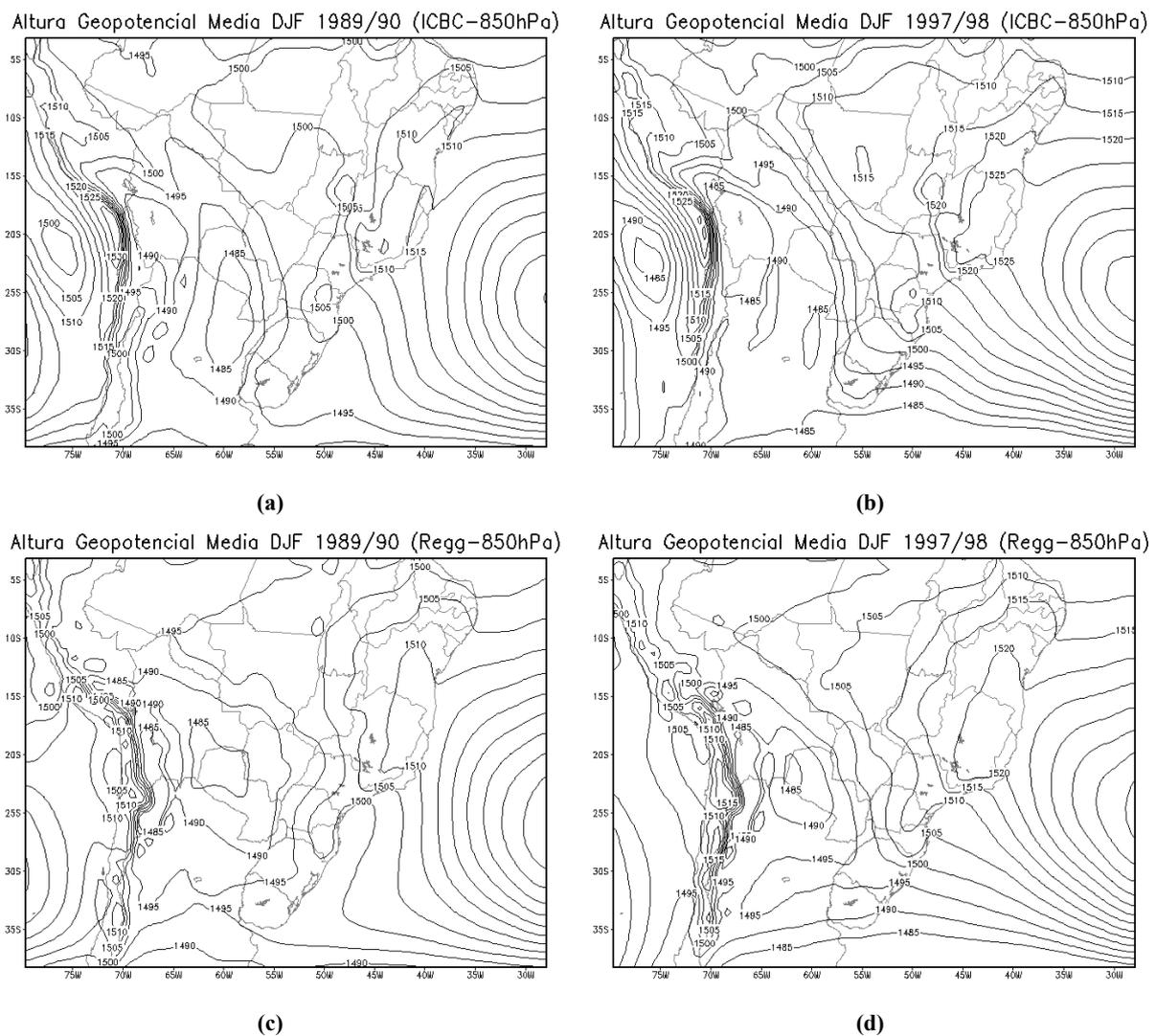


Figura 4.6: Similar a figura 4.4 para os campos de altura geopotencial em 850 hPa. Em unidade de m.

A figura 4.7 apresenta a precipitação sazonal dos verões de 90 e 98 obtidas da análise do CRU (a-b) e RegCM3 (c-d). No verão de 98 a análise apresenta um padrão semelhante ao climatológico (Fig. 3.4a), com o eixo de máxima precipitação orientado noroeste-sudeste estendendo-se desde o Brasil central até o litoral da região sudeste. No verão de 90 a precipitação é próxima da climatologia em toda região sul do domínio, com exceção do máximo sobre o Uruguai. Nesta estação o máximo climatológico de precipitação sobre a parte central do Brasil deslocou-se para o sul da bacia amazônica.

Nos resultados do RegCM3 (Fig 4.7c-d) nota-se a variação interanual de precipitação na maior parte do domínio. Em partes do domínio estas variações são espacialmente coerentes com a análise, como, por exemplo, a intensificação da precipitação a leste dos Andes ou o aumento de precipitação na região nordeste no verão de 90 (Fig 4.7a-c). Entretanto, em algumas regiões estas variações estão deslocadas e acima dos valores da análise. Por exemplo, o aumento de precipitação no sul do Brasil em 98 (Fig 4.7b), e regiões adjacentes, na simulação aparece como um núcleo de elevada precipitação ao sul do Paraguai (Fig. 4.7d), ou seja, deslocada para norte comparada a análise do CRU (Fig 4.7b). Uma das principais deficiências na precipitação simulada refere-se a banda de convecção da ZCAS. O RegCM3 não reproduz de forma homogênea a banda de precipitação superior a 8 mm/dia, que na maioria dos verões se estende desde a Amazônia até sudeste brasileiro na análise do CRU. A dissociação simulada entre a precipitação sobre o continente e oceano, próximo ao sudeste do Brasil, que não pode ser verificada com a análise do CRU, é um padrão presente na análise de precipitação estimada por satélite (não mostrado).

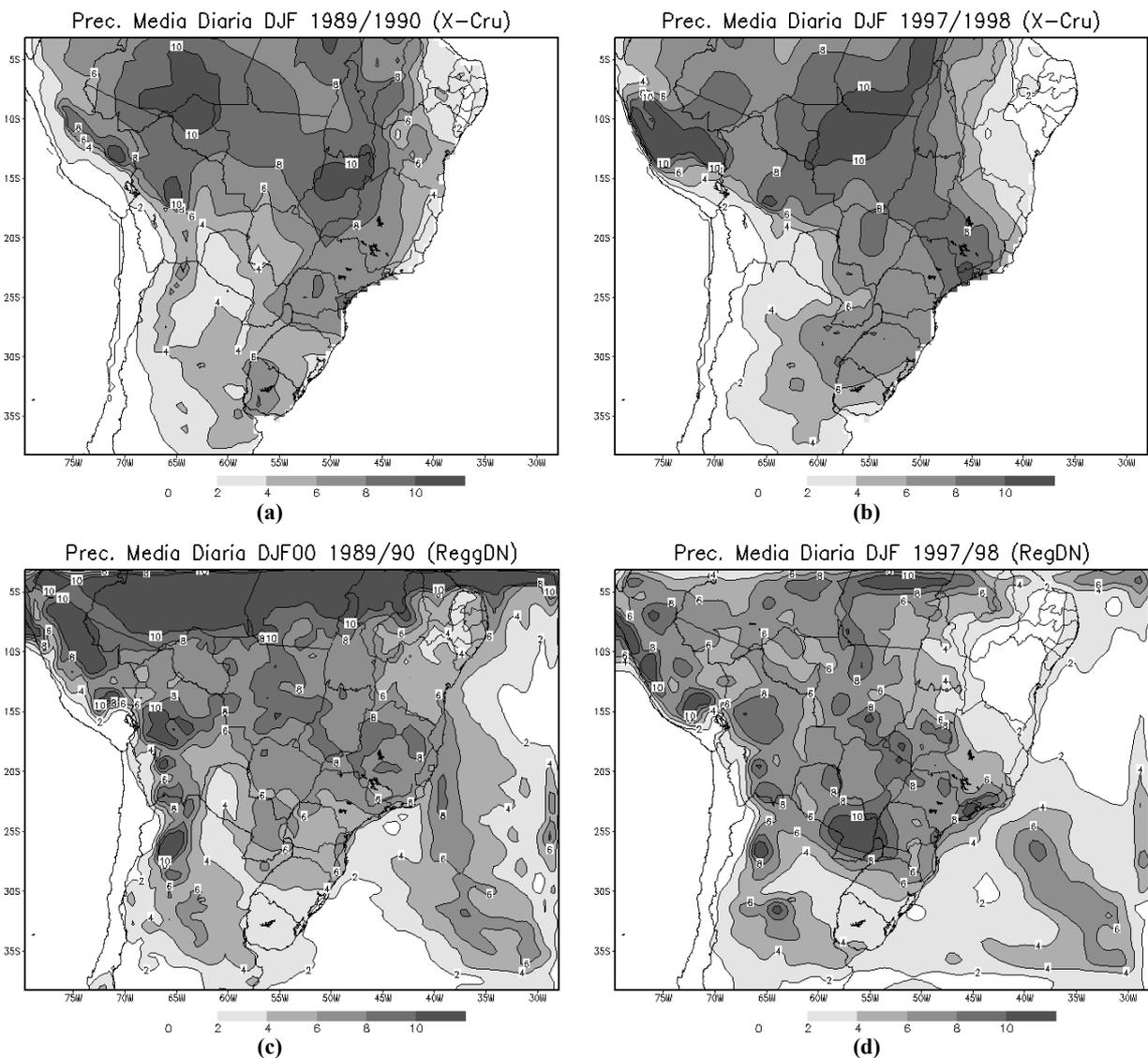


Figura 4.7: Similar a figura 4.4, para os campos de precipitação sazonal de verão (em mm/dia).

4.2.2 Anomalias Sazonais

A figura 4.8 apresenta a anomalia da intensidade e do vetor vento no nível sigma 7 (aproximado de 850 hPa) para os verões de 1990 (coluna esquerda) e 1998 (coluna direita) obtidos a partir da: (a-b) re-análise do NCEP e (c-d) RegCM3. As anomalias representam a diferença entre a média sazonal e a climatológica, obtida considerando os 10 anos (89-98) tanto para o RegCM como para o NCEP.

Durante o verão de 98 o principal padrão na anomalia do vento na re-análise é a intensificação do escoamento desde a região central boliviana até o sul do Brasil (Fig. 4.7b). No

4. Variabilidade Interanual

verão de 90 esse padrão se inverte e as anomalias são menores (Fig. 4.7a). A intensificação e reversão do escoamento foram simuladas pelo RegCM, em 98 com menor intensidade e mais restrita às proximidades dos Andes, e em 90 mais intensa e deslocada para leste (Fig. 4.7c-d). Nota-se também uma mudança significativa sobre o centro-oeste/sudeste do Brasil. Em 90 forma-se uma circulação ciclônica (Fig. 4.7a), que na simulação é mais intensa, porém bem posicionada (Fig. 4.7c). Em 98 a anomalia nesta área é anticiclônica no NCEP e também na simulação (Fig. 4.7b,d), embora com magnitudes inferiores na simulação.

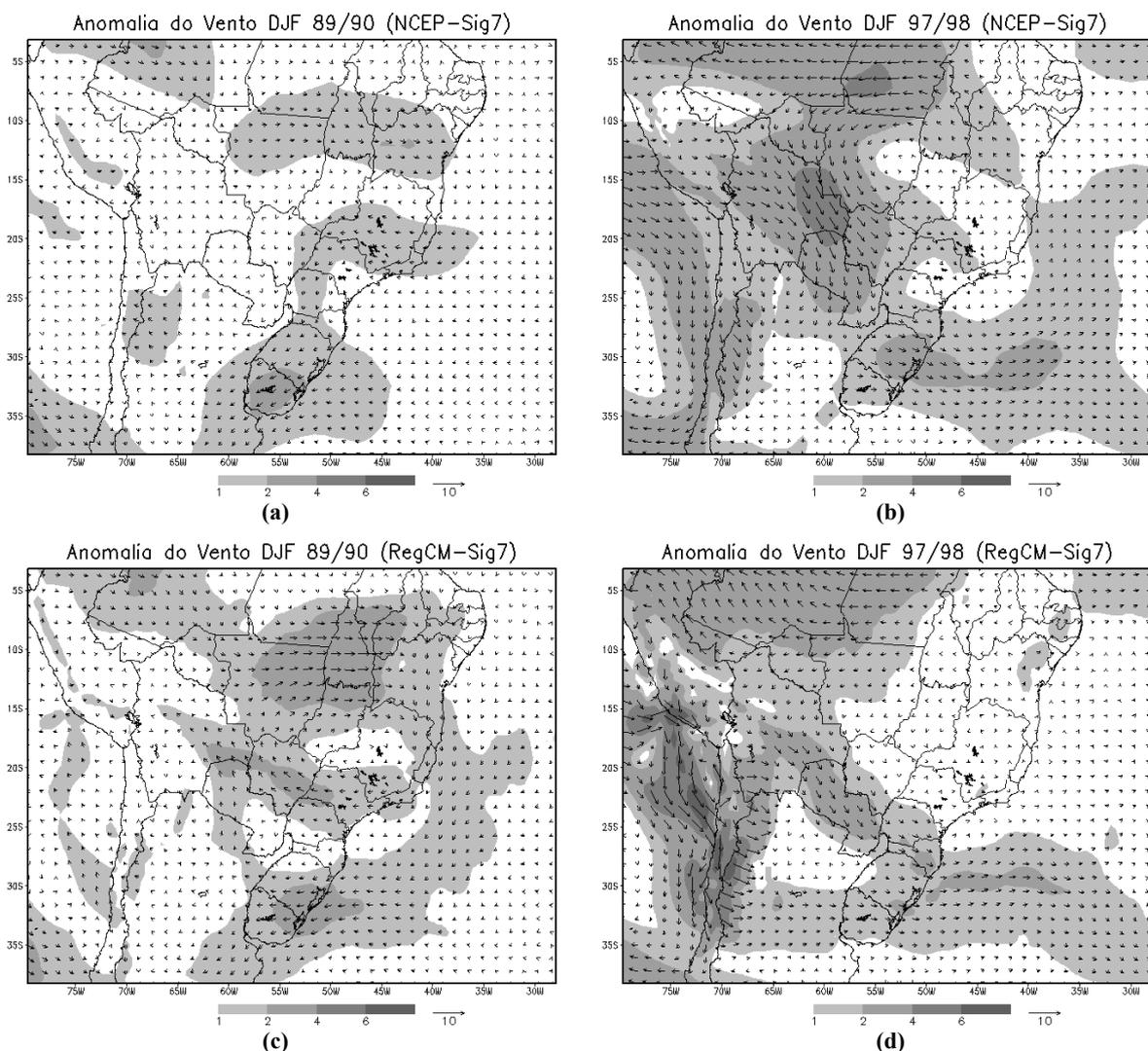


Figura 4.8: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de vento em sigma 7. As anomalias foram calculadas com relação a climatologia de 10 anos do NCEP e RegCM, respectivamente.

A figura 4.9 apresenta a anomalia de precipitação da análise do CRU e RegCM. Durante o verão de 90, na análise destacam-se anomalias negativas sobre o Brasil central e litoral do sudeste e positivas sobre o nordeste e norte do sudeste brasileiro (Fig. 4.8a). Em 98 um máximo de anomalia positiva de precipitação é encontrada entre a divisa do Brasil/Argentina /Uruguai. Sobre todo o norte do domínio são observadas anomalias negativas de precipitação (Fig. 4.8b).

De forma geral o RegCM reproduz os principais padrões das anomalias sazonais de precipitação. No nordeste do Brasil as anomalias positivas de precipitação no verão de 90 foram corretamente simuladas, tanto em intensidade como em localização. Neste verão o padrão de anomalias sugere a maior atuação da ZCAS sobre o oceano e a norte da posição climatológica. As anomalias de precipitação são explicadas em parte pela circulação ciclônica anômala de baixos níveis (Fig. 4.7c). Essa circulação se assemelha ao padrão encontrado por Muza (2005) e estaria associado com períodos favoráveis de precipitação a norte da ZCAS e litoral adjacente.

Em 98 sobre o Altiplano boliviano são observadas (Fig. 4.9b) e simuladas (Fig. 4.9d) anomalias negativas de precipitação e segundo Lenters e Cook (1999) este é um padrão típico de anos de El Niño. Apesar da proximidade com a fronteira lateral, as anomalias negativas (verão de 90) e positivas (verão de 98) sobre o Peru são corretamente simuladas. Essas anomalias positivas de precipitação no verão de 98 estariam associadas com o a atuação do El Niño (Trenberth 1997). Diferente das análises, as anomalias negativas simuladas não se estendem ao centro-oeste brasileiro. Em 98 o RegCM simulou anomalia positiva máxima sobre o Paraguai que na análise situa-se mais ao sul (sobre o Uruguai). As anomalias negativas simuladas no nordeste brasileiro em 98 abrangem uma região maior do que na análise. As circulações anômalas simuladas nos verões de 90 e 98 (mostradas nas figuras 4.8c,d) podem estar associadas anomalias de precipitação, positiva em 90 e negativa em 98, na região a norte da posição climatológica da ZCAS (Fig. 4.9c-d) através do aumento (em 90) e redução (em 98) da convergência em baixos níveis (não mostrado).

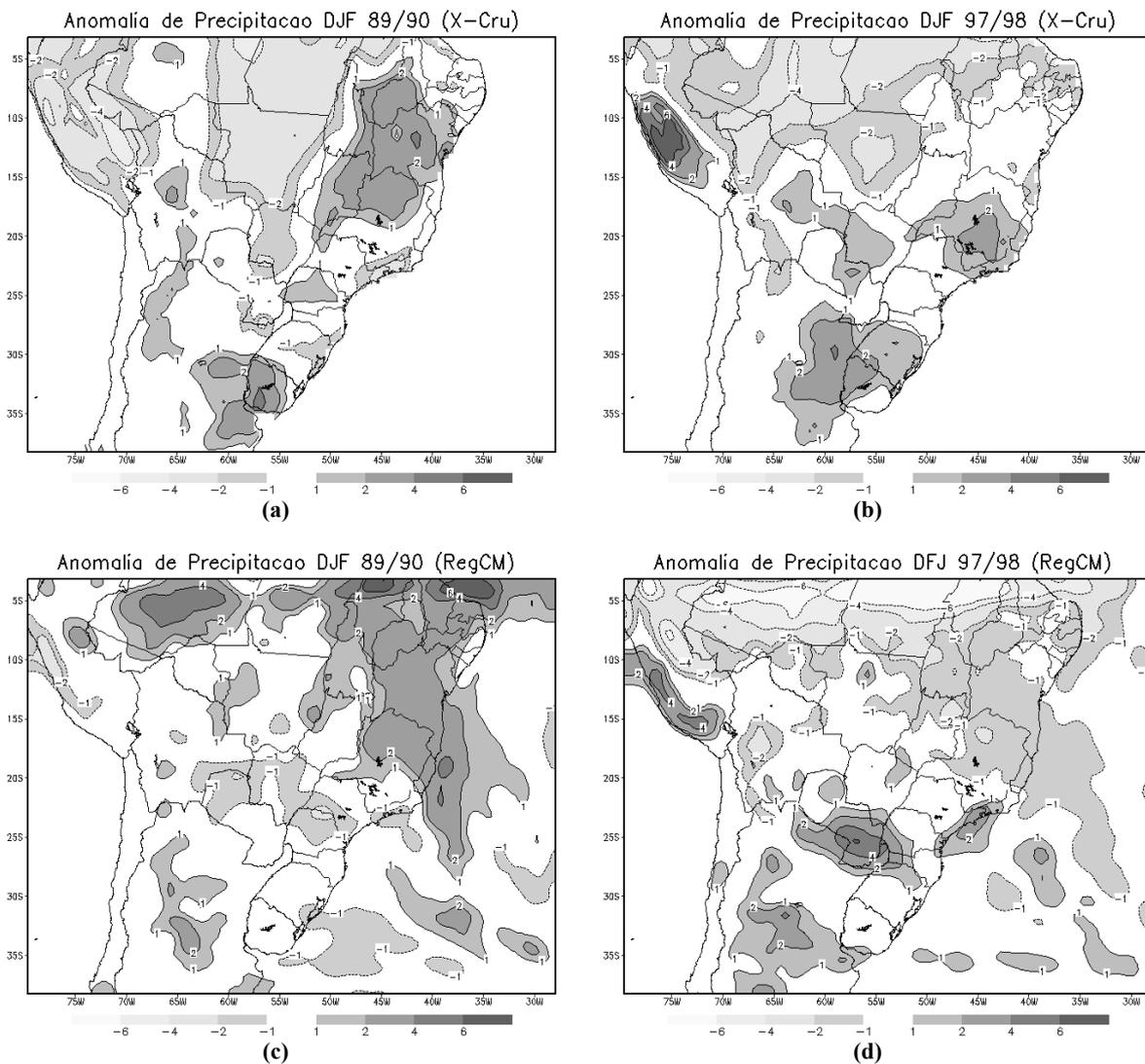


Figura 4.9: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de precipitação (mm/dia).

Assim como a precipitação, as anomalias de temperatura também apresentaram um padrão inverso entre os verões analisados (Fig. 4.10). Em 90, observou-se anomalias positivas no sul do domínio formando um cavado com eixo centrado sobre a Argentina (Fig. 4.10a) e negativas no nordeste brasileiro. Em 98 este padrão praticamente se inverte (Fig. 4.10b) e as anomalias tanto positivas quanto negativas têm maiores amplitudes. Apesar do modelo simular temperaturas mais frias em relação ao NCEP (Fig. 4.2a), dificultando a comparação direta dos campos de temperaturas, o RegCM3 reproduz de forma coerente as variações interanuais da temperatura sazonal (Fig. 4.10c-d).

4. Variabilidade Interanual

Comparando as anomalias de temperatura e precipitação simuladas é evidente que regiões com anomalias positivas de precipitação (Fig. 4.9c-d) coincidem com regiões de anomalias negativas de temperatura (Fig. 4.10c-d). O inverso também é notado, ou seja, regiões com anomalias negativas de precipitação apresentam anomalias positivas de temperatura. Essa associação é mais clara comparando as anomalias de precipitação sobre o Paraguai. Em 90 a anomalia máxima negativa de precipitação está associada com máximo positivo de temperatura e em 98 esse padrão se inverte.

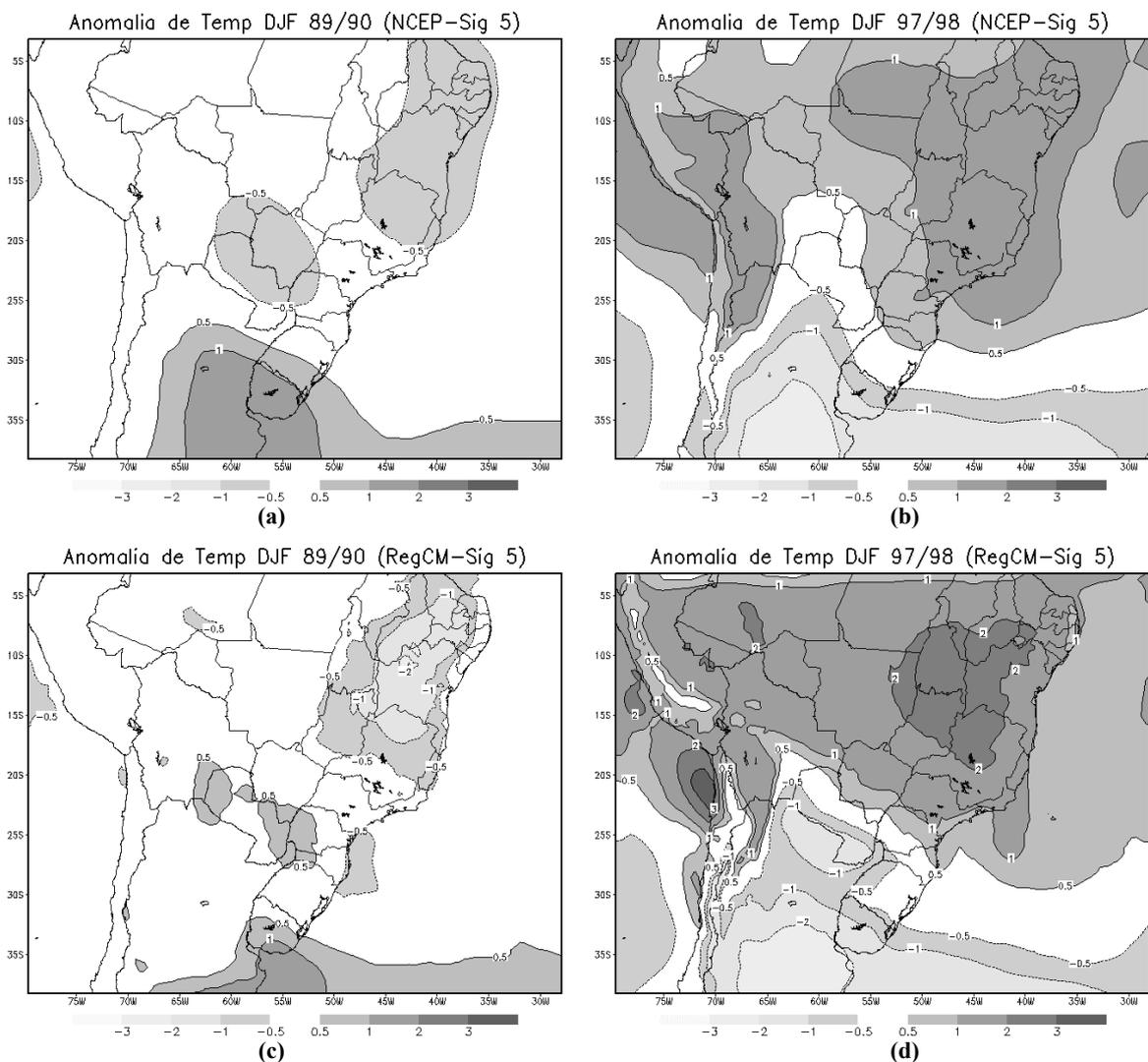


Figura 4.10: Similar a figura 4.4 para os campos de anomalia de temperatura ($^{\circ}\text{C}$).

4.3 VARIABILIDADE INTERANUAL DOS TERMOS DO BALANÇO D'ÁGUA

A figura 4.11 mostra a série temporal da média sazonal dos termos do balanço d'água (discutido no capítulo anterior) para as regiões (a) SDE, (b) SUL, (c) ZCO e (d) TOTAL. Observa-se que a soma dos termos de convergência (C) e advecção de umidade (A) mais a evaporação (E) se aproximam da precipitação simulada (ver legenda). Ou seja, a aproximação de que a precipitação pode ser explicada pela soma destes termos é bastante razoável sobre as regiões analisadas (Fig. 4.11a-d).

Na região SDE a precipitação total é particionada entre os termos de convergência e evaporação, com o termo de advecção contribuindo negativamente (Fig. 4.11a). Apesar da precipitação ser explicada pela soma da convergência e evaporação, a maior parte da variabilidade interanual é resultado da variação do termo de convergência de umidade, já que os outros termos são praticamente constantes na escala analisada. No SUL os termos de advecção e convergência de umidade praticamente se cancelam na escala sazonal com a precipitação sendo balanceada pela evaporação (Fig. 4.11b). Entretanto, mesmo com contribuição secundária, assim como na região SDE, a maior parte da variabilidade interanual pode ser explicada pela convergência de umidade (Fig. 4.11a-b). Como na região SDE, sobre a ZCO a precipitação total é balanceada principalmente pela convergência de umidade e evaporação (Fig. 4.11c), porém com maior contribuição da evaporação, exceto em 95. Também sobre o oceano a maior parte da variabilidade interanual é explicada pela convergência de umidade (Fig. 4.11c). Considerando o balanço sobre todo o domínio nota-se que a maior parte da precipitação resulta da evaporação da superfície (Fig. 4.11d). A convergência de umidade contribui secundariamente no total de chuva, mas no entanto é a principal fonte de variabilidade interanual.

4. Variabilidade Interanual

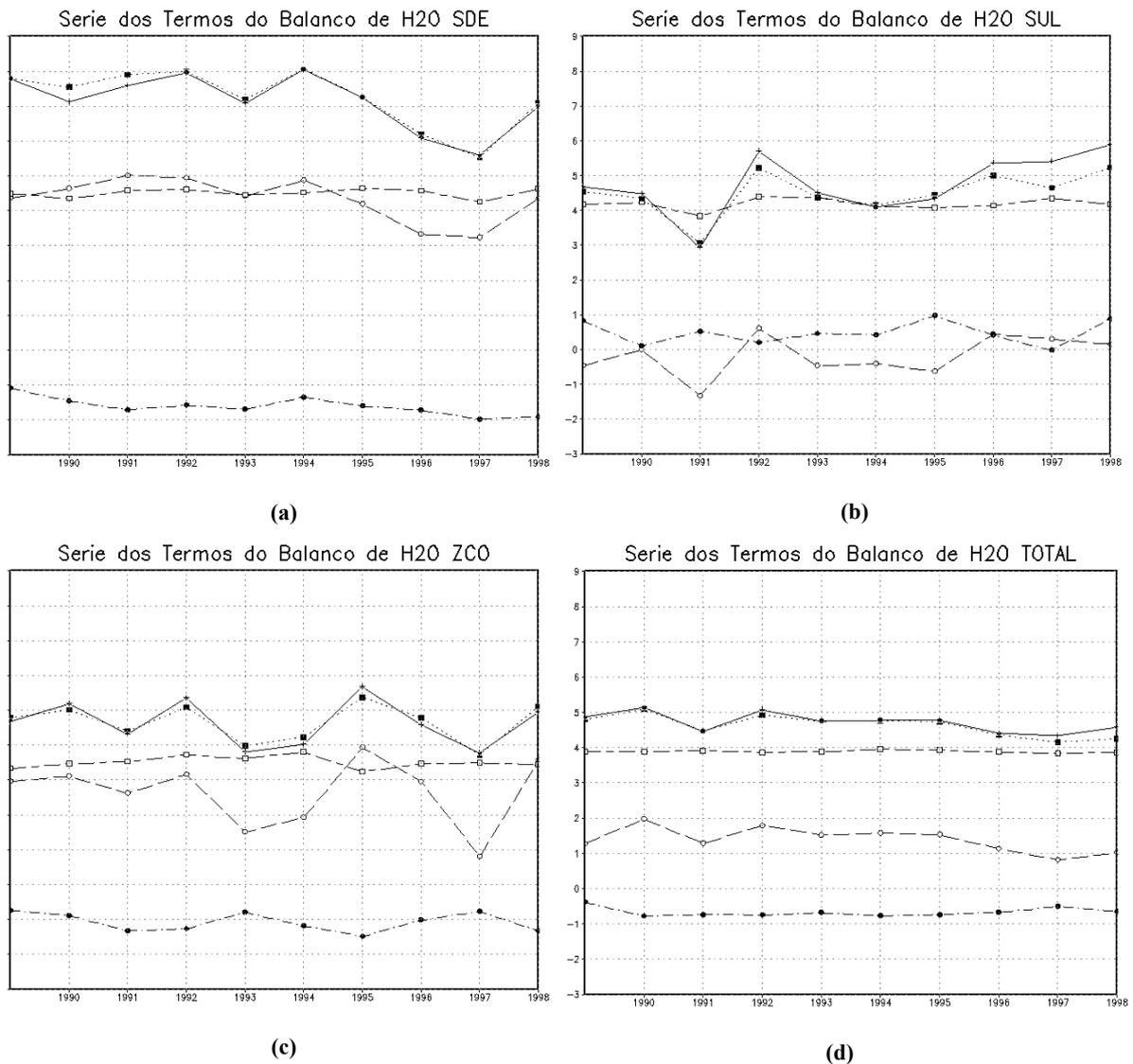
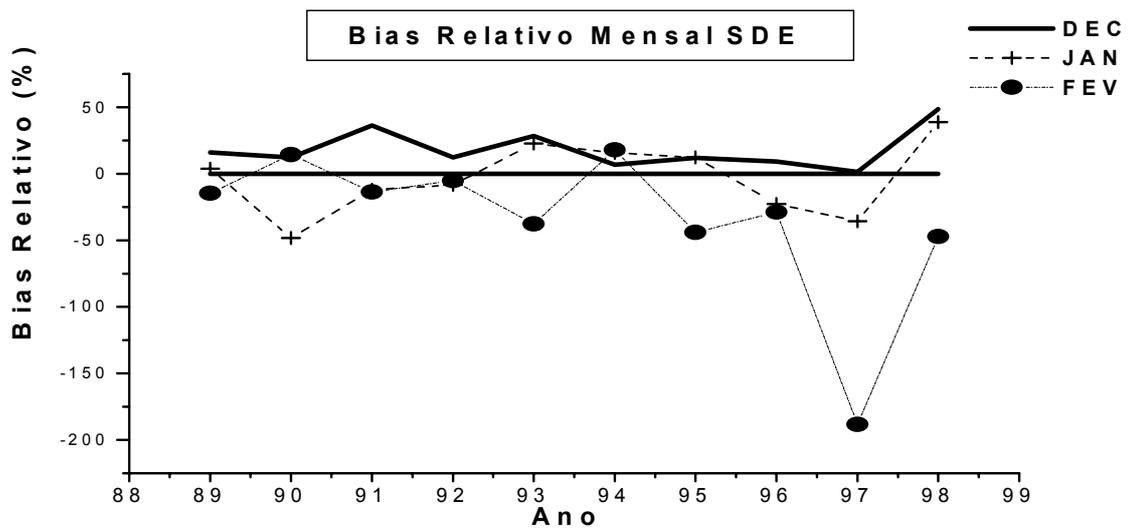


Figura 4.11: Série temporal da média sazonal (DJF) dos termos do balanço d'água: convergência de umidade (linha pontilhado marcada por círculos abertos), advecção de umidade (linha ponto tracejada marcada por círculos fechados), evaporação (linha tracejada marcada por quadrados fechados) e soma dos três termos (linha pontilhada marcada por quadrados fechados) e precipitação simulada (linha contínua). (a) região SDE, (b) região SUL, (c) região ZCO e (d) TOTAL (mostrado na Fig. 3.6). Em unidade mm/dia. As regiões SDE, SUL e ZCO são mostradas na figura 2.1.

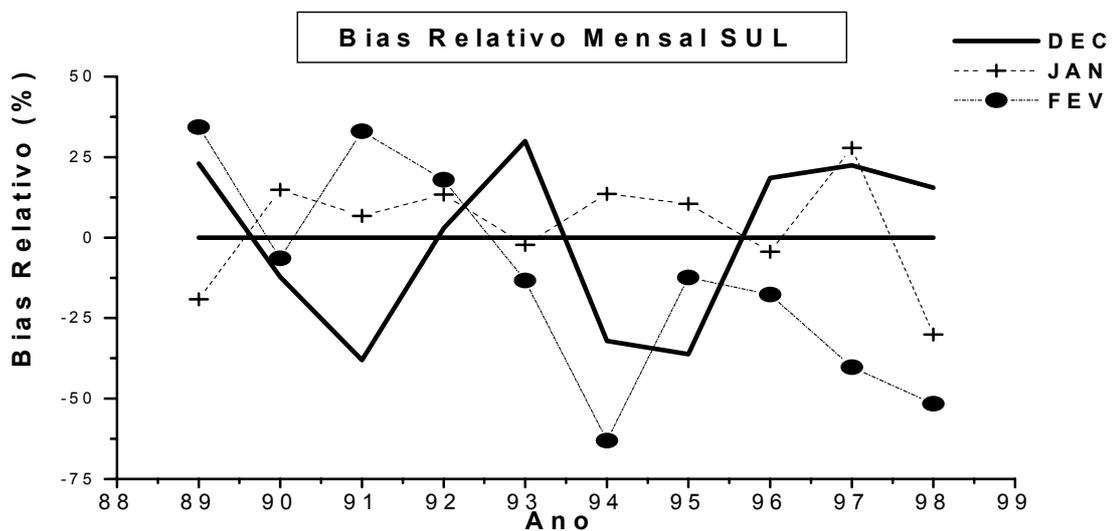
5 VARIABILIDADE INTRASAZONAL

5.1 VARIABILIDADE MENSAL

A variabilidade interanual do bias relativo mensal (dezembro, janeiro e fevereiro) na região SDE (Fig 5.1a) mostra que há uma aparente perda de “previsibilidade” ao longo da integração, já que o mês de Dezembro apresenta menor bias e o de Fevereiro o maior. A média do *módulo* do bias relativo de Dezembro é de 18%, de Janeiro é de 22% e Fevereiro 41% (se 97 não for considerado a média de Fevereiro é de 25%). Entretanto, esse não é o caso, já que as simulações integradas um ano antes do verão analisado apresentam a mesma magnitude dos erros médios das simulações iniciadas um mês antes do verão analisado (como será mostrado na Fig. 5.5). Uma possibilidade dos menores desvios nos meses de Dezembro deve-se à maior proximidade ao início da integração, como sugerido em Qian et al. (2003). No SUL não é perceptível tendência de aumento do erro médio a medida que a simulação distancia-se, a partir de Dezembro, da condição inicial.



(a)



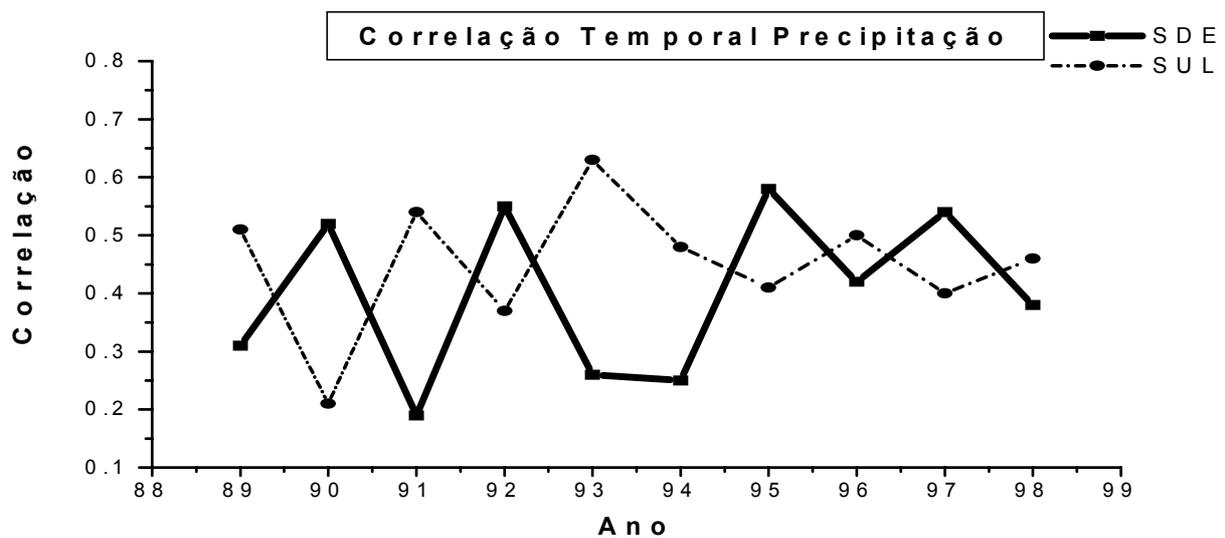
(b)

Figura 5.1: (a) Série interanual da média mensal do bias relativo de precipitação nas regiões (a) SDE e (b) SUL, obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia). Para os meses dezembro (linha contínua), janeiro (linha tracejada +) e fevereiro (linha tracejada •) de 89 a 98.

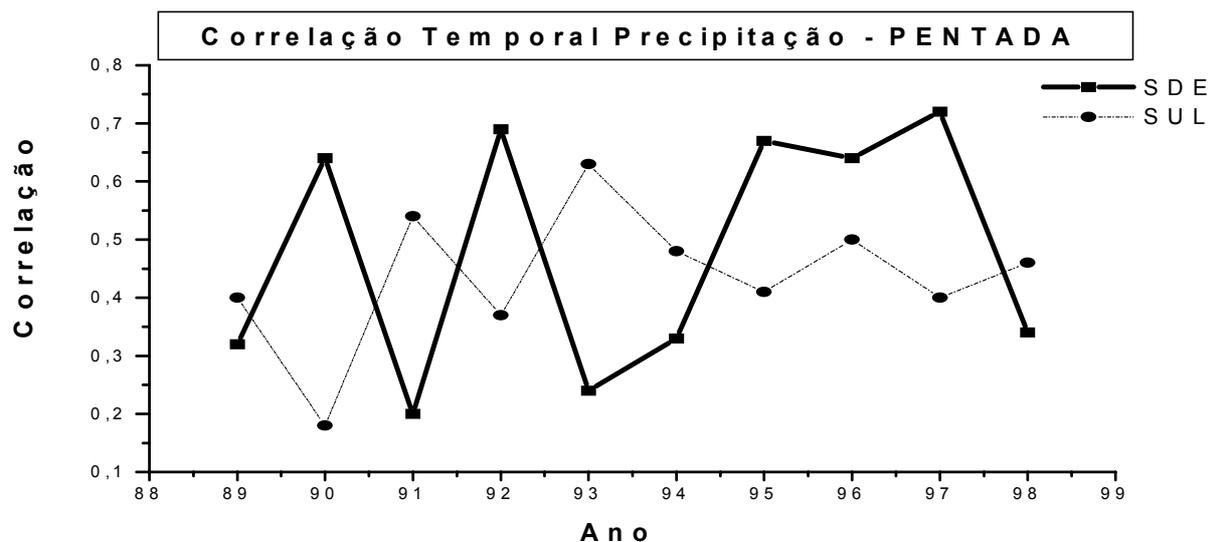
5.2 VARIABILIDADE DIÁRIA

A figura 5.2 mostra a correlação temporal da precipitação diária entre a análise do NCDC e a simulada pelo RegCM, todas as correlações são estatisticamente significativas no intervalo de confiança de 95% (Xaviaer e Xavier 2003). A correlação apresenta grande

variabilidade interanual em ambas regiões (Fig. 5.2) e correlação média de 0,41 na SDE e 0,45 na SUL. Essas correlações durante o verão, oscilam de forma oposta de um ano para o outro entre as regiões SDE e SUL. Por exemplo, quando há um aumento da correlação, de um verão para o outro, na SDE a correlação da região SUL decresce, e vice-versa (Fig. 5.2a). A correlação para médias de cinco dias, pentadas, apresentam o mesmo padrão de variação interanual da correlação diária, mas com maior amplitude de um ano para outro (Fig. 5.2b).



(a)



(b)

Figura 5.2: (a) Correlação temporal da precipitação diária nas regiões SDE e SUL obtidos da análise do NCDC e RegCM (em mm/dia), para os verões de 89 a 98. (b) como em (a) mas para os médias pentadais.

5. Variabilidade Intrasazonal

As séries temporais da precipitação diária (PD) para as regiões previamente definidas (SDE e SUL) nos verões de 90 e 98, obtidas da análise do NCDC e RegCM, mostram a diferença na distribuição temporal da precipitação entre os dois verões (Fig. 5.3a-c). Em ambas regiões a precipitação é temporalmente melhor distribuída no verão de 98 (Fig. 5.3a-b), já em 90 (Fig. 5.3c-d) observa-se períodos mais prolongados de chuva e seca. Na maioria dos eventos, com exceção dos mais intensos, a amplitude da PD simulada é semelhante a da análise. Alguns eventos de precipitação apresentam defasagem temporal, porém não é notável nenhum deslocamento temporal sistemático dos máximos e mínimos de precipitação simulados pelo RegCM em relação à análise. As séries de precipitação na região SDE para o verão de 90 (Fig. 5.3a) têm correlação de 0,52 (Fig. 5.2) e desvio médio relativo de -0,1% (Fig. 4.1b), menor desvio e maior correlação entre as séries mostradas na figura 5.3a-d.

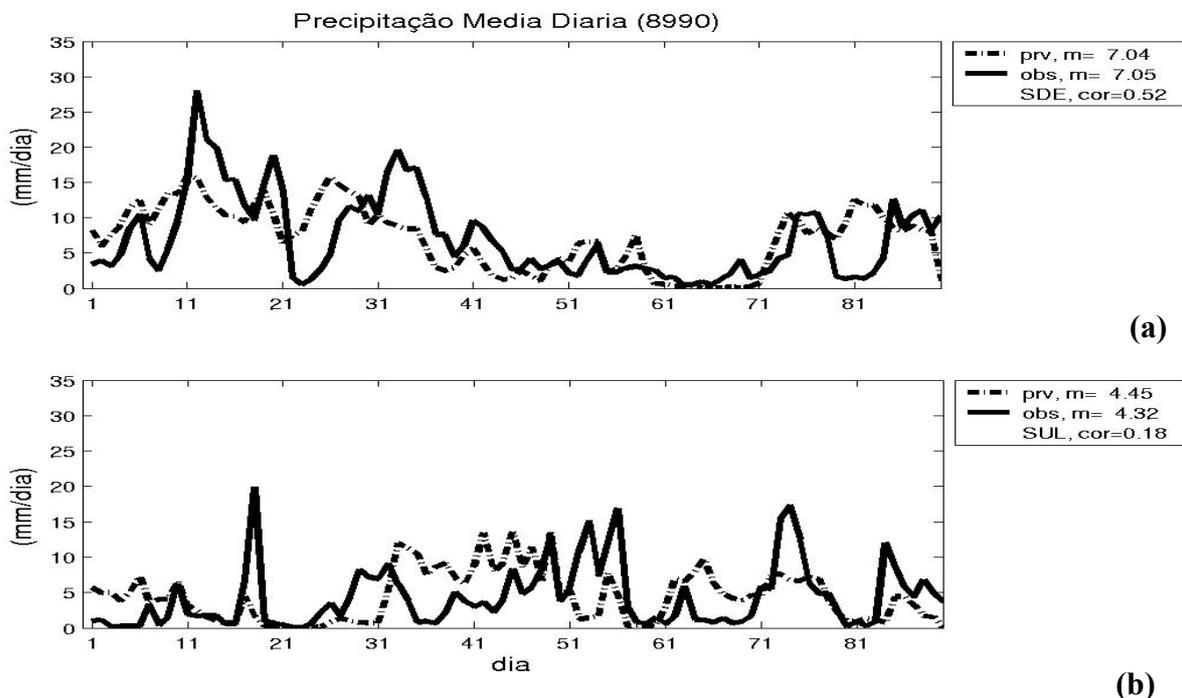


Figura 5.3: Série temporal da precipitação média diária (mm/dia) do trimestre DJF para o (a-b) verão de 1990 e (c-d) verão de 1998: região (a-c) SDE e (b-d) SUL. Cada gráfico apresenta duas curvas: PD do NCDC (linha contínua) e PD do RegCM (linha tracejada). O dia 1 representa o dia primeiro de dezembro e os outros dias são consecutivos a partir desta data. Em unidade de mm/dia.

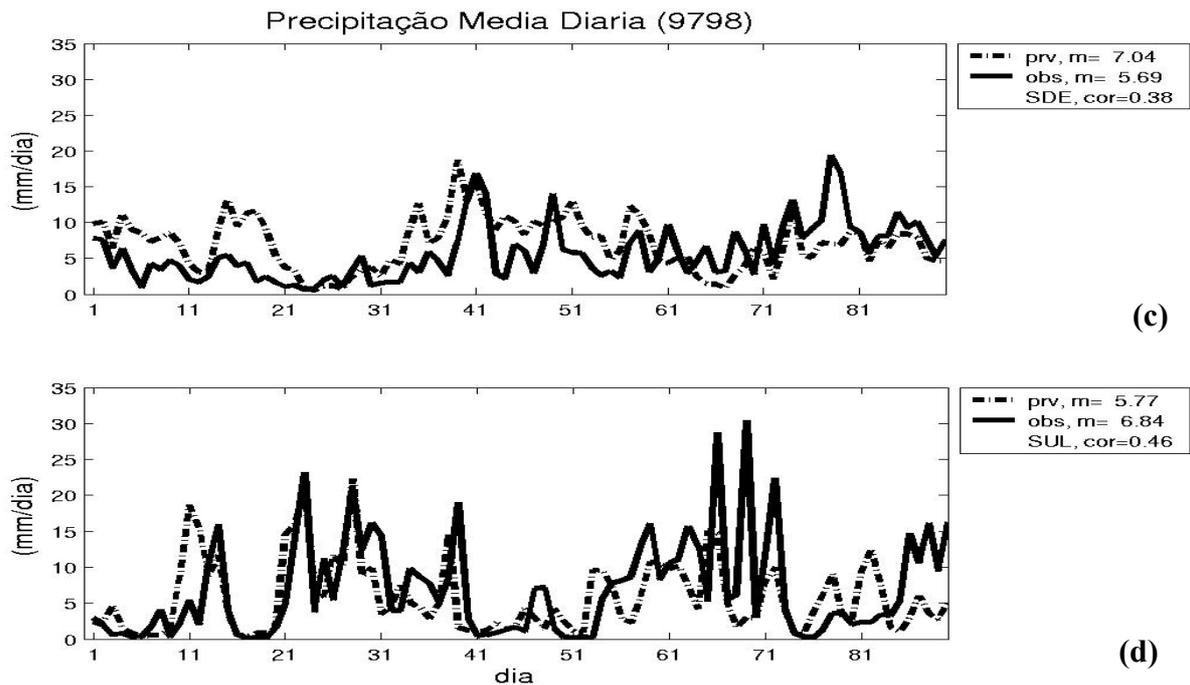


Figura 5.3: Série temporal da precipitação média diária (mm/dia) do trimestre DJF para o (a-b) verão de 1990 e (c-d) verão de 1998: região (a-c) SDE e (b-d) SUL. Cada gráfico apresenta duas curvas: PD do NCDC (linha contínua) e PD do RegCM (linha tracejada). O dia 1 representa o dia primeiro de dezembro e os outros dias são consecutivos a partir desta data. Em unidade de mm/dia.

A figura 5.4 mostra anomalia para frequências da intensidade da PD para as regiões SDE (Fig. 5.4a,c) e SUL (Fig. 5.4b,d) considerando diversos limiares de precipitação (mm/dia) obtidos da análise do NCDC e RegCM para os verões de 90 (Fig. 5.4a,b) e 98 (Fig. 5.4c,d). Em geral o modelo é capaz de simular as diferenças interanuais da distribuição de intensidade dos valores diários precipitados. Em 90 na região SDE o RegCM apresenta anomalias de mesmo sinal que as da análise para todos os limiares de precipitação, com exceção do limiar entre 20-25 mm/dia (o limiar acima de 25 mm/dia não será analisado já que o modelo não simula nenhum evento dessa magnitude Fig. 3.6). Nota-se que durante esse verão a chuva ocorreu com intensidades extremas com poucos dias apresentado precipitação entre 3-10 mm/dia (Fig. 5.4a). Na região SUL as anomalias não apresentam um padrão

definido com a chuva ocorrendo em eventos intermediários e extremos acima da média (Fig. 5.4b), na maioria das categorias as anomalias simuladas têm o mesmo sinal da análise.

Em 98 nota-se alternância entre as anomalias de intensidade de precipitação na região SDE e a simulação reproduz parte destas anomalias (Fig. 5.4c). Na região SUL, com exceção do limiar entre 1-3 mm/dia, a simulação apresenta alta concordância com as anomalias da análise. Durante esse verão a chuva ocorreu em eventos mais intensos, com poucos dias apresentando precipitação inferior a 5 mm/dia e número de dias com chuva superior a 7,5 mm/dia acima da média. Assim como para as correlações, o modelo parece apresentar uma alternância na habilidade de simular a variabilidade interanual da distribuição intrasazonal da intensidade de precipitação entre as regiões SDE e SUL, já que, em 90 o modelo simula melhor as anomalias na região SDE e em 98 na SUL.

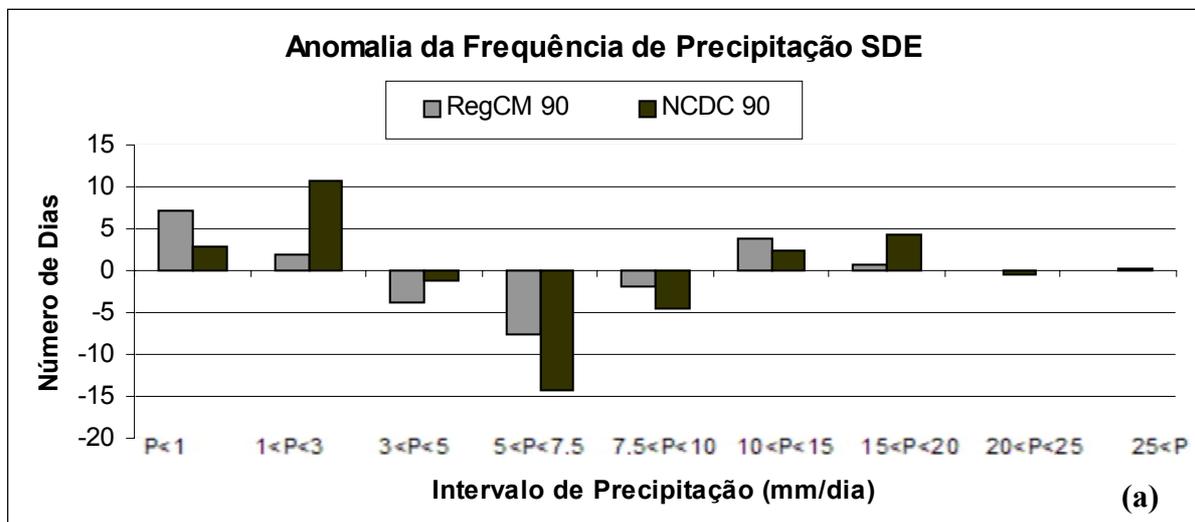


Figura 5.4: Anomalia da frequência de intensidade da precipitação média diária para os verões de 1989 (a-b) a 1998 (c-d) obtidos da análise do NCDC (colunas preta) e RegCM (colunas cinza): região SDE (a-c) e região SUL (b-d).

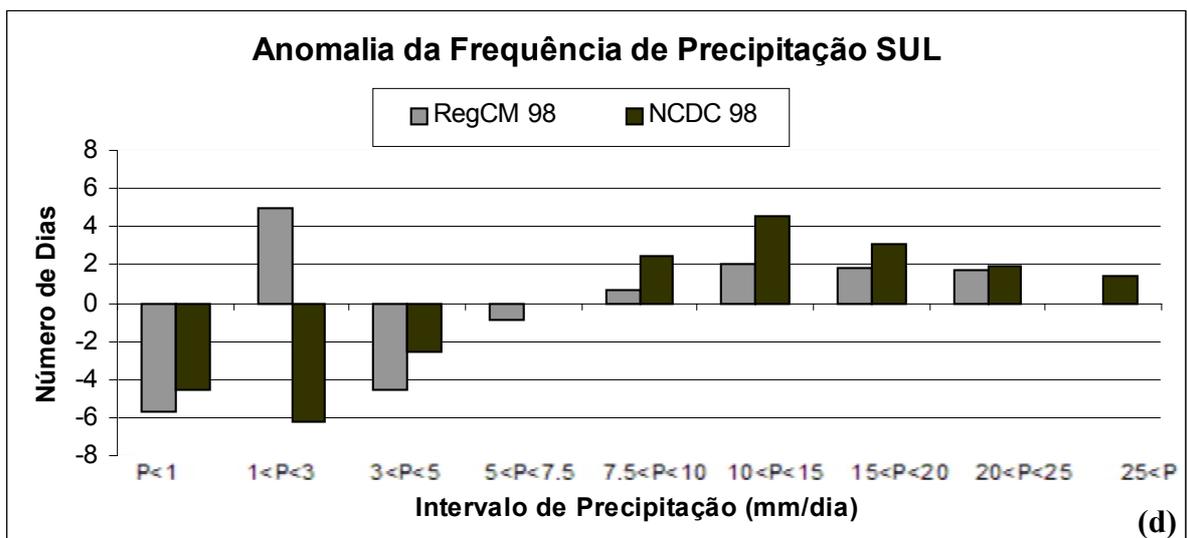
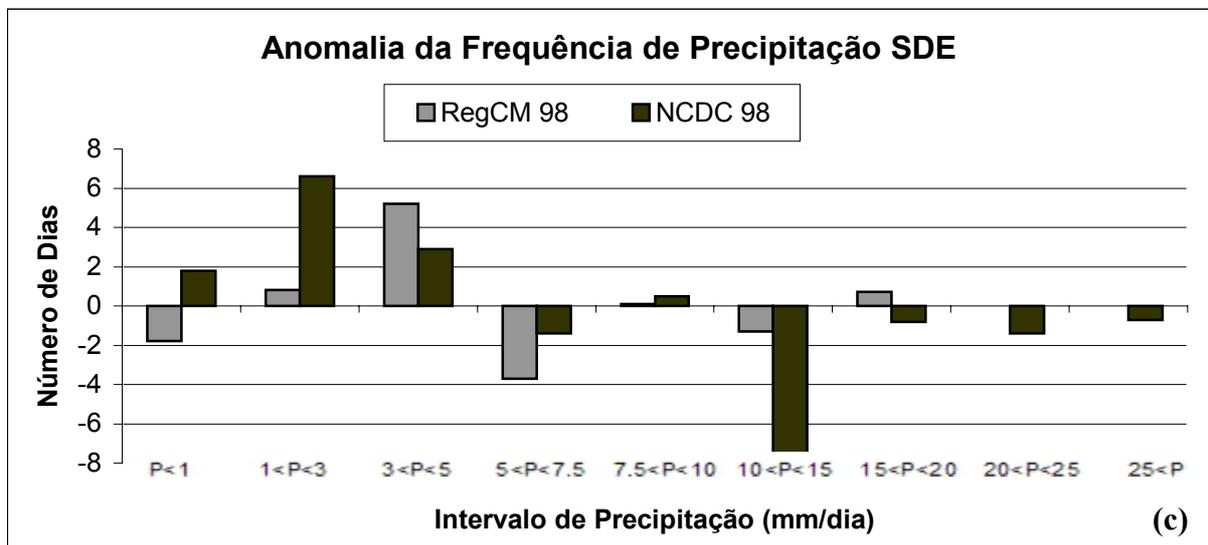
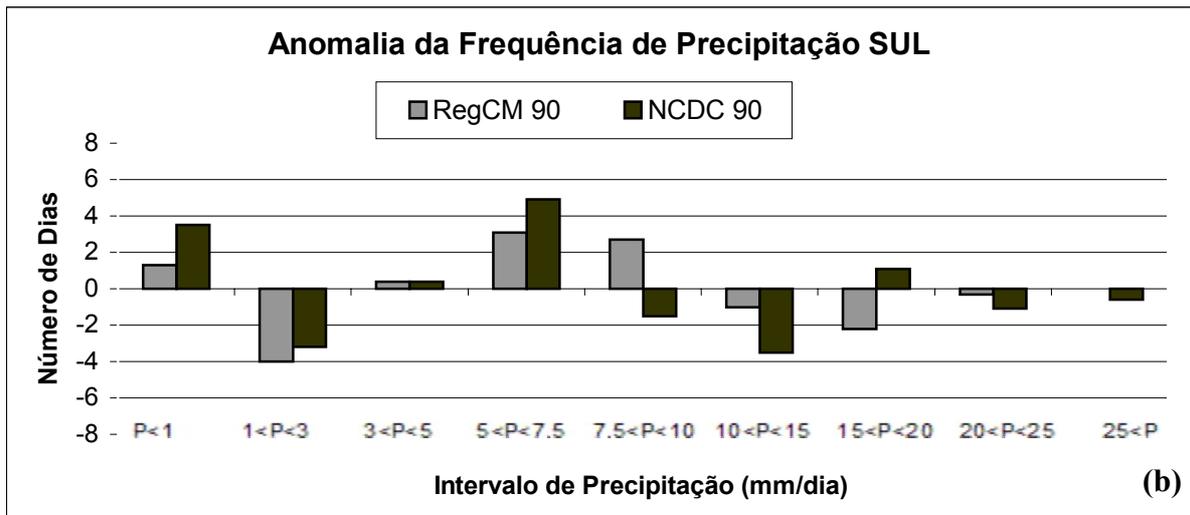


Figura 5.4: Anomalia da frequência de intensidade da precipitação média diária para os verões de 1989 (a-b) a 1998 (c-d) obtidos da análise do NCDC (colunas preta) e RegCM (colunas cinza): região SDE (a-c) e região SUL (b-d).

Vários autores mostram que em geral o período de ajuste inicial do modelo é da ordem de poucos dias (p. ex., Giorgi e Mearns 1999; Giorgi e Bi 2000, Qian et al. 2003, Takle et al. 1999). Estes mesmos autores, entretanto, têm mencionado que o período de ajuste da umidade do solo, ou do ciclo hidrológico, é de escala de meses á anos (p. ex., Giorgi e Bi 2000, Takle et al. 1999). Para analisar a influência do ajuste do ciclo hidrológico foram realizadas duas integrações longas de 15 meses iniciando um verão antes do estudado (verões de 90 e 98). Ou seja, a simulação do verão de 90 (Dezembro de 89, Janeiro e Fevereiro de 1990) foi iniciada em novembro de 1988 e do verão de 98 em novembro de 1996.

As séries da precipitação média diária das simulações longas são mostradas na figura 5.5. Comparando as séries simuladas às da análise nota-se que as simulações longas (Fig. 5.5a-d) apresentam desvios similares às simulações sazonais (Fig. 5.3a-d). Não são observadas diferenças sistemáticas entre as simulações em relação a fase e amplitude.

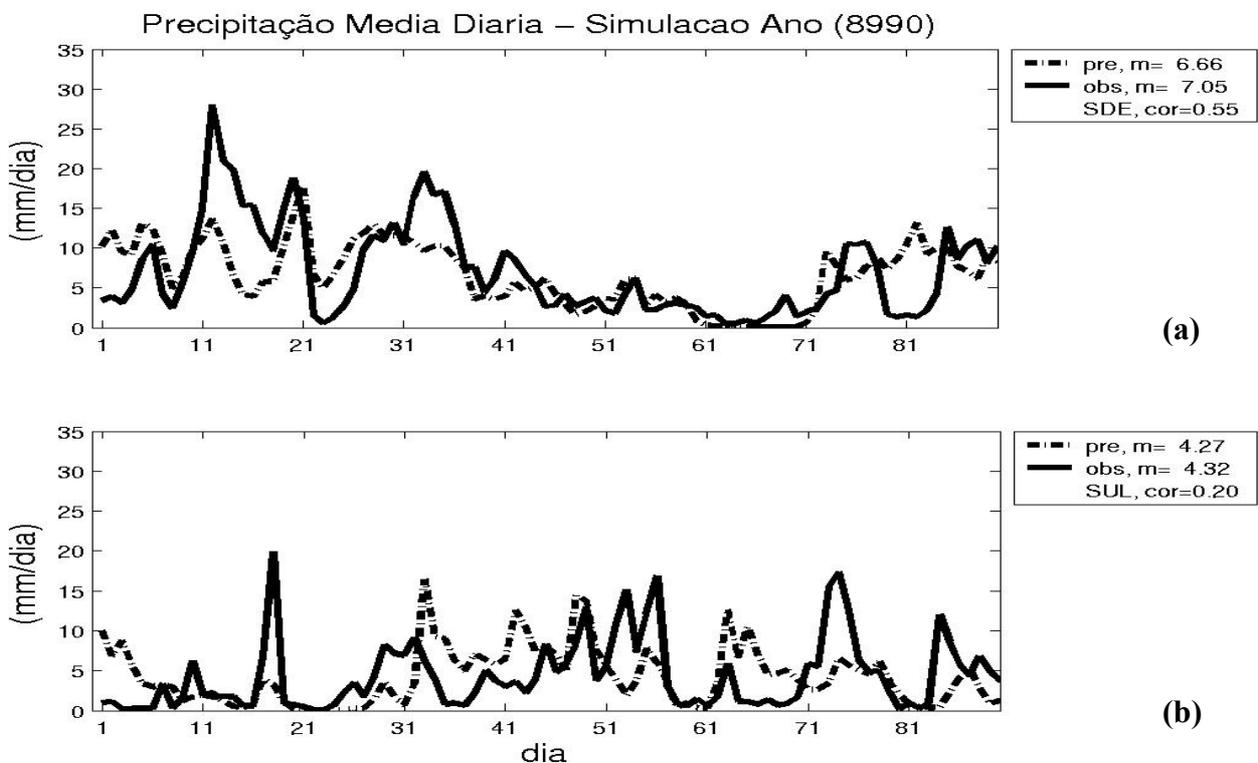


Figura 5.5: Como na figura 5.3 para as simulações longas, um ano e meio.

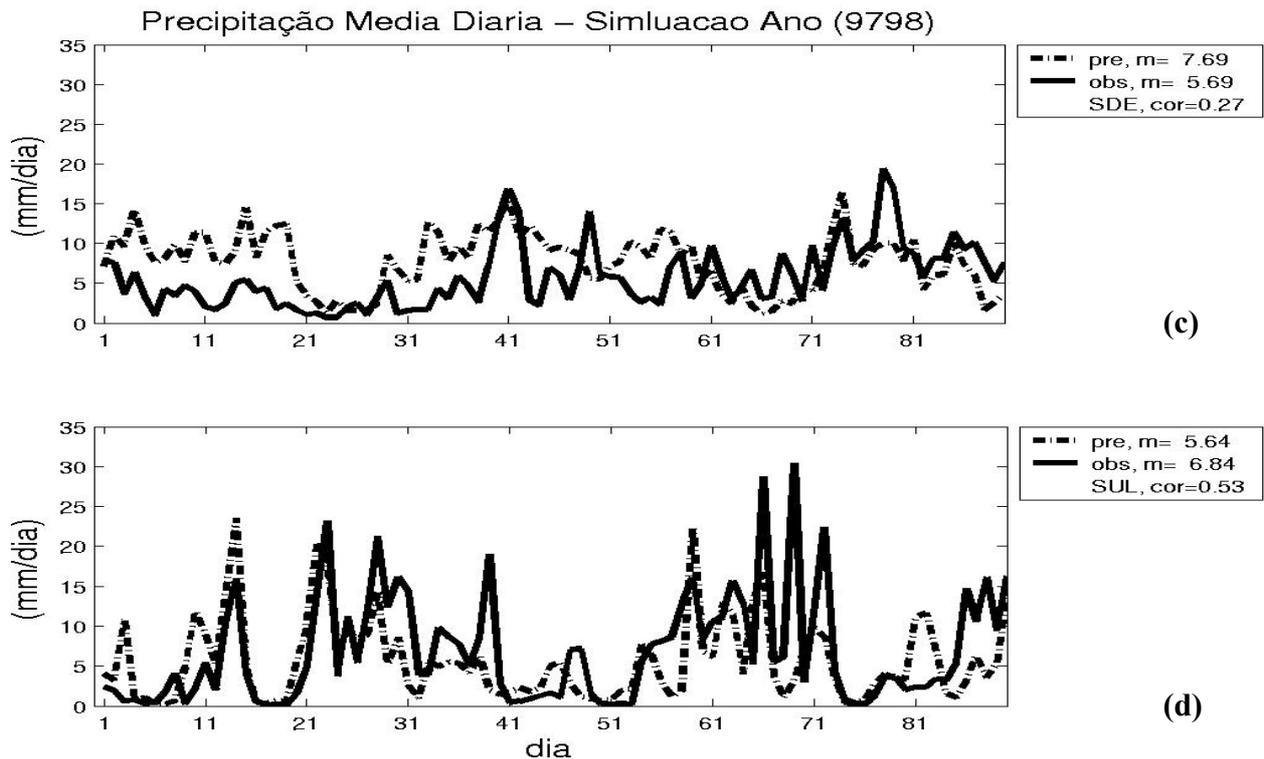


Figura 5.5: Como na figura 5.3 para as simulações longas, um ano e meio.

A tabela 5.1 mostra o bias relativo e correlação das séries de precipitação simuladas em relação à análise do NCDC. Nos dois anos analisados, não há redução ou aumento significativos do bias e correlação em relação à análise em função do tamanho da simulação. Entre as séries simuladas a correlação média é de 0,75.

Tabela 5.1: Bias e correlação temporal (entre parênteses) da precipitação diária nas regiões SDE e SUL dos verões de 90 e 98 para as simulações sazonais e longas.

Simulação		SDE	SUL
Verão de 98	Sazonal	0 % (0,52)	+3 % (0,18)
	Longa	+19 % (0,38)	-18 % (0,46)
Verão de 98	Sazonal	-6 % (0,55)	-1 % (0,20)
	Longa	+26% (0,27)	-21 % (0,53)

A figura 5.6 mostra a série da correlação da temperatura média diária. Com exceção de 98 na região SUL, as correlações são superiores a 0,75 e a região SUL em geral apresenta correlação mais alta que a região SDE. As correlações médias foram de 0,79 na SDE e de 0,87 na SUL. Como nas correlações de precipitação, as correlações de temperatura apresentam em geral tendências opostas entre as regiões, ou seja, aumenta na SUL diminui na SDE.

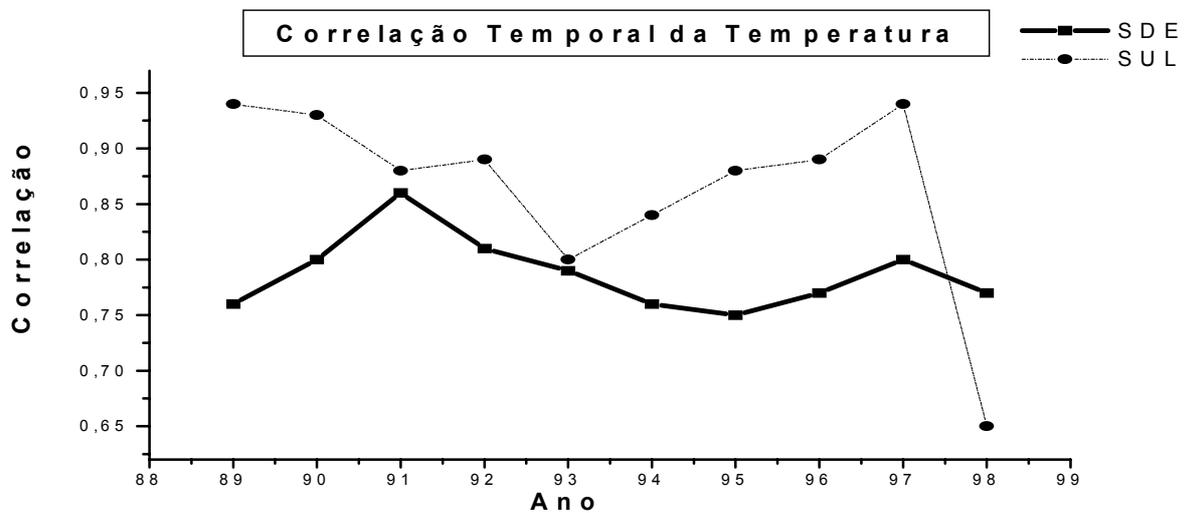


Figura 5.6: Correlação temporal entre a temperatura média diária nas regiões SDE e SUL entre as simulações e reanálise do NCEP no primeiro nível sigma1 do modelo. Em unidades de °C.

5.3 PERÍODOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

Os períodos selecionados como secos e úmidos pelo critério descrito na seção 2.2.5 nos verões de 97 e 98 são mostrados na figura 5.7 para exemplificar o método. A figura 5.7 mostra a precipitação diária simulada e os dias considerados como úmidos (círculo aberto) e secos (cruz). As séries completas são analisadas na seção 5.3.1. Na região SDE foram selecionados 95 dias úmidos num total de 21 eventos e 132 dias secos, em 21 eventos

(exemplo, Fig. 5.7a). Na região sul foram selecionados 84 dias úmidos, em 16 eventos, e 80 dias secos, em 20 eventos (exemplo, Fig. 5.7b).

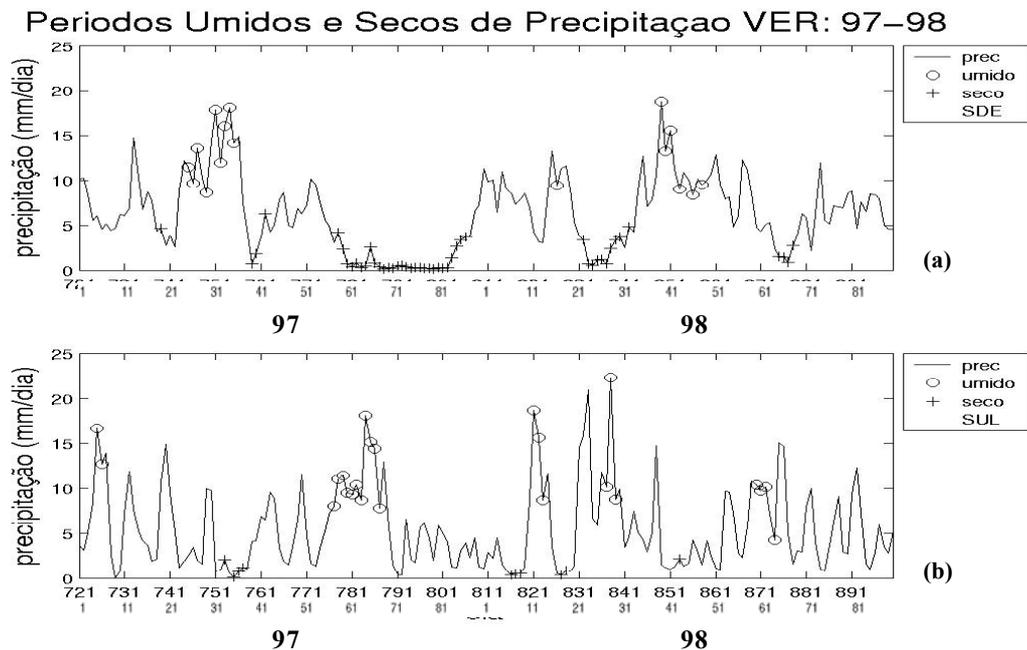


Figura 5.7: Série temporal da precipitação média diária (mm/dia) simulada pelo RegCM para os verões de 97 e 98: (a) regiões SDE e (b) região SUL. Os dias considerados como secos são destacados por uma cruz e os dias considerados úmidos são destacados por círculos abertos. O dia 721 representa o dia primeiro de dezembro de 1997 e os outros dias são consecutivos a partir desta data.

5.3.1 Composição dos Períodos Extremos de Precipitação

A figura 5.8 mostra a composição de precipitação e dos termos do balanço d'água para os eventos úmidos na região SDE. A precipitação média do período úmido (Fig. 5.8a) mostra uma banda organizada noroeste-sudeste, semelhante a banda de convecção de associada a ZCAS, mas com a máxima precipitação sobre o oeste da região sudeste do Brasil. A precipitação simulada para estes eventos se assemelha à composição encontrada por Carvalho et al. (2004) para os eventos de ZCAS intensa sobre o Atlântico (sua figura 7). Como mostrado na seção 3.2.1 a precipitação pode ser representada pela soma dos termos de convergência de umidade (C), advecção de umidade (A) e evaporação (E). Na figura 5.8b é

mostrada a composição da soma dos três termos para os dias úmidos no SDE. A soma dos termos se aproxima da precipitação simulada com exceção do litoral sudeste (Fig. 5.8a,b), provavelmente devido aos altos valores de convergência estimado pelo balanço d'água (Fig. 5.8c).

Comparando os termos de evaporação, convergência e advecção de umidade (Fig. 5.8c-e) com os valores médios mostrados na figura 3.8a-c, nota-se que a principal contribuição para o aumento da precipitação na região da ZCAS está associada a convergência de umidade (C) (Fig. 5.8c), já que a advecção de umidade (A) (Fig. 5.8d) apresenta valores similares e a evaporação (E) (Fig. 5.8e) é inferior às respectivas climatologias (Fig. 3.8a,c). Sobre a região oceânica da ZCAS a estrutura e magnitude da banda de precipitação (Fig. 5.8a) é claramente modulada pelo termo C (Fig. 5.8c). Através do transiente da convergência do fluxo de umidade (Fig. 5.8f) nota-se que, assim como ocorre na climatologia, o estado básico do fluxo de umidade sobre a região da ZCAS durante os período úmido tende a gerar mais precipitação que o total estimado pelo balanço, já que há contribuição negativa dos transientes na região. Porém, a remoção de umidade pelos transientes na ZCAS durante a fase úmida é mais intensa sobre o Oceano do que no continente (Fig. 5.8f), como na climatologia (Fig. 3.8e). A evaporação simulada pelo modelo apresenta um padrão fisicamente consistente (Fig. 5.8e), já que onde há precipitação intensa espera-se uma redução na da temperatura próximo a superfície e aumento da umidade específica.

5. Variabilidade Intrasazonal

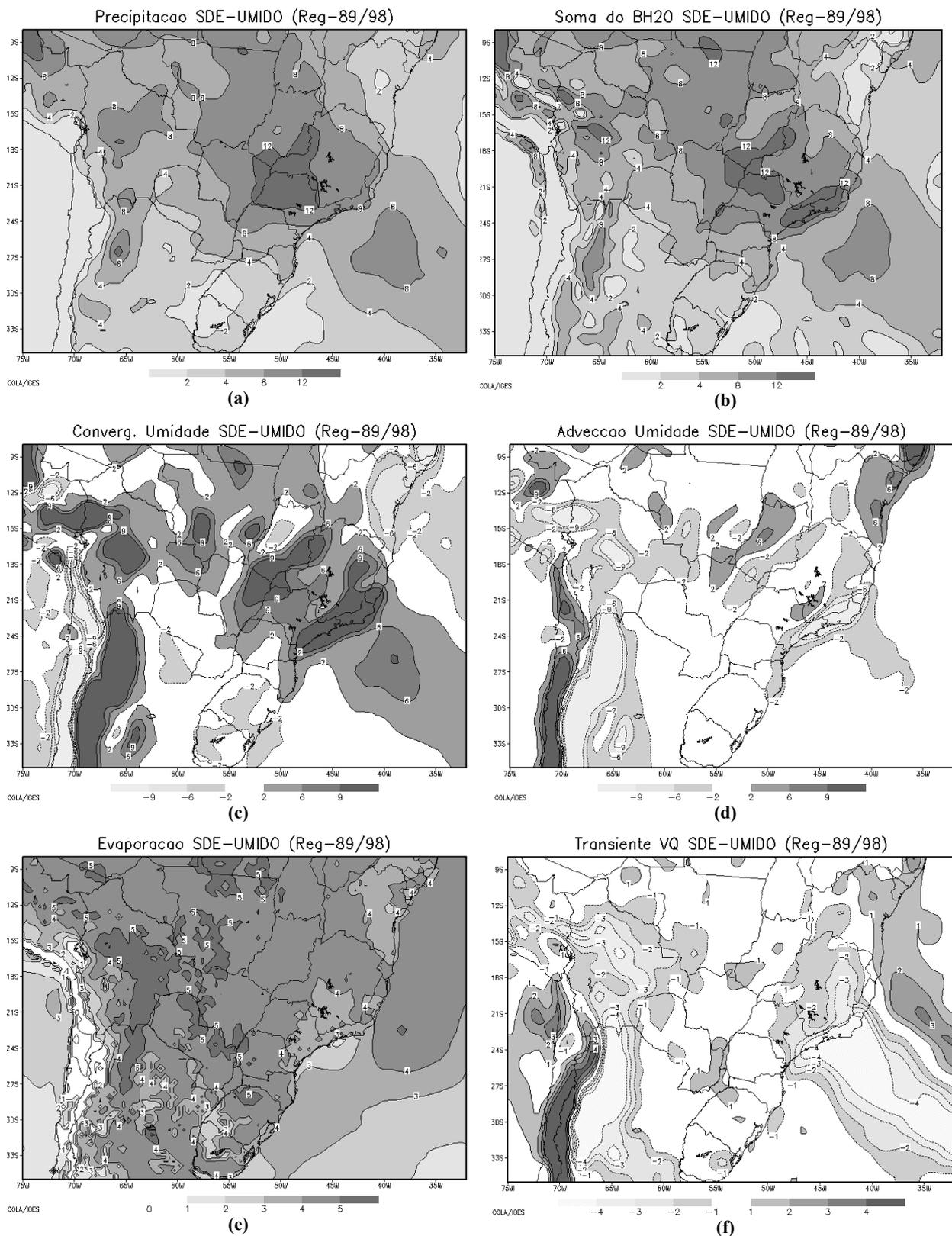


Figura 5.8: Composição dos dias úmidos na região SDE. (a) precipitação média, (c-e) termos do balanço de vapor d'água: (b) soma dos termos do balaço d'água (C+A+E), (c) convergência de umidade (C), (d) adveccão de umidade (A), (e) evaporação (E) e (f) transiente da convergência do fluxo de umidade. Todos os campos foram obtidos das simulações com o RegCM. O intervalo e a escala de intensidade (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras.

5. Variabilidade Intrasazonal

A composição para os dias úmidos na região SUL apresenta o máximo de precipitação na fronteira entre o sul do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina (Fig. 5.9a). Como na composição para a SDE, na SUL a soma dos termos se aproxima da precipitação exceto na parte litorânea da Serra do Mar (Fig. 5.9b). Na região de máxima precipitação a evaporação (Fig. 5.9e) não apresenta diferença em relação à climatologia (Fig. 5.9c) e a advecção têm valores inferiores a 2 mm/dia (Fig. 5.9d). Portanto, o aumento da precipitação nesse período está relacionado à convergência de umidade (Fig. 5.9c), apesar da contribuição da evaporação. O transiente não contribui para a precipitação na região e novamente apresenta maior influência negativa sobre Oceano (Fig. 5.9f).

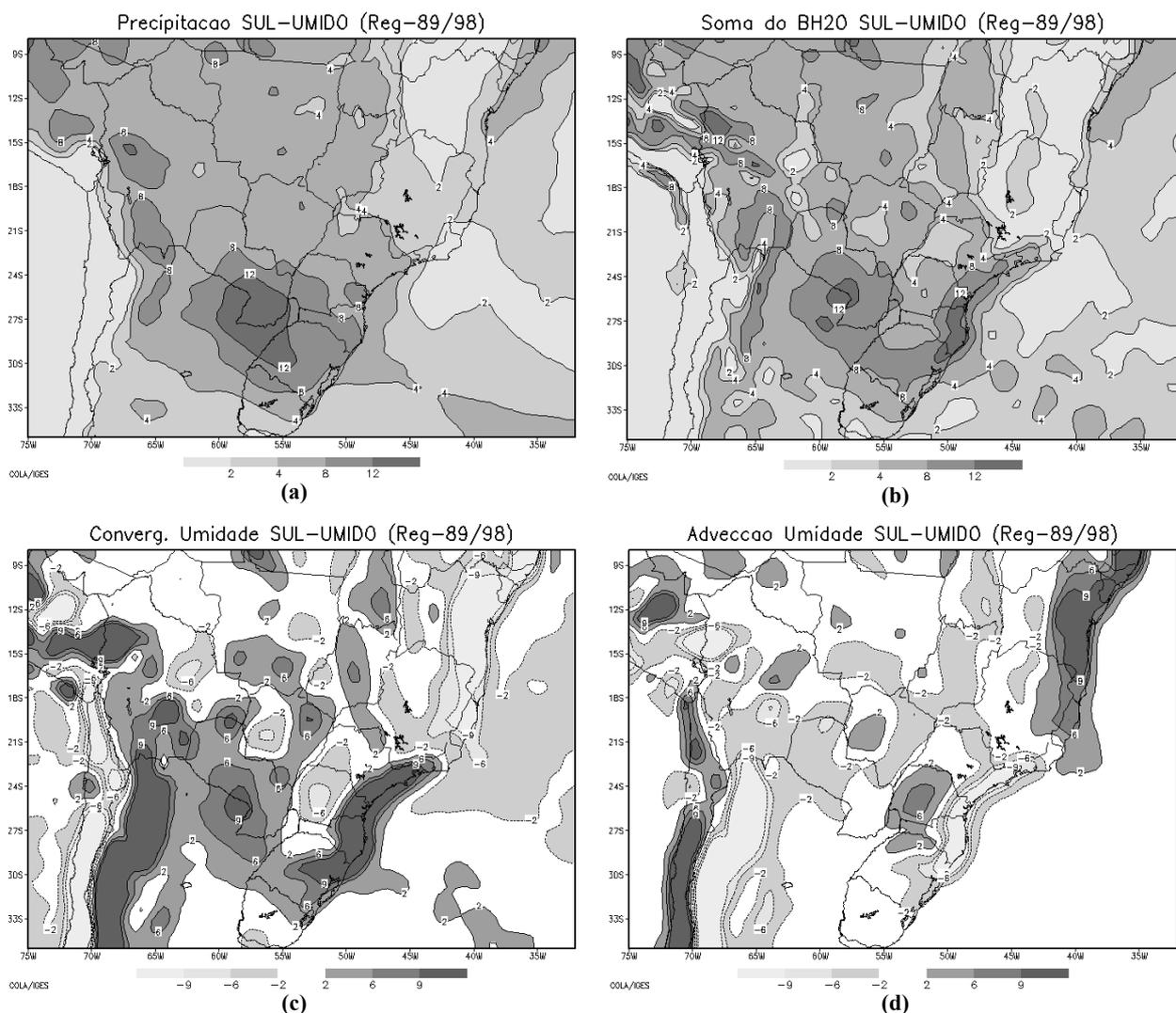


Figura 5.9: Similar a figura 5.8 para os dias úmidos na região SUL.

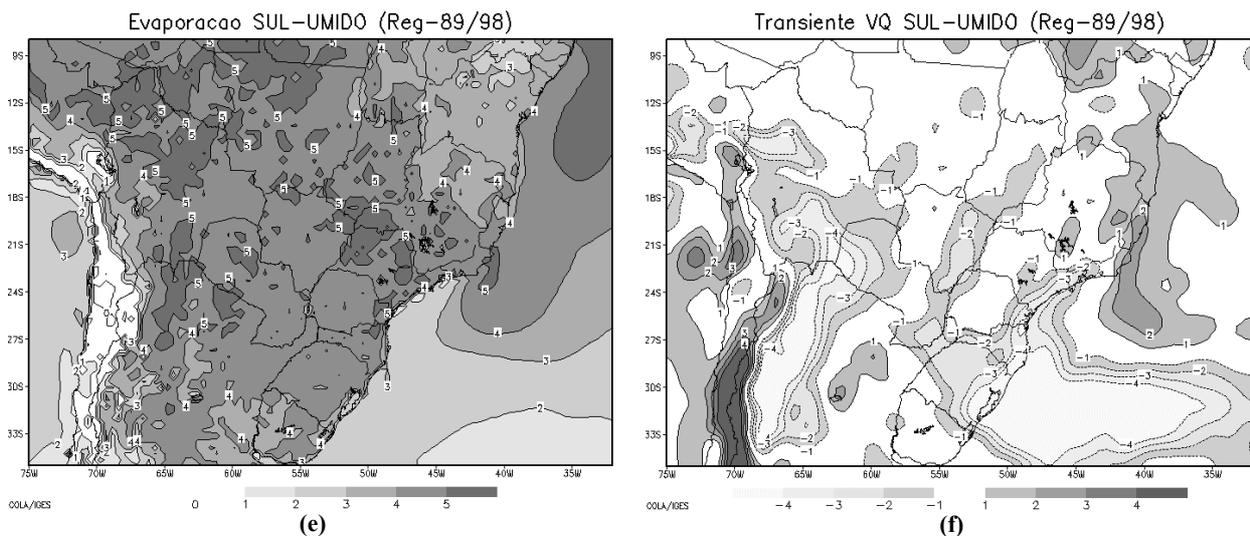


Figura 5.9: Similar a figura 5.8 para os dias úmidos na região SUL.

A figura 5.10 apresenta as anomalias de precipitação e fluxo de umidade para os períodos úmidos das regiões SDE e SUL, que é dado pela média dos dias úmidos menos a média de todo o período (10 verões). As anomalias de precipitação, estatisticamente significativas no intervalo de confiança de 95% (Wilks, 1995), para a composição dos dias úmidos na SDE (Fig. 5.10a) mostram a ZCAS ativa sobre o sudeste do Brasil e Atlântico, não apresentando anomalias significativas sobre o centro-este. Esse resultado é coerente com o encontrado por Nogués-Paegle e Mo (1997), na composição dos eventos de ZCAS ativa apresentam dois máximos de anomalia de ROLE na região da ZCAS, sobre o sudeste do Brasil e sobre o Atlântico, acompanhado de supressão no extremo sul do Brasil e norte da Argentina. Essas anomalias podem ser explicadas pelos resultados de Gandú e Silva Dias (1998) que mostram uma subsidência compensatória sobre a região norte/central da Argentina associadas a convecção na ZCAS. Muza (2005) também obteve padrão semelhante na composição de eventos extremos de precipitação no sudeste do Brasil na escala submensal (11-30 dias), utilizando dados pentadais de precipitação do GPCP.

Durante a fase úmida na região SUL (Fig. 5.10c), o modelo simulou anomalias acima de 4 mm/dia sobre todo o extremo sul do Brasil, nordeste da Argentina e sul do Paraguai e

anomalias negativas sobre toda a extensão da ZCAS (mais intensa sobre o Atlântico), coerente com os resultados de diversos trabalhos (p. ex, Lenters e Cook 1999; Liebmann et al. 2004, Muza 2005). Esse modo de variabilidade, com anomalias de precipitação opostas entre a área de atuação da ZCAS e o extremo sul do Brasil/nordeste da Argentina (Fig. 5.10a-c), é denominado padrão “Gangorra” de precipitação (p. ex.: Nogués-Paegle e Mo 1997; Liebmann et al. 2004; Muza 2005; entre outros).

A anomalia do fluxo de umidade apresenta uma circulação ciclônica centrada sobre o estado de São Paulo mostrando importante intensificação do transporte de umidade da Bacia Amazônica em direção a região convectivamente ativa da ZCAS (Fig. 5.10b) durante a fase úmida da região sudeste, coerente com resultados de diversos autores (p ex., Casarin e Kousky 1986, Nogués-Paegle e Mo 1997; Gan et al. 2004). Para o período úmido no SUL, assim como encontrado em outros estudos (p. ex., Lenters e Cook 1999; Liebmann et al. 2004; Muza 2005), o fluxo de umidade de noroeste do Altiplano Boliviano em direção à região SUL é mais intenso, transportando ar relativamente mais úmido e quente, conseqüentemente mais instável (Fig. 5.10d) para o sul do Brasil. Nesse período há uma circulação anticiclônica da anomalia do fluxo de umidade sobre o sudeste brasileiro (Fig. 5.10d), estando associadas às anomalias negativas de precipitação na região de atuação da ZCAS (Fig. 5.10a).

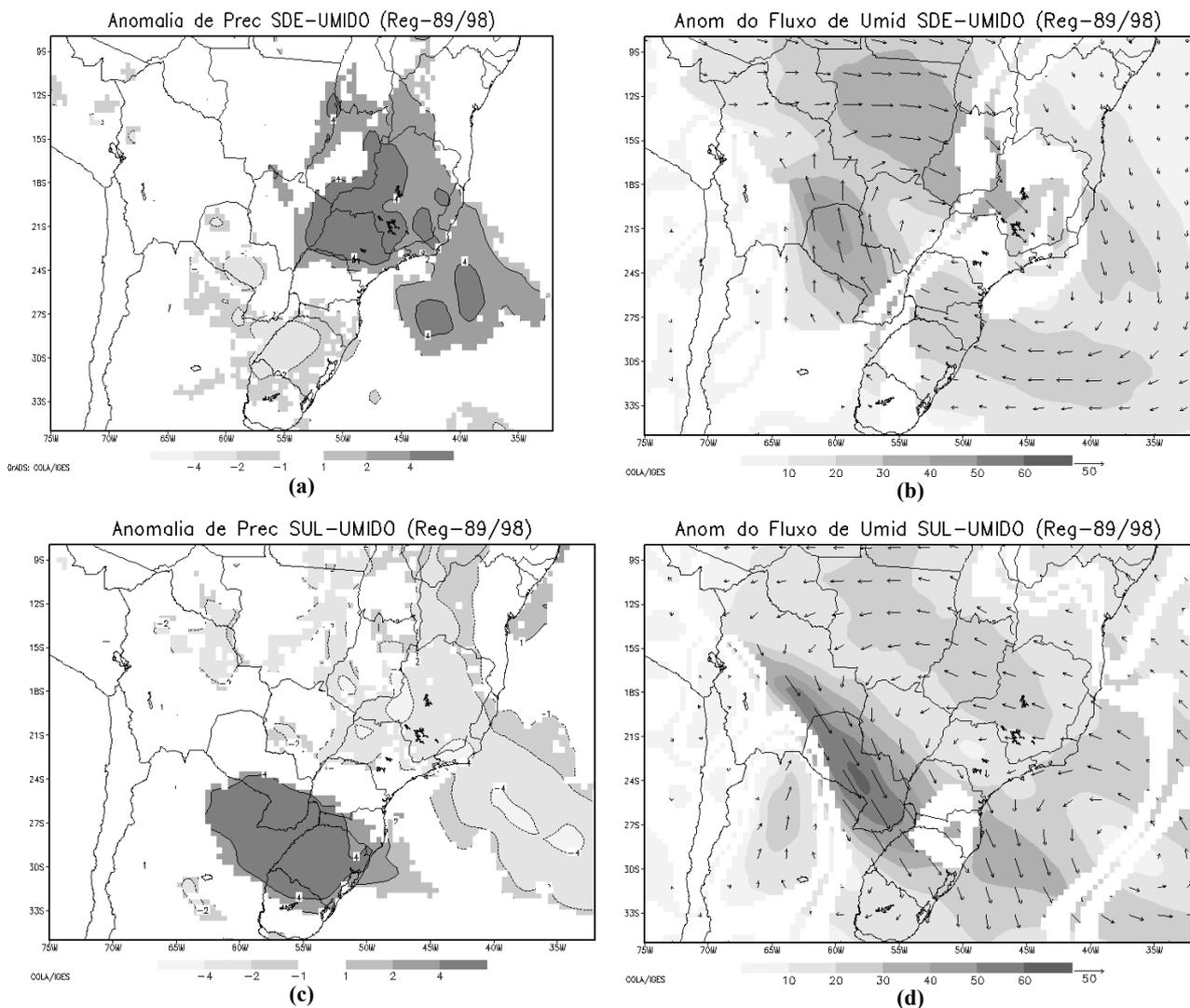


Figura 5.10: Anomalias de (a) precipitação e (b) fluxo de umidade (integrado do nível sigma 1 à sigma 9, ~ da superfície ao nível de 700 hPa) para a composição dos dias úmidos na região SDE. (c) como em (a) e (d) como em (b) para a composição dos dias úmidos na SUL. O intervalo e a escala de intensidade dos sombreados das figuras (a) e (c) (mm/dia) são mostrados no rodapé das figuras, assim como o vetor de referência e a escala do sombreado das figuras (b) e (d). Os valores plotados são estatisticamente significativos no intervalo de confiança de 95%.

Durante a fase úmida da região SDE a circulação de altos níveis apresenta a AB bem configurada e deslocada para noroeste, com uma curvatura anticiclônica sobre o Brasil central (Fig. 5.11a) e o cavado à leste da região nordeste brasileira, padrão similar aos obtidos por Sugahara (1991). A composição dos período úmido na SUL mostra um deslocamento do centro da AB para sudeste, sobre o Paraguai, e um alongamento dessa circulação nessa direção, além da amplificação do cavado sobre o estado da Bahia (Fig. 5.11b). Esse padrão é

5. Variabilidade Intrasazonal

muito similar ao terceiro modo de variabilidade (EOF3) encontrado por Lenters e Cook (1999), que está correlacionado com aumento de precipitação próximo ao extremo sul do Brasil e anomalias negativas sobre o sudeste brasileiro e principalmente sobre o Atlântico na área de atuação ZCAS, coerente com as anomalias de precipitação simuladas (Fig. 5.10c).

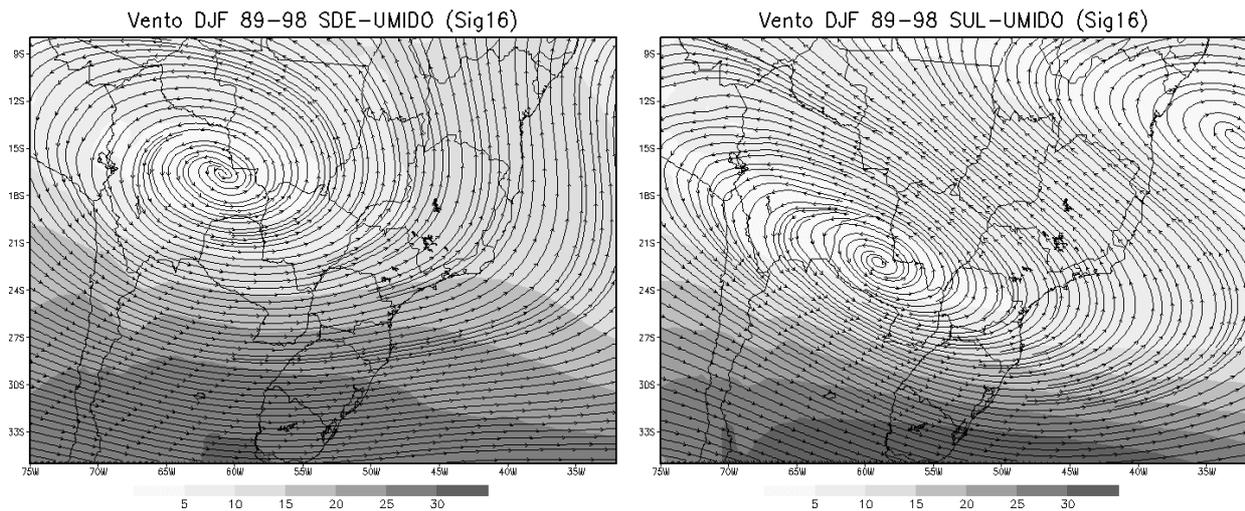


Figura 5.11: Intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento no nível sigma 16 (~200 hPa) médio durante os períodos úmidos nas regiões: (a) SDE e (b) SUL. A escala de intensidade é mostrada no rodapé da figura (ms^{-1}).

A figura 5.12 mostra anomalias de circulação em baixos e altos níveis para os períodos úmidos nas regiões SDE e SUL. Durante a fase úmida na SDE é simulada uma circulação ciclônica (Fig. 5.12a) em baixos níveis (sigma7 ~850hPa) alongada a sudoeste das anomalias positivas de precipitação sobre o estado de São Paulo (Fig. 5.10a). Em ~200hPa (sigma 16) nota-se uma baixa fechada a sul/sudoeste e anomalias zonais de oeste sobre a área de anomalias positivas de precipitação (Fig. 5.12b). No campo de altos níveis também é possível identificar a intensificação da circulação anticiclônica associada a AB sobre o Brasil central. Essas circulações anômalas são semelhantes às encontradas por Gan et al. (2004) para a composição do período úmido sobre o Brasil central.

A circulação associada ao período úmido no sul do Brasil (Fig. 5.12c) apresenta um padrão reverso ao da SDE sobre a região central da AS além da intensificação do escoamento

5. Variabilidade Intrasazonal

de noroeste do Altiplano Boliviano em direção ao extremo sul do Brasil. É interessante observar que, assim como na SDE, a sudoeste das anomalias de precipitação é observada uma circulação ciclônica alongada no eixo das anomalias. Durante esse período são simuladas intensas anomalias zonais de leste sobre o sudeste do Brasil, e sobre o Brasil central é observada uma anomalia ciclônica com características oposta à observada para os dias úmidos da SDE (Fig. 5.12d). Sobre a região de anomalias positivas de precipitação (Fig. 5.10c) nota-se anomalias de curvatura anticiclônicas no escoamento de altos níveis (Fig. 5.12d).

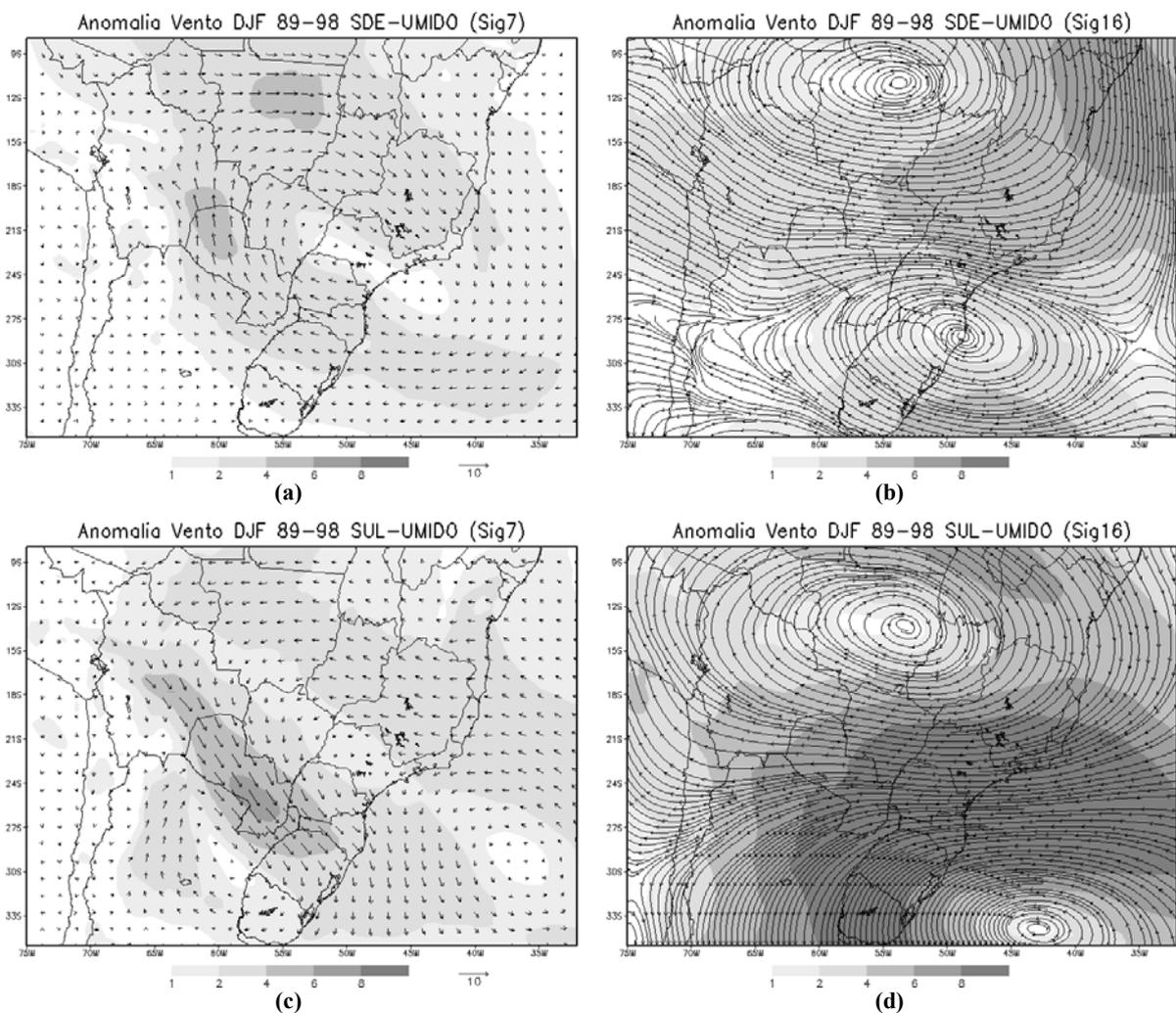


Figura 5.12: Como na figura 5.10 para (a-c) vento no nível sigma7 e (b-d) linhas de corrente no nível sigma16. Os campos sombreados apresentam as anomalias da intensidade do vento em ms^{-1} .

A composição da precipitação para o período seco na região SDE (Fig. 5.13a) apresenta um padrão similar ao período úmido no SUL (Fig. 5.9a), porém com menor taxa de precipitação entre o Brasil e Paraguai e mais seco sobre o sudeste brasileiro. Sobre a região de atuação da ZCAS, onde a convergência de umidade climatológica é superior a 6mm/dia, nota-se divergência de umidade, principalmente no setor norte do sudeste até o nordeste brasileiro (Fig. 5.13c). Entre o sudeste e nordeste do Brasil, além da forte divergência, a evaporação (Fig. 5.13e) inferior a média climatológica (Fig. 3.8c). A atividade transiente durante os dias secos na SDE aumenta na área convectivamente ativa sobre o Paraguai e nordeste da Argentina (Fig. 5.13f) e é menor sobre o Atlântico extratropical em relação à composição do período úmido na SUL (Fig. 5.9f).

5. Variabilidade Intrasazonal

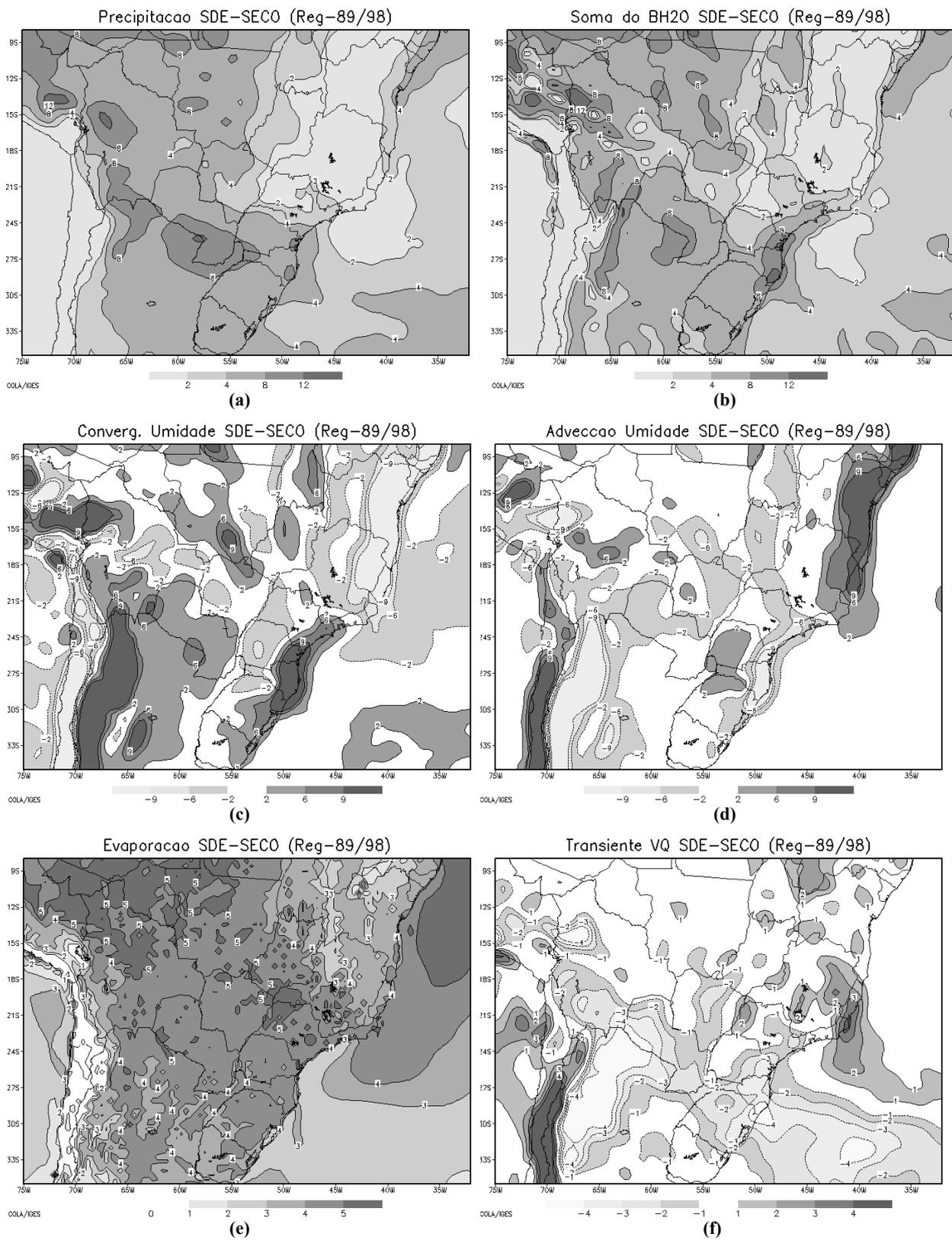


Figura 5.13: Similar a figura 5.8 para os dias secos na região SDE.

A composição da fase seca na região SUL apresenta uma banda de precipitação bem definida desde a região central da bacia Amazônica até o Atlântico adjacente ao extremo sudeste do Brasil (Fig. 5.14a), com baixa taxa de precipitação na retaguarda dessa banda. Nessa composição é encontrada a melhor concordância entre a precipitação estimada pelo balanço d'água e a banda de máxima precipitação simulada (Fig. 5.14a,b). Nessa região tanto a convergência de umidade (Fig. 5.14c) como a evaporação superam a média climatológica (Fig. 3.8c) entre o centro-oeste e sudeste do Brasil (Fig. 5.14e).

Diferenças entre as fases seca na SUL e úmida na SDE também são observadas através da atividade transiente. Durante a fase úmida da SDE há intensa atividade transiente sobre a banda de precipitação, principalmente sobre o oceano. Entretanto, durante a fase seca da região SUL a precipitação simulada no eixo sudeste do Brasil apresenta clara modulação dos transientes não apenas sobre a região de convecção sobre o oceano, como sobre o sudeste Brasileiro, assim como na retaguarda dessa banda. Esses indicativos sugerem a maior contribuição transiente (Fig. 5.14) durante a fase seca da região sul do Brasil, provavelmente associada à passagem de sistemas frontais, e durante a fase úmida da SDE a precipitação apresenta maiores indicativos de contribuição de sistemas estacionários.

As diferenças entre as anomalias negativas de precipitação durante as fases úmida na SDE (máxima sobre o oeste do extremo sul do Brasil e nordeste da Argentina) e seca na SUL (que ocorre em toda a retaguarda da banda de máxima precipitação sobre o centro-oeste e sudeste do Brasil, não mostrado) são coerentes com as regiões de subsidência geradas pela circulação compensatória induzida pela atividade convectiva. Gandu e Silva Dias (1998) mostram que a convecção na região da ZCAS está associada com a indução de subsidência sobre a região norte da Argentina, coerente com as anomalias da fase úmida da região SDE (Fig. 5.10a). Garreaud e Wallace (1998) mostram a intensa subsidência na retaguarda da atividade convectiva associada a sistemas frontais. Esses padrões sugeridos por estes autores

5. Variabilidade Intrasazonal

explicam as regiões de anomalias negativas de precipitação na região sul do Brasil e nordeste da Argentina (comparar Fig. 3.5b e Fig. 5.14a).

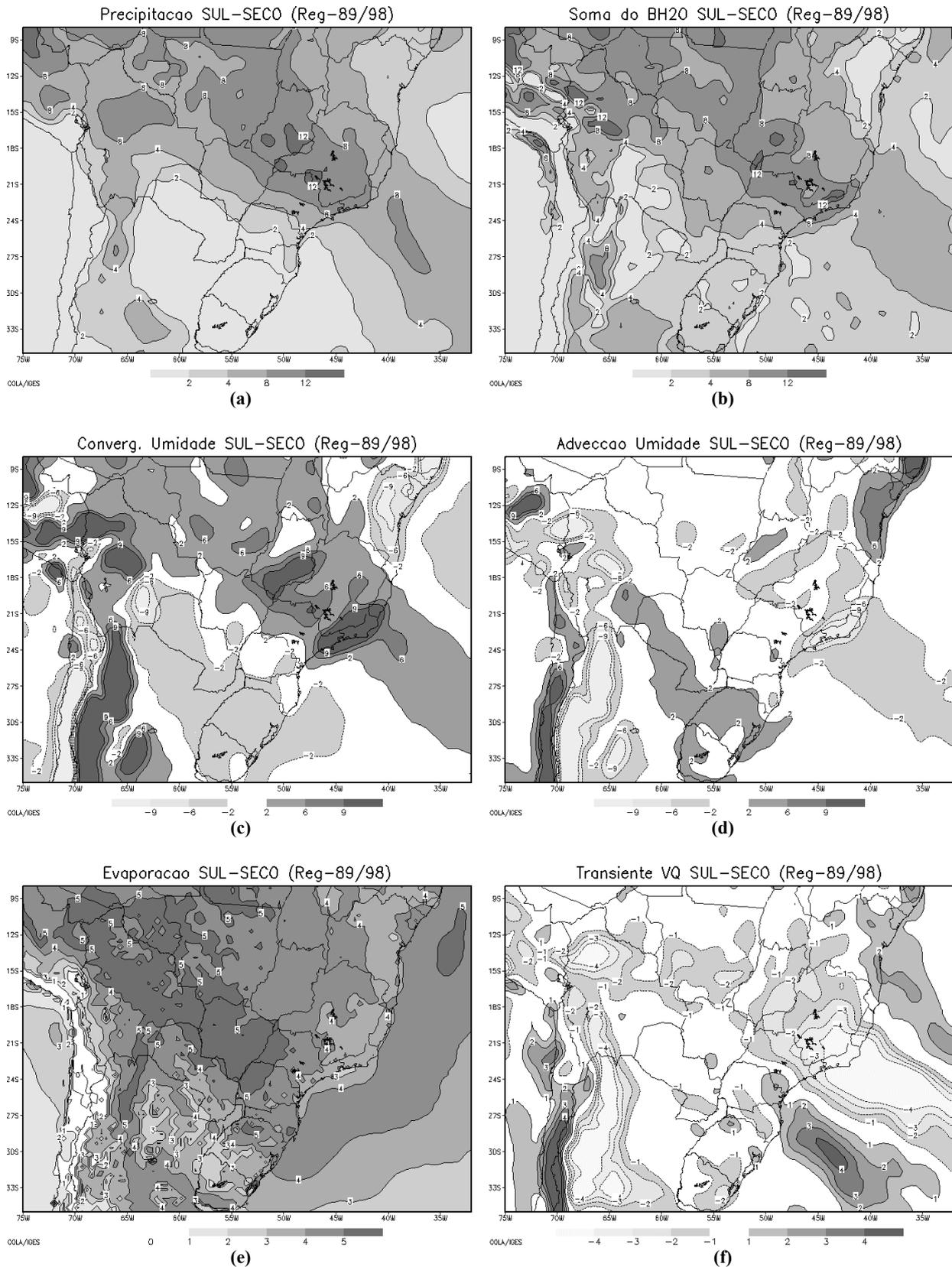


Figura 5.14: Similar a figura 5.8 para os dias secos na região SUL.

A composição do fluxo de umidade para a fase úmida na SDE apresenta intensa componente zonal da Bacia Amazônica em direção ao sudeste do Brasil (Fig. 5.15a). Nesse mesmo período, a circulação da AAS está deslocada para o Oceano Atlântico (para leste) e o fluxo norte/nordeste do anticiclone converge com o escoamento de noroeste (do Brasil central) sobre o sudeste do Brasil. Para o período úmido na SUL a circulação do fluxo de umidade é quase opostas as associados a fase seca da SDE, ou seja, o fluxo associado com o JBN é intenso e mais meridional nas latitudes subtropicais e a circulação da AAS desloca-se para o continente intensificando o transporte de umidade para o sul do Brasil (Fig. 5.15b).

Durante a fase seca na SDE a circulação apresenta semelhanças com a fase úmida na SUL. Entretanto o escoamento de noroeste é menos intenso, conseqüentemente transportando menos umidade para a região sul do Brasil, o que pode explicar em parte a menor precipitação no sul durante da fase seca da SDE em relação a fase úmida na SUL (Fig. 5.13a e Fig. 5.9a, respectivamente). Outra diferença notada nos fluxos de umidade entre essa fases é relacionada a circulação da AAS, que é mais zonal sobre o sudeste brasileiro durante a fase seca na SDE (Fig. 5.15c) do que na fase úmida na SUL (Fig. 5.15a). Um dos trabalhos pioneiros na composição de eventos secos e úmidos na região sudeste do Brasil, Sugahara (1991) apresenta padrões semelhantes do escoamento para as fases úmida e seca no sudeste (Fig. 5.15a,c).

Já a composição para o período seco na SUL (Fig. 5.15d) apresenta características bem distintas das demais (Fig. 5.15a-c). Durante esta fase predomina uma circulação anticiclônica sobre toda a região sul do Brasil, Argentina e Uruguai, que pode gerar supressão da convecção. A convecção simulada sobre o sudeste do Brasil apresenta menor contribuição do fluxo de noroeste da Bacia Amazônica e essa circulação apresenta semelhanças com a encontrada por Muza (2005) na banda submensal, o que é coerente com o campo transiente (Fig. 5.14f) que sugere uma maior contribuição de sistemas transitórios.

5. Variabilidade Intrasazonal

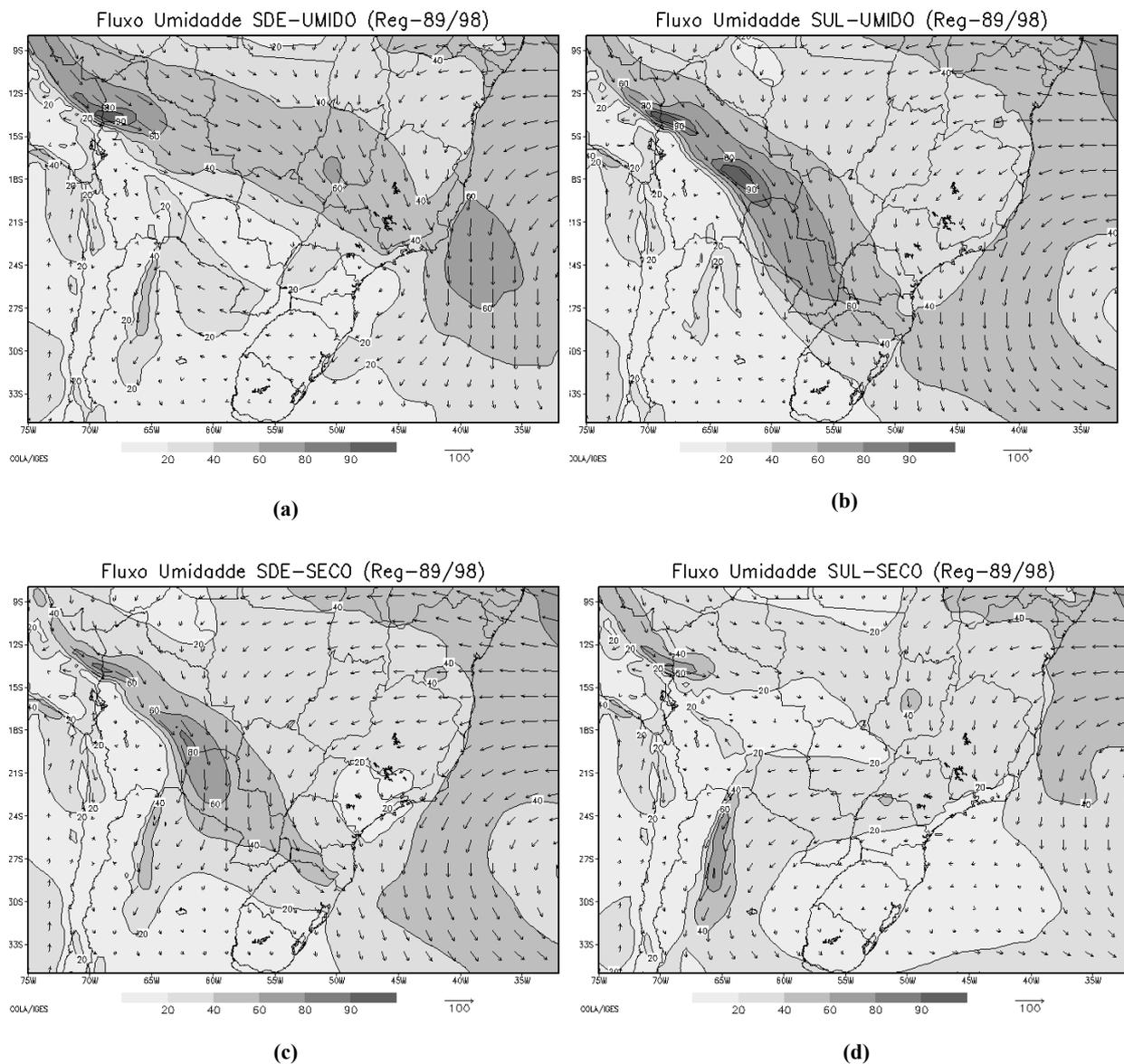


Figura 5.15: Fluxo de umidade integrado entre os níveis sigma 1 e sigma 9 (~700 hPa) médio para os períodos seco e úmido nas regiões: (a) úmido SDE, (b) úmido SUL, (c) seco SDE e (d) seco SUL. Em unidades de Kg/m.s.

5.3.2 Relação entre os Períodos Extremos de Precipitação

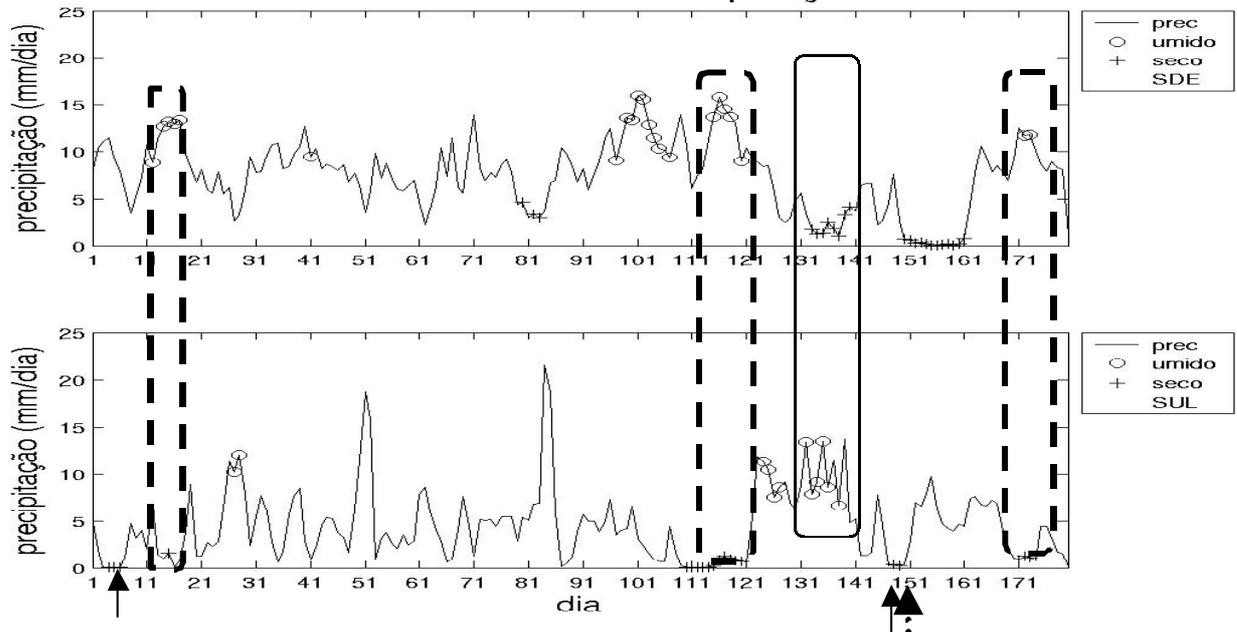
A figura 5.16 mostra a série de precipitação para dias secos e úmidos selecionados destacando a ocorrência simultânea de eventos opostos entre as regiões SDE e SUL. Pelo método de classificação foram selecionados 86 dias úmidos na região SUL sendo que 42% também passaram no critério de seco na SDE (Fig. 5.16, destacados pelos retângulos com

linha contínua). Na figura 5.16 nota-se que a maioria dos períodos prolongados de precipitação no sul do Brasil estão associados com estiagem na região sudeste. Ou seja, a razão para semelhanças entre os fluxos de umidade das fases úmida na SUL e seca na SDE (Fig. 5.15b,c) deve-se a composição úmida da SUL conter 42% dos dias da fase seca SDE. Muza (2005) encontra uma relação semelhante entre as anomalias totais opostas nestas regiões, 43% dos extremos úmidos no sul são acompanhados por extremos secos no sudeste do Brasil. Durante a fase seca da SDE (133 dias) apenas 7,5% dos dias foram secos simultaneamente na SUL (10 dias).

A precipitação média sobre a SDE durante os dias classificados como secos na SUL é de 9,3 mm/dia, o que representa 80% da precipitação média durante os eventos úmidos na SDE (11,9 mm/dia). Entretanto, dos 95 dias úmidos da região SDE apenas 16 (17%) foram simultaneamente secos na SUL (Fig. 5.16 retângulo tracejado). As setas na figura 5.16, abaixo do eixo dos dias, indicam os dias em que a região SUL é classificada como seca e na SDE a precipitação é intensa, mas não o suficiente para incluir nos períodos úmidos da SDE. Como a composição do período seco na SUL mostra precipitação sobre a SDE (Fig. 5.14a) e os períodos secos na SUL e úmidos na SDE apresentam pequena simultaneidade sugere-se que precipitação intensa na SDE pode ser explicada por outro padrão de circulação. Isto pode ser notado através das diferenças entre os fluxos de umidade nos períodos úmido na SDE (Fig. 5.15a) e seco na SUL (Fig. 5.15d). Portanto, períodos secos na SUL, caracterizado por um anticiclone sobre o sul do Brasil e ventos de norte sobre o sudeste, representa um outro padrão de circulação associado a precipitação no sudeste do Brasil.

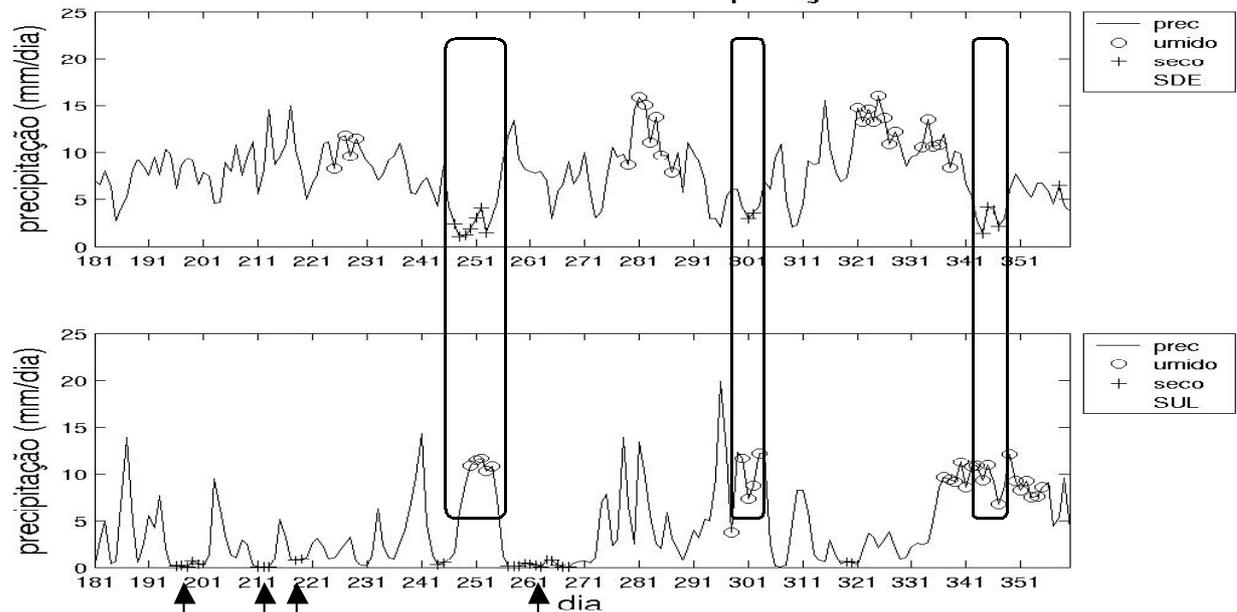
Durante a fase úmida na SDE apenas 17% dos dias foram secos na SUL (Fig. 5.16a,d) e a precipitação média na SUL durante esse período foi de 3,0 mm/dia, ou seja, não representa valores extremos.

Períodos Úmidos e Secos de Precipitação VER: 89–90



(a)

Períodos Úmidos e Secos de Precipitação VER: 91–92



(b)

Figura 5.16: O mesmo que a figura 5.5, mas destacando os períodos extremos em comum entre as regiões. O retângulo com linha contínua desta os dias úmidos na SDE acompanhados de seca na SUL. O retângulo tracejado destaca os dias úmidos na SUL acompanhados de seca na SDE. As setas longas destacam os dias secos na SUL em que há precipitação intensa na SDE, mas que não foram classificadas como úmidas. Setas pontilhadas dias secos na SUL acompanhados de seca na SDE.

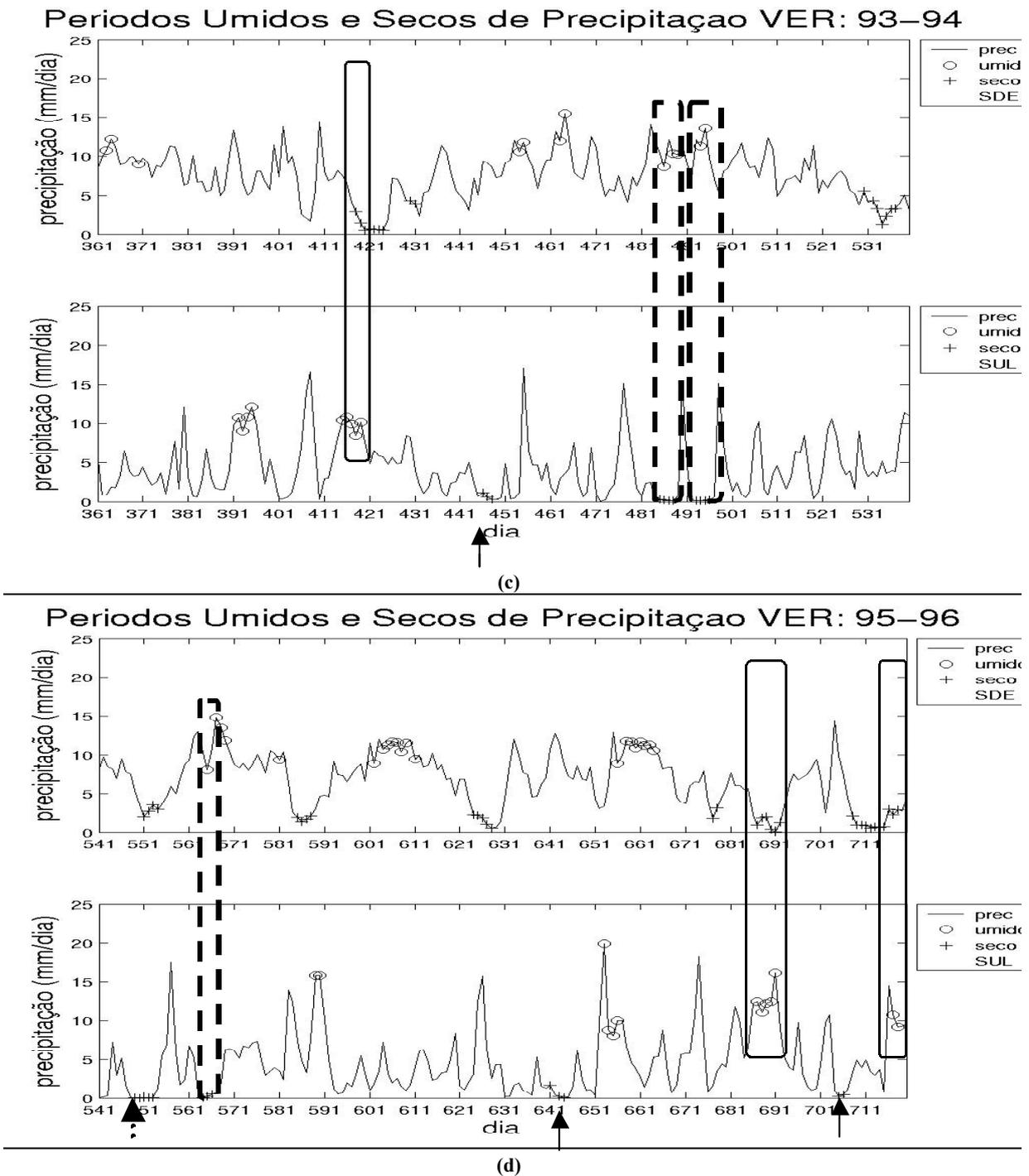


Figura 5.16: O mesmo que a figura 5.5, mas destacando os períodos extremos em comum entre as regiões. O retângulo com linha contínua desta os dias úmidos na SDE acompanhados de seca na SUL. O retângulo tracejado destaca os dias úmidos na SUL acompanhados de seca na SDE. As setas longas destacam os dias secos na SUL em que há precipitação intensa na SDE, mas que não foram classificadas como úmidas. Setas pontilhadas dias secos na SUL acompanhados de seca na SDE.

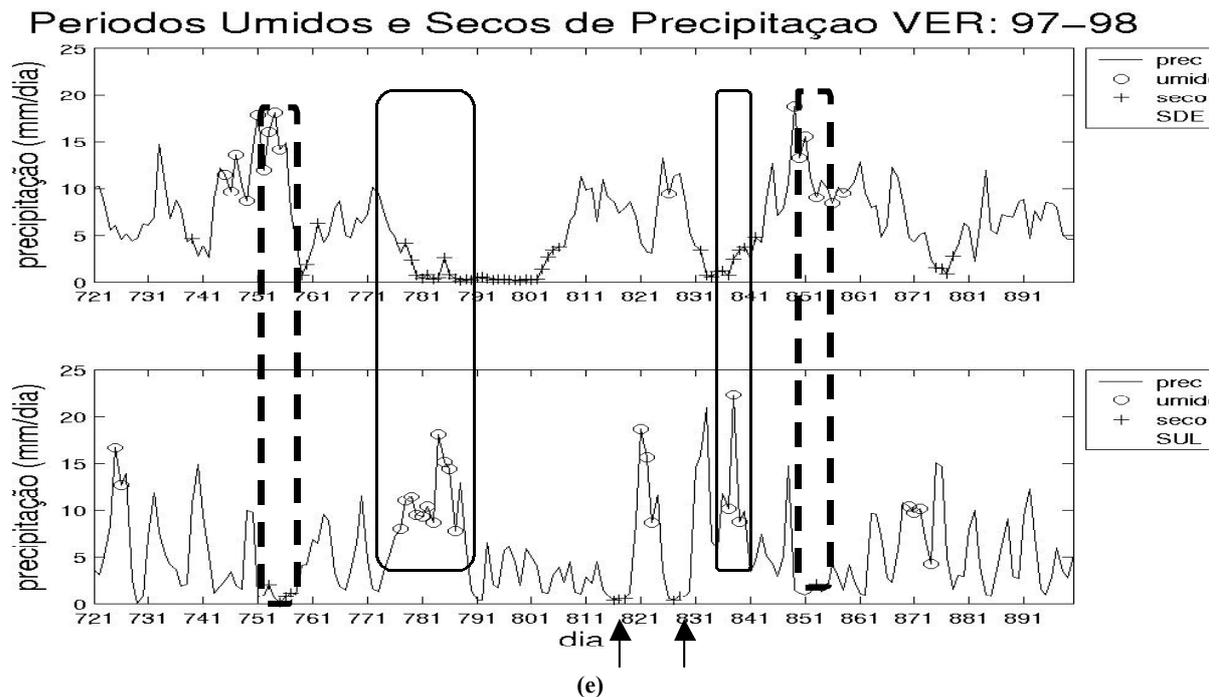


Figura 5.16: O mesmo que a figura 5.5, mas destacando os períodos extremos em comum entre as regiões. O retângulo com linha contínua desta os dias úmidos na SDE acompanhados de seca na SUL. O retângulo tracejado destaca os dias úmidos na SUL acompanhados de seca na SDE. As setas longas destacam os dias secos na SUL em que há precipitação intensa na SDE, mas que não foram classificadas como úmidas. Setas pontilhadas dias secos na SUL acompanhados de seca na SDE.

5.3.3 Estatística das Simulações Durante os Períodos Extremos de Precipitação

O bias de temperatura durante os períodos de precipitação intensa nas regiões SDE e SUL evidenciam que os desvios entre as temperaturas simulada e da reanálise do NCEP estão associados com a precipitação (Fig. 5.17a,b). Durante o períodos úmidos, na região SDE (Fig. 5.17a) e SUL (Fig. 5.17b) sobre o continente aumenta (ver também Fig. 3.3c, que mostra o bias climatológico) o bias negativo de temperatura nas regiões onde são simuladas anomalias positivas de precipitação (Fig. 5.10a,c). Porém, sobre o Atlântico subtropical, onde na climatologia as temperaturas são cerca de 3° C mais frias que a reanálise (Fig. 3.3c), a

resposta é oposta as simuladas sobre o continente, ou seja, sobre as anomalias positivas de precipitação diminui o bias de temperatura (Fig. 5.17a,b).

Esse resultado sugere que o bias de temperatura na baixa troposfera em parte é devido ao esquema convectivo, já que a precipitação nas simulações sobre o continente é em geral acima de 70% do tipo convectiva nas regiões de precipitação média elevada (não mostrado). Esse bias de temperatura, associado à precipitação convectiva pode estar associado às correntes descendentes do esquema de Grell, que transporta ar relativamente mais frio da alta troposfera para baixa troposfera (Giorgi et al. 1993b; Giorgi e Shields 1999).

O bias de umidade específica sobre o continente apresenta padrão oposto da temperatura (Fig. 5.17c,d). Nas regiões onde são simuladas anomalias positivas (negativas) de precipitação diminui (aumenta) o bias de umidade. Sobre o Atlântico os desvios são relativamente menores e sugerem um aumento do bias (positivo) de umidade sobre as anomalias negativas de precipitação (Fig. 5.17d).

5. Variabilidade Intrasazonal

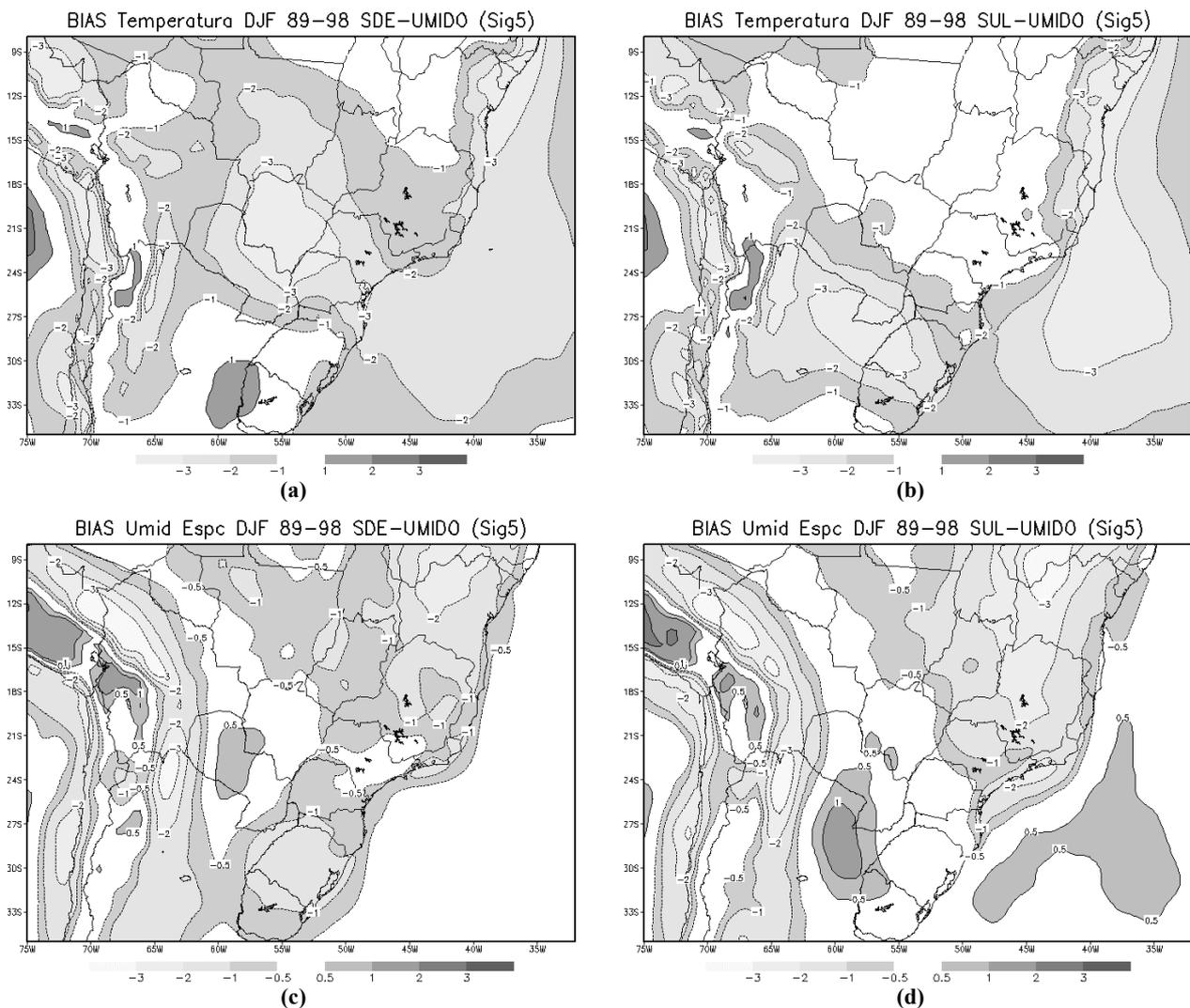


Figura 5.17: Biais de (a-b) temperatura e (c-d) umidade entre o modelo e reanálise do NCEP no nível sigma5 (~925hPa) durante os períodos úmidos das regiões: (a,c) SDE e (b,d) SUL.

A tabela 5.2 mostra o bias relativo e as correlações da precipitação diária entre as simulações e a análise do NCDC considerando os 10 verões como uma série contínua, dos períodos úmido e seco. Considerando todo o período os bias apresenta baixos valores, 0,05 mm/dia no SDE e 0,12 mm/dia no SUL. As correlações são maiores quando considerada toda a série, indicando que o modelo tem maior correlação para os valores intermediários de precipitação, já que as correlações são superiores as encontradas para períodos úmido e seco. As correlações mais baixas ocorrem durante os períodos úmidos em ambas regiões e o bias mais elevados durante o período seco no SDE e úmido no SUL.

Tabela 5.2: Bias e correlação temporal (entre parênteses) da precipitação diária nas regiões SDE e SUL dos verões de 90 e 98 entre as simulações e a análise do NCDC. (segundo da classificação mostrada na Fig. 5.3).

	SDE	SUL
TOTAL	+0,05 mm/dia (0,41)	-0,12 mm/dia (0,45)
UMIDO	+0,94 mm/dia (0,26)	+3,66 mm/dia (0,14)
SECO	-2,55 mm/dia (0,30)	-0,82 mm/dia (0,27)

6 CONCLUSÕES

Simulações com o modelo climático regional RegCM (Regional Climate Model) foram realizadas para os verões de 1990 a 1998 afim de investigar se o RegCM reproduz a variabilidade interanual e as variações intrasazonais da precipitação observada na região sudeste e sul do Brasil durante o verão austral. Também são investigadas as circulações associadas aos diferentes regimes de precipitação (seco e úmido) sobre o sul e sudeste do Brasil. As simulações utilizaram condições iniciais e de fronteira fornecidas pela re-análise do NCEP-DOE.

A climatologia resultante das simulações reproduz a circulação sobre o Brasil, principalmente em altos níveis. Em baixos níveis são aparentes os principais escoamentos de grande escala na simulação. O modelo simula o escoamento de noroeste a leste dos Andes mais intenso e restrito as proximidades dos Andes e a Alta do Atlântico SUL (AAS) mais intensa sobre o continente em relação a reanálise do NCEP. O RegCM simula a baixa troposfera mais fria e mais seca do que a reanálise e os níveis médios mais quente e úmido. A precipitação média sazonal mostra os principais padrões sobre a AS, com precipitação cerca de 3mm/dia e 4 mm/dia abaixo e acima da média sobre o Brasil e Altiplano Boliviano, respectivamente, comparada climatologia do CRU. O modelo também simulou as diferenças na distribuição de intensidade da precipitação média diária entre as regiões sudeste e sul do Brasil observadas nos dados do NCDC.

Estimando a precipitação através do balanço d'água nota-se que as principais contribuições para a precipitação nas simulações sobre o sudeste do Brasil são a convergência de umidade e evaporação. Sobre o sul do Brasil as contribuições da advecção e convergência de umidade têm sinais opostos e se cancelam na maior parte da região, sendo a precipitação balanceada em primeira ordem pela evaporação. Os transientes, em relação ao estado básico do fluxo de umidade, são mais intensos sobre o litoral da região sudeste e norte da região sul do Brasil.

A verificação objetiva da variabilidade interanual das médias sazonais de precipitação mostram desvios em relação às análises em geral inferiores a $\pm 15\%$ do total sazonal, mesmo nos verões com erro mais elevado cerca de $\pm 25\%$, valores comparáveis à estudos similares (p.ex., Giorgi et al. 1994; Giorgi e Mearns 1999; Menéndez et al. 2001; Nicolini et al. 2002). Na maioria dos anos simulados o modelo apresenta temperaturas $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ abaixo da reanálise do NCEP, chegando a $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$ em 89 na região SUL. Apesar de simular sistematicamente temperaturas mais frias na baixa troposfera, o RegCM simulou coerentemente as anomalias sazonais de temperatura médias nas regiões sudeste e sul do Brasil.

A verificação espacial da variabilidade interanual é feita através da comparação dos campos médios para os verões de 1990 e 1998. A anomalia de circulação na reanálise para o verão de 90 mostra uma circulação ciclônica sobre o sudeste e Brasil central que é superestimada pelo modelo. Em 98 sobre essa mesma região é observada uma circulação inversa mais intensa na reanálise que apesar de simulada é subestimada em intensidade pelo RegCM. As anomalias de precipitação e temperatura sazonais para esses verões são coerentemente simuladas pelo modelo.

A variabilidade interanual dos termos do balanço d'água mostram que apesar da precipitação ter maior contribuição dos termos de convergência de umidade e evaporação na região sudeste do Brasil, a maior parte da variabilidade interanual é resultante da convergência de umidade. Na região sul do Brasil, mesmo com contribuição secundária, assim como na região SDE, a maior parte da variabilidade interanual pode ser explicada pela convergência de umidade nas simulações numéricas .

As séries de precipitação média diária têm correlações médias em relação à análise do NCDC de 0,41 na região sudeste e 0,45 na sul do Brasil. As comparações com duas simulações longas iniciadas no verão anterior ao analisado mostram que o modelo não apresenta maiores desvios em relação à análise em função do tempo de integração. A distribuição de intensidade da

precipitação diária nessas regiões apresentam variações significativas entre os verões de 90 e 98, que são parcialmente simuladas pelo RegCM.

A composição dos períodos secos e úmidos das regiões sudeste e sul do Brasil mostram um padrão dipolo das anomalias de precipitação entre essas regiões, assim como encontrado por diversos estudos observacionais (p. ex.: Nogués-Paegle e Mo 1997; Liebmann et al. 2004; Muza 2005; entre outros). As anomalias do fluxo de umidade apresentam uma circulação anticiclônica sobre o Brasil central durante a fase úmida na região sudeste do Brasil, que está associada com um maior transporte de umidade da Bacia Amazônica para a região. Durante a fase úmida no sul do Brasil essa circulação apresenta anomalias reversas com transporte de umidade e calor dos trópicos para toda a região sul do Brasil. Essas circulações anômalas são coerentes com as obtidas em estudos observacionais (p ex., Casarin e Kousky 1986, Nogués-Paegle e Mo 1997; Lenters e Cook 1999; Gan et al. 2004; Liebmann et al. 2004; Muza 2005).

A análise para os períodos secos e úmidos mostra que sobre o continente o bias de temperatura durante os períodos úmidos nas regiões SDE e SUL são maiores do que o climatológico e temperatura do ar mais fria ainda do que a reanálise do NCEP. Esse resultado sugere que as temperaturas mais frias das simulações na baixa troposfera podem resultar do corrente descendente do esquema convectivo de Gell, que transporta ar mais frio e seco da alta para a baixa troposfera (Giorgi et al. 1993b; Giorgi e Shields 1999). Porém, sobre o Atlântico subtropical, onde na climatologia o bias de temperatura é -3° Ce, sobre as anomalias positivas de precipitação o bias de temperatura diminui, ou seja, ao contrário do que sobre o continente.

O bias de umidade específica sobre o continente apresenta padrão oposto da temperatura. Regiões onde são simuladas anomalias positivas (negativas) de precipitação diminui (aumenta) o bias de umidade. Sobre o Atlântico os desvios são relativamente menores e sugerem um aumento do bias (positivo) de umidade sobre as anomalias negativas de precipitação.

Sugere-se como trabalhos futuros verificar as simulações através de dados de estação e outras fontes com maiores resoluções espacial e temporal. Por exemplo, para avaliar se o RegCM reproduz as variações do ciclo diurno. Uma outra questão importante é a realização de previsões aninhadas aos resultados de modelos globais, ou seja, identificar se os valores previstos em relação às observações no modo previsão são da mesma ordem de magnitude dos erros das simulações apresentadas no presente estudo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALVES, L. M; et al.: Estudo comparativo entre a precipitação sazonal simulada pelo modelo eta e observada sobre o Brasil. Proc. XI Cong. Bras. de Meteorologia, Rio de Janeiro, Brasil, (in CD-ROM) , 2000.
- ANTHES, R. A.; et al.: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-282+STR, 66 pp, 1987.
- BERBERY, E. H. et al: Studies of North American continental-scale hydrology using Eta model forecast products. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, no. D3, p. 7305-7319, 1996.
- BETTS, A. K. e Miller, M. J.: A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693-709, 1986.
- BRANKOVIC, C.; PALMER, T. N. e FERRANTI, L.: Predictability of Seasonal Atmospheric Variations. **Journal of Climate**, Boston, v.7, p. 217-237, 1994.
- CAMILLONI, I.; DOYLE, M. e BARROS, V.: Interannual Variability of the South American High and rainfall in Southeastern South American during summer months. *XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Fortaleza-CE, 2004.
- CARVALHO, L.M.V et al.: Extreme precipitation events in southeastern South América and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, Boston, v.15, p. 2377-2394, 2002.
- CARVALHO, L.M.V; JONES, C. e LIEBMANN, B.: The South Atlantic convergence zone: intensity, form, persistence, relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, Boston, v.17, p. 88-108, 2004.
- CASARIN, D.P e KOUSKY, V.E.: Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações na circulação atmosférica. *Res. Bras. Meteor.*, v. 1, p. 83-90, 1986.
- CHOU, S. C.; NUNES; A. M. B. e I. F. A. CAVALCANTI, I. F. C.: Extended range forecasts over South America using the regional eta model. *J. Geophys. Res.*, v.105, p. 10147-10160, 2000.
- DICKINSON, R. E. et al.: A regional climate model for the western United States. **Climatic Change**, v. 15, p. 383-422, 1989.

- DICKINSON, R. E. et al.: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. Boulder, Colorado: Tech Note NCAR/TN-387, 72pp., 1993.
- DRUYAN, L. M.; FULAKEZA, M. e LONERGAN, P.: Dynamic downscaling of Seasonal Climate Predictions over Brazil. **Journal of Climate**, Boston, v.15, p. 3411-3426, 2002.
- ELGUINDI, N.; Bi X, Giorgi F, Nagarajan B, Pal J, Solmon F (2004) RegCM Version 3.0 User's Guide. Trieste: PWCG Abdus Salam ICTP, 48 pp.
- EMANUEL, K. A.: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.48, p. 2313-2335, 1991.
- FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. L.: Simulations of the Summer Circulation Over the South American Region with an ETA Coordinate Model. **Journal of Atmospheric Sciences**, p. 1573-1584, 1995.
- FRITSCH, J. M. e CHAPPELL, C. F.: Numerical Prediction of convectively driven mesoscale pressure system. Part 1: Convective Parameterization. **Journal of Atmospheric Sciences**, 1980.
- GAN, M.A.; KOUSKY, V. E. and ROPELEWSKI, C. F.: The South America Monsoon Circulation and Its Relationship to Rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, Boston, v.17, p. 47-66, 2004.
- GANDU, A. W. e SILVA DIAS, P. L.: Impact of the heat sources on the South American Tropospheric upper Circulations and Subsidence. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 103, no. D6, p. 6001-6015, 1998.
- GARREAUD, R. D. e WALLACE, J. M.: Summertime Incursions of Midlatitude Air into Subtropical and Tropical South American. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 126, p. 2713-2733, 1998.
- GIORGI, F.; Simulation off regional climate using a limited área model nested in a general circulation model, **Journal of Climate**, Boston, v.3, p.941-63, 1990.
- GIORGI, F.; MEARN, L. O. Approaches to the simulation of regional climate change: A review. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 29, p. 191-216, 1991.

- GIORGI, F. et al.: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 121, p. 2749-2813, 1993a.
- GIORGI, F. et al. Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 121, p. 2814-2832, 1993b.
- GIORGI, F. et al.: Regional Climate Scenarios over the United States Produced with a Nested Climate Model. **Journal of Climate**, Boston, v. 7, p. 375-399, 1994.
- GIORGI, F., e MEARNNS, O.: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, D6, p. 6335-6352, 1999.
- GIORGI, F., e SHIELDS, C.: Tests of precipitation parameterizations available in the last version of NCAR regional model (RegCM) over continental United States. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 104, D6, p. 6353-6375, 1999.
- GIORGI, F., e Bi, X.: A study of internal variability of a regional climate model. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.105, no. D24, p. 2953-29521, 2000.
- GRELL, G. A.: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 121, p. 764-787, 1993.
- GRIMM, A. M. e V. R. Barros, e M. E. Doyle, 2000: Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, Boston, v. 13, p. 35-58, 2000.
- HARZALLAH, A. e SADOURNY, R.: internal Versus SST-Forced atmospheric Variability as Simulated by an Atmospheric General Model Circulation Model. **Journal of Climate**, Boston, v. 18, p. 474-495, 1995.
- HASTENRATH, S.: Annual Cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical American. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.102, no. D4, p. 4267-4274, 1997.
- HOLTSLAG, A. et al.: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 118, p. 1561-1575, 1990.
- KANAMITSU, M., et al.: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, Boston, v. 83, p. 1631-1643, 2002

- KIEHL, J. T. et al.: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3). Boulder, Colorado: Tech. Note, NCAR/TN-420+STR, 152 pp., 1996.
- KODAMA, Y. M.: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part-I: Characteristics of subtropical frontal zones. **J. Meteor. Soc. Japan**, vol. 70,813-835, 1992
- KOUSKY, V. E.: Variability of deep convection over the South America region during the southern summer. Proc. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Santiago Chile, p.155-156, 2000.
- LABRAGA, J. C.; FRUMENTO, O. e LOPEZ, M.: The Atmospheric Water Cycle in The South American and the Tropospheric Circulation. **Journal of Climate**, Boston, v. 13, p. 1899-1915, 2000.
- LENTTERS, J. D. e COOK, K. H: Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South American. **Journal of Climate**, Boston, v. 8, p. 2988-3005, 1995.
- LENTTERS, J. D. e 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. 656-677, 1997.
- LENTTERS, J. D. e COOK, K. H.: Summertime Precipitation Variability over South American: Role of the Large-Scale Circulation. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 127, p. 409-431, 1999.
- LIEBMANN, B.; KILADS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T. and GLICK, J. D.: Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, Boston, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C. e CARVALHO, L. M. V.: Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, p. 3829-3842, 2004.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, A. C. e NICOLINI, M.: Assessment of regional season rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamic**, v. 21, p. 459-475, 2003.

7. Referências Bibliográficas

- MARENGO, J. A. et al.: Climatology of Low-Level Jet East of the Andes as Drived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, p. 2261-2280, 2004.
- MARTÍNEZ-CASTRO, D., R. P. Rocha, A. Bezanilla-Morlot, L. Alvarez-Escudero, J. P. R. Fernández, Y. Silva-Vidal, R. W. Arritt, 2005: "Sensitivity studies of the RegCM-3 simulation of summer precipitation, temperature and local wind field in the Caribbean Region". Submetido ao Theor. Appl. Clim.
- MENÉNDEZ, C. G.; SAULO, A. C. e LI, Z.-X.: Simulation of South American wintertime climate with a nesting system. **Climate Dynamic**, v. 17, p. 219-231, 2001.
- MISRA, V.; DIRMEYER, P. A.; KIRTMAN, B.; JUANG, B. P. e KANAMITSU, M.: Regional Simulation of interannual variability over South America. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, no. D20, p. 10.1029, 2002.
- MISRA, V. et al.: Dynamic Downscaling of Seasonal Simulation over South American. **Journal of Climate**, Boston, v. 16, p. 103-117, 2003.
- MUZA, M. N.: Variabilidade Intrasazonal e Interanual dos Eventos Extremos de Precipitação e Seca no Sul e Sudeste do Brasil durante o Verão Austral. Dissertação de Mestrado, USP-IAG, São Paulo (SP), 2005.
- NEW, M.; MIKE, H. e PHIL, J.: Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. **Journal of Climate**, Boston, v. 16, p. 829-856, 1999.
- NICOLINI, M.; SALIO, P.; KATZFEY, J. J.; MCGREGOR, J. L. e SAULO, A. C.: January and July regional climate simulation over South American. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 107, no. D22, 4637, 2002.
- NOGUÉ-PAEGLE, J. e MO, K. C.: Alternating wet and dry conditions over South American during summer, **Monthly Weather Review**, Boston, v. 125, p. 279-291, 1997.
- PAL, J. S.; SMALL, E. E. e ELTAHIR, E. A. B.: Simulation of regional-scale water energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation process within RegCM. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 105, no. D24, p. 29579-29594, 2000.
- PEIXOTO, J. P. e OORT, A. H.: Physics of Climate. America Institute Physics, 520 pp, 1992.

PEZZI, L. P. e CAVALCANTI, I. F. A.: The Relative Importance of ENSO and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South American: a numerical study. **Climate Dynamic** ,v. 17, p. 205-212, 2001.

QIAN, J.-H.; ANJI, S. e STEPHEN, Z.: Reinitialized versus Continuous Simulation for Regional Climate Downscaling. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 131, p. 2857-2874, 2003.

RAO, V. B. e HADA, K.: Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillation. **Theor. Appl. Climatol.**, v42, p. 81-91, 1990.

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A. e HADA, K.: Annual variations of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South American. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 101, no. D21, p. 26539-26551, 1996.

RAO, V. B.; CHAPA, R. S.; FERNANDEZ, J. P. R. e FRANCHITO, S. H.: A Diagnosis of Rainfall over South American during the 1997/98 El Niño Event. Part II: Roles of Water Vapor Transport and Stationary Waves. **Journal of Climate**, Boston, v. 15, p. 512-521, 2002.

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

SAULO, A. C.; NICOLINI, M. e CHOU, S. C.: Model Characterization of the South American low-Level flow during 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamic** ,v. 16, p. 867-881, 2000.

SELUCHI, M.; SAULO, A. S.; NICOLINI, M. e SATYAMURTY, P.: The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. **Monthly Weather Review**, Boston, v. 131, p. 2361-2378, 2003.

SETH, A. e ROJAS, M.: Simulation and sensitivity in a Nested Modeling System for South American. Part I: Reanalyses Boundary Forcing. **Journal of Climate**, Boston, v.16, p. 2437-2453, 2003.

SHI, W. et al. The annual cycle and variability of precipitation in Brazil. NCEP/Climate Prediction Center ATLAS No. 9, on-line:

www.cpc.ncep.noaa.gov/research_papers/ncep_cpc_atlas/9/.

SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DeMARIA, M.: Large-Scale Response of the tropical Atmosphere to Transient Convection. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.40, p. 2689-2707, 1983.

- SIQUEIRA, J. S.; AUGUSTO, L. e MACHADO, L. A. T.: Influence of the Frontal Systems on Day-to-Day Convection Variability over South American. **Journal of Climate**, Boston, v. 17, p. 1754-1766, 2004.
- SUGAHARA, S.: Flutuações Interanuais, Sazonal e Intrasazonal no Estado de São Paulo. *Tese de Doutorado*, USP-IAG, São Paulo (SP), 1991.
- SUGAHARA, S.; ROCHA, R. P. e RODRIGUES, M. L.: Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. VIII *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Brasília-DF, 1994.
- TAKLE, E. S. et. al.: Project to Intercompare Regional Climate Simulations (PIRCS): Description and initial results. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.104, no. D16, p. 19.443-19.461, 1999.
- TEIXEIRA, F. V. B.; TANAJURA, C. A. S. e TOLEDO, E. M.: Na Investigation of the SACZ with extended Simulations of the Atmospheric Model RAMS. **Rev. Bras. de Meteorol.**, v.17, p. 83-91, 2002.
- TRENBERT, K.E.: The definition of El Niño. **Bull. Amer. Meteo. Soc.**, v.78, p.2771-2777, 1997.
- VIDALE, P. L.; LÜTHI, D.; FREI, C.; SENEVIRATNE, S. e SCHÄR, C.: Predictability and Uncertainty in a Regional Climate Model. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.108, no. D18, p. 4586-4601, 2003.
- XAVIER, T. M. B. S. et al.: A técnica dos quantis e suas aplicações em Meteorologia, Climatologia e Hidrologia, com ênfase para as regiões brasileiras. *Ed. Thesaurus*. Brasília-DF.
- XAVIER, T. M. B. S. e XAVIER, A. F. S.: Aplicações de técnicas probabilísticas e estatísticas. Apostila, 4º módulo, USP-IAG, São Paulo (SP), 2003.
- WANG, M. e PAEGLE, J.: Impact of analysis uncertainty upon regional atmospheric moisture flux. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v.101, no. D3, p. 7291-7303, 1996.
- WILKS, D. S.: Statistical methods in the Atmospheric Sciences. *Academic Press*, NY, 1995.

Livros Grátis

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

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

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

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

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