



Universidade de São Paulo
Pós-Graduação em Meteorologia
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
Departamento de Ciências Atmosféricas

Aluno: **Helber Barros Gomes**

Orientador: **Dr. Tércio Ambrizzi**

**Modelagem Climática Regional dos CCMs que Atingem o Sul-
Sudeste Brasileiro**

São Paulo

2007

Livros Grátis

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

Milhares de livros grátis para download.

HELBER BARROS GOMES

**Modelagem Climática Regional dos CCMs que Atingem o Sul-
Sudeste Brasileiro**

Dissertação desenvolvida como parte dos requisitos para a obtenção do Título de Mestre em Meteorologia junto ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

Orientador: Prof. Dr. Tércio Ambrizzi

São Paulo

2007

A minha noiva,
Maria Cristina Lemos da Silva,
meu reconhecimento e gratidão.

AGRADECIMENTOS

Ao professor Dr. Tércio Ambrizzi, pela orientação, amizade, ensinamento e permanente interesse na realização desta dissertação.

A professora Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha, pela co-orientação e amizade.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão de bolsa de estudo.

Aos meus pais, Hélio Soares Gomes e Solange Barros Gomes (in memória), pelo amor, apoio e carinho.

A minha noiva, Maria Cristina Lemos da Silva, por seu amor, incentivo e compreensão dispensada durante o desenvolvimento desse trabalho.

Aos amigos Dirceu Luis Herdies, Alex Sandro Aguiar Pessoa e Paulo Yoshio Kubota pelas dicas e ajuda em momentos difíceis.

Ao professor Dr. Luiz Augusto Toledo Machado por ceder o programa FORTACC e a Wagner Flauber Araújo pela ajuda e apoio técnico.

Aos funcionários do IAG, Elisabete, Rosmery, Macel, Luciana e Samuel, pela paciência e compreensão.

RESUMO

A região da América do Sul (AS) é caracterizada por uma topografia única, o complexo montanhoso dos Andes, que serve como uma barreira para o escoamento zonal em baixos níveis além de canalizar o escoamento meridional nesta região. Este último contribui para o transporte meridional de massa entre os trópicos e extratropicos nos baixos níveis da atmosfera, que é uma característica importante durante a estação de verão da AS, porque além de transportar ar quente e úmido dos trópicos para os extratropicos, contribui para a formação de tempestades severas no Sul-Sudeste do Brasil, Norte da Argentina, Bolívia e Sul do Paraguai. Neste sentido, o objetivo do presente trabalho é avaliar o desempenho do modelo climático regional (RegCM3 – Regional Climate Model version 3) em simular a variabilidade do clima regional na América do Sul e analisar a eficiência do modelo em reproduzir os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e as características da circulação atmosférica associadas durante os verões austrais de 1997 (Normal), 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña).

As análises mostram que o RegCM3 simulou os padrões de grande escala do escoamento em baixos e altos níveis sobre a AS e a variabilidade interanual durante os verões supracitados de forma coerente, quando comparado as reanálises do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), assim como para temperatura do ar e precipitação, porém comparado às análises do Climate Research Unit (CRU). Comparações entre os resultados do modelo e dados observados mostraram melhores destrezas no campo de temperatura do ar durante os três verões, relativo à precipitação sazonal, em todas as áreas verificadas. No entanto, sobre a região compreendida por grande parte da Bolívia e extremo norte da Argentina, ambas as variáveis apresentaram altos valores de BIAS e RMS. Através da técnica de rastreamento foi possível observar que a variabilidade interanual dos CCMs, tanto em função da quantidade como seu tamanho, durante os verões austrais, foi bem reproduzido pelo RegCM3, indicando que o modelo é hábil para reproduzir este tipo de sistema. Composições de dias com e sem CCMs mostraram que sua variabilidade tem um considerável impacto na circulação atmosférica e precipitação, principalmente durante os dias com ocorrência. Ainda pelas composições, pode-se notar o acoplamento entre os escoamentos de baixos com os de altos níveis da atmosfera.

ABSTRACT

South America is characterized by a unique topography. The complex Andes Mountains serve as a barrier for the low level zonal flow, forcing the meridional flow towards the southeast. This flow contributes to the meridional mass transport between the tropical and extratropical atmosphere particularly during the austral summer. This low level flow transports warm and humid air from the tropical to the extratropical region, contributing to the development and formation of severe thunderstorms over southern and southeastern Brazil, northern Argentina, Bolivia and southern Paraguay. In this context, this study aims to evaluate the ability of Regional Climate Model version 3 (RegCM3) in simulating South American regional climate variability and also its ability to reproduce mesoscale convective complexes (MCC), which are generally observed in southeastern South America. Particular attention is directed to simulate atmospheric circulation associated to the occurrence of mesoscale convective complexes during the austral summer of 1997 (non-ENSO year), 1998 (El Nino year) and 1999 (La Nina).

Results show a generally good agreement between low and high level large scale circulation and interannual variability RegCM3 simulations when compared to the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis. The air temperature and precipitation simulated also show good agreement with the Climate Research Unit analysis. Seasonal temperature simulations show smaller error than precipitation simulations during the three selected summers in all regions. However, for a large part of Bolivia and the extreme northern Argentina both temperature and precipitation show high bias and root mean square error. The use of a tracking technique allowed the investigation of MCC interannual variability in terms of frequency and size. Subjective comparisons with satellite images show that RegCM3 simulated well a particular MCC case in February 1999, illustrating the ability of this model in reproducing such complex systems. Composites for days when MCC were observed and for days when MCC were absent reveal that such systems exert considerable impact on the pattern of atmospheric circulation and precipitation during MCC events. These composites reveal the coupling of low and high level atmospheric circulation with a northwesterly low level flow and a westerly high level flow.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 Fluxograma das etapas em que é subdividida a fundamentação teórica do FORTRACC

Figura 3.2 Cálculo da velocidade e direção de propagação dos CCMs

Figura 3.3 Domínios e topografia utilizada nas simulações com RegCM3: (a) 50 km e (b) 60 km. Os contornos referem-se à elevação da superfície de 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1700, 2200, 2700, 3200, 3700 e 4200 m

Figura 4.1 Campo médio sazonal do vetor vento (m/s) e intensidade (sombreado) no sétimo nível sigma (~850 hPa) para os verões de 1997 (a-b), 1998 (c-d) e 1999 (e-f): RegCM3 (coluna esquerda) e re-análise do NCEP (coluna direita). O intervalo de intensidade é de 2 m/s e vetor de referência de 10 m/s

Figura 4.2 Como na Figura 4.1, mas para o campo intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (m/s) no vigésimo nível sigma (~200 hPa)

Figura 4.3 Como na Figura 4.1, mas para o campo médio de temperatura do ar. As unidades são em °C

Figura 4.4 Como na Figura 3.1, mas para o campo de precipitação média sazonal. As unidades são em mm/dia

Figura 4.5 Subdivisões das áreas para avaliação objetiva

Figura 4.6 – Campos de erro médio de Radiação de Onda Longa Emergente para os verões austrais (DJF) de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c)

Figura 4.7 – Rastreamento do CCM que ocorreu no dia 13/02, com origem as 00:00 UTC no NE da Argentina e dissipação as 21:00 UTC sobre o NE do Rio Grande do Sul. Imagens do satélite GOES (coluna esquerda) e FORTRACC (coluna direita)

Figura 4.8 Trajetória do centro de massa do CCM com os resultados do modelo que ocorreu no dia 13/02, com início as 00:00 UTC e término as 21:00 UTC

Figura 4.9 Quantidade de CCMs por verão (1997, 1998 e 1999) e número de início dos CCMs em função da hora (UTC)

Figura 4.10 Variação do tamanho dos CCMs em função do ciclo de vida. Verões de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c)

Figura 4.11 Composições da altura geopotencial para o verão austral de 82-83, nos níveis de 850hPa e 200hPa, para dias CCMs (A e C) e NCCMs (B e D) respectivamente

Figura 4.12 Como na Figura 4.11, mas para o vento.

Figura 4.13 Como na Figura 4.11, mas para a temperatura (A e B) e umidade específica (C e D) em 850hPa.

Figura 4.14 Composições da precipitação para o verão austral de 82-83, para dias CCMs (A), NCCMs (B) e a diferença (C).

Figura 4.15 Seção vertical da componente zonal do vento (m/s) para dias com (coluna esquerda) e sem (coluna direita) CCMs ao longo de 27°S (a-b) e 60°W (c-d)

Figura 4.16 Seção vertical da componente meridional do vento (m/s) para dias com (coluna esquerda) e sem (coluna direita) CCMs ao longo de 27°S (a-b) e 60°W (c-d)

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 Limiares de OLR utilizados para detecção precoce e rastreamento de CCM

Tabela 4.1 Análise estatística da temperatura do ar e precipitação sazonal nas sete regiões de verificação (SE1, SE2, SU1, SU2, CO1, CO2, TOT) através do erro médio (BIAS), raiz do erro médio quadrático (RMS) e coeficiente de correlação (r)

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 Objetivos.....	2
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3. METODOLOGIA.....	11
3.1 Modelo Numérico – RegCM3.....	11
3.2 Programa FORTRACC.....	14
3.2.1 Pré-Processamento das imagens.....	15
3.2.2 Definição dos limiares de OLR Para Classificação dos SC.....	16
3.2.3 Definição do Modelo “Espaços Conexos”	17
3.2.4 Cálculo de Parâmetros.....	17
3.2.4.1 Parâmetros Morfológicos.....	18
3.2.4.2 Parâmetros Radiativos.....	19
3.2.4.3 Parâmetros de Localização.....	20
3.2.4.4 Método de Acompanhamento no Tempo dos CCMs.....	20
3.3 Simulações Climáticas.....	23
3.4 Dados.....	24
3.5 Validação.....	25
3.6 Composição de CCMs.....	26
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	28
4.1 Variabilidade Climática Regional.....	28
4.1.1 Variabilidade Interanual.....	28

4.2 Validação do Modelo.....	38
4.2.1 Análise da Destreza do RegCM3.....	38
4.2.2 Análise Comparativa das Simulações com Dados Observados.....	41
4.3 Rastreamento dos Complexos Convectivos de Mesoescala.....	43
4.3.1 Validação do FOTRACC.....	43
4.3.2 Variabilidade Interanual.....	46
4.4 Análise da Composição dos CCMs.....	50
4.4.1 Sistemas Sinóticos e Condições Atmosféricas Associadas.....	50
4.4.2 Análise da Estrutura vertical.....	57
5. CONCLUSÕES.....	60
6. SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS.....	66
7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	67

1 INTRODUÇÃO

A variabilidade e a mudança do clima global e regional exercem uma influência significativa nas atividades humanas e econômicas. O conhecimento da variação e alteração do clima em uma determinada região é muito importante para a economia e, particularmente, para a agricultura, pesca, engenharia, produção de energia, etc. Modificações em alguns parâmetros do sistema climático, tais como albedo da superfície, vegetação, propriedades das nuvens e, principalmente, temperatura da superfície do mar, podem causar perturbações no equilíbrio radiativo e como consequência produzir inúmeros processos de retroalimentação (feedback) no sistema climático.

O impacto de fenômenos climáticos de escala global, como por exemplo, o El Niño – Oscilação Sul (ENOS), na variabilidade do clima regional da América do Sul (AS) tem sido intensamente estudado, tanto observacionalmente como numericamente. O estudo deste e de outros fenômenos similares é de extrema importância, pois durante estes eventos há alterações na circulação atmosférica sobre a AS. Sendo assim, um melhor entendimento físico dos fatores que determinam as variabilidades climáticas de grande escala, pode fornecer subsídios para seu monitoramento e previsão a longo prazo.

A utilização de modelos dinâmicos e numéricos é hoje a base da previsão de tempo e clima em todo mundo. Os Modelos de Circulação Geral (MCGs) tem demonstrado boa capacidade de prever e representar fenômenos de larga escala sendo usados inclusive em estudos de mudanças climáticas. Entretanto, a baixa resolução horizontal utilizada nestes modelos é uma limitação na representação de processos de mesoescala (Misra et al., 2003). Para melhoria da qualidade das simulações dos MCGs, Modelos Climáticos Regionais (MCRs) com alta resolução

são utilizados para previsão climática (Giorgi e Mearns, 1999). Estes modelos podem resolver com maiores detalhes fenômenos de mesoescala associados, por exemplo, com sistemas frontais, brisas marítimas e tempestades severas. A melhor qualidade obtida com os MCRs se deve em parte à melhor representação da orografia, linhas costeiras, vegetação e parametrização de processos físicos de meso e micro escalas. Com isto, as simulações climáticas regionais podem reter mais influência de fatores locais sobre o clima de uma determinada região.

1.1 Objetivos

Dentro deste contexto, o objetivo do presente trabalho é avaliar o desempenho do modelo RegCM3 em simular a variabilidade do clima regional na América do Sul e analisar a eficiência do modelo em reproduzir os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e as características da circulação atmosférica associadas durante os verões austrais de 1997 (Normal), 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña).

Especificamente este estudo abordará os seguintes itens:

- Verificar se o RegCM3 é hábil em simular a variabilidade interanual da precipitação, temperatura do ar e circulação atmosférica durante os verões supracitados;
- Analisar os resultados do modelo através da técnica de análise objetiva, no intuito de validá-lo;

- Identificar as distribuições espaciais e temporais dos CCMs durante os três verões a partir do FORecast and TRacking of Active Convective Cells (FORTRACC);
- Fazer um aninhamento de grade sobre a região Sul-Sudeste do Brasil e integrar o RegCM3 para verificar sua habilidade em capturar os CCMs observados nas análises anteriores (aplicação do Fortracc nos dados simulados);
- Fazer composições de dias com e sem CCMs durante o período de estudo de Velasco e Fritsch (1987) para analisar qual o impacto desta variabilidade na circulação atmosférica.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A região da América do Sul é caracterizada por uma topografia única, o complexo montanhoso dos Andes. Esta cadeia de montanha estende-se meridionalmente por mais que 7000 km, de 55°S até o Hemisfério Norte, servindo como uma parede para o escoamento zonal sobre a AS. O impacto dos Andes na circulação regional contribui ainda para a formação de ondas de montanha local e também para determinar a posição de ondas planetárias sobre o Hemisfério Sul (Berbery, 1990). A sua influência no tempo local é maior sobre a banda latitudinal entre 10°S e 40°S visto que sua topografia bloqueia escoamentos de oeste na baixa troposfera além de tender a canalizar de forma robusta o escoamento meridional (Seluchi e Marengo, 2000). Neste sentido, vários autores têm concordado com a ocorrência de uma rápida propagação para norte de ambos os sistemas de baixa e alta pressão vinda de oeste, cruzando o sul dos Andes de 35°S a 40°S (Garreaud e Wallace, 1997; Garreaud, 1999; Seluchi, 1993; entre outros), o que favorece a incursão de frentes frias até baixas latitudes, produzindo uma mudança de massas de ar entre as regiões tropicais e extratropicais da AS.

O transporte meridional de massa entre os trópicos e extratropicos nos baixos níveis da atmosfera é uma característica muito importante durante a estação de verão da AS, porque além de transportar ar quente e úmido dos trópicos para os extratropicos, gera turbulência por meio do cisalhamento e participa ativamente como mecanismo de disparo da instabilidade potencial favorável para a formação de tempestades severas no Sul-Sudeste do Brasil, Norte da Argentina, Bolívia e Sul do Paraguai. Este sistema é conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN) (Sugahara et

al., 1994; Nogués-Paegle e Mo 1997; Douglas et al., 1999; Seluchi e Marengo, 2000; Marengo et al., 2004).

A circulação de verão sobre as regiões subtropicais e extratropicais da AS é caracterizada por uma circulação quase-estacionária em altos níveis, conhecida como Alta da Bolívia (AB), que está dinamicamente ligada a um cavado sobre o nordeste do Brasil (NEB), muitas vezes chamado de cavado do nordeste (Lenters e Cook, 1997; Horel et al., 1989); Baixa do Chaco (BC) que é uma área de baixa pressão de origem termo-orográfica localizada entre o Paraguai e Bolívia, região de intensa precipitação no verão (Garreaud e Wallace, 1998); e pela Alta do Atlântico Sul (AAS), associada à circulação média meridional da atmosfera, que surge devido a Célula de Hadley (Ito, 1999; Ito e Ambrizzi, 2000).

Sobre a AS atuam ainda importantes sistemas de escala sinótica que determinam a variabilidade interanual e intrasazonal da precipitação, principalmente nas regiões subtropicais (Cuadra, 2005), sendo a intrusão de frentes frias até latitudes subtropicais e tropicais (Garreaud e Wallace, 1998) e o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), que é caracterizada por uma banda de convecção com alta variabilidade espaço-temporal estendida da Bacia Amazônica até o sudeste do Brasil, e com prolongamento até costa oeste do Oceano Atlântico subtropical (Liebmann et al., 1999; Nogués-Paegle e Mo, 1997), os principais sistemas de escala sinóticas responsáveis por estas variações. Esses sistemas são gerados por distúrbios de origem extratropical e sua intensidade e persistência são modulados em grande parte pela variabilidade das circulações locais associadas ao JBN, BC, AB e AAS.

Na escala de tempo interanual o El Niño – Oscilação Sul (ENOS) é o mais importante fenômeno atmosférico associado para produzir variabilidade nos padrões

de circulação e precipitação da AS. Entre os impactos dos eventos extremos de ENOS na precipitação sobre a AS subtropical, observa-se durante anos de El Niño em geral um aumento de precipitação, principalmente sobre o Sul do Brasil, Norte da Argentina e Uruguai (Ropelewski e Halpert, 1987; Grimm et al., 1998). A intensificação do jato subtropical pode ser em parte responsável por este padrão anômalo, pois favorece o bloqueio de sistemas frontais que atingem a região, permanecendo semi-estacionários (Nobre et al., 1986). Usando análises de séries temporais de precipitação mensal de 250 estações no Sul do Brasil, Grimm (1997) encontrou nesta região uma consistente relação entre anomalias de precipitação e eventos El Niño/La Niña, quando valores positivos (negativos) ocorrem principalmente na primavera do ano de El Niño (La Niña) e no outono-inverno do ano seguinte. Por outro lado, durante anos de La Niña, têm de forma geral mostrado precipitações com sinais opostos sobre esta região (Grimm et al., 2000). Sobre as regiões Leste da Amazônia, Nordeste do Brasil e Atlântico Equatorial observa-se geralmente um déficit (aumento) de precipitação durante eventos de El Niño (La Niña) (Kousky et al., 1985; Ambrizzi et al 2004).

Vários estudos de variabilidade interanual têm mostrado o impacto do evento extremo ENOS na circulação atmosférica da AS (Lenters e Cook, 1999; Robertson e Mechoso, 2000; Garreaud e Aceituno, 2001; Zhou e Lau, 2001; Misra et al., 2002; Nieto Ferreira et al., 2003; entre outros). Por exemplo, Lenters e Cook (1999) estudando o papel da circulação de grande escala na variabilidade da precipitação durante a estação de verão da AS, encontraram em anos de El Niño condições secas sobre Altiplano Boliviano e um deslocamento para norte da AB. Estes resultados estão em conformidade com o trabalho de Garreaud e Aceituno (2001), onde investigaram a variabilidade interanual da precipitação nesta mesma região.

Zhou e Lau (2001) analisando os principais modos da variabilidade interanual e decadal da precipitação durante o verão austral documentaram que a intensificação da alta subtropical sobre o Atlântico Sul e o enfraquecimento sobre o leste do Pacífico Sul e oeste do Atlântico Norte é devido à redistribuição de massa global e ao ajustamento dinâmico associado ao deslocamento das células de Walker e Hadley. Neste sentido, Ambrizzi et al. (2004) mostraram que estas células são influenciadas não apenas pela variabilidade da TSM do Pacífico, mas também do Atlântico tropical. No entanto, Magaña e Ambrizzi (2005) mostraram como a variabilidade inter-El Niños é dependente da posição e intensidade da anomalia de TSM do Pacífico Central-Leste.

A circulação troposférica estudada por Nieto Ferreira et al. (2003) durante as estações de verão de 1998 e 1999, para o trimestre de janeiro-fevereiro-março (JFM), mostra que a variabilidade interanual associada com ENSO e a variabilidade submensal associada com a ZCAS contribuem para um forte JBN na Bolívia, intensificação da precipitação e aumento no número de sistemas convectivos sobre o Sul da AS, particularmente durante JFM de 1998. Marengo et al. (2004) a partir da climatologia do JBN a leste dos Andes também encontraram, na escala de tempo interanual, episódios de JBN com maior frequência e intensidade durante o El Niño de 1998 quando comparado a La Niña de 1999.

Na escala de tempo submensal, a ZCAS contribui para modulação do JBN na AS (Liebmann et al., 1999). A ZCAS é parte do padrão de dipolo da variabilidade de precipitação e circulação atmosférica nesta região (Liebmann et al., 1999; Nogués-Paegle e Mo, 1997). Quando ausente, o JBN é localizado ao longo da base da elevação dos Andes, transportando ar quente e úmido dos trópicos para a bacia do Prata, servindo como combustível para convecção e precipitação nesta região,

enquanto que no Sudeste Brasileiro o suprimento de ar tropical é menos intenso (Liebmann et al., 2004). Por outro lado, quando a ZCAS está ativa na região Sudeste do Brasil, ela é favorecida pelo transporte de ar tropical através do JBN ao longo da zona frontal estacionária (Seluchi e Marengo, 2000; Herdies et al., 2002).

A bacia do Prata engloba parte de cinco países: Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Uruguai. A maior parte das chuvas nesta região é produzida por grandes sistemas de mesoescala denominados de Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs). A precipitação produzida por estes sistemas beneficia a agricultura e a geração hidroelétrica na parte subtropical da AS, bem como são muitas vezes responsáveis por inundações nas grandes regiões metropolitanas (Torres e Nicolini, 1999).

Vários estudos têm documentado que a maioria dos CCMs ocorrem sobre regiões continentais situadas a sotavento das principais cadeia de montanhas e corrente abaixo dos JBN que continuamente transportam ar quente e úmidos dos trópicos para alimentar a convecção (Maddox, 1983; Velasco e Fritsch, 1987; Laing e Fritsch, 1997, 2000; Nieto Ferreira et al., 2003). Neste sentido, tanto Velasco e Fritsch (1987) como Nieto Ferreira et al. (2003) mostraram que na AS a bacia do Prata é uma região favorável a ocorrência destes sistemas. Além disso, estudos prévios para AS conduzidos por Scolar e Figueiredo (1990), Rocha (1992), Figueiredo e Scolar (1996), entre outros, mostraram que os CCMs estão associados a eventos de precipitações intensas, forte rajadas de vento e até tornados.

A ocorrência de CCMs na região subtropical da AS está diretamente associada às condições sinóticas de grande escala (Guedes, 1985; Severo et al., 1994), influência da topografia e processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem em suas proximidades. Em termos de grande escala, a AB e BC atuam no

sentido de gerar convergência, movimentos ascendentes e aquecimento em baixos níveis, condições necessárias para desencadear a convecção. O JBN representa um dos mecanismos dinâmicos responsáveis pelo transporte de calor e umidade para esta região, contribuindo para a precipitação (Berbery e Collini, 2000). Dentre as características dos CCMs, estão seu desenvolvimento noturno, formação sobre o continente, vida longa, frequência de máxima ocorrência de novembro a janeiro e um deslocamento preferencial para leste (Velasco e Fritsch, 1987).

Do ponto de vista da trajetória destes sistemas sobre a região subtropical da AS, Figueiredo e Scola (1996) mostraram que 70% destes sistemas deslocam-se para leste e sudeste (atingindo o Sul do Brasil) e 30% se deslocam para norte e nordeste (atingindo o Sudeste do Brasil). Já, Velasco e Fritsch (1987) documentaram que as trajetórias têm tendências a serem mais zonais, de oeste para leste, na primavera e início do outono e meridionais, de sul para norte, no verão.

Maddox (1980) estudou os CCMs nos Estados Unidos, e a partir da técnica de realce de imagens de satélite, conseguiu descrever algumas de suas características físicas, como por exemplo, o formato circular, que indica circulações convectivamente geradas. Sobre o ciclo de vida, faz considerações importantes sobre gênese, desenvolvimento, maturação e dissipação, que são as fases desses sistemas.

O entendimento dos mecanismos que controlam a formação e desenvolvimento dos CCMs é bastante amplo (Costa, 2006). A necessidade de conhecer a estrutura e os processos físicos e dinâmicos envolvidos representa o ponto chave para melhoria das previsões. Vários estudos numéricos têm sido realizados no sentido de simular o comportamento dos CCMs (Costa, 2006), mas

utilizando resolução espacial baixa. Existe a necessidade da utilização de modelos com alta resolução, tanto temporal como espacial.

Rozante e Cavalcante (2004) utilizaram o modelo regional ETA para estudar um evento de CCM que ocorreu sobre o Norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil em abril de 2003. Seus resultados mostraram que o modelo de alta resolução conseguiu simular de forma razoável as características associadas ao CCM, tais como, JBN, umidade, movimento ascendente e precipitação, bem como a sua ocorrência com até 48 horas de antecedência. Além disso, estes autores utilizando uma resolução de 20 km, através da técnica de aninhamento de grade, mostraram que esta resolução forneceu, além da intensificação do sistema, uma maior aproximação de alguns campos observados, como precipitação e umidade, quando comparados à resolução de 40 km. Para os outros campos os resultados das duas resoluções foram semelhantes.

3 METODOLOGIA

3.1 Modelo Numérico – RegCM3

Este estudo utilizou a terceira versão do Modelo Climático Regional (RegCM3) que foi desenvolvido pelo *National Center for Atmospheric Research-Pennsylvania State University* (NCAR-PSU), a partir do modelo atmosférico *Mesoscale Model version 4* (MM4, Anthes et al., 1987). Várias das parametrizações físicas do MM4 foram modificadas para adaptá-las a simulações climáticas de longo tempo. A componente dinâmica do RegCM3 é a mesma do MM4, que é compressível, em diferenças finitas, hidrostático e com coordenada vertical sigma-pressão. Para integração no tempo utiliza um esquema *split-explicit* e inclui ainda um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de fortes gradientes de topografia (Giorgi et al., 1993 a-b).

A primeira versão do RegCM incluiu: o esquema de interação biosfera-atmosfera (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme – BATS*) para representar processos de superfície, ou seja, interação solo-planta-atmosfera; o esquema de transferência radiativa da primeira versão do *Community Climate Model* do NCAR (CCM1); o esquema de camada limite planetária local de média resolução; o esquema de convecção de cumulus do tipo Kuo; e o esquema explícito de umidade de Hsie et al. (1984).

O primeiro grande aprimoramento dos esquemas físicos e numéricos do modelo foi documentado por Giorgi et al. (1993 a-b) e resultou na segunda versão do RegCM. A física do RegCM2 foi baseada na segunda versão do *Community Climate Model* do NCAR (CCM2; Hack et al., 1993) e no modelo atmosférico

mesoscale model version 5 (MM5). Em particular, o esquema de transferência radiativa do CCM2 (Briegleb, 1992) foi usado para cálculos de radiação. O esquema de camada limite não local de Holtslag et al. (1990) substituiu o antigo esquema local. O esquema de fluxo de massa em nuvens cumulus de Grell (1993) foi adicionado como uma opção e a última versão do BATS (Dickinson et al., 1992) foi incluída no modelo. O BATS 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 a atmosfera.

A terceira versão do RegCM incluiu novas mudanças na física do modelo. Por exemplo, para a transferência radiativa o RegCM3 utiliza o mesmo esquema do modelo CCM3 (Kiehl et al., 1996). Este esquema calcula separadamente as taxas de aquecimento e fluxos na superfície para a radiação solar e no infravermelho sob condições de céu claro e nublado. As contribuições dos gases CO_2 , H_2O , O_3 e nuvens estão incluídas nos cálculos de transferência radiativa na banda do infravermelho. Os efeitos do CO_2 , H_2O , O_3 e O_2 são considerados para a radiação solar. Esta parametrização inclui ainda os efeitos dos gases de efeito estufa (NO_2 , CH_4 , CFCs), aerossóis atmosféricos e água de nuvem.

Os processos úmidos no RegCM3 são resolvidos através de um esquema para a convecção de cumulus profundo (subgrade) e outro para a precipitação que é resolvida na escala da grade (grande escala). Este último é geralmente associado a sistemas de grande escala que tem movimento relativamente lento na vertical e é mais comum no hemisfério de inverno. Por outro lado, a precipitação convectiva ocorre tipicamente no hemisfério de verão e nos trópicos em uma escala mais fina que 1 km (Pal et al., 2005).

No RegCM3, a precipitação resolvida na escala da grade é representada usando o *SUB-grid EXplicit moisture scheme* (SUBEX) (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, e conversão para precipitação através de um termo de autoconversão (Pal et al., 2005).

A precipitação convectiva ainda é uma das mais importantes fontes de erros em modelos climáticos (Pal et al., 2005). Três opções são disponíveis no RegCM3 para representar convecção cumulus: (1) esquema modificado de Anthes-Kuo (Anthes, 1977); (2) esquema de Grell (Grell, 1993); e esquema de Emanuel (Emanuel, 1991). Para o presente estudo foi utilizado o esquema de Emanuel para representar a convecção de cumulus. Esta parametrização foi usada por ser a opção implementada mais recentemente no RegCM3 e por mostrar resultados satisfatórios (Silva, 2006) como, por exemplo, a reprodução dos padrões de precipitação da AS durante os verões austrais de 1998/99 e 2002/03.

O esquema de Emanuel assume que a mistura na nuvem é altamente episódica e não-homogênea e considera fluxos convectivos baseados em um modelo idealizado de correntes ascendente e descendente na escala de sub-nuvem. A convecção é disparada quando o nível de empuxo neutro é maior que o nível da base da nuvem. Entre esses dois níveis, o ar é levantado e uma fração da umidade condensada é convertida em precipitação enquanto a fração restante é convertida em nuvem. A nuvem se relaciona com o ar do ambiente segundo um espectro de mistura uniforme que acende e descende para seus respectivos níveis de empuxo neutro. As taxas de mistura (entranhamento e desentranhamento) dependem dos

gradientes verticais de empuxo na nuvem. A fração do fluxo de massa total na base da nuvem que se mistura com o ambiente em cada nível é proporcional à taxa de mudança de empuxo não diluído com a altitude. O fluxo de massa na corrente ascendente na base da nuvem é relaxado para valores de quase-equilíbrio da camada de sub-nuvem.

3.2 Programa Fortracc

Para o presente trabalho utilizou-se o programa *Forecast and Tracking of Active Convective Cells* (FORTRACC) que foi desenvolvido em linguagem Fortran e opera na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (DSA/CPTEC) em ambiente Linux (Palmeira, 2005). O programa possui duas versões: uma operacional, destinada a fazer o rastreamento e prognósticos da evolução dos Sistemas Convectivos (SC) para até duas horas (FORTRACC.FCST); e outra não operacional, que realiza diagnósticos (FORTRACC.DIAG), a qual foi utilizada neste estudo. A Figura 3.1 ilustra o fluxograma das etapas em que é subdividida a fundamentação teórica do FORTRACC.

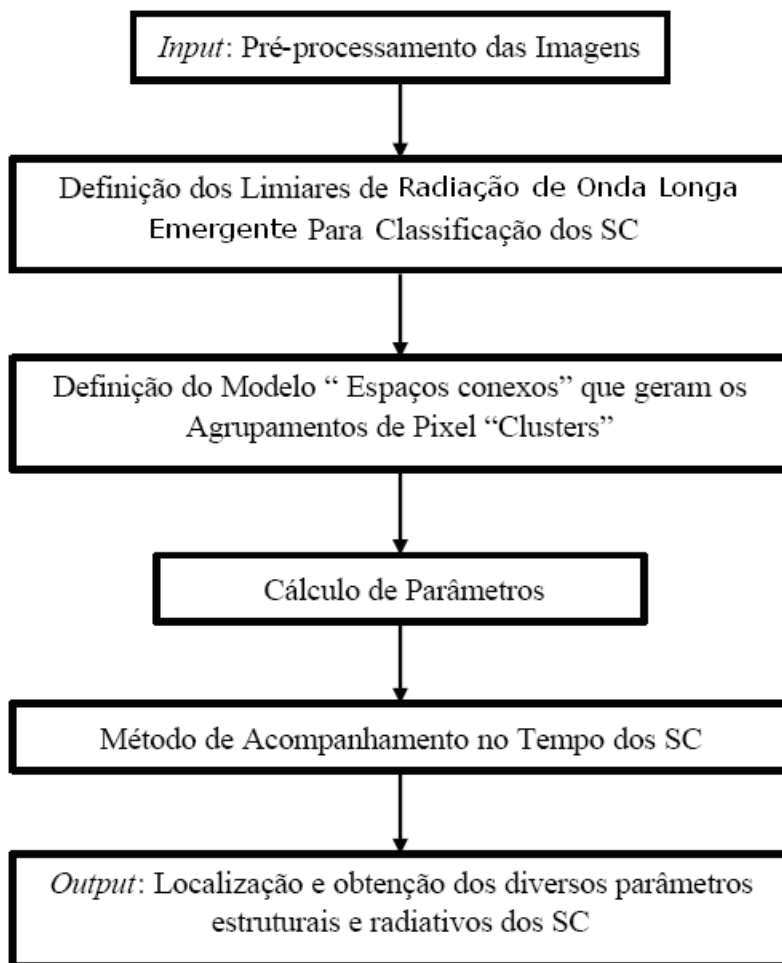


Figura 3.1 Fluxograma das etapas em que é subdividida a fundamentação teórica do FORTRACC.

3.2.1 Pré-Processamento das Imagens

Este código computacional é baseado na utilização de imagens de satélite em alta resolução espacial (4 km) e temporal (30 min) e com poucas falhas (ausência de imagens e/ou linhas nas imagens). No entanto, para este trabalho o mesmo foi adaptado para os dados de Radiação de Onda Longa Emergente (OLR) das simulações do RegCM3, cuja resolução espacial (50 e 25 km) e temporal (3 horas) é menor que as das imagens de satélite. Contudo, estes dados têm a vantagem de não possuir falhas. Além disso, foram criados arquivos de latitude e longitude para os domínios das simulações.

3.2.2 Definição dos Limiares de OLR para Classificação dos SC

Um Sistema Convectivo é composto por diversos tipos de nuvens que variam em função da fase do ciclo de vida. Desta forma, como o objetivo deste estudo é identificar e rastrear CCMs, que é uma classe particular dos SC, utilizou-se os limiares de 110 W/m² para definir células convectivas imersas no CCM, 133 W/m² para definir o CCM e de 150 W/m² para detecção precoce destes sistemas. Esses limiares de OLR foram baseados no estudo de Nieto Ferreira et al. (2003). No entanto, os limiares utilizados por estes autores foram de 210 e 220 K. Desta forma, para encontrar os respectivos limiares de OLR do RegCM3 referente aos limiares de temperatura de brilho das imagens de satélite usou-se a equação de Stefan-Boltzmann (Wallace e Hobbs, 1977), que estabelece que a irradiância emitida por um corpo negro é diretamente proporcional à quarta potência da temperatura absoluta deste, por um fator $\sigma=5,67051 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$, ou seja:

$$E = \sigma T^4 \quad (3.1)$$

Os dois intervalos fixos têm um valor de OLR em comum, que neste caso é 133 W/m², conforme Tabela 3.1.

Tabela 3.1 Limiares de OLR utilizados para detecção precoce e rastreamento de CCM

Intervalo de OLR	Limiar Quente (W/m ²)	Limiar Frio (W/m ²)
Detecção Precoce de CCM	150	133
Rastreamento de CCM	133	110

A partir da definição destes limiares são gerados aglomerados de pixels (“clusters”) segundo os seguintes critérios:

- rastreamento de CCM – todos aqueles sistemas cujo tamanho em pixels seja superior a um valor mínimo de 80 pixels para limiar quente (133 W/m^2);
- detecção precoce – todos aqueles sistemas cujo tamanho no limiar quente (150 W/m^2) seja superior a 80 pixels, mas no limiar frio (133 W/m^2), possuam um tamanho inferior a 80 pixels.

3.2.3 Definição do Modelo “Espaços Conexos”

Nesta fase, as imagens são transformadas em uma imagem com três informações: ausência de CCM, com presença de CCM ou uma célula convectiva (CC). Baseado nesse critério classifica-se os pixels com características similares, representando os grupos ou “clusters” de CCM e CC da imagem (Machado et al., 1993; Machado e Laurent, 2004; Palmeira, 2005). O critério utilizado neste trabalho é baseado no estudo desenvolvido por Machado et al. (1998), cuja metodologia foi adaptada e está em utilização no código computacional do FORTRACC.

3.2.4 Cálculo de Parâmetros

Para cada CCM são calculados, considerando os limiares de OLR, os seguintes parâmetros:

3.2.4.1 Parâmetros Morfológicos

- Tamanho do CCM, que significa o cômputo do número de pixels agrupados com OLR inferior a 133 W/m². As coordenadas de latitude e longitude do centro geométrico dos sistemas são levadas em conta;
- Raio efetivo do CCM, que é o raio de um círculo cuja área seja igual a área do CCM, que pode ser representada pela seguinte equação:

$$r = \sqrt{\frac{\text{área}}{\pi}}$$

(3.2)

onde, “r” representa o raio efetivo medido em km;

- Números de células convectivas, que é definido como o número de agrupamentos que possuem a OLR inferior a 110 W/m²;
- Tamanho médio das células convectivas que estão presentes nos CCMs;
- Inclinação e excentricidade do CCM – o cálculo é baseado numa representação no plano de todos os pontos do sistema. Após a aplicação da metodologia dos mínimos quadrados nos pontos (LAT_i, LON_i), a reta gerada e sua ortogonal, serão os novos eixos de inércia. Logo, os pontos (LAT_i, LON_i) são projetados no novo sistema cartesiano (xx_i, yy_i), sendo que:

$$xx_i = LON_i \cos \beta + LAT_i \operatorname{sen} \beta \quad (3.3)$$

$$yy_i = LON_i \operatorname{sen} \beta + LAT_i \cos \beta \quad (3.4)$$

$$\beta = \tan^{-1} \alpha \quad (3.5)$$

onde,

$$\alpha = \frac{(N \sum LAT_i LON_i - LAT_i \sum LON_i)}{N \sum LAT_i^2 - (\sum LAT_i)^2} \quad (3.6)$$

O valor de β representa a inclinação do sistema e a excentricidade é calculada a partir das seguintes equações:

$$\varepsilon = \frac{|xx(\max) - xx(\min)|}{|yy(\max) - yy(\min)|} \quad (3.7)$$

$$\varepsilon = \frac{|yy(\max) - yy(\min)|}{|xx(\max) - xx(\min)|} \quad (3.8)$$

3.2.4.2 Parâmetros Radiativos

- OLR média dos pixels que compõem o CCM e OLR mínima registrada dentro do CCM;

- OLR média do filtro de nove pixels, que é a média das OLR registradas no pixel onde localiza-se o centro de massa e nos oito pixels que estão ao seu redor.

3.2.4.3 Parâmetros de Localização

- Coordenadas de centro geométrico, que é latitude e longitude do centro de massa do CCM;
- Data e hora (GMT)

3.2.4.4 Método de Acompanhamento no Tempo dos CCMs

Este método de identificação de um mesmo CCM no tempo “ t ” e nas imagens sucessivas em “ $t+\Delta t$ ” é baseado no critério de mínima superposição da área do CCM em imagens sucessivas. O número de pixels mínimo para considerar a continuidade do CCM é de 20 pixels (aproximadamente 50.000 km²) para um Δt igual a 3 horas. Se a superposição for menor, o sistema não é considerado como sendo o mesmo sistema no tempo anterior.

Quatro tipos de situações são considerados neste algoritmo de acompanhamento:

- Sistema novo ou de geração espontânea (N): É aquele CCM que é identificado numa imagem e não presente na imagem anterior ou não cumpre o critério de mínima superposição dos CCMs;
- Continuidade (C): É aquele CCM que é identificado numa imagem e está presente na imagem anterior, cumprindo com o critério de mínima superposição dos CCMs (Figura 3.2a);
- Separável – (“Split”, S): Quando, no tempo “t”, existe um sistema que cumpre com o critério de mínima superposição dos CCMs com dois ou mais sistemas no tempo “t+ Δt ”, considera-se um processo de separação. Neste caso, o maior sistema no tempo “t+ Δt ” é considerado como continuidade do CCM no tempo “t” (Figura 3.2b);
- Fusão – (“Merge”, M): Situação contrária a anterior. Quando, no tempo “t”, existem dois ou mais CCMs que cumprem com o critério de mínima superposição e haverá a formação de um só sistema no tempo “t+ Δt ”, considera-se um processo de fusão ou “merge”. Neste caso, cada um dos CCMs no tempo “t” é considerado como a continuidade de diferentes famílias de sistemas (Figura 3.2c).

Além dessas considerações sobre o rastreamento dos SC, nesta etapa do processo é calculada a variação temporal dos parâmetros estatísticos mais importantes, levando em conta a continuidade do sistema com as situações descritas no item anterior. As variáveis incluídas numa primeira etapa são: área,

temperatura média do SC, temperatura mínima e temperatura mínima do filtro de nove pixels. Outra variável calculada nesta etapa é a velocidade do sistema. O cálculo é feito naqueles casos em que existe uma continuidade do sistema como a diferença da posição do centro de massa nos instantes “ t ” e “ $t+\Delta t$ ” dividido por “ Δt ”. A partir dessa informação é possível gerar uma lista que descreve a variação temporal do CCM durante seu ciclo de vida desde a sua primeira detecção até a dissipação completa.

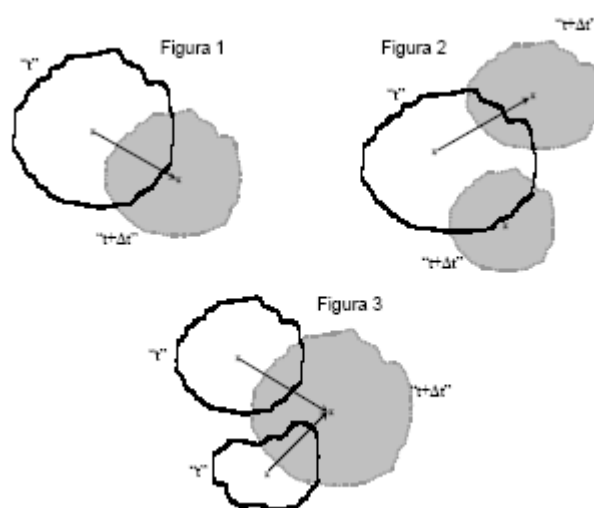


Figura 3.2 Cálculo da velocidade e direção de propagação dos CCMs.

A partir do critério de identificação de um mesmo CCM no tempo “ t ” e nas imagens sucessivas em “ $t+\Delta t$ ”, o cálculo inicial da velocidade (em km/h) é gerado, considerando-se a diferença entre a posição do centro de massa do mesmo sistema em imagens sucessivas divididas pelo tempo entre as imagens (em horas). Normalmente esse tempo é de 3 horas. Nos casos de “split” ou “merge”, a velocidade calculada não é realista, mas baseada na média da velocidade dos sistemas próximos ao sistema em questão.

3.3 Simulações Climáticas

As simulações climáticas foram realizadas para os verões austrais (trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro, DJF) de 1997 (Neutro), 1998 (El Niño) e 1999 (La Niña). Além destes, foi simulado o verão de 1983, com objetivo verificar os padrões de circulação simulado em dias com e sem CCMs através da técnica de composição partindo dos estudos de CCMs relacionados em Velasco e Fritsch (1987) (descrito no item 3.6).

Todas as simulações foram iniciadas dois meses antes da estação de interesse (DJF). Essa inicialização é feita para que o modelo ultrapasse o período de “Spin-up” da componente atmosférica, o qual é de poucos dias para a atmosfera e pode levar algumas estações para os processos no solo (Giorgi e Mearns, 1999). Desta forma, pode-se obter um melhor equilíbrio entre a climatologia do modelo e o ciclo hidrológico em superfície, além de permitir que o modelo desenvolva mais livremente as circulações induzidas por fatores fisiográficos.

A área de integração do modelo está compreendida entre as latitudes de 9,8°S – 43,26°S e longitude de 30,58°W – 84,98°W. As resoluções horizontais e verticais foram de 50 km e 23 níveis sigma, respectivamente, com topo em 50 hPa. Este domínio engloba parte do Atlântico e Pacífico Sul e a porção leste da AS (Figura 3.3a). Única exceção foi o verão de 1983, onde um novo domínio mostrado na Figura 3.3b foi utilizado e com resoluções de 60 km na horizontal e 23 níveis sigma na vertical, com o topo também em 50 hPa.

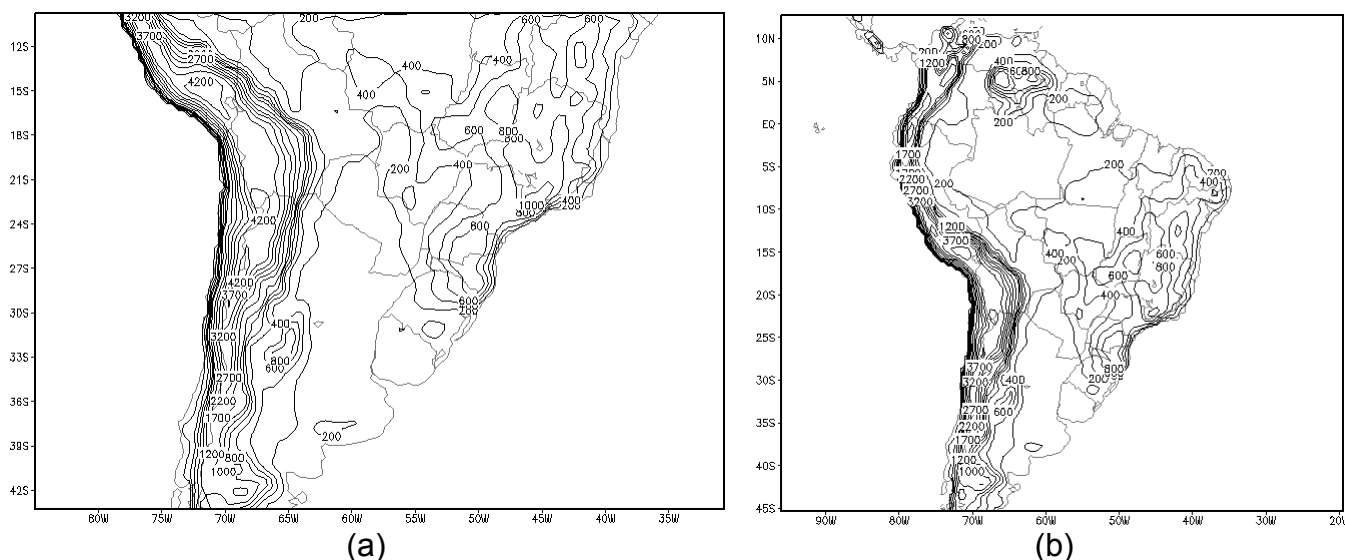


Figura 3.3 Domínios e topografia utilizada nas simulações com RegCM3: (a) 50 km e (b) 60 km. Os contornos referem-se à elevação da superfície de 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1700, 2200, 2700, 3200, 3700 e 4200 m.

3.4 Dados

Para as simulações climáticas foram utilizados dados de fisiografia da AS que compreendem topografia, cobertura vegetal, tipo de solo e temperatura da superfície do mar (TSM). Todos os dados foram obtidos do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP) e *International Center for Theoretical Physics* (ICTP), com exceção da TSM que foi utilizada a climatologia mensal de Reynolds e Smith (1995) com resolução horizontal de 1°.

As simulações numéricas foram iniciadas e as fronteiras atualizadas com reanálises do *National Center for Environmental Prediction – Department of Energy* (NCEP-DOE; Kanamitsu et al., 2002), a partir daqui será referido como NCEP. Estas análises consistem de altura geopotencial, temperatura, vento e umidade relativa com resolução horizontal de 2,5° x 2,5° de latitude por longitude e 17 níveis verticais (exceto a umidade relativa) e com resolução temporal de 6h (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). Além disso, foi também utilizada a pressão ao nível do mar.

Para verificação dos resultados das simulações climáticas foram utilizados, além dos dados do NCEP, os dados de análises do *Climate Research Unit* (CRU) de alta resolução horizontal (0,5° x 0,5° de latitude por longitude). Estes dados descrevem apenas as características espaciais sobre áreas continentais, com exceção da Antártica (New et al., 1999). Além desses, foi utilizado dados de observação de radiação de onda longa emergente (OLR) do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) com resolução horizontal de 2,5° (Liebmann e Smith, 1996).

3.5 Validação

Para verificar a destreza (“skill”) do RegCM3 em termos quantitativos, foram calculados o erro médio (BIAS), raiz quadrada do erro quadrático médio (RMS) e o coeficiente de correlação espacial (r), conforme definidos a seguir:

Considere uma variável X com sub-índices M e O indicando o valor simulado (X_M) e o valor observado (X_O), respectivamente. Desta forma, o *erro médio* para a variável X, em dada área é definida por:

$$\text{BIAS} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - X_{Oi})$$

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

A *raiz quadrada do erro médio quadrático*, que mede a amplitude dos erros, será calculada como:

$$\text{RMS} = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{Mi} - X_{Oi})^2 \right)^{1/2}$$

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

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N (X_{Mi} - \bar{X}_M) (X_{Oi} - \bar{X}_O)}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_{Mi} - \bar{X}_M)^2 \sum_{i=1}^N (X_{Oi} - \bar{X}_O)^2}}$$

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

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i$$

Para verificar os resultados das simulações, do ponto de vista qualitativo, foi feita uma comparação entre estes e o dados do NCEP e NOAA. No entanto, a resolução do modelo é diferente da resolução deste dado. Desta forma, para compará-los foi aplicado um método de interpolação nos dados supracitados no intuito de modificar a resolução dos mesmos para a resolução do RegCM3, usando o *User Defined Function* (UDF), *regrid2*. Este programa é uma função de interpolação que foi desenvolvido por Milke Fiorino no *Lawrence Livermore National Laboratory*, universidade da Califórnia, para o *Grid Analysis and Display System* (GrADS) que está disponível no Laboratório do Grupo de Estudos Climático (GrEC) do IAG/USP. Para o presente estudo foi utilizado o método de interpolação Bi-linear.

3.6 Composição de CCMs

Foram feitas composições de dias com e sem CCMs durante o período de estudo de Velasco e Fritsch (1987, definido a partir daqui como VF87). As datas identificadas por estes autores com ocorrência de CCMs, entre novembro de 1982 e abril de 1983, foram utilizadas para compor eventos de CCMs nas simulações do RegCM3. Neste período VF87 encontraram 56 CCMs em latitudes médias da AS.

Desta forma, dos 180 dias possíveis, 56 foram caracterizados como dias com CCMs e 124 sem CCMs. Com isso, foi feita a média de dias com e sem CCMs utilizando os resultados do RegCM3. Por fim, foram avaliados diversos campos de composições tais como, altura geopotencial e vento nos níveis de 850 e 200 hPa, temperatura do ar e umidade específica em 850 hPa e precipitação além de seções verticais para as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento e perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Variabilidade Climática Regional

4.1.1 Variabilidade Interanual

A partir de uma climatologia de 40 anos usando dados de re-análises do NCEP, para a estação de verão da AS, porém considerando o trimestre de JFM, Robertson e Mechoso (2000) mostraram que as principais características dos escoamentos em baixos níveis (850 hPa) são o anticiclone subtropical sobre o Atlântico Sul e os escoamentos de noroeste a leste dos Andes. Estes escoamentos contribuem para o transporte de ar quente e úmido dos trópicos para subtrópicos e extratropicos da AS (Douglas et al., 2000; Marengo et al., 2002 e 2004), o que pode ainda contribuir para o aumento de sistemas convectivos e precipitações nestas regiões (Nieto Ferreira et al., 2003; Herdies, 2002; Misra et al., 2002).

A Figura 4.1 apresenta o campo médio do vetor vento e intensidade no sétimo nível sigma (~850 hPa) para os verões 1997, 1998 e 1999 a partir do RegCM3 (coluna esquerda) e re-análise do NCEP (coluna direita). Comparando os verões é nítida a diferença na direção e intensidade do escoamento de noroeste em baixos níveis a leste dos Andes e nas altas subtropicais do Atlântico (AAS) e Pacifico (APS) (Figura 4.1). No verão de 98 este escoamento de noroeste apresenta-se mais robusto e se estendo até a região central do Paraguai, relativo aos outros dois verões, com um ramo do escoamento se estendendo em direção as regiões do “Gran Chaco” e Pampas e outro em direção ao sul do Brasil (Figura 4.1d). Esta estrutura foi reproduzida na simulação (Figura 4.1c), entretanto com maior

intensidade e mais restrita a cordilheira dos Andes, quando comparado à re-análise (Figura 4.1d). Estes resultados estão em conformidade com os obtidos por Cuadra (2005) utilizando esse mesmo modelo.

O verão de 99 (Figura 4.1f) foi caracterizado por uma AAS menos intensa, quando comparado a 98 (Figura 4.1d). Essa configuração foi representada nas simulações tanto em intensidade quanto no posicionamento (Figuras 4.1c,e). A intensificação nos escoamentos de noroeste a leste dos Andes em 98 (Figura 4.1d), pode estar sendo influenciada por um gradiente de vento ligeiramente mais forte que estar associada à intensificação da AAS. Utilizando um modelo climático regional com resolução horizontal de 80 km, Misra et al. (2002) também encontraram um intenso escoamento de noroeste (JBN) associado à intensificação da AAS, com um deslocamento para oeste, mas para o trimestre de janeiro, fevereiro e março de 1998.

A reprodução da variabilidade interanual da circulação atmosférica sobre a AB é importante, pois ela pode interagir com outros mecanismos de escala maiores, influenciando o JBN e com isso interferir no regime de precipitação da AS, tanto na escala sazonal quanto na intrasazonal (Misra, 2002; Marengo et al., 2004; Nogués-Paegle e Mo, 1997; Liebmann et al., 2004). Por exemplo, Liebmann et al. (2004) estudando as variações sub-sazonais da precipitação sobre a AS, nas proximidades do JBN a leste dos Andes mostraram que em dias com jato intenso (fraco) há ocorrência de eventos extremos e anomalias positivas de precipitação na bacia do Prata (ZCAS), apresentando um padrão de dipolo entre as regiões.

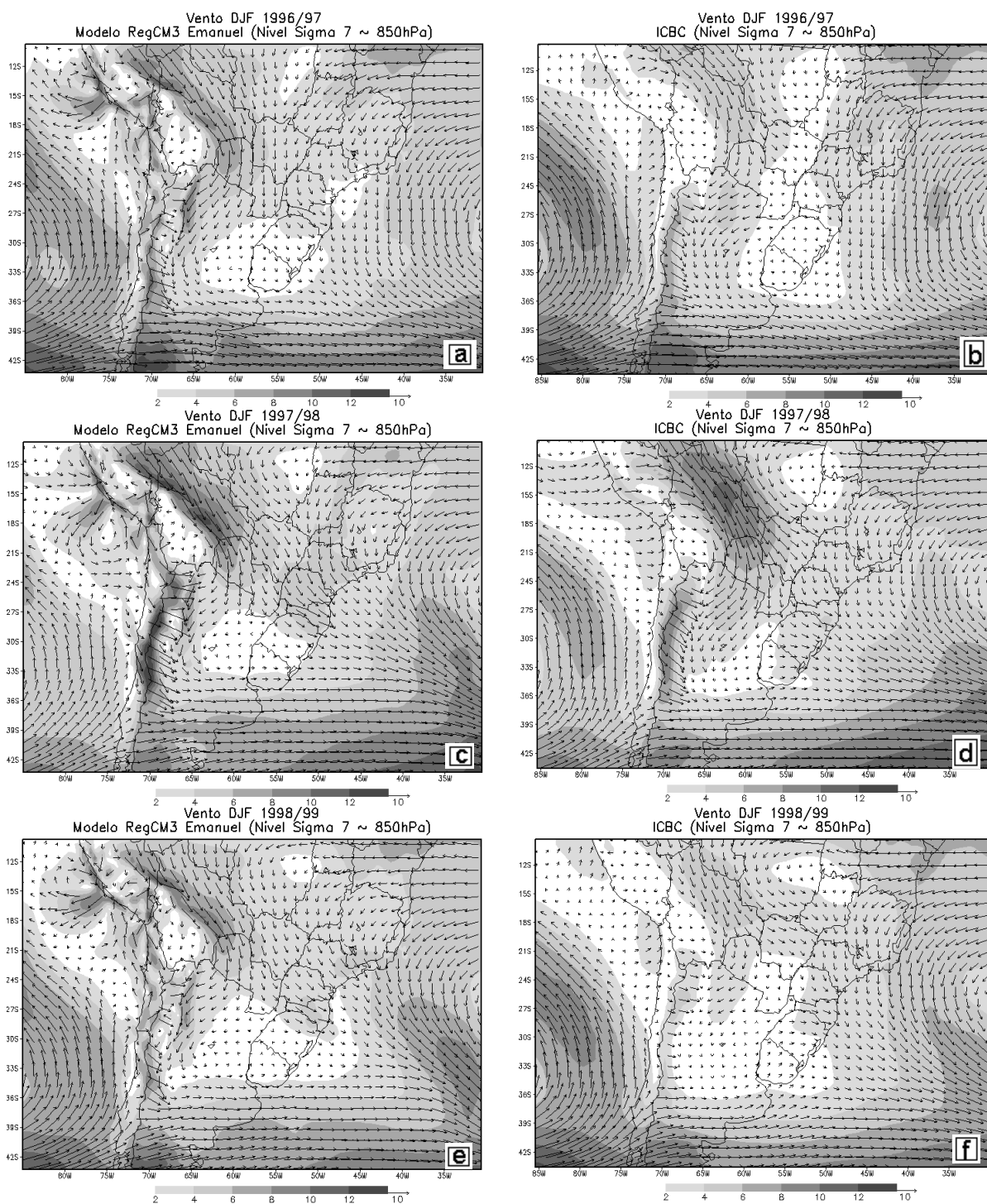


Figura 4.1 Campo médio sazonal do vetor vento (m/s) e intensidade (sombreado) no sétimo nível sigma (~850 hPa) para os verões de 1997 (a-b), 1998 (c-d) e 1999 (e-f): RegCM3 (coluna esquerda) e re-análise do NCEP (coluna direita). O intervalo de intensidade é de 2 m/s e vetor de referência de 10 m/s.

A principal característica em altos níveis sobre AS, durante a estação de verão, é a presença de uma circulação anticiclônica, conhecida como Alta da Bolívia (AB), que está dinamicamente ligada a um cavado sobre o nordeste do Brasil (NEB), muitas vezes chamado de cavado do nordeste (Lenters e Cook, 1997; Virji, 1981; Horel et al., 1989, Fernandez et al., 2006). Além disso, a AB está associada tanto a transientes extratropical/trópico (Lenters e Cook, 1999; Cuadra, 2005) como a fatores locais, por exemplo, durante dias úmidos a AB está mais intensa e deslocada para sul quando comparados há dias secos (Aceituno e Montecinos, 1993).

Pode-se notar a presença da AB associada ao cavado corrente abaixo sobre o NEB nos três verões (Figuras 4.2b,d,f). Durante o verão de 98 a AB esteve deslocado mais para noroeste (Figura 4.2d), relativo a 97 e 99, e na mesma posição da climatologia (ver Figura 3.2b de Cuadra, 2005). A variabilidade interanual da AB foi bem simulada pelo RegCM3 (Figuras 4.2a,c,e), no entanto, com o centro deslocado para leste. O cavado sobre o NEB esteve mais intenso (menos) durante o verão de 97 (98), sendo este representado de forma coerente pelo modelo (Figuras 4.2a,c). Além disso, pode ser visto que o RegCM3 é hábil para reproduzir a variabilidade interanual do jato de altos níveis (JAN) (Figuras 4.2a,c,e), o qual encontrou-se mais intenso em 98. Segundo Marques e Rao (1999, 2000) o aumento no JAN favorece o bloqueio de sistemas transientes e aumento de precipitação no sul do Brasil.

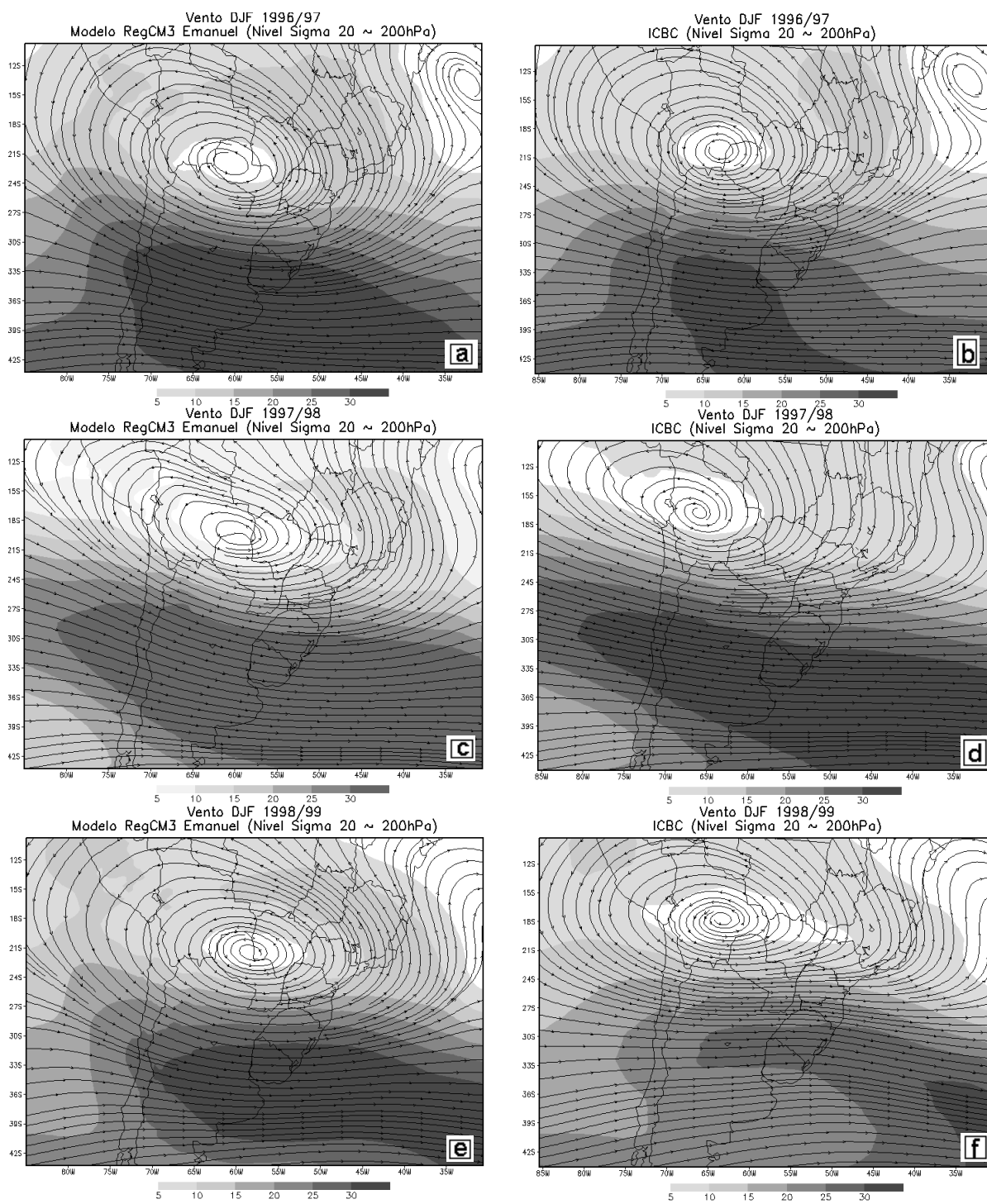


Figura 4.2 Como na Figura 4.1, mas para o campo intensidade (sombreado) e linhas de corrente do vento (m/s) no vigésimo nível sigma (~200 hPa).

A Figura 4.3 apresenta o campo de temperatura do ar médio na superfície para o RegCM3 (lado esquerdo) e re-análise do NCEP (lado direito). A partir desta, pode-se observar que os maiores contrastes térmicos encontram-se nas regiões subtropical e extratropical da AS, sendo relativamente mais frio em 98 (Figura 4.3d) quando comparado a 99 (Figura 4.3f). Essa estrutura de aquecimento/resfriamento foi simulada de forma coerente pelo RegCM3 (Figuras 4.3c,e), porém um pouco mais intenso. No verão de 98 (Figura 4.3d) nota-se temperaturas da ordem de 27°C cobrindo uma área maior relativo aos outros dois verões. Essa variabilidade interanual foi simulada pelo modelo (Figura 4.3c). No entanto, esta estrutura térmica reproduzida nas simulações (Figuras 4.3a,c,e) foram mais intensas e de maior extensão, quando comparados a análise do CRU. Segundo Seluchi et al. (2003) esta região é caracterizada pelo aquecimento da superfície, sendo este o principal mecanismo pela formação da Baixa do Noroeste da Argentina (BNA) ou “Northwestern Argentinean Low (NAL)”.

A reprodução deste aquecimento em baixos níveis se mostra importante, pois ela pode interagir com outros mecanismos de média e grande escala (Salio et al., 2002; Saulo et al., 2000; Nicolini et al., 2002; Seluchi et al., 2003) e com isso, interferir no regime de precipitação desta região. Por exemplo, Salio et al. (2002) mostraram que a penetração do JBN em direção as altas latitudes está associado com o aprofundamento do NAL e anomalia negativa do geopotencial imerso nos trens de ondas baroclinicos em medias latitudes.

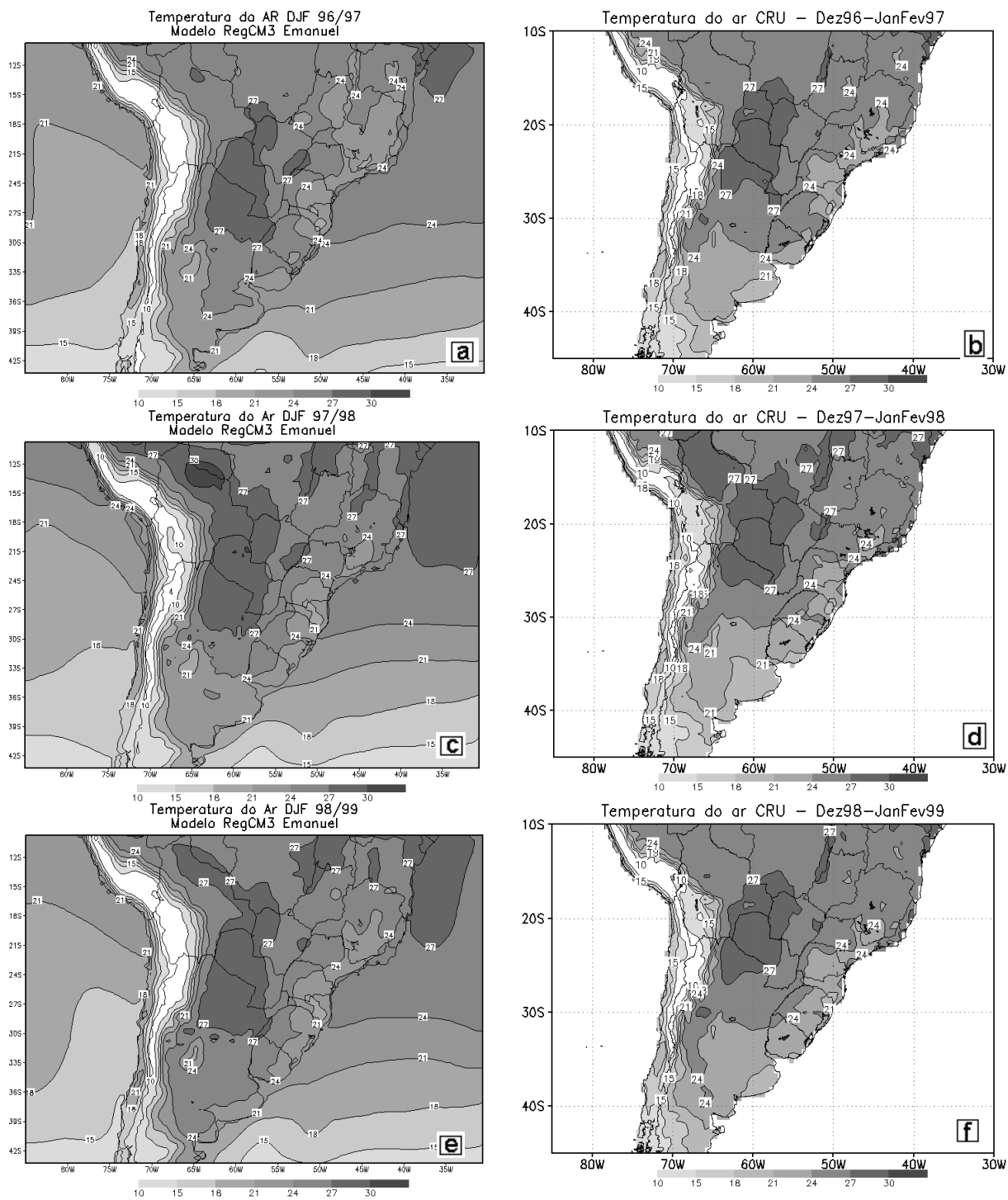


Figura 4.3 Como na Figura 4.1, mas para o campo médio de temperatura do ar. As unidades são em °C.

A Figura 4.4 ilustra a precipitação média sazonal para os verões de 97, 98 e 99 obtidas do RegCM3 (a,c,e) e da análise do CRU (b,d,f). A variabilidade interanual da precipitação nas análises é nítida, principalmente na ZCAS e nas regiões subtropical e extratropical da AS (Figuras 4.4b,d,f). Durante o verão de 98 as regiões do Gran Chaco (GRAN), Pampas (PAM) e sudeste do Brasil (SEB) estiveram com precipitações da ordem de 2 mm.dia^{-1} acima que 99. Sobre a ZCAS a variabilidade interanual da precipitação é grande entre 97 e 99, comparado a 98 e 99. Este resultado é consistente com a grande variabilidade da TSM no Atlântico entre 97 e 99 (Misra et al., 2002). A variação interanual da precipitação pelo RegCM3 (Figuras 4.4a,c,e) está presente em quase todo o domínio. Os padrões apresentados nas análises (Figuras 4.4b,d,f) foram representados de forma coerente pelo RegCM3, no entanto um pouco deslocada e acima dos valores da análise. Por exemplo, o núcleo de precipitação na região leste da Argentina em 97 (Figura 4.4b), aparece na simulação como um núcleo de precipitação sobre o Uruguai (Figura 4.4a), sobre as regiões do GRAN, PAM e SEB, onde o modelo simulou bem a variabilidade da precipitação, mas de forma heterogênea. Com relação à banda de convecção da ZCAS, o RegCM3 reproduziu a variação interanual, mas não conseguiu representar de forma homogênea a banda de precipitação de 8 mm/dia apresentada na análise do CRU. O deslocamento para norte e intensificação nos valores das simulações, assim como a não representatividade da banda de precipitação da ZCAS também foi encontrado por Cuadra (2005).

A precipitação sazonal simulada pelo RegCM3 (Figuras 4.4a,c,e) mostra-se intensa a leste dos Andes, quando comparado a análise do CRU (Figura 3.4b,d,f). Apesar do modelo superestimar a precipitação nesta região a reprodução desses máximos na climatologia do modelo é um indicativo da representação da dinâmica e

termodinâmica local (Cuadra, 2005). Segundo Lenters e Cook (1995) a precipitação na região central dos Andes é primariamente orográfica e, com isso, depende da especificação da topografia, o que pode em parte explicar o excesso de precipitação nas simulações.

Estes resultados estão em conformidade com recentes trabalhos de simulações climáticas regionais sobre a AS, tais como, Fernandez (2006a,b), Seth e Rojas (2003), Verneke et al. (2003), Quian et al. (2003), entre outros. Por exemplo, Quian et al. (2003) mostrou que a forte precipitação a leste dos Andes pode ser o resultado de erros numéricos no tratamento de mudanças bruscas na topografia.

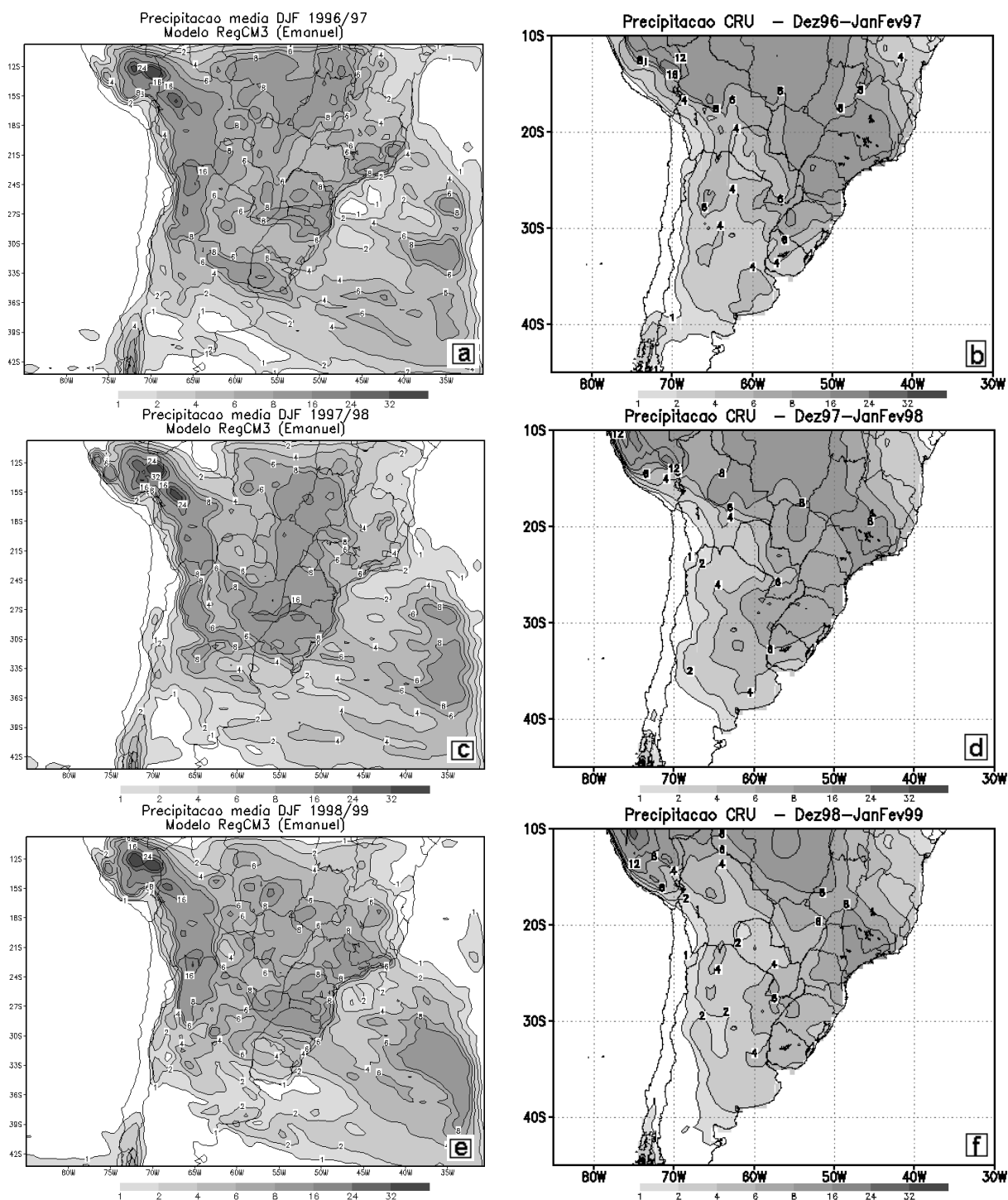


Figura 4.4 Como na Figura 3.1, mas para o campo de precipitação média sazonal. As unidades são em mm/dia.

4.2 Validação do Modelo

4.2.1 Análise da Destreza do RegCM3

Nesta seção será analisada a destreza em termos quantitativos entre as simulações do modelo e análise do CRU para todo o período (3 verões) e também a amplitude do erro entre ambos na escala de tempo interanual. Para isto, foi dividido o domínio utilizado com resolução de 50 km em sete regiões (Figura 4.5): CO1 (leste da Bolívia, grande parte do Paraguai e extremo oeste da região centro-oeste do Brasil), CO2 (grande parte da Bolívia e extremo norte da Argentina), SE1 (Parte de Minas Gerais e Goiás), SE2 (São Paulo, Rio de Janeiro, Paraná e leste do Mato Grosso do Sul), SU1 (grande parte do sul do Brasil e norte do Uruguai), SU2 (grande parte da Argentina) e TOT (engloba todas as outras seis regiões).

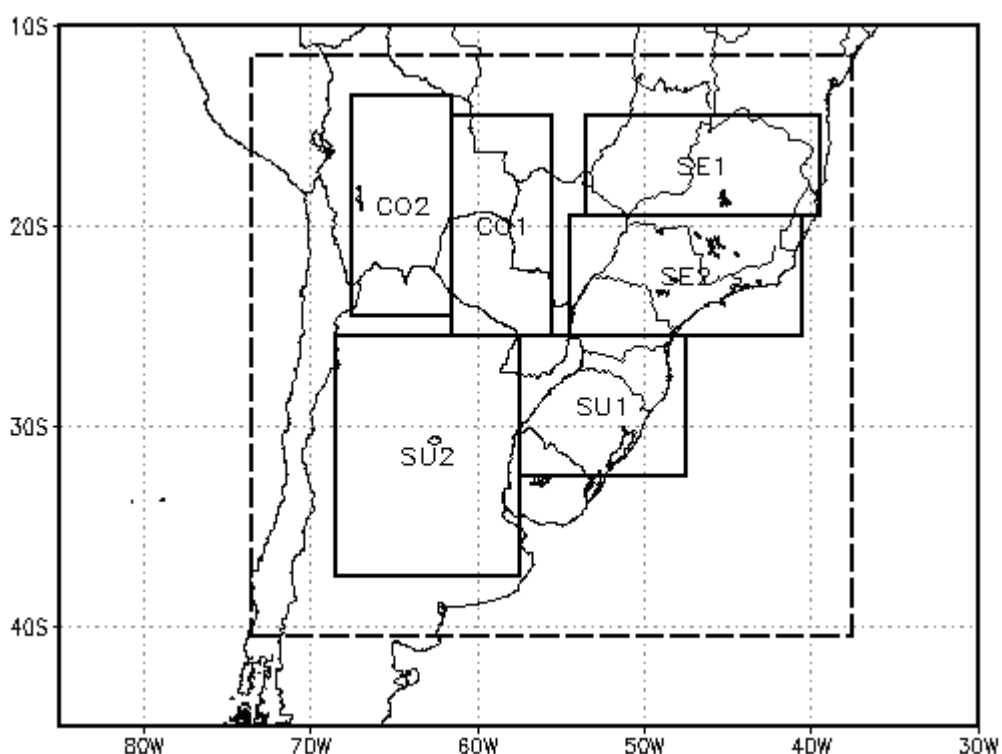


Figura 4.5 Subdivisões das áreas para avaliação objetiva.

A tabela 4.1 mostra as análises estatísticas da temperatura do ar e precipitação sazonal nas sete regiões de verificação (SE1, SE2, SU1, SU2, CO1, CO2 e TOT). Durante o verão de 97 (Tabela 4.1) pode ser visto que, para a precipitação sazonal, tanto o RMS quanto os BIAS foram menores nas regiões CO1 e SU1 (Tabela 4.1). Os maiores valores de RMS ocorreram no norte da Argentina e Bolívia, área do CO2, e na região TOT, enquanto que para o erro médio os mesmos foram encontrados no CO2 e SE2. Em relação ao coeficiente de correlação, notam-se as melhores correlações espaciais nas regiões SE1 (67 %) e TOT (50 %). Para 98, o menor RMS apresentou um valor de 2,81 na região SE1, enquanto que para o BIAS este foi de -0,56, também na região SE1, e $\pm 0,65$ no SE2 e TOT. Por outro lado, os maiores RMS e BIAS foram de 7,33 e 2,84, respectivamente na região CO2. Para o coeficiente de correlação, a região SE1 (81 %) foi a que obteve melhor correlação espacial, existindo ainda uma boa correlação na região SU2 (52 %), quando comparadas às demais. Já, em 99, as regiões SE1 (2,12) e SE2 (-0,61) tiveram os menores valores de RMS e BIAS, respectivamente, porém a região CO2 teve valores de RMS de 7,38 e BIAS de 5,38. Além disso, pode ser visto que as melhores correlações espaciais foram de 71 % e 60 % nas regiões SE1 e SE2, respectivamente, enquanto que as demais ficaram abaixo de 50 %.

Para a temperatura do ar sazonal (Tabela 4.1), nos três verões, observa-se de maneira geral que tanto o RMS como o BIAS apresentaram temperaturas inferiores a $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$ em todas as áreas verificadas, com exceção da região CO2, o que concorda com os valores esperados para MCRs conforme a literatura (p.ex., Giorgi e Mearns, 1999). Estes resultados são também similares aos obtidos por Rocha (2004), a qual fez uma análise comparativa de três simulações climáticas

regionais em três domínios e resoluções horizontais no verão austral 98 sobre o Brasil, porém utilizando a segunda versão deste modelo (RegCM2).

No geral, pode-se observar que o modelo está simulando a temperatura do ar e precipitação sazonal de forma coerente, quando comparado a análise do CRU, porém entre a precipitação sazonal e a temperatura do ar, nota-se que o padrão espacial deste último é melhor, assim como as correlações. Vale ainda ressaltar que pelas análises a região CO2 foi à área que obteve a maior destreza, tanto na precipitação como temperatura, quando comparado às outras seis regiões, que pode ser explicado em parte por sua localização sobre o altiplano Boliviano e com isso, a orografia desta região deve estar influenciando as maiores destrezas do modelo em função da alta resolução do mesmo.

Tabela 4.1 Análise estatística da temperatura do ar e precipitação sazonal nas sete regiões de verificação (SE1, SE2, SU1, SU2, CO1, CO2, TOT) através do erro médio (BIAS), raiz do erro médio quadrático (RMS) e coeficiente de correlação (r).

VARIÁVEIS	REGIÕES	VERÃO DE 1997			VERÃO DE 1998			VERÃO DE 1999		
		RMS	BIAS	r	RMS	BIAS	r	RMS	BIAS	r
PREC	SE1	2,8	-1,01	0,67	2,81	-0,56	0,81	2,12	-1,27	0,71
	SE2	3,8	-2,92	0,04	3,29	-0,65	-0,01	2,26	-0,61	0,6
	SU1	2,55	0,17	0,24	5,76	4,43	0,4	2,9	1,66	0,24
	SU2	3,56	1,89	0,34	3	0,76	0,52	3,04	1,16	0,35
	CO1	1,69	-0,14	0,44	3,01	-0,71	-0,14	3	1,46	0,32
	CO2	7,34	4,79	0,1	7,33	2,84	-0,14	7,38	5,38	-0,06
	TOT	4,48	0,72	0,5	4,98	0,65	0,47	4,8	0,85	0,4
TEMP	SE1	1,51	-1,38	0,78	0,86	0,24	0,58	0,74	-0,33	0,74
	SE2	1,33	-0,43	0,71	0,86	-0,25	0,82	1,02	-0,3	0,79
	SU1	0,81	0,1	0,92	1,07	0,03	0,82	0,97	0,33	0,89
	SU2	1,84	-0,2	0,89	1,91	0,92	0,9	2,33	1,23	0,87
	CO1	0,83	-0,36	0,74	0,73	0,35	0,8	0,55	0,01	0,85
	CO2	3,07	-2,32	0,96	3,13	-1,31	0,93	2,93	-1,74	0,95
	TOT	2,07	-0,7	0,93	2,07	0,05	0,93	2,05	0,04	0,93

4.2.2 Análise Comparativa das Simulações com Dado Observado

Nesta seção será feita uma análise comparativa entre os resultados das simulações e os dados observados de Radiação de Onda Longa (OLR) da NOAA (Liebmann e Smith, 1996), com intuito de validar a variável OLR prognosticada pelo RegCM3 durante os verões austrais de 1997, 1998 e 1999. Esta validação foi feita para verificar de forma qualitativa a discrepância entre os resultados das simulações e os dados da NOAA sobre todo o domínio, para estabelecer um limiar de OLR do modelo que será utilizado como condição de entrada no programa fortracc (Seção 3.2.1).

Através dos campos de erro médio de OLR para os verões (DJF) supracitados sobre a AS (Figura 4.6) pode-se observar que, de maneira geral, a discrepância do modelo em relação ao observado é pequena em quase todo o domínio ($\pm 20 \text{ W/m}^2$), com exceção da região próxima à Cordilheira dos Andes (da ordem de -30 W/m^2), que possivelmente através de sua topografia influencia o modelo em função de sua alta resolução. Estes resultados são similares aos encontrados por Gadgil et al. (1992), onde sugeriram a presença de um bias sistemático para o conjunto de dados de OLR da NOAA.

Sobre a região do Oceano Atlântico nota-se bias da ordem de 0 a -10 W/m^2 , enquanto que no Oceano Pacífico ele foi um pouco mais intenso e com sinal oposto, entre 0 e 20 W/m^2 (Figuras 4.6), exceto a região ao sul de 36°S . Ainda sobre o Oceano Pacífico, durante o verão de 98, destaca-se que não esteve presente o núcleo com bias da ordem de 20 W/m^2 , relativo aos outros dois verões (El Niño, Figura 4.6b). Por fim, sobre as regiões subtropical e extratropical da AS durante o verão de 97 (Neutro, Figura 4.6a), pode ser vistas discrepâncias da ordem de -30

W/m^2 . Este resultado tem semelhança com os da Figura 4.4a, onde nesta região o modelo superestima a precipitação quando comparado as análises do CRU (Figura 4.4b). Ainda sobre estas regiões, porém para os outros verões (1998 e 1999), o bias foi negativo e da ordem de 0 a $-20 W/m^2$ (Figuras 4.6b,c).

Vale ressaltar, que os dados da NOAA são globais e, portanto foi feito um recorte para o domínio utilizado nas simulações e posteriormente interpolado para a grade do modelo, o que pode eventualmente gerar algum tipo de erro. Este fator deve ser lembrado durante as análises dos resultados.

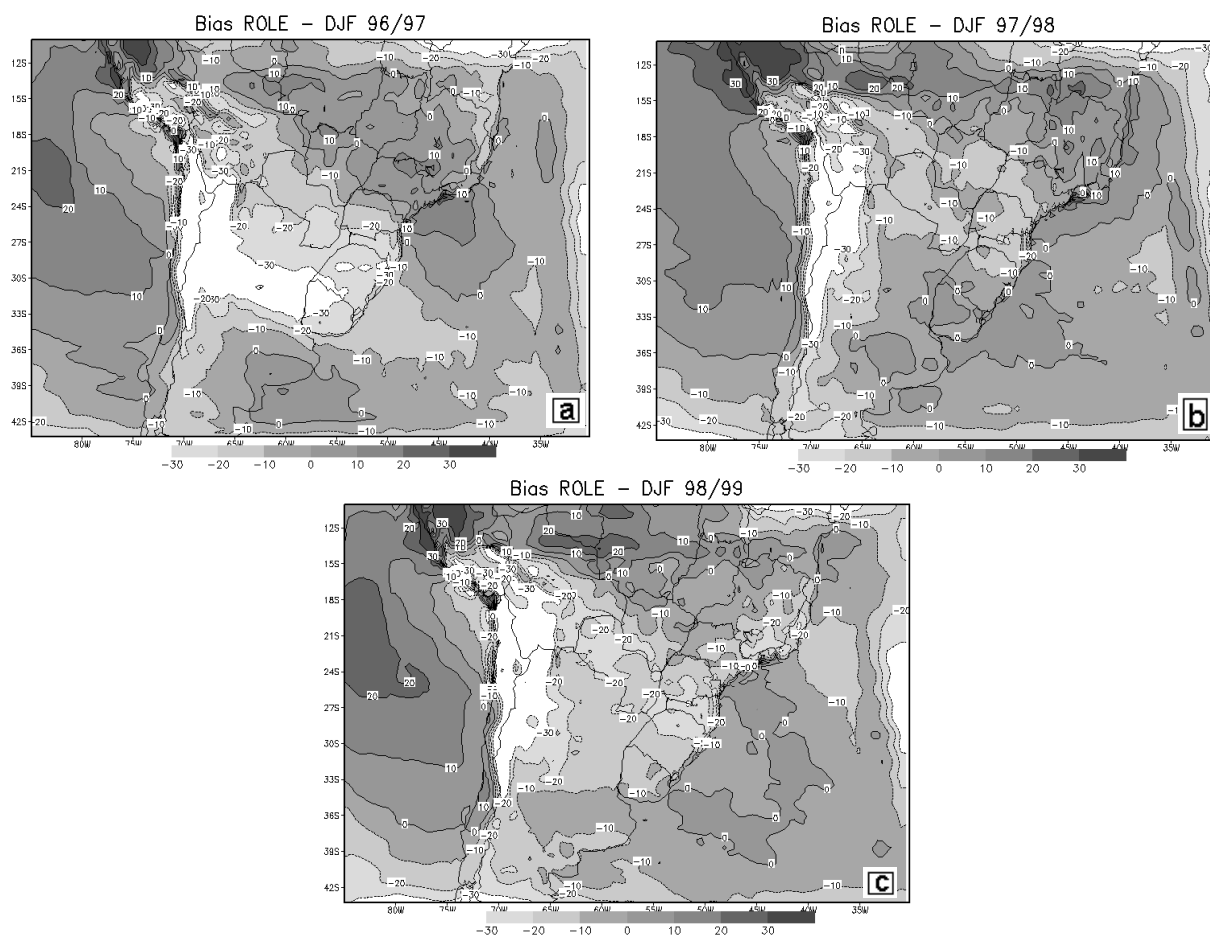


Figura 4.6 – Campos de erro médio de Radiação de Onda Longa Emergente para os verões austrais (DJF) de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).

4.3 Rastreamento dos Complexos Convectivos de Mesoescala

A fim de utilizar o próprio FORTRACC para a análise dos resultados de interesse neste estudo, diversas implementações foram feitas em seu código computacional, como por exemplo, introdução dos dados de OLR do RegCM3 e de arquivos de latitude e longitude, limiares de OLR, números de pixels, entre outras, além de serem realizados vários testes de sensibilidade. Desta forma, será apresentada primeiramente nesta seção uma análise mostrando se o FORTRACC é hábil em identificar e rastrear um sistema selecionado. Em seguida, será ilustrada a variabilidade interanual dos CCMs com resolução de 50 km gerada pelo modelo.

4.3.1 Validação do FORTRACC

A fim de mostrar a habilidade do modelo em simular um caso provável de CCM, a Figura (4.7) ilustra o rastreamento de um CCM que ocorreu no dia 13 de fevereiro de 1999 com extensa distribuição espacial que desencadeou um tornado em Osório no Rio Grande do Sul (Climanálise, 1999).

Através das imagens do satélite GOES (Figura 4.7, coluna esquerda) pôde-se observar que, este sistema atmosférico desenvolveu-se as 00:00 UTC do dia 13/02 no Nordeste da Argentina, atingindo todo o Estado do Rio Grande do Sul na tarde do mesmo dia. A partir das 18:00 UTC esse sistema começou a se dissipar. Pelas imagens do FORTRACC (Figura 4.7, coluna direita) este sistema foi capturado e rastreado com coerência, porém de forma heterogênea e um pouco defasado para sudeste, que em parte pode ser explicado pela baixa resolução espacial do modelo (50 km) quando comparada a do satélite (4 km).

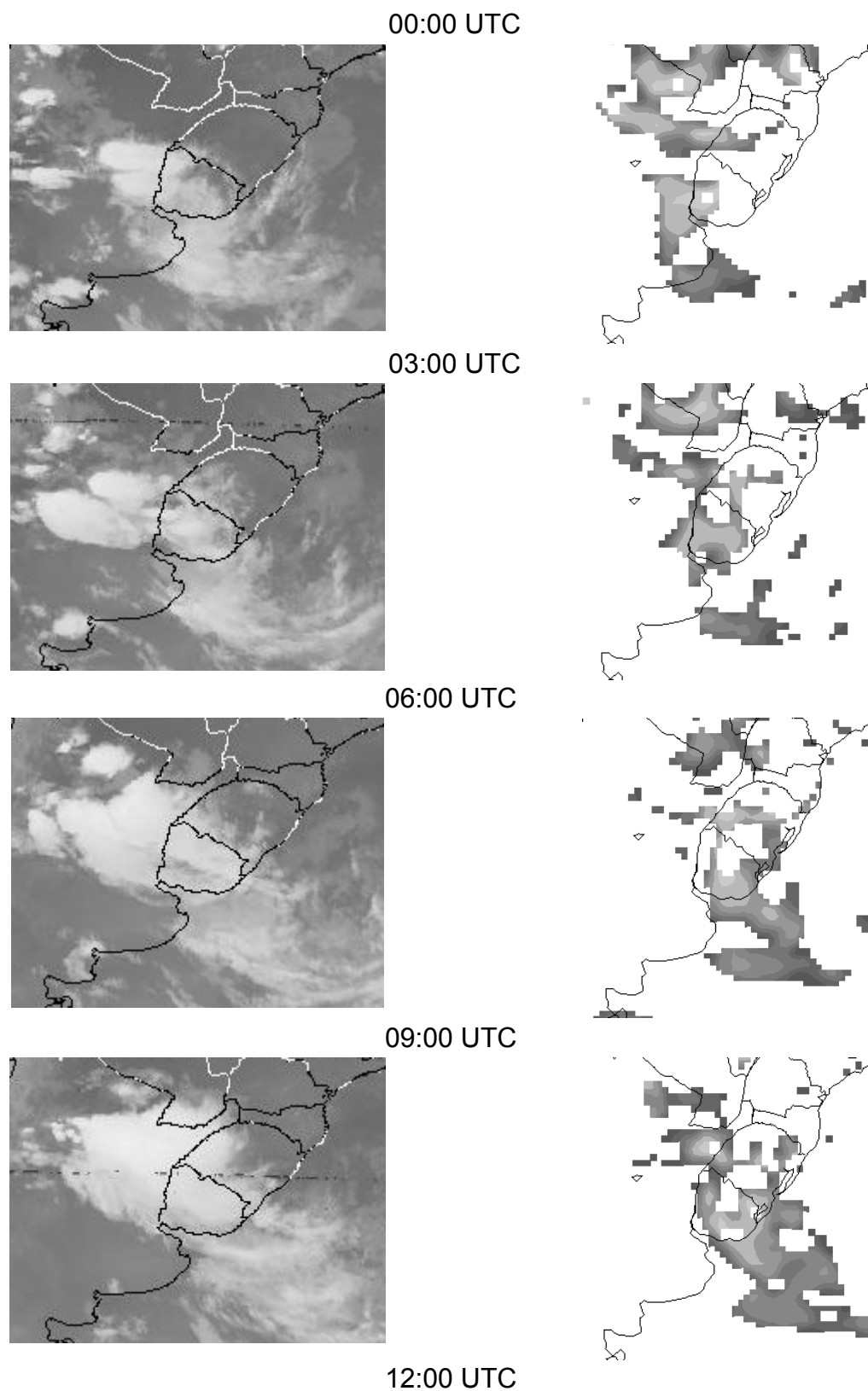


Figura 4.7 – Rastreamento do CCM que ocorreu no dia 13/02, com origem as 00:00 UTC no NE da Argentina e dissipação as 21:00 UTC sobre o NE do Rio Grande do Sul. Imagens do satélite GOES (coluna esquerda) e FORTRACC (coluna direita).

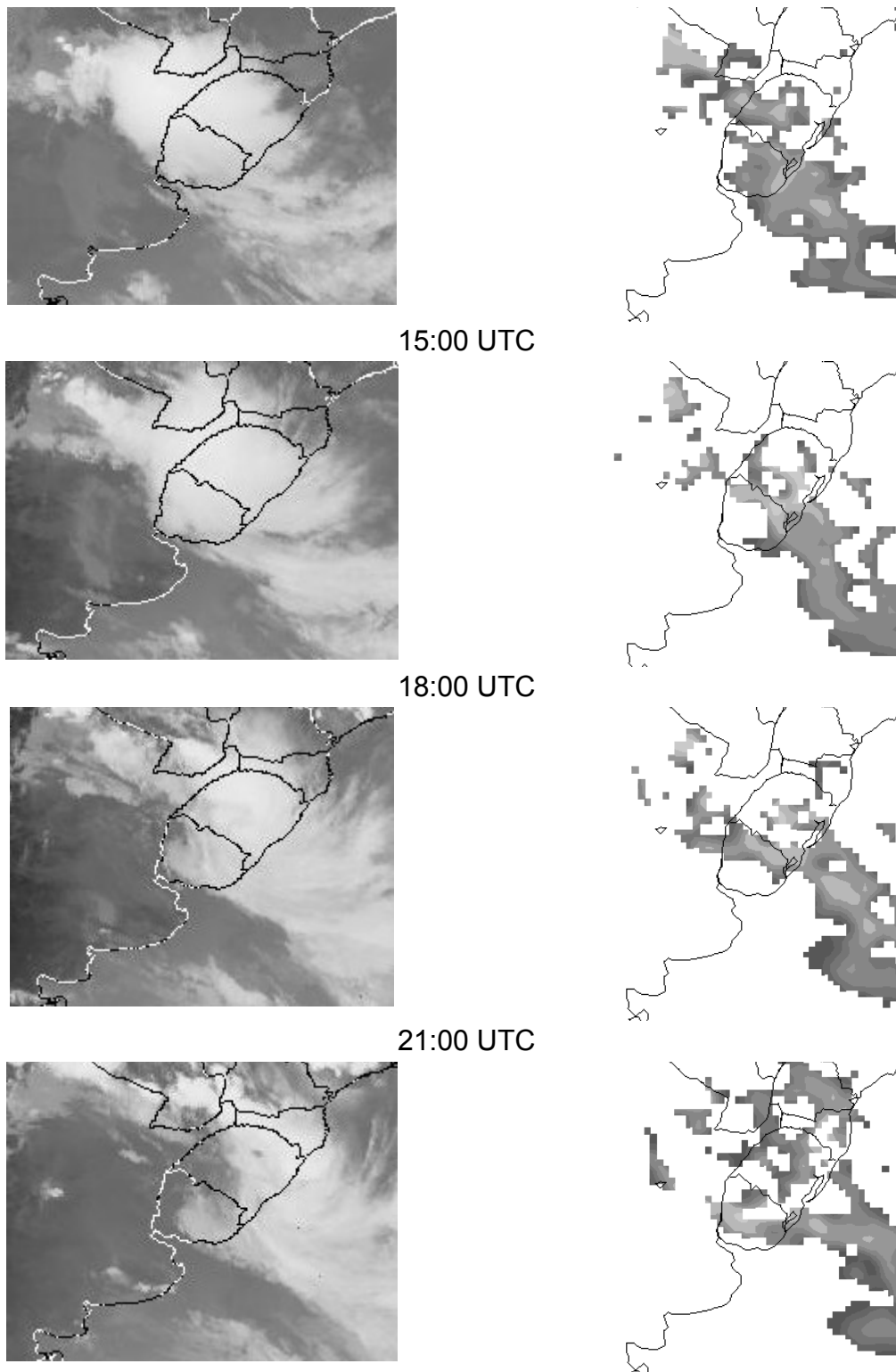


Figura 4.7 – Continuação.

A Figura 4.8 mostra a trajetória do centro de massa do CCM supracitado com os resultados do modelo. Pode-se notar que o deslocamento do centro de massa deste sistema esta em concordância com os resultados da Figura 4.7, com início as 00:00 UTC (21:00 hora local) no NE da Argentina e dissipação as 18:00 UTC (15:00 hora local) sobre o NE do Rio Grande do Sul, indicando que o modelo é hábil para simular este tipo de sistema atmosférico.

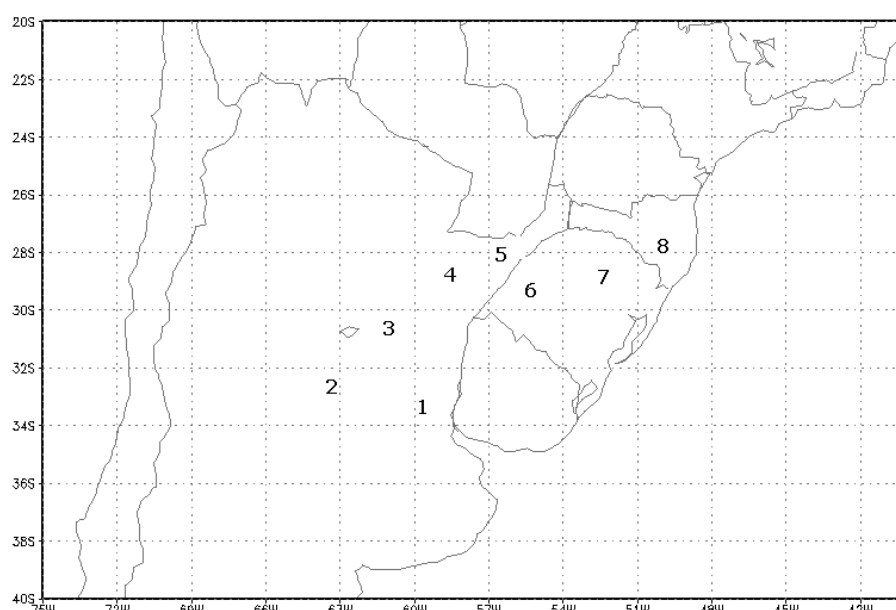


Figura 4.8 Trajetória do centro de massa do CCM com os resultados do modelo que ocorreu no dia 13/02, com início as 00:00 UTC e término as 21:00 UTC.

4.3.2 Variabilidade Interanual

A Figura 4.9 ilustra a quantidade de CCMs para os verões de 1997, 1998 e 1999 e o horário (UTC) de início dos sistemas. Durante o verão de 1997 nota-se, a ocorrência de 35 CCMs com maior frequência de início as 21:00 UTC (17 sistemas) e 00:00 UTC (5 sistemas). No verão de 1998 observa-se a ocorrência de 28 sistemas também com maior frequência as 21:00 UTC (15 sistemas) e 00:00 UTC (6 sistemas). Por fim, durante o verão de 1999 foram capturados 33 sistemas com

característica de maior freqüência de início similar aos anteriores, ou seja, as 21:00 UTC (12 sistemas) e 00:00 UTC (6 sistemas). Pode-se observar assim que os CCMs tem uma preferência de início a noite. Estes resultados concordam com os trabalhos de Maddox (1983), Velasco e Fritsch (1987), Rocha (1992), entre outros. Comparando estes resultados com os de Nieto Ferreira et al. (2003) nota-se pouca semelhança, que deve ser devido aos critérios de seleção dos sistemas adotados por eles, ou seja, tipo de sistema convectivo adotado, excentricidade, número de pixels mínimo para continuidade do sistema em um determinado Δt , entre outros parâmetros.

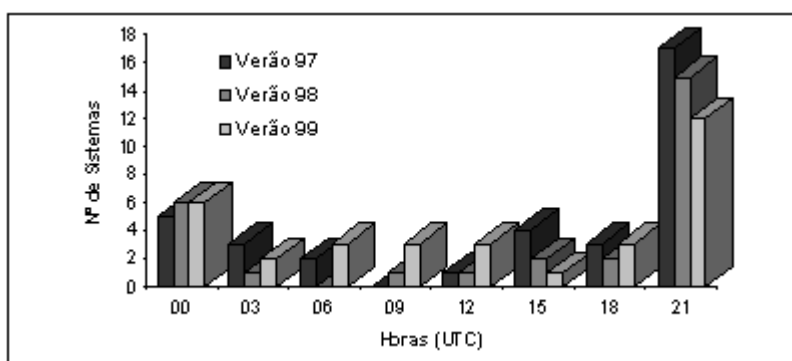


Figura 4.9 Quantidade de CCMs por verão (1997, 1998 e 1999) e o número de início dos CCMs em função da hora (UTC).

A Figura 4.10 mostra o tamanho da área dos CCMs para os três verões supracitados, que é calculado fazendo a média de todos os sistemas com ocorrência em um dado horário e ano. Para se obter o tamanho da área do CCM através do FORTRACC, calcula-se uma relação entre número de pixel e resolução do modelo. Observa-se que a variabilidade interanual entre as áreas dos sistemas e o ciclo de vida é robusta. Além disso, pode-se notar de maneira geral que durante os verões de 1997 (Neuro, Figura 4.10a) e 1999 (La Niña, Figura 4.10b) os sistemas que tiveram ciclo de vidas menores apresentaram áreas maiores, enquanto que para o

verão de 1998 (El Niño, Figura 4.10c) esta tendência não foi observada, pois tanto os sistemas com ciclo de vida curto como longo, apresentarem grandes áreas. Isto pode ser explicado em parte pela intensificação do fornecimento de ar quente e úmido através do escoamento meridional do vento (JBN), da Amazônia para as regiões subtropical e extratropical da AS (Figuras 4.1c,d) e do Jato de Altos níveis (Figuras 4.2c,d) durante o ano de El Niño. Uccellini e Johnson (1979) e Severo et al. (1994) argumentam que a interação desses dois jatos é um fator importante para explicar o início do CCM. Nieto Ferreira et al. (2003) também encontraram sistemas convectivos com áreas maiores durante o verão de 1998, quando comparado ao ano de 1999.

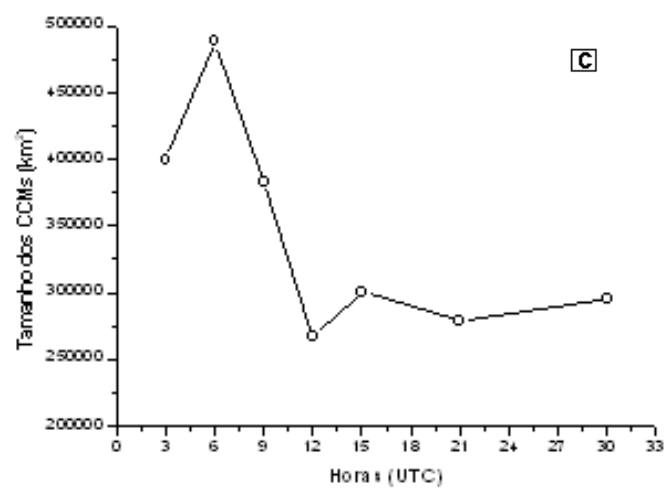
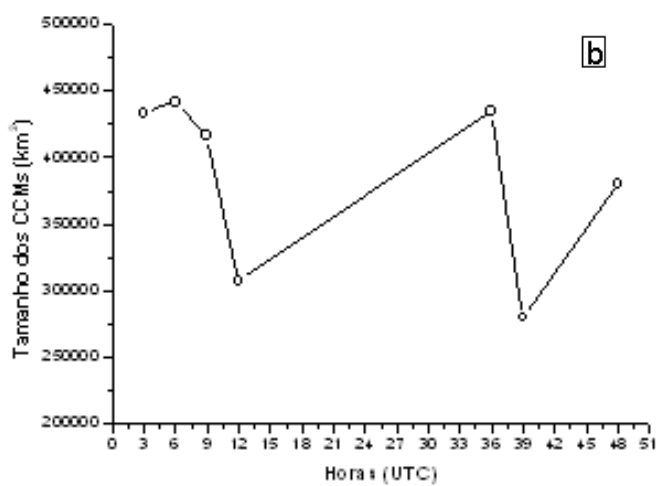
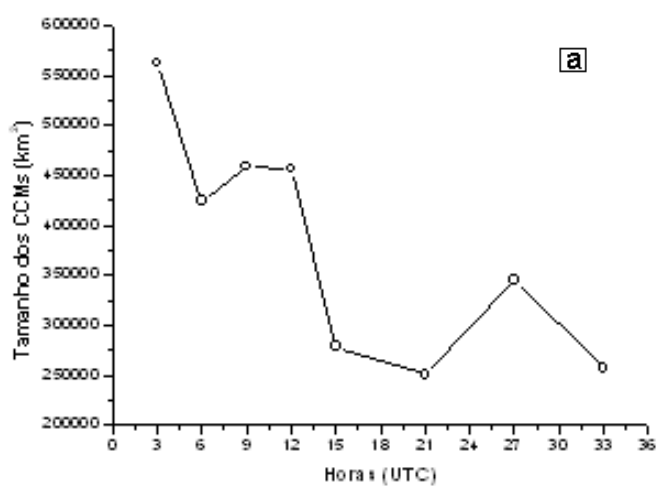


Figura 4.10 Variação do tamanho dos CCMs em função do ciclo de vida. Verões de 1997 (a), 1998 (b) e 1999 (c).

4.4 Análise da Composição dos CCMs

Composições de CCMs foram feitas para o mesmo período de estudo de VF87 (ver seção 3.5) visando encontrar uma relação entre os dias com e sem CCMs na circulação atmosférica do RegCM3. Para representar eventos de CCMs nas simulações do modelo, as datas identificadas por estes autores com ocorrências dos mesmos foram utilizados. Através dos campos de composições de altura geopotencial e vento nos níveis de 850 e 200 hPa, temperatura do ar e umidade específica em 850 hPa e precipitação foi feita uma análise sinótica para verificar os sistemas sinóticos atuantes e condições atmosféricas associadas a dias com e sem CCMs (seção 4.4.1). Foram feitos ainda análises da estrutura vertical através de seções verticais dos ventos zonal e meridional ao longo de 27°S e 60°W, e de perfis termodinâmicos de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho sobre a latitude e longitude supracitada, com objetivo de verificar o possível acoplamento entre os escoamentos de baixos e altos níveis, além das condições de instabilidades.

4.4.1 Sistemas Sinóticos e Condições Atmosféricas Associadas

Observa-se através dos campos de composições de altura geopotencial que existem diferenças entre dias com e sem CCMs nas circulações de grande escala. Nota-se no nível de 850hPa a presença de uma crista bem definida, em dias com CCMs (Figura 4.11a), associada a AAS se estendendo até o leste da Argentina, o qual não esteve presente em dias NCCMs. Além disso, o eixo de um cavado sobre a costa leste da Argentina e um centro com baixos valores de

geopotencial também bem definido nas regiões sul da Bolívia, oeste do Paraguai e norte da Argentina foi observado, devendo estar associadas às ondas baroclínicas de médias latitudes e Baixa Térmica, respectivamente (Figura 4.11a). Já, em dias NCCMs (Figura 4.11b), o eixo do cavado esteve deslocado mais para leste (oceano), propiciando maior instabilidade nesta região e o centro com baixos valores de geopotencial não foi configurado. No nível de 200hPa, pode-se observar a predominância de uma crista associada a um forte gradiente ao sul de 25°S (linhas de geopotencial) tanto nos dias com CCMs quanto em dias NCCMs (Figuras 4.11c,d). Pode ser visto ainda em dias NCCMs (Figura 4.11d) um centro com altos valores de geopotencial se estendendo do Peru até o oeste da Bolívia além da predominância de uma curvatura ciclônica, com eixo vertical, no leste da AS até aproximadamente o Estado de Minas Gerais, que pode estar associada a Alta da Bolívia e Cavado do Nordeste, respectivamente. Já, para dias CCMs o centro com altos valores de geopotencial não esteve presente, enquanto que a curvatura ciclônica foi identificada sobre o Oceano Atlântico e Continente (Figura 4.11c)

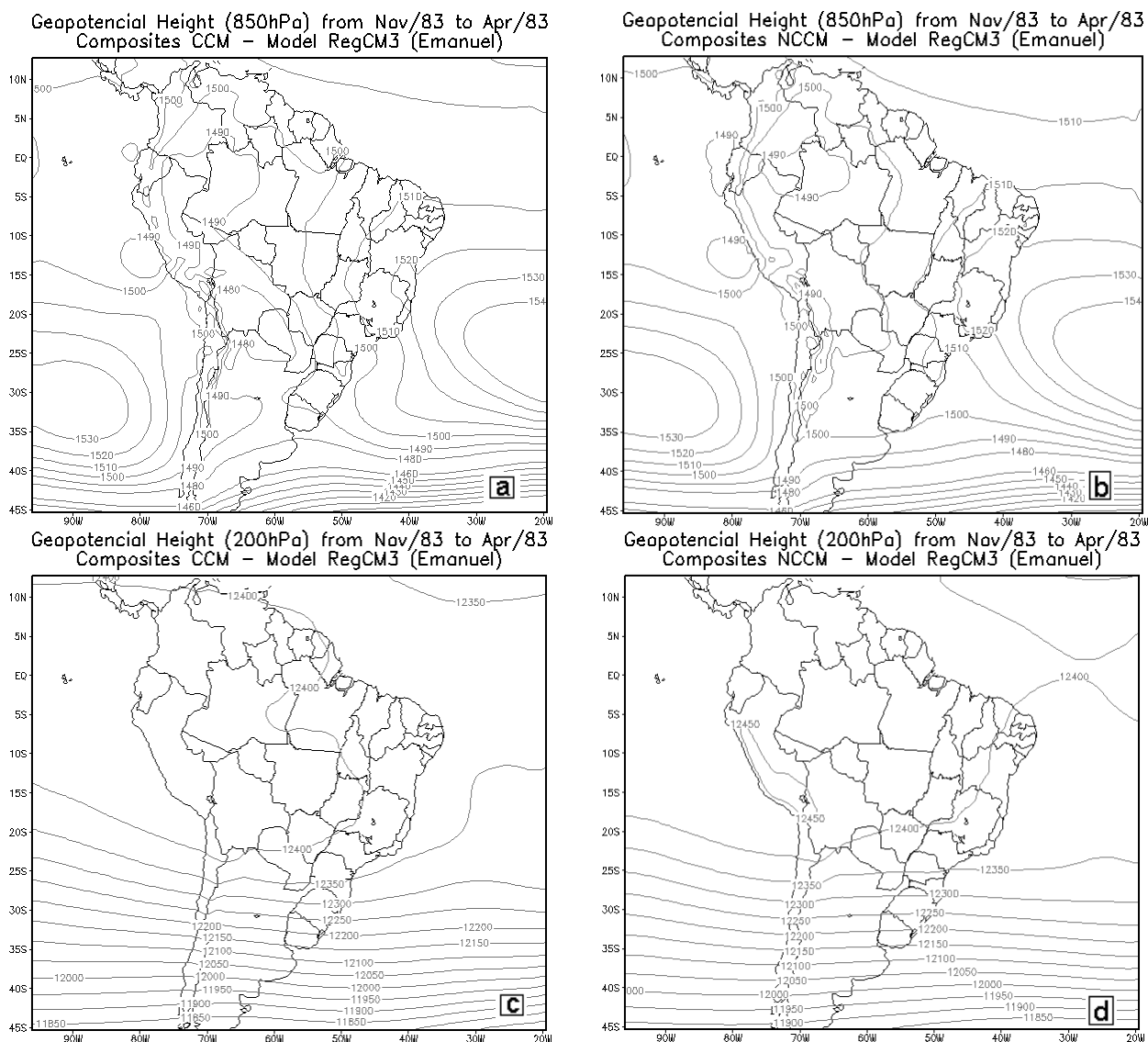


Figura 4.11 Composições da altura geopotencial para o verão austral de 82-83, nos níveis de 850hPa e 200hPa, para dias CCMs (A e C) e NCCMs (B e D) respectivamente.

Pelas análises do vento em 850hPa nos dias com CCMs (Figura 4.12) observa-se a presença de um núcleo de noroeste com velocidades da ordem de 14 ms^{-1} sobre a Bolívia, um eixo de cavado sobre a costa leste da Argentina além de uma crista associada a AAS, mostrando-se em conformidade com os resultados da composição do geopotencial (Figura 4.11a). Para dias NCCMs estes padrões foram diferentes, ou seja, núcleo de velocidade menos intenso (da ordem de 5 ms^{-1}) e eixos da crista e cavado não presentes naquelas regiões (Figura 4.12b). Em altos níveis (200hPa), pode ser visto a predominância de um anticiclone associado a um

centro de velocidade máxima (CVM) da ordem de 35 ms^{-1} a sul de 25°S (Figuras 4.12c,d). Este CVM pode ser explicado pelo forte gradiente visto nas composições do geopotencial (Figura 4.12c). Nos dias NCCMs este CVM esteve deslocado mais para sudeste e com intensidade um pouco menor. Além disso, foi possível identificar, tanto em dias com como sem CCMs, duas curvaturas ciclônicas sobre o Oceano Atlântico, porém com intensidades diferentes, que pode estar relacionado com o Cavado do Nordeste (Figuras 4.12c,d). Vale ainda ressaltar que, durante os dias com CCMs em 200hPa (Figura 4.12c) o escoamento esteve de sudeste-noroeste na maior parte das regiões Centro-Oeste, Norte e Oeste do Brasil, enquanto que para dias NCCM este escoamento esteve de sul-norte (Figura 4.12d).

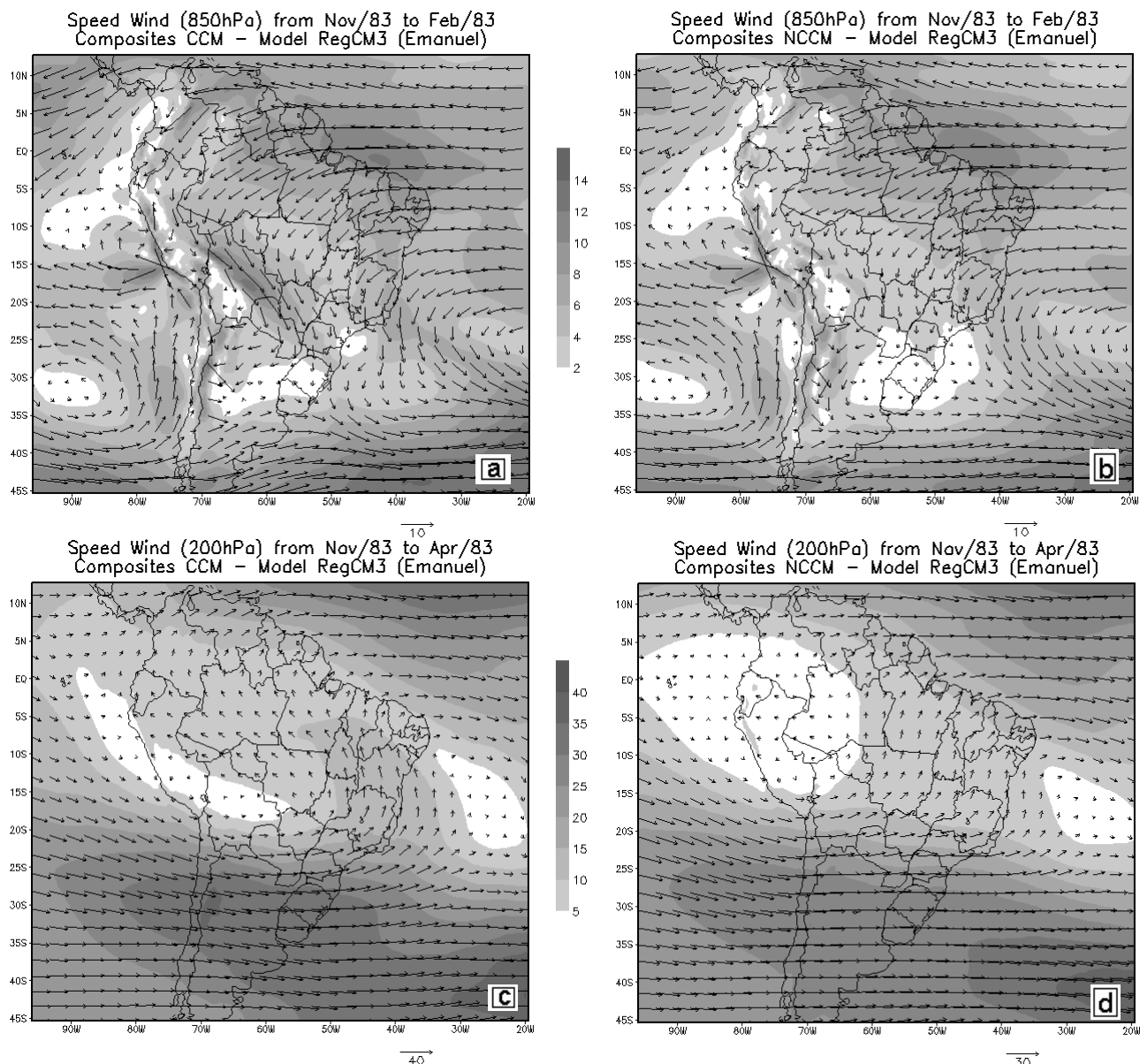


Figura 4.12 Como na Figura 4.11, mas para o vento.

A Figura 4.13 mostra as composições para a temperatura do ar e umidade específica em 850hPa. Observa-se em dias com CCMs (Figuras 4.13a,c) que, tanto a temperatura quanto umidade se estenderam mais para sul, até aproximadamente 30°S, quando comparados a dias NCCMs (Figuras 4.13b,d), que deve ser em função do intenso escoamento de noroeste em baixos níveis (Figura 4.13a). Além disso, pode-se notar que estes altos valores de temperatura e umidade estão próximos e ao norte dos CCMs encontrados por Velasco e Fritsch (1987). Resultados similares foram encontrados por Guedes (1985) que realizou um estudo sobre os SCM que

ocorreram na região central da AS. Pode ser visto ainda durante dias CCMs (Figura 4.13a) sobre o Oceano Atlântico a predominância de temperaturas da ordem de 15°C se estendendo até aproximadamente 10°S, enquanto que para dias NCCMs (Figura 4.13b) este não passou da latitude de 20°S. Além disso, nota-se uma extensão úmida, durante dias CCMs (Figura 4.13c), partindo do oeste da Amazônia até costa oeste do Oceano Atlântico Sul, que pode em parte ser explicado tanto pelo escoamento de noroeste em baixos níveis como pela predominância de ondas baroclínicas (Figuras 4.11a e 4.12a).

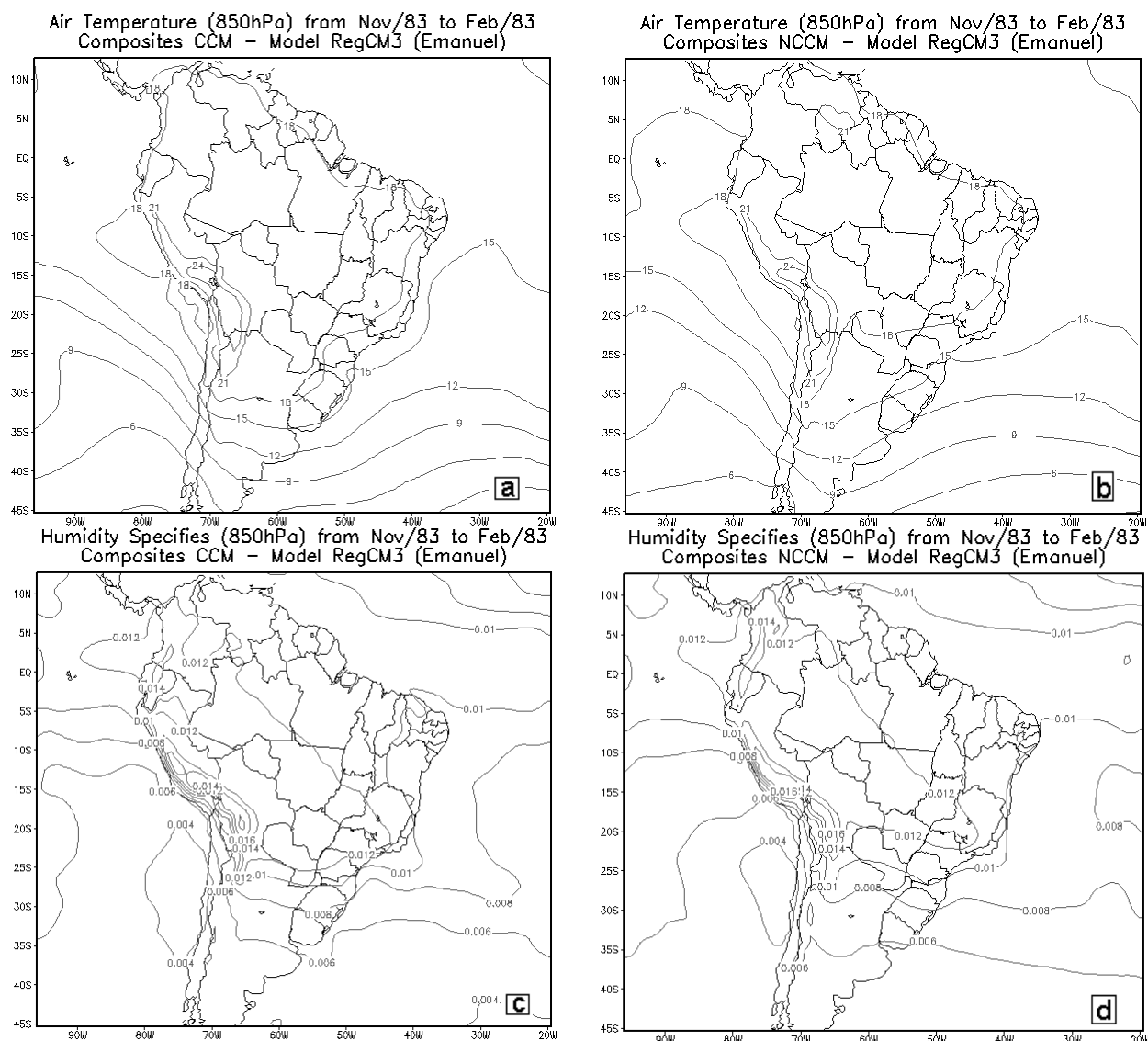


Figura 4.13 Como na Figura 4.11, mas para a temperatura (A e B) e umidade específica (C e D) em 850hPa.

Através dos campos de composições de precipitação para dias com e sem CCMs e a diferença entre ambos (Figura 4.10) pode-se observar que, nos dias com CCMs os máximos de precipitação ocorreram sobre a bacia do Prata, que corresponde as regiões da Bolívia, Paraguai, Uruguai, Argentina e parte do sul do Brasil além do sudeste brasileiro, enquanto que nos dias NCCMs a precipitação teve menores intensidades, o que pode ser melhor visto pelo campo da diferença entre ambos (Figura 4.14c). Na maior parte do Oceano Atlântico as precipitações foram mais intensas durante os dias NCCMs. Além disso, pode-se notar sobre a costa oeste do Oceano Atlântico Sul (Figura 4.14c), na região da ZCAS, uma estrutura de dipolo com desvios positivos (negativos) de precipitação no extremo norte (sul) desta banda de convecção. Este padrão de dipolo pode estar relacionado no extremo norte a uma curvatura ciclônica associada ao escoamento de noroeste em baixos níveis, que contribui para o transporte de ar quente e úmido e geração de instabilidade, por outro lado no extremo sul uma crista pode ter contribuído para estabilizar esta região durante dias com CCM, produzindo menores valores de umidade e temperatura. Os desvios positivos de precipitação sobre o sul do Uruguai e costa leste da Argentina podem ter sido influenciado pela presença de um cavado de latitudes médias e pelo escoamento de noroeste mais intenso durante os dias com CCMs (Figura 4.11a e 4.12a).

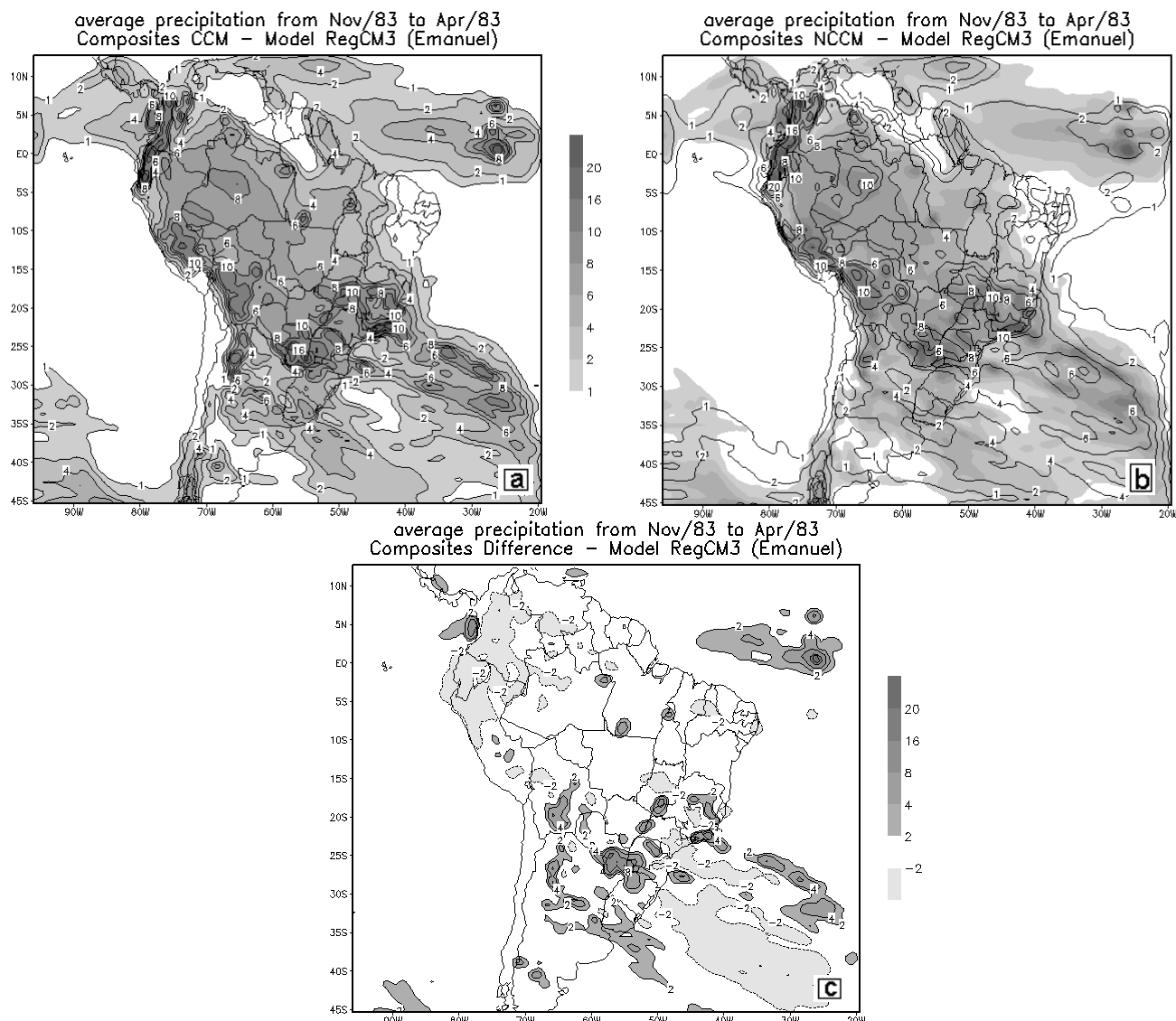


Figura 4.14 Composições da precipitação para o verão austral de 82-83, para dias CCMs (A), NCCMs (B) e a diferença (C).

4.4.2 Análise da Estrutura Vertical

A Figura 4.15 mostra a seção vertical da componente zonal do vento para dias com (coluna esquerda) e sem (coluna direita) CCMs. Durante dias com CCM (Figura 4.15a) observa-se ao longo de 27°S um núcleo com velocidade da ordem de 25 m/s de oeste entre os níveis de aproximadamente 300 e 150 hPa, enquanto que para dias NCCMs este núcleo esteve com intensidade da ordem de 5 m/s menor (Figura 4.15b). Ao longo de 60°W este padrão foi semelhante, porém com menor

intensidade (Figuras 4.15c,d). Além disso, nota-se aproximadamente entre os níveis de 1000 e 750 hPa, tanto ao longo de 27°S como 60°W, vento nulo (0 m/s) para dias com CCMs. Por outro lado, em dias NCCMs a área da região com vento nulo foi menor (Figuras 4.15b,d).

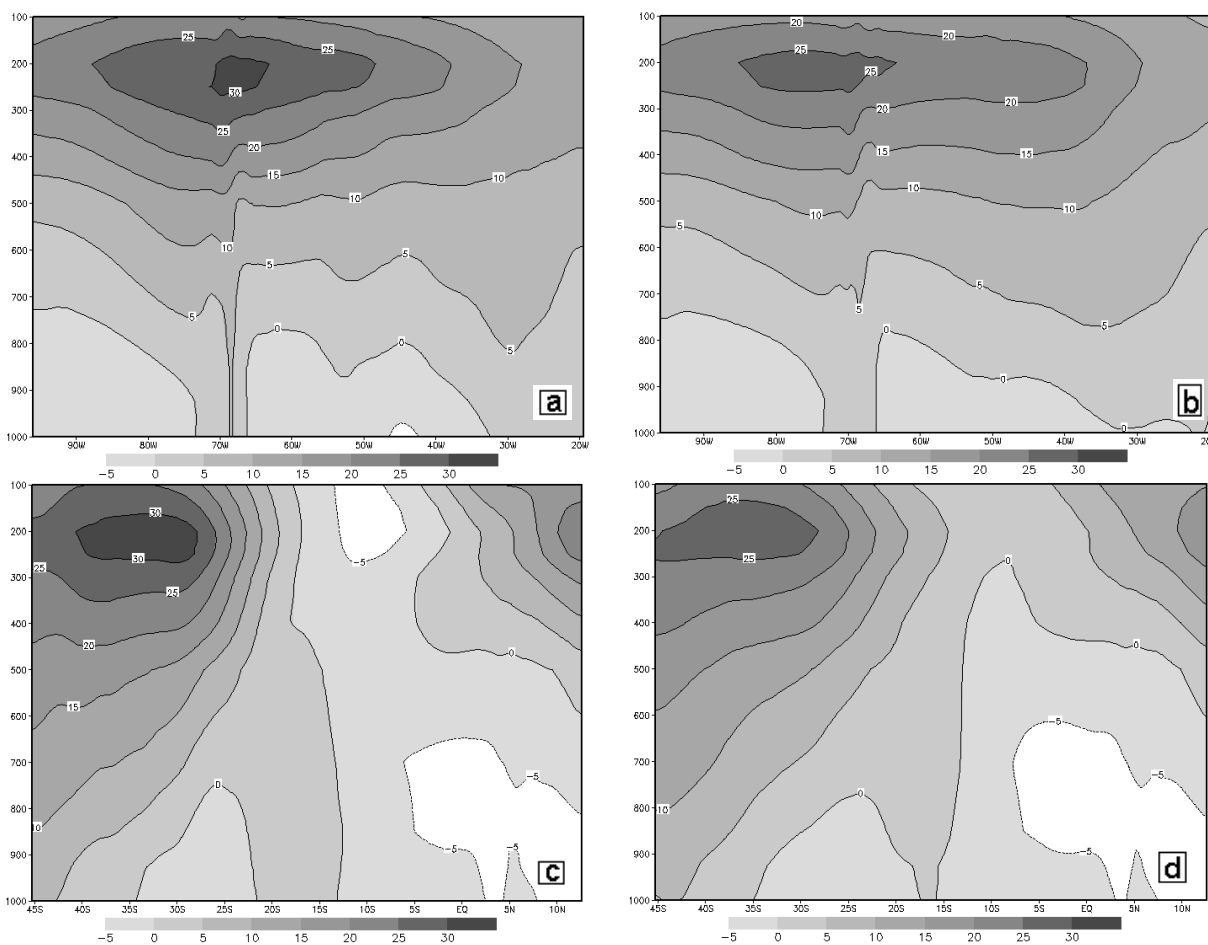


Figura 4.15 Seção vertical da componente zonal do vento (m/s) para dias com (coluna esquerda) e sem (coluna direita) CCMs ao longo de 27°S (a-b) e 60°W (c-d).

A Figura 4.16 ilustra os campos de seção vertical da componente meridional do vento. Pode-se observar durante dias com CCMs, ventos de norte (0-2 m/s) ao longo de 27°S se estendendo da superfície até aproximadamente 650 hPa. Para dias NCCMs (Figura 4.16b) este padrão foi semelhante, porém com espessura menor (aproximadamente entre 1000 e 800 hPa). Através das seções ao longo de 60°W (Figuras 4.16c,d) nota-se ventos da ordem de 2 m/s se estendendo da

superfície até aproximadamente 650 hPa, para dias com CCMs, e de 1000 a 800 hPa, para dias NCCMs, mostrando uma concordância com os resultados das composições ao longo de 27°S (Figuras 4.16a,b).

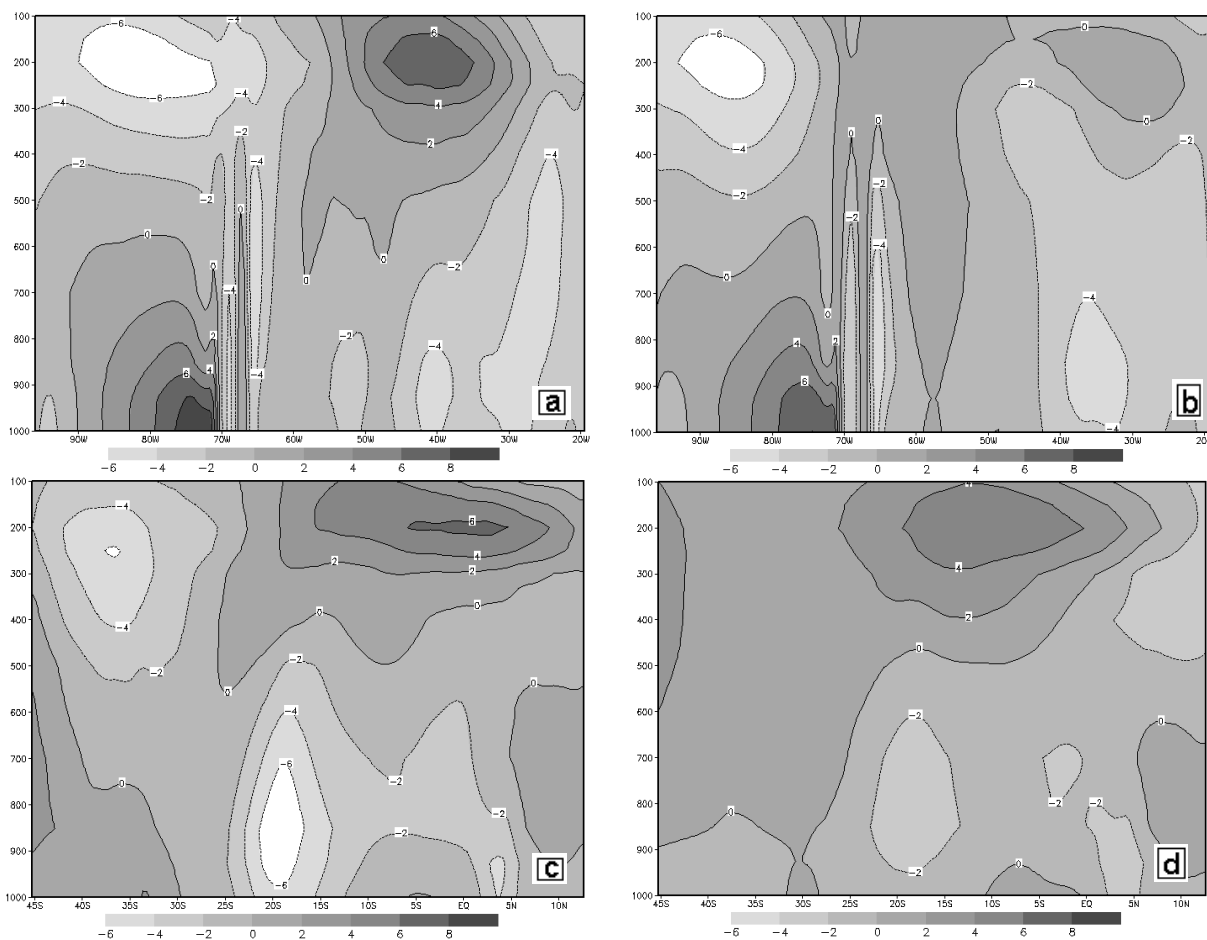


Figura 4.16 Seção vertical da componente meridional do vento (m/s) para dias com (coluna esquerda) e sem (coluna direita) CCMs ao longo de 27°S (a-b) e 60°W (c-d).

5 CONCLUSÕES

Simulações climáticas regionais foram feitas para os verões austrais de 1997, 1998 e 1999 utilizando o RegCM3, com intuito de avaliar o desempenho do modelo em simular a variabilidade do clima regional na América do Sul (AS) e analisar a eficiência do modelo em reproduzir os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) através do programa FORTRACC, além das características da circulação atmosférica associadas.

Os padrões de grande escala do escoamento em baixos níveis sobre a AS e a variabilidade interanual para os três verões analisados foram simulados de forma coerente, quando comparado com as reanálises do NCEP. Durante o verão de 98 o escoamento de noroeste apresentou-se mais robusto e se estendendo até a região central do Paraguai, relativo aos outros dois verões, com um ramo do escoamento se estendendo em direção as regiões do Gran Chaco e Pampas e o outro em direção ao sul do Brasil, associado a AAS mais intenso. Misra et al. (2002) também encontraram um intenso escoamento de noroeste (JBN) associado à intensificação da AAS, porém para o trimestre de janeiro, fevereiro e março.

Nos altos níveis, a AB que está associada ao cavado do nordeste foi bem simulada pelo modelo, no entanto, com o centro deslocado para leste quando comparado as reanálises do NCEP. Notou-se também durante o ano de El Niño que a AB esteve mais intenso e deslocado para noroeste, relativo aos outros dois anos, além de estar associada a um forte Jato de Altos Níveis.

Os campos de temperatura do ar mostraram que os maiores contrastes térmicos encontram-se nas regiões subtropical e extratropical da AS, sendo relativamente mais frio em 98 do que em 99. O RegCM3 simula esta estrutura

térmica semelhante às análises do CRU, porém um pouco mais intenso e com maior extensão. Para precipitação, o modelo reproduz os padrões de variabilidade interanual de forma coerente com as análises, no entanto um pouco deslocada e com valores maiores. Durante o verão de 98 as regiões do Gran Chaco, Pampas e sudeste do Brasil apresentaram precipitações da ordem de 2 mm/dia acima que 99. Sobre a ZCAS a variabilidade interanual da precipitação foi maior entre 97 e 99, quando comparado a 98 e 99. Este resultado é consistente com a grande variabilidade da TSM no Atlântico entre 97 e 99 (Misra et al., 2002). Ressalta-se ainda que apesar do modelo reproduzir a variabilidade interanual da banda de convecção da ZCAS, ele não consegue representar de forma homogênea a banda de precipitação de 8 mm/dia apresentada na análise do CRU.

As análises de destreza do modelo mostram que as maiores discrepâncias ocorrerem na precipitação sazonal, enquanto que para a temperatura do ar esta não ultrapassou os valores de $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$ em todas as setes áreas verificadas (SE1, SE2, SU1, SU2, CO1, CO2 e TOT), com exceção da região CO2, o que concorda com os valores esperados para MCRs conforme a literatura (p.ex., Giorgi e Mearns, 1999). Estes resultados são também similares aos obtidos por Rocha (2004). Dentre estas áreas, as que apresentaram as menores destrezas nos três verões, tanto pela precipitação como pela temperatura do ar sazonal forma as regiões SE1, SE2 e SU1. As maiores discrepâncias na região CO2 pode ser explicada em parte por sua localização sobre o altiplano Boliviano e com isso, sua orografia possa estar influenciando nos resultados do modelo em função de sua alta resolução.

Com relação a radiação de onda longa, os resultados mostram que a discrepância do modelo em relação ao observado é pequena em quase todo o domínio ($\pm 20 \text{ w/m}^2$), com exceção da região próxima à Cordilheira dos Andes, que é

da ordem de -30 w/m^2 , que também deve estar sendo influenciado topografia. Sobre as regiões subtropical e extratropical da AS, durante o verão de 97, observou-se discrepâncias da ordem de -30 w/m^2 , concordando com o campo de precipitação média sazonal, que mostra super-estimativa de precipitação quando comparado as análises do CRU. No entanto, para os verões austrais de 98 e 99 as destrezas foram da ordem de 0 a -20 w/m^2 .

O estudo de caso do CCM que se formou no nordeste da Argentina e desencadeou um tornado em Osório/Rio Grande do Sul, mostrou que o RegCM3 rastreou este sistema de forma coerente quando comparado às imagens do satélite GOES assim como seu centro de massa, porém um pouco deslocado para sudeste, indicando certa eficiência do modelo para reproduzi-lo. Durante os três verões observou-se que, a maior frequência de início dos CCMs foi as 21:00 UTC e 00:00 UTC, caracterizando um hábito noturno, o que esta em concordância com os trabalhos de Maddox (1983), Velasco e Fritsch (1987), Rocha (1992), entre outros. A variabilidade interanual entre as áreas dos sistemas e o ciclo de vida foi robusta. Durante os verões de 97 e 99 os CCMs cujo ciclo de vida foram curtos apresentaram áreas maiores, enquanto que em 98 esta tendência não foi observada, pois tanto os sistemas com ciclo de vida curto quanto longos apresentaram grandes áreas.

As composições de dias com e sem CCMs mostram que existe diferenças nas circulações de grande escala. Nos baixos níveis da atmosfera, durante dias com ocorrência, observou-se a presença de uma crista bem definida associada a AAS se estendendo até o leste da Argentina, bem como um cavado sobre a costa leste desta região e um centro com baixos valores de geopotencial também bem definido nas regiões sul da Bolívia, oeste do Paraguai e norte da Argentina, que devem estar associadas às ondas baroclínicas de médias latitudes e Baixa Térmica,

respectivamente. Para dias sem CCMs a configuração da crista não esteve presente e o eixo do cavado e o centro com baixos valores de geopotencial apresentou-se deslocado para leste (oceano) e sem configuração. Nos alto níveis, notou-se a predominância de uma crista associada a um forte gradiente ao sul de 25°S em ambos os períodos. Durante dias sem ocorrência de CCMs foi aparente um centro com altos valores de geopotencial se estendendo do Peru até o oeste da Bolívia além de uma curvatura ciclônica, com eixo vertical, no leste da AS até aproximadamente o Estado de Minas Gerais, que podem estar associadas a AB e Cavado do NEB, respectivamente. Por outro lado, para dias com CCMs, o centro com altos valores de geopotencial não esteve presente e a curvatura ciclônica foi identificada sobre o Oceano Atlântico e Continente. Estes resultados são semelhantes ao obtidos pelas análises do vento em baixos e altos níveis.

Através das composições de temperatura do ar e umidade específica observou-se que, durante dias com CCMs ambas as variáveis se estenderam mais para sul, até aproximadamente 30°S, quando comparados a dias sem CCMs, possivelmente associado ao intenso escoamento de noroeste em baixos níveis. Sobre o Oceano Atlântico, para dias com ocorrência, foi visto temperaturas da ordem de 15°C se estendendo até aproximadamente 10°S, enquanto que para dias sem este não ultrapassou as latitudes de 20°S. Nota-se ainda uma extensão úmida durante dias com ocorrência de CCMs, partindo do oeste da Amazônia até a costa oeste do Oceano Atlântico Sul, que pode ser explicado tanto pelo escoamento de noroeste em baixos níveis como pela predominância de ondas baroclínicas.

Pelas composições de precipitação observou-se que, nos dias com CCMs os máximos de precipitação ocorreram sobre a bacia do Prata, que correspondem as regiões da Bolívia, Paraguai, Uruguai, Argentina e parte do sul-sudeste Brasileiro.

Valores menores são observados durante a não ocorrência dos CCMs. Na maior parte do Oceano Atlântico as precipitações foram mais intensas durante dias sem ocorrência de CCMs. Ressalta-se ainda sobre o Oceano Atlântico Sul, na região da ZCAS, uma estrutura de dipolo com desvios positivos (negativos) de precipitação no extremo norte (sul) desta banda de convecção, que pode estar relacionado no extremo norte (sul) pela atuação da curvatura ciclônica (crista).

As análises da estrutura vertical para a componente zonal do vento mostram que ao longo de 27°S durante dias com CCMs, existe um núcleo com velocidade da ordem de 25 m/s de oeste (aproximadamente entre 300 e 150 hPa), enquanto que para dias sem CCMs, a intensidade foi da ordem de 5 m/s menor. Ao longo de 60°W este padrão foi semelhante, porém com intensidade menor. Para a componente meridional do vento, durante dias com CCMs pode-se notar, ao longo de 27°S, vento de norte (0-2 m/s) se estendendo até aproximadamente 650 hPa, semelhante para dias sem ocorrência, no entanto com espessura menor (1000 a 800 hPa). Ao longo de 60°W observou-se vento da ordem de 2 m/s se estendendo da superfície até aproximadamente 650 hPa, para dias com CCMs, e de 1000 a 800 hPa para dias sem, mostrando uma concordância com os resultados da composição ao longo de 27°S, além de mostrar que existe um acoplamento entre os escoamentos de baixos com os de altos níveis.

Os resultados apresentados neste estudo contribuem para o desenvolvimento da ciência, pois sugerem que modelos regionais climáticos, em particular, o RegCM3 podem simular com habilidade os CCMs, bem como os padrões da circulação atmosférica associada. Através das análises dos resultados do modelo observou-se que, o hábito noturno dos CCMs está de acordo com os trabalhos de Maddox (1983), Velasco e Fritsch (1987), Rocha (1992), entre outros. No entanto, a

variabilidade na quantidade de CCMs durante anos de El Niño e La Niña apresentou resultado divergente em relação aos obtidos por Velasco e Fritsch (1987), onde estes autores encontraram um maior número de CCMs no ano de El Niño, que foi oposto dos obtidos neste trabalho, podendo ser em parte explicado pelos parâmetros escolhidos para representar este sistema de mesoescala. Além disso, observou-se que o modelo simulou bem o acoplamento dos escoamentos de baixo com os de alto níveis, de noroeste e oeste respectivamente.

6 SUGESTÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

Diante dos resultados apresentados neste estudo sugerem-se como trabalhos futuros, realizar aninhamentos de grade com resoluções espacial e temporal maiores para avaliar se há uma melhoria nos processos de superfície, tais como topografia, vegetação, linhas costeiras e parametrizações de processos físicos de meso e micro escalas. Aplicar a técnica de análise objetiva nestes resultados para verificar a discrepância do modelo em relação aos dados observados. Aplicar os resultados aninhados no FORTRACC para avaliar se há um realce nos CCMs rastreados. Outra importante questão é a realização de uma análise objetiva nos resultados do FORTRACC, ou seja, aplicar além dos resultados do modelo dados observados para verificar do ponto de vista quantitativo a precisão deste.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P., A. Montecinos, 1993: Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. Proc Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology, Hobart, Australia, Amer. Meteor. Soc., pp. 330–331.

Ambrizzi, T., E. B. Souza, R. S. Pulwarty, 2004: The Hadley and Walker regional circulations and associated ENSO impacts on the South American Seasonal Rainfall. In: Henry F. Diaz; Raymond S. Bradley. (Org.). The Hadley Circulation: Present, Past and Future. 1 ed. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, **21**, pp. 203-235.

Anthes, R. A., E.-Y. Hsu, Y-H. Kuo, 1987: Description of the Penn State/NCAR Mesoscale Model Version 4 (MM4). *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-282+STR, 66 pp.

Anthes, R, 1977: A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Monthly Weather Review*, **105**, 270–286.

Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), **14**, nº 2, fevereiro de 1999.

Cuadra, S. V. Simulação da variabilidade climática durante o verão sobre o sul e sudeste do Brasil. São Paulo, 2005. 104 p. [Dissertação (mestrado) – Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo].

Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P. J. Kennedy, 1992: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) version 1E as coupled to the NCAR Community Climate Model. Boulder, Colorado. NCAR Technical Note, NCAR/TN-387, 72 p.

Douglas, M. W., M. Peña, R. Villarando, 2000: Special observations of the low level flow over eastern Bolivia during the 1999 atmospheric mesoscale campaign. In

Extended Abstracts of the 6th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 3-7 April 2000. Santiago, Chile, pp. 157-158.

Douglas, M. W., M. Nicolini, C. Saulo, 1999: The Low-Level Jet at Santa Cruz, Bolivia during January-March 1998, pilot balloon observation and model comparison. In: Extended abstracts of the 10th symposium on global change studies. 10, Dallas, Texas, p. 223-226.

Emanuel, K. A., 1991: A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *J. Atmos. Sci.*, 48, 2313-2335.

Figueiredo, J. C., J. Scola, 1996: Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. VII Congresso Argentino de Meteorologia e VII Congresso Latino-americano e Ibérico de Meteorologia, Anais, pp. 165-166.

Giorgi F., M. R. Marinucci, G. T. Bates, 1993a: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part I: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, **121**, pp. 2749-2813.

Giorgi F., M. R. Marinucci, G. T. Bates, 1993b: Development of a second-generation regional climate model (RegCM2). Part II: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, **121**, pp. 2814-2832.

Giorgi, F., Mearns, L. O. 1999. Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research*, **104**, D6, pp. 6335-6352.

Guedes, R. L. Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul. São Paulo, 1985. 89 p. [Dissertação (Mestrado) - Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo].

- Grell, G. A, 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Monthly Weather Review*, **121**, 764-787.
- Grimm, A. M., V. R. Barros, M. F. Doyle, 2000: Climate variability in southern South America associated with El Niño and La Niña events. *J. Climate*, **13**, 35-58.
- Herdies, D. L., A. da Silva, M. A. F. Silva Dias, R. Nieto Ferreira, 2002: Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America, *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8075, doi:10.1029/2001JD000997.
- Hsie, E. Y., R. A. Anthes, D. Keyser, 1984: Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41**, pp. 2581-2594.
- Kanamitsu, M.; W. Ebisuzaki, J. Woollen, S. K. Yang, J. J. Hnilo, M. Fiorino, G. L. Potter, 2002: NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, pp. 1631-1643.
- Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Bonan, B. A. Boville, B. P. Briegleb, D. L. Williamson, P. J. Rasch, 1996: Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3), *NCAR Tech. Note*, NCAR/TN-420+STR, 152 pp.
- Kousky, V. E., 1985: Atmospheric circulation changes associated with rainfall anomalies over tropical Brazil. *Monthly Weather Review*, **113**, pp. 1951-1957.
- Laing, A. G., J. M. Fritsch, 1997: The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, pp. 2254-2263.
- Laing, A. G., J. M. Fritsch, 2000: The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, **128**, pp. 2756-2776.

Lenters, J. D., K. H. Cook, 1995: Simulation and Diagnosis of the Regional Summertime Precipitation Climatology of South America. *Journal of Climate*, **8**, pp. 2988-3005.

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

Liebmann, B., G. N. Kiladis, C. S. Vera, C. Saulo, L. M. V. Carvalho, 2004: Subseasonal Variations of Rainfall in South America in the Vicinitay of the Low – Level Jet East of the Andes and Comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *American Met. Society*, **17**. pp. 3829-2842.

Maddox, R. A, 1980: Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **61**, pp. 1374-1387.

Magaña, V., T. Ambrizzi, 2005: Dynamics of subtropical vertical motions over the Americas during El Niño boreal winters. *Atmósfera (México)*, Cidade do México, México,**18**, n. 4, pp. 211-235.

Marengo, J. A., M. W. Douglas, P. L. Silva Dias, 2002: The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. . *J. Geophys. Res.*,**D20**, LBA 47.

Marengo,J., W. R. Soares, C. Saulo, M. Nicolini, 2004: Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. *Journal of Climate*, **17**, pp. 2261-2280.

Misra, V., P. A. Dirmeyer, B. P. Kirtman, H. M. H. Juang, M. Kanamitsu, 2002: Regional simulation of interannual variability over South America. *Journal of Geophysical Research*, **107**, n. D20, pp. 1-16.

Misra, V.; A. P. Dirmeyer, B. P. Kirtman, 2003: Dynamic Downscaling of Seasonal Simulation over South American. *Journal of Climate*, **16**, pp. 103-117.

New, M., H. Mike, J. Phil, 1999: Representing Twentieth Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961-90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *Journal of Climate*, **16**, pp. 829-856.

Nicolini, M., A.C. Saulo, J.C. Torres, P. Salio, 2002: Enhanced precipitation over southeastern South America related to strong low-level jet events during austral warm season. *Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System*, **27**, pp. 59-69.

Nieto Ferreira, R., T. M. Rickenback, D. L. Herdies, L. M. V. Carvalho, 2003: Variability of South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January–March 1998 and 1999. *Monthly Weather Review*, **131**, pp. 961-973.

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

Pal, J. S., E. E. Small, E. A. B. Eltahir, 2000: Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within RegCM. *Journal Geophysical Research*, **105**, pp. 29579-29594.

Pal, J. S., F. Giorgi, X. Bi, N. Elguindi, F. Solmon, X. Gao, R. Francisco, A. Zakey, J. Winter, M. Ashfaq, F. Syed, J. L. Bell, N. S. Diffenbaugh, J. Karmacharya, A. Konar, D. Martinez, R. P. Rocha, L. C. Sloan, A. Steiner, 2005: The ICTP RegCM3 and RegCNET: Regional Climate Modeling for the Developing World. Submetido ao BAMS em Junho de 2005.

Qian, J. H., A. Seth, Z. Stephen, 2003: Reinitialized versus Continuous Simulation for Regional Climate Downscaling. *Monthly Weather Review*, **131**, pp. 2857-2874.

Reynolds, R. W., T. M. Smith, 1995: A high resolution global sea surface temperature climatology. *Journal of Climate*, **8**, pp. 1571-1583.

Rocha, R. P. Simulação numérica de sistema de mesoescala sobre a América do Sul. São Paulo, 1992. 138 p. [Dissertação (Mestrado) - Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo].

Rocha, R.P., 2004: A escolha do domínio para simulações climáticas regionais no sudeste do Brasil: resultados preliminares para o verão de 97-98. *Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*.

Ropelewski, C. F., M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, pp. 1606-1626.

Salio, P., C., M. Nicolini, C. Saulo, 2000: The atmospheric conditions preceding the occurrence of a strong low level jet east of the Andes during January 1998. *Proc. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Santiago Chile, pp. 334-335.

Saulo, A.C., M. Nicolini, e S.C. Chou, 2000: Model characterization of the South American low-level flow during (1997-1998) spring-summer season. *Climate Dyn.*, **16**, pp. 867-881.

Scolar, J., J. C. Figueiredo, 1990: Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, **2**, pp. 455-461.

Seluchi, M., J. Marengo, 2000: Tropical-mid latitude Exchange of air masses during Summer and winter in South América: Climatic aspects and extreme events. *Int. J. Climatol.*, **20**, pp. 1167-1190.

Seth, A., M. Rojas, 2003: Simulation and Sensitivity in Nested Modeling System for South American. Part I: Reanalyses Boundary Forcing. *Journal of Climate*, **16**, pp. 2437-2453.

Severo, D. L., M. A. Gan, N. J. Ferreira, 1994: Estudo de um caso de chuvas intensas associado a enchentes na região do Vale do Itajaí, em Santa Catarina. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, **2**, pp. 561-564.

Sugahara, S., R. P. Rocha, M. L. Rodrigues, 1994: Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, **2**, pp. 573-577.

Velasco, I., J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, **92**, pp. 9591-9613.

Vernekar, A. D., B. P. Kirtman, M. J. Fennessy, 2003: Low-Level Jet and Their Effects on the South American Summer Climate as simulated by the NCEP Eta Model. *J. Climate*, **16**, n.2, pp. 291-311.

Virji, H., 1981: A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns over South America Estimated from Cloud Winds. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, pp. 599-610.

Zhou, J., W. K. Lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, **21**, pp. 1623-1644.

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](#)