



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

Aluna: **Maria Cristina Lemos da Silva**

Orientadora: **Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha**

**Modelagem Climática Regional do Jato de Baixos Níveis a Leste
dos Andes e Validação**

São Paulo

2006

MARIA CRISTINA LEMOS DA SILVA

**Modelagem Climática Regional do Jato de Baixos Níveis a Leste
dos Andes e Validação**

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. Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha

São Paulo

2006

Ao meu querido irmão,
Rinaldo Lemos da Silva.

AGRADECIMENTOS

- A Deus em primeiro lugar, por tudo.
- A professora Dra. Rosmeri Porfíro da Rocha, pela orientação e amizade.
- Aos meus pais, João O. da Silva e Josefa Lemos da Silva, pelo amor, apoio e carinho, dedicados a mim em todos os momentos.
- Ao meu noivo, Helber Barros Gomes, por seu amor, incentivo e compreensão.
- Ao meu irmão Rinaldo, pelo amor, apoio, carinho e por acreditar em mim. Sempre!
- Aos meus irmãos, pelo carinho e incentivo sempre.
- Aos meus amigos que sempre estiveram presentes e que me apoiaram em todos os momentos, em especial a: Mariana, Ricardo, Igor, Jonatan e Taciana.
- Aos funcionários do IAG, em especial a: Marisa, Elisabete, Rosemary, Luciana e Samuel, pela paciência e cooperação.
- Ao CNPq pelo apoio financeiro.

RESUMO

Uma importante característica da circulação de baixos níveis da América do Sul durante a estação quente e úmida é o Jato de Baixos Níveis (JBN) a leste dos Andes, que contribui para o transporte de ar quente e úmido da região equatorial para regiões subtropicais e extratropicais. O objetivo deste trabalho é investigar se o modelo climático regional RegCM3 (Regional Climate Model version 3) com duas diferentes parametrizações de cumulus (Grell ou Emanuel) simula esta importante característica da circulação em baixos níveis. Desta forma, investigou-se a presença do JBN nas simulações climáticas com o RegCM3 e comparou-se seus resultados com recentes observações de ar superior obtidas nos experimentos de campo Pan American Sounding Network (PACS-SONET, verão 1998-1999) e South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX, verão 2002-2003).

Nos dois verões analisados, tanto o esquema de Grell como de Emanuel simularam padrões de grande escala do escoamento em baixos níveis sobre a América do Sul semelhante ao apresentado na reanálise do NCEP (National Centers for Environmental Prediction). No entanto, existem diferenças de intensidade em função do esquema convectivo, principalmente na região tropical. Nesta área o esquema de Emanuel (Grell) simulou ventos mais intensos (mais fracos) do que a reanálise do NCEP

A estrutura vertical dos perfis médios do vento simulado foram muito semelhante ao observado nas estações de balão piloto, tanto com o Grell como com o Emanuel. Porém, em geral as velocidades simuladas foram mais intensas que as observadas.

Ao aplicar os critérios de Sugahara e Bonner para identificação de JBN obteve-se que as simulações são mais sensíveis ao critério utilizado do que as observações. Em geral, o critério de Sugahara fornece um número maior de JBN do que o de Bonner. Particularmente para o verão de 2002-2003, com maior disponibilidade de estações de balão piloto, obteve-se que a altura de máxima intensidade do vento apresenta grande variabilidade, entre 600 e 1800 m, indicando que a utilização de um nível vertical fixo para a busca de jatos pode excluir eventos importantes de JBN. Neste verão identificou-se grande variabilidade no número de JBN ao sul de 20°S, com menor número em janeiro e maior em fevereiro e dezembro. As diferenças mensais de precipitação simulada, tanto com Grell como com Emanuel, confirmaram trabalhos anteriores que mostraram que períodos com maior número de JBN nesta região estariam associados a anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre o sul do Brasil e nordeste da Argentina (sudeste e centro-oeste do Brasil).

ABSTRACT

An important characteristic of the low level circulation on South America (SA) during the austral summer is the Low Level Jet in the east side of the Andes. This circulation contributes to the transport of warmer and moister air from the tropics to the subtropics and extratropics of South America. The objective of this study is to investigate if the regional climate model RegCM3 (Regional Climate Model version 3) with two different cumulus parameterizations (Grell or Emanuel) simulates this important characteristic of the low levels circulations. This work investigated the presence of LLJ events in the climatic simulations with RegCM3 and compared the model results with recent upper air observations provided by the field campaign Pan American Sounding Network (PACS-SONET, summer 1998-1999) and South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX, summer 2002-2003).

For the two summer periods analyzed, both Grell and Emanuel parameterizations simulated the large scale patterns of low level flow similar to presented by NCEP (National Centers for Environmental Prediction) reanalysis. However, there are differences in the intensity of the wind for the two convective parameterizations, especially over the tropical region. In this area the Emanuel (Grell) scheme simulated more intense winds (weaker) than the NCEP reanalysis. The vertical structure of the average wind profiles simulated, using both Grell and Emanuel convective schemes, were very similar to observed in the pilot balloon stations. However, in general the simulated wind speeds were more intense than those observed.

When using Sugahara and Bonner criteria for LLJ Identification, the simulations were more sensitive to the criteria used than the observations. In general, the Sugahara criteria provided a larger number of LLJ events than Bonner. Specially for the summer of 2002-2003, with more pilot balloon observations stations, it was found that the height of maximum wind intensity presented a large variability, between 600 and 1800 m, indicating that the use of a fixed vertical level to identify LLJ can exclude important LLJ events. During the same summer, it was noted that there was a great variability of the number of LLJ south of 20° S, with a smaller number of cases in January and larger in February and December. The monthly differences in the simulated precipitation, with both convective parameterizations, confirmed previous observational works, which showed that periods with a larger number of LLJ in this region are associated with positive (negative) precipitation anomalies over South of Brazil and Northeast of Argentina (south-east and west-central of Brazil).

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1 Domínio e topografia para simulações com o RegCM3. Os contornos referem-se à elevação da superfície de 250, 500, 750, 1000, 2000, 3000 e 4000 m..... 14
- Figura 2.2 Distribuição geográfica das estações do PACS-SONET (pontos vermelhos), SALLJEX (pontos azuis) e o ponto vermelho e azul foi utilizado nos dois verões estudados. (Figura adaptada de Vera et al., 2006)..... 17
- Figura 3.1 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $m \cdot s^{-1}$) para o verão do Hemisfério Sul (dez – fev), no primeiro nível sigma (aproximadamente 995 hPa): (a) reanálise do NCEP, (b) simulação com o esquema Grell; (c) simulação com o esquema Emanuel..... 25
- Figura 3.2 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $m \cdot s^{-1}$) para o verão do Hemisfério Sul (dez – fev), no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa): (a) reanálise do NCEP, (b) simulação com o esquema Grell; (c) simulação com o esquema Emanuel..... 27
- Figura 3.3 Temperatura do ar ($^{\circ}C$) média para o verão de 1998-1999: (a) análise do CRU, (b) simulação do modelo com o esquema de convecção Grell, (c) simulação do modelo com o esquema de convecção Emanuel..... 28
- Figura 3.4 Precipitação média (mm/dia) para o verão do Hemisfério Sul (98-99): (a) simulação com o esquema de convecção Grell; (b) simulação com o esquema de convecção Emanuel; (c) dados observados – CRU..... 30

Figura 3.5 Domínio utilizado nas simulações, e as subdivisões das áreas para avaliação objetiva.	31
Figura 3.6 Erro médio e raiz do erro quadrático médio: (a) temperatura; (b) precipitação (bias para o esquema de Emanuel – curva azul, bias para o esquema de Grell – curva rosa, rmse para o esquema de Emanuel – curva laranja e rmse para o esquema de Grell – curva)	33
Figura 3.7 Perfil vertical médio das componentes zonal e meridional do vento, observadas e simuladas com o esquema de Emanuel (a) e Grell (b), para estação de Roboré, Emanuel (c) e Grell (d) para estação de Trinidad, considerando apenas os horários com observações.	35
Figura 3.8 (a) Distribuição espacial da ocorrência (em nº de horários) do JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF- 98-99) em níveis de pressão, utilizando a parametrização de Grell, (b) Perfil vertical médio do vento meridional para composição de dias com JBN, para um ponto próximo a Santa Cruz – Bolívia.....	42
Figura 3.9 Distribuição espacial do número de ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 98/99) com esquema de Grell (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.....	43
Figura 3.10 Idem a Figura 3.8, mas para simulação utilizando o esquema de Emanuel.	44
Figura 3.11 Idem a Figura 4.9, mas para simulação utilizando o esquema de Emanuel.	45
Figura 3.12 Delimitação da área a leste dos Andes.	46

Figura 3.13 Variação temporal do numero de pontos com JBN (com o esquema de Grell) na área delimitada, para o verão de 98/99 (dez-fev), sendo do dia 01/DEZ às 06:00 UTC ao dia 28/FEV às 18:00 UTC.	47
Figura 3.14 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em m/s), com o esquema de Grell, para a composição dos dias: (a) com JBN em mais de 20% dos pontos da área; (b) com JBN em abaixo de 20% (ou sem JBN) dos pontos da área.	49
Figura 3.15 Precipitação media (com o esquema de Grell) para a composição dos dias: (a) com JBN em mais de 20% dos pontos da área; (b) com JBN em menos de 20% (ou sem JBN) dos pontos da área.	50
Figura 3.16 Perfil vertical médio da componente meridional do vento para a composição de dias com JBN, (a) simulação com o esquema de Grell e observações (Trinidad), (b) simulação com o esquema de Emanuel e observações (Roboré).	53
Figura 3.17 Perfil vertical médio da velocidade do vento para a composição de dias com JBN observado e com o esquema de Emanuel e observações na estação de Roboré.	55
Figura 3.18 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em ms^{-1}) para o verão austral de 2002/2003 (DJF) no primeiro nível sigma (aproximadamente 995 hPa): (a) reanálise do NCEP ; (b) simulação utilizando o esquema convectivo de Grell e (c) simulação utilizando o esquema convectivo de Emanuel.	57
Figura 3.19 Idem a Figura 3.18, mas para o nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa).....	59

Figura 3.20 Temperatura (°C) média para o verão 2002/2003, no primeiro nível sigma: (a) reanálises do NCEP interpoladas para grade do modelo, (b) simulação do modelo com o esquema de convecção Grell e (c) simulação do modelo com o esquema de convecção Emanuel.....	61
Figura 3.21 Precipitação (mm/dia) média para o verão 2002/2003 do Hemisfério Sul (mm/dia): (a) GPCP, (b) simulação com o esquema de convecção Grell; (c) simulação com o esquema de convecção Emanuel.....	62
Figura 3.22 Perfil vertical médio das componentes zonal e meridional do vento, observado e simulado com o esquema de Grell. Para as observações com balão piloto de: (a) Rio Branco – Brasil; (b) Vilhena – Brasil; (c) Santa Cruz – Bolívia; (d) Trinidad – Bolívia; (e) Cobija – Bolívia, (f) Villamontes – Bolívia, (g) Mariscal Estigarribia – Paraguai e (h) Asunción – Paraguai....	65
Figura 3.23 Idem a Figura 3.22, mas utilizando o esquema de Emanuel.....	68
Figura 3.24 Perfil vertical médio para a estação de Santa Cruz, Bolívia, utilizando as observações de radiossondas, para as componentes do vento simulado com (a) Grell, (b) Emanuel e velocidade do vento: (c) Grell e (d) Emanuel.....	71
Figura 3.25 Ocorrência de JBN, utilizando o critério de JS, para o verão austral de 2002/2003, utilizando os esquemas de (a) Grell e (b) Emanuel.....	72
Figura 3.26 Distribuição espacial da ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 02/03) com esquema de Grell: (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.....	73

Figura 3.27 Distribuição espacial da ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 02/03) com esquema de Emanuel: (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.....	74
Figura 3.28 Perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JS, observado e simulado com o esquema convectivo de Grell em: (a) Vilhena; (b) Trinidad.....	79
Figura 3.29 Perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JBN, observado e simulado com o esquema convectivo de Emanuel em: (a) Rio Branco; (b) Santa Cruz; (c) Cobija, (d) Villamontes, (e) Mariscal Estigarribia e (f) Asunción.....	81
Figura 3.30 Perfil vertical médio da velocidade do vento para os dias com JB nas observações e simulação com o esquema de Grell em (a) Santa Cruz e (b) Cobija.....	85
Figura 3.31 Perfil vertical médio da velocidade do vento para os dias com JBN nas observações e simulação com o esquema de Emanuel em (a) Mariscal Estigarribia e (b) Asunción.....	86
Figura 3.32 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $m \cdot s^{-1}$) para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa): (a, d, g) reanálise do NCEP, (b, e, h) simulação com o esquema Grell e (c, f, i) simulação com o esquema de Emanuel.....	91
Figura 3.33 Diferença de precipitação mensal simulada (Grell e Emanuel), (a) jan-dez com o Grell, (b) jan-dez com o Emanuel, (c) jan-fev com o Grell e (d) jan-fev com o Emanuel.....	93

Figura 3.34 Diferença de altura geopotencial mensal simulado (Grell e Emanuel), (a) jan-dez com o Grell, (b) jan-dez com o Emanuel, (c) jan-fev com o Grell e (d) jan-fev com o Emanuel94

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Informações geográficas sobre as estações de balão piloto do PACSONET em 1999.....	19
Tabela 2.2 Lista das estações de sondagens de balão piloto do SAJJEX – verão de 2002-2003.....	21
Tabela 3.1 Média e desvio padrão do vento meridional máximo e nível de ocorrência, observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.....	37
Tabela 3.2 Média e desvio padrão do cisalhamento do vento meridional (ms-1/150 hPa) entre a camada de 1500 e 3000 m (~850 e 700 hPa), observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.	38
Tabela 3.3 Idem a tabela 3.1, mas para a velocidade do vento.	39
Tabela 3.4 Média e desvio-padrão do cisalhamento da velocidade do vento (ms-1/150 hPa) entre os níveis de máximo e mínimo, observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.	40
Tabela 3.5 Descrição de dias com JBN em mais de 20% da área delimitada na Figura 3.12 e seus respectivos horários, fração da área em que foram identificados os eventos simultaneamente (em %), e o número de pontos correspondentes a esta área.	48

Tabela 3.6 Número total de ocorrência de JS em JF-99 nas estações de Trinidad e Robore na Bolívia (utilizando o critério de Sugahara), considerando apenas os horários com observações, simulado e observado. As observações em Robore e Trinidad são em dias e horários diferentes.	52
Tabela 3.7 Número total de ocorrência de JBN (utilizando o critério 1 de Bonner) nas estações de Trinidad e Roboré na Bolívia, considerando apenas os horários com observações, simulado e observado. As observações em Roboré e Trinidad são em dias e horários diferentes.....	54
Tabela 3.8 Número total de ocorrência de JBN nas estações de balão piloto (utilizando o critério de Sugahara apenas nos horários com observações), simulado e observado. As observações em cada estação são em dias e horários diferentes.....	77
Tabela 3.9 Número total de ocorrência de JBN nas estações de balão piloto (utilizando o critério de Bonner, considerando apenas os horários com observações) simulados e observado. As observações em cada estação são em dias e horários diferentes.....	83
Tabela 3.10 Freqüência mensal de eventos de JS e JB, observado e simulado (Grell e Emanuel), nas estações de Santa Cruz , Vilhena, Mariscal e Asunción.	89

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivo	8
2 METODOLOGIA	10
2.1 O modelo RegCM3.....	10
2.1.1 Parametrização de Grell.....	11
2.1.2 Parametrização de Emanuel.....	12
2.2 Simulações climáticas	13
2.3 Dados	14
2.3.1 NCEP	15
2.3.2 CRU	15
2.3.3 GPCP	16
2.3.4 Observações.....	17
2.4 Índices estatísticos	21
2.5 Interpolação Vertical	22
2.6 Identificação do JBN	22
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	24
3.1 Verão austral de 1998/1999.....	24
3.1.1 Simulações climáticas regionais.....	24
3.1.2 Avaliação objetiva	30
3.1.3 Validação do perfil vertical do vento	33
3.1.4 Identificação dos JBNs nas simulações.....	40
3.1.5 Análise espacial do JBN simulado	46
3.1.6 JBN simulado versus observado.....	51
3.2 Verão austral de 2002/2003.....	55
3.2.1 Simulações Climáticas Regionais.....	55
3.2.2 Verificação do Perfil Vertical médio do vento.....	63
3.2.3 Identificação dos JBNs nas simulações.....	71
3.2.4 JBN simulado versus observado.....	75
3.2.5. Influência da frequência de JBN na variabilidade mensal da precipitação durante o verão de 2002-2003	86
4 CONCLUSÕES E SUGESTÕES	95
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

1 INTRODUÇÃO

Uma importante característica da circulação de baixos níveis sobre a América do Sul (AS) durante o verão austral é o fluxo de umidade de norte para sul a leste dos Andes. Este fluxo de norte é concentrado em uma região relativamente rasa com fortes velocidades do vento em baixos níveis, denominado Jato de Baixos Níveis (JBN), que exibe uma dimensão horizontal de cerca de 500 km, e que contribui para o transporte meridional de ar quente e úmido dos trópicos para subtropicais e extratropicais da AS (Douglas et al., 2000; Marengo et al., 2002). Investigando dados de vento derivados de satélite no período de 1975-1977 Virji (1981) identificou a presença do JBN na camada entre 900-700 hPa. Neste trabalho, o autor encontrou o núcleo do JBN, com ventos predominantes de Noroeste, em 10°S - 65°W e também que em dias individuais as velocidades neste escoamento pode ultrapassar 25 ms⁻¹.

Em um levantamento da ocorrência de JBN em diversas regiões do globo Stensrud (1996) mostrou certa preferência de ocorrência deste sistema a leste de regiões elevadas ou quando existe gradiente significativo de temperatura entre terra e oceano.

A primeira climatologia do JBN realizada nos Estados Unidos por Bonner (1968) identificou máxima frequência de ocorrência dos JBNs nas grandes planícies, a leste das montanhas Rochosas, em aproximadamente 37°N e 98°W, com significativas variações diurna e sazonal. Bonner discute que podem existir diferentes processos físicos para explicar a ocorrência preferencial do JBN nas grandes planícies, como: oscilações diurnas na viscosidade turbulenta; alterações

diurnas nos campos de temperatura sobre terrenos inclinados e a obstrução do fluxo em grande escala pelas Montanhas Rochosas.

Para a AS, Sugahara et al. (1996) estudaram a climatologia dos JBN através de análises do ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), durante o verão, e identificaram a existência de duas áreas preferenciais de ocorrência: uma a leste dos Andes, atingindo máximo sobre o norte do Paraguai, e outra cobrindo os estados de Minas Gerais, São Paulo e oceano Atlântico adjacente, mas com um número de ocorrência significativamente menor. Também mostraram que em dias com JBN nesta última área, a circulação atmosférica de baixos níveis sobre a AS apresenta características tipicamente observadas durante invasão de frentes frias no sudeste do Brasil. Em trabalho recente utilizando a reanálise do NCEP Marengo et al. (2004) também identificaram estas duas áreas preferenciais de JBN. Os autores também subdividiram a área preferencial a leste dos Andes em duas: uma ao norte, com maior frequência no verão e outra ao sul de 20°S, com maior frequência no inverno.

Utilizando o critério de Bonner para definir JBN, Marengo et al. (2002) encontraram o máximo de velocidade do jato em 850 hPa, mesmo nível utilizado por Sugahara et al. (1996) para encontrar JBN sobre a AS.

Do ponto de vista dinâmico, ainda não existe uma proposta única que explique os mecanismos de formação e desenvolvimento do JBN a leste dos Andes. Recentemente, Vera et al. (2006) fizeram uma revisão de trabalhos relacionados ao JBN e identificaram os seguintes possíveis mecanismos:

- 1) deflexão dos ventos alísios que cruzam a bacia Amazônica;

- 2) efeito puramente local, característica gerada topograficamente, dirigida pela dinâmica seca, mas possivelmente modificada pela convecção úmida da elevação dos Andes;
- 3) forçante externa, produzida pelas variações no campo de pressão no norte da Argentina associado com perturbações transientes nas correntes de oeste;
- 4) propagação do vento de baixos níveis proveniente do Atlântico Norte em direção a bacia do Prata ao longo da bacia Amazônica.

Entre os mecanismos citados por Vera et al. (2006), Sugahara et al. (1994) investigando as características de grande escala associadas ao JBN, durante o verão da AS, propuseram que a propagação de ondas de latitudes médias, movendo-se de oeste para leste, com comprimento de onda típico de 2500 km como um dos possíveis mecanismos de formação de JBN. Seluchi e Marengo (2000), sugeriram que durante o verão austral, a baixa pressão em superfície, localizada em aproximadamente 25°S e 65°W (a “Baixa do Chaco”), intensifica-se devido à radiação líquida positiva. A passagem de um cavado em altos níveis sobre a Argentina, muitas vezes contribui para o aprofundamento da baixa do Chaco, e com isto intensifica o fluxo de norte.

Nicolini et al. (1987) realizaram simulações do ciclo diurno do escoamento a leste dos Andes e sugeriram que o forte ciclo diurno de movimento vertical, devido às oscilações diurnas nas flutuações associadas com a elevação e aquecimento dos Andes, podem contribuir para explicar o forte ciclo diurno convectivo observado sobre a Argentina (Paegle et al., 1982).

O JBN é modulado por vários sistemas meteorológicos ou fenômenos atmosféricos, como El Niño - Oscilação Sul (ENOS) na escala de tempo interanual (Zhou e Lau, 2001; Marengo et al., 2004), passagem de frentes e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) na escala de tempo submensal (Liebmann et al., 1999; Seluchi e Marengo, 2000), e dinâmica da camada limite na escala de tempo diurna (Saulo et al., 2000).

Na escala de tempo interanual, o ENOS é o mais importante fenômeno associado oceano-atmosfera para produzir variabilidade nos padrões de circulação e da precipitação sobre a AS. Durante sua fase positiva, anomalias negativa de precipitação ocorrem de julho do ano de El Niño até março do ano seguinte no norte do Brasil, Suriname, Guiana, Guiana Francesa e Venezuela (Ropelewski e Halpert, 1987; Lau e Sheu, 1988). O deslocamento zonal da célula de Walker e meridional da de Hadley, durante anos de El Niño (La Niña), contribuem para o aumento (decréscimo) de precipitação nas áreas costeiras do Peru e Equador, Uruguai e sul do Brasil e um decréscimo (aumento) no nordeste do Brasil (Aceituno, 1988; Zhou e Lau, 2001). Na AS subtropical, ocorre forte anomalia positiva (negativa) de precipitação durante a primavera dos anos de evento quente (frio) (Lau e Zhou, 1988; Pisciolano et al., 1994; Grimm et al., 2000).

Investigando a associação entre o JBN e a precipitação anômala no Sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina, Saulo et al. (2000) obtiveram anomalia positiva em anos de El Niño e negativa em anos de La Niña. Esta variabilidade interanual na anomalia de precipitação também foi encontrada em Herdies (2002) para os anos de 1998 (El Niño, anomalia positiva) e 1999 (La Niña, anomalia negativa). Nas análises de imagens de satélite realçadas no canal infravermelho Herdies (2002) encontrou 18 e 9 Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) sobre o norte da Argentina e

Paraguai em 1998 e 1999, respectivamente. Também analisando imagem de satélite, Velasco e Fritsch (1987) encontraram 78 SCMs durante o verão sobre latitudes médias da AS, sendo que 56 foram observados em 1983 (El Niño) e 22 em 1982 (não El Niño). Estudo numérico conduzido por Rocha (1992) identificou um intenso JBN sobre o Paraguai e vizinhanças durante a formação e evolução de um SCM.

A climatologia do JBN a leste dos Andes utilizando as reanálises do NCEP-NCAR realizada por Marengo et al. (2004) identificou que na escala de tempo interanual, episódios de JBN foram mais freqüentes e com maior intensidade durante o El Niño de 1998 do que durante a La Niña de 1999.

Na escala de tempo submensal, a ZCAS contribui para modulação do JBN da AS (Seluchi e Marengo, 2000; Liebmann et al., 1999). A ZCAS é uma região estacionária orientada noroeste-sudeste de convecção intensa que se estende para o sudeste, ancorada sobre a região Amazônica até o Oceano Atlântico Sul. Cada episódio de ZCAS individual é composto de uma ou diversas frentes frias de médias latitudes que se introduz dentro dos subtrópicos e trópicos, permanecendo estacionário por poucos dias sobre o Brasil. A ZCAS é parte do conhecido padrão de dipolo de variabilidade submensal de precipitação e circulação sobre a AS (Nogués-Peagle e Mo, 1997; Liebmann et al., 1999; Nogués-Peagle et al., 2000). Neste padrão de dipolo a entrada de ar tropical dentro dos subtrópicos ocorre em duas longitudes preferidas. Quando a ZCAS é ausente, o JBN é localizado ao longo da base da elevação das Montanhas dos Andes, na Bolívia, transportando ar úmido tropical para convecção e precipitação na bacia do Prata e para o sul do Brasil, ao longo da zona frontal estacionária (Herdies et al., 2002; Rickenbach et al., 2002; Marengo et al., 2002). Além disto, Marengo et al. (2002) discutiram a presença de

outra região mais a leste dos Andes que se estabelece em função da posição da ZCAS.

A variabilidade da circulação troposférica durante janeiro-março de 1998 e 1999, estudada por Nieto Ferreira et al. (2003), mostrou que a variabilidade interanual associada com ENOS, e a variabilidade submensal associada com a ZCAS contribuem para um forte JBN na Bolívia, e para um maior número de sistemas convectivos e intensifica a precipitação no Sul da AS durante JFM-98. Recentemente, Liebmann et al. (2004), estudaram as variações subsazonais da precipitação sobre a AS, nas proximidades do JBN a leste dos Andes. Utilizando composição da precipitação associada com o jato, e comparando a precipitação na ZCAS, sugerem que em uma escala de tempo diária, uma preferência para precipitação na ZCAS, poderia coincidir com um jato fraco e condições secas de subsidência, e vice-versa.

Na escala de tempo de aproximadamente uma semana, passagem de frentes através da AS modulam a intensidade e localização do JBN. Ao longo da elevação leste dos Andes, ondas baroclínicas produzem fortes intrusões de ar frio nos trópicos, que organizam bandas de convecção profunda de escala sinótica ao longo do limite frontal, propagando-se em direção ao equador (Kousky, 1985; Garreaud, 2000). À frente do sistema frontal, fluxo de baixos níveis de noroeste se estende dos trópicos para latitudes médias contribuindo para um forte e bem definido JBN da AS. Atrás do sistema frontal, prevalece escoamento de baixos níveis de sul e o JBN ao longo da elevação dos Andes é enfraquecido ou ausente (Nieto Ferreira et al., 2003).

Recentemente, Nicolini et al. (2004) em um estudo focando a estrutura tridimensional e o ciclo diurno do JBN na AS apresentaram uma descrição da

circulação de baixos níveis utilizando as observações de ar superior do SALLJEX. Observações durante o vôo do avião da NOAA-P3 em 6 de fevereiro de 2003, mostrou a estrutura horizontal e vertical do escoamento de baixos níveis, caracterizado por um intenso JBN sobre a Bolívia e oeste do Paraguai, com máximo de velocidade do vento de aproximadamente 25 nós na camada entre 800-700 hPa.

Durante as estações de primavera-verão de 1997-1998, Saulo et al (2000), com disponibilidade de 4 horários sinóticos de previsões do modelo ETA, analisaram a caracterização do fluxo de baixos níveis na AS. Neste trabalho detectaram uma forte variabilidade diurna do JBN que pode ser parcialmente atribuída as forçantes na camada limite planetária.

Utilizando modelo climático regional, Misra et al. (2002) estudou a variabilidade interanual do JBN e sua associação com a precipitação durante o verão. Em seus resultados, o JBN esteve mais intenso em 1998 do que em 1997 e 1999 o que concorda com a análise observacional de Herdies (2002) que identificou maior presença de SCMs em 1998 do que em 1999. Segundo Misra et al. (2002) as simulações indicam que o JBN é um elemento precursor da precipitação entre o nordeste da Argentina e Paraguai, ou seja, o JBN atua para transportar vapor d'água para a região convectiva.

Mais recentemente, Vernekar et al. (2003) estudaram o JBN em simulações climáticas com o modelo ETA, notando que o modelo fornece detalhes da circulação regional que não são encontradas em análises de grande escala. As simulações mostraram que a precipitação apresenta um forte máximo noturno, indicando um predomínio do mecanismo dinâmico (desaceleração do JBN) sobre o termodinâmico (aquecimento diurno) no desenvolvimento de precipitação no norte da Argentina.

Dada a importância regional do JBN e anomalias de precipitação associada, com implicações no balanço hidrológico em toda a Bacia do Prata, o advento de projetos internacionais (*Tropical Rainfall Measuring Mission -TRMM; Large-Scale Atmosphere-Biosphere Experiment in Amazonia and Atmospheric Mesoscale Campaign – AMC/LBA*) possibilitou o início em 1998 da campanha de observações diretas de ar superior (balão piloto e sondagens) sobre a Bolívia (Douglas et al., 2000). Este projeto, conhecido como *Pan American Climate Studies Program - Sounding Network* (PACS-SONET) foi financiado pelo NOAA Office of Global Programs. Análises das observações durante o PACS-SONET possibilitou a identificação da altura de máxima intensidade dos ventos na área do JBN (1600 a 2000 m acima da superfície) e um marcado ciclo diurno (Marengo et al., 2002). Em 2002 foi iniciada uma campanha de observações (balão piloto e sondagens) sobre o Brasil e Argentina, denominada *South American Low Level Jet Experiment – SALLJEX*, com o objetivo de entender o papel do JBN no transporte de calor e umidade entre os trópicos e extratropicos (Vera et al., 2006).

1.1 Objetivo

Este trabalho tem por objetivo investigar se o modelo climático regional RegCM3, com duas diferentes parametrizações de cumulus (Grell ou Emanuel), simula a presença e estrutura vertical do JBN a leste dos Andes e anomalias de precipitação associadas. Para tal investigação, os resultados do RegCM3 foram comparados com as recentes observações de ar superior obtidas nos experimentos de campo PACS-SONET (verão de 1998-1999) e SALLJEX (verão de 2002-2003).

Analisou-se também os padrões de anomalia de precipitação simulados pelo RegCM3 associados a períodos com e sem JBN a leste dos Andes.

2 METODOLOGIA

2.1 O modelo RegCM3

Este estudo utilizou o RegCM3 que foi inicialmente desenvolvido no *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) a partir do *Mesoscale Model version 4* (MM4, Anthes et al., 1987). A componente dinâmica do RegCM3 é semelhante a do MM4, ou seja, é um modelo compressível, em diferenças finitas, hidrostático e em coordenada vertical sigma-pressão. O RegCM3 utiliza um esquema de integração no tempo “split-explicit” e inclui um algoritmo para reduzir a difusão horizontal na presença de intensos gradientes de topografia (Giorgi et al., 1993a-b).

Nas fronteiras laterais o RegCM3 utiliza um esquema de relaxação na região de fronteira entre a previsão do modelo numérico e os campos de fronteira (análises de observações ou previsões de modelos globais). Para o presente estudo esta relaxação foi feita através da função exponencial, a qual possibilita uma transição mais suave entre a previsão do modelo e os campos de fronteira, impactando positivamente na simulação como um todo (Giorgi et al., 1993b).

O esquema BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme; Dickinson et al., 1989) descreve os processos de interação solo-planta-atmosfera no RegCM3 (Giorgi et al., 1993a). Este esquema considera a presença de vegetação e a interação com o solo nas trocas turbulentas de momento, energia e vapor d'água entre a superfície e atmosfera. Atualmente, o BATS possui uma camada de vegetação, uma de neve e 3 de solo, uma de 10 cm de espessura, uma na zona de raiz, com 1-2 m de espessura, e uma terceira camada de 3 m de profundidade. Cada

ponto de grade do modelo possui apenas uma classe de vegetação e solo, com a vegetação fornecida por arquivos globais. Os transportes turbulentos de calor, momento e umidade na Camada Limite Planetária (CLP) resultam do produto entre o gradiente vertical destas variáveis e o coeficiente de difusão vertical turbulenta.

O esquema de transferência radiativa do RegCM3 é o mesmo do Community Climate Model 3 (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 gelo de nuvem.

Para tratamento dos processos úmidos, o modelo considera dois esquemas diferentes: um para a convecção em cumulus profundo e outro para a precipitação que é resolvida na escala da grade. O esquema na escala da grade resolve apenas uma equação para previsão de água de nuvem (Pal et al., 2000), que permite a formação de água de nuvem, advecção e mistura turbulenta, re-evaporação em condições sub-saturadas, e conversão para precipitação através de um termo de auto-conversão. Os esquemas de cumulus profundo que foram utilizados são: Grell (1993) ou Emanuel (1991), e estão descritos a seguir.

2.1. 1 Parametrização de Grell

O esquema de Grell (Grell, 1993), similar à parametrização de Arakawa e Schubert (Grell et al., 1994a) (AS74), considera a nuvem através de duas

circulações estacionárias, uma corrente ascendente e uma descendente, que só se misturam com o ambiente no topo e na base destas circulações. O fluxo de massa na corrente ascendente é constante com a altura e nenhum entranhamento ou desentranhamento ocorre ao longo das bordas da nuvem. Os níveis de origem das correntes ascendente e descendente são aqueles de máxima e mínima energia estática úmida, respectivamente. O esquema de Grell é ativado quando uma parcela levantada atinge a adiabática úmida e a condensação na corrente ascendente resulta do levantamento de uma parcela saturada. O fluxo de massa na corrente descendente é proporcional ao da ascendente através de um parâmetro β , que representa o quanto do condensado na corrente ascendente será evaporado. O aquecimento e umedecimento do ambiente no esquema de Grell são determinados pelos fluxos de massa e desentranhamento no topo e na base da nuvem. Além disso, o esquema inclui o efeito de resfriamento da corrente ascendente úmida.

Devido à natureza simplista deste esquema, diversas suposições de fechamento podem ser adotadas. A versão padrão do RegCM3 implementa diretamente a suposição do quase-equilíbrio de AS74. Outra opção de fechamento, é a de Fritsch e Chappell (Fritsch e Chappell, 1980). Este fechamento considera que a convecção remove a energia de empuxo disponível para convecção (CAPE) durante certo tempo. O presente estudo utilizou esta opção com período de tempo de 30 minutos para remover a CAPE.

2.1.2 Parametrização de Emanuel

Este esquema 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.

2.2 Simulações climáticas

Foram realizadas simulações climáticas regionais para a estação de verão do Hemisfério Sul (dezembro-janeiro-fevereiro) para os anos de 1998/99 e 2002/03, que foram escolhidos por possuírem observações de ar superior do PACS-SONET e SAJJEX. As simulações foram iniciadas 00:00 UTC do primeiro dia de outubro estendendo-se até o último dia de fevereiro. Este início prévio das simulações permite que o modelo ultrapasse o período de "spin-up" para componente atmosférica, que é da ordem de poucos dias, mas para os processos no solo pode atingir algumas estações (Giorgi e Mearns, 1999). Com isto é possível obter uma melhor representação para a climatologia do modelo, permitindo, por exemplo, o desenvolvimento mais livre das circulações induzidas por fatores fisiográficos.

Como o interesse é estudar o JBN, que muitas vezes tem sua formação associada a fatores na Amazônia (Figuroa et al., 1995) e ocasionam anomalias de precipitação próximo à 30°S (Sugahara et al., 1994), o domínio das simulações inclui praticamente toda a América do Sul (Figura 2.1). As resoluções horizontais e verticais foram de 60 km e 23 níveis sigma, respectivamente, com topo em 50 hPa.

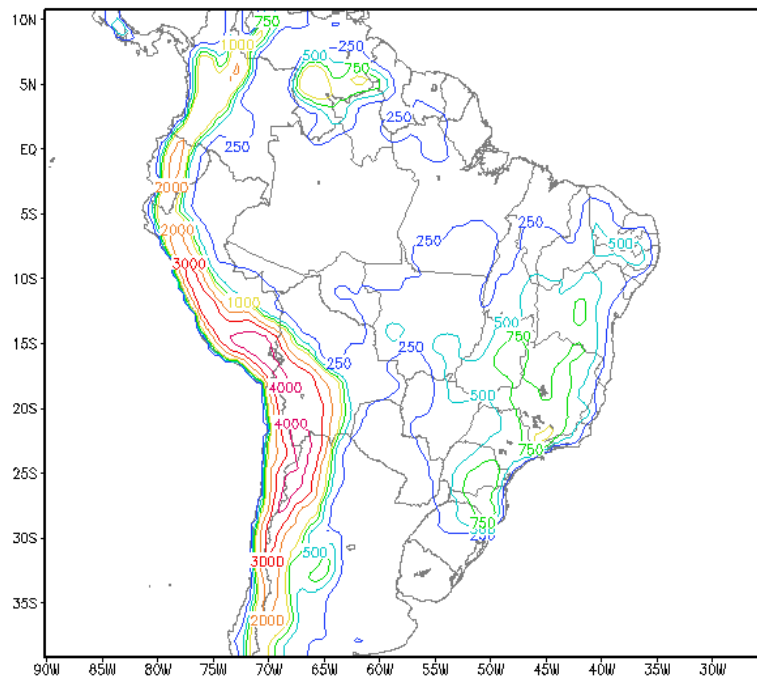


Figura 2.1 Domínio e topografia para simulações com o RegCM3. Os contornos referem-se à elevação da superfície de 250, 500, 750, 1000, 2000, 3000 e 4000 m.

2.3 Dados

Para o desenvolvimento do presente estudo foram utilizados dados de reanálise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP), análises do

Climate Research Unit (CRU) e do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e observações de ar superior, descritos a seguir.

2.3.1 NCEP

Para as simulações climáticas utilizou-se dados de fisiografia da América do Sul, ou seja, topografia, cobertura vegetal, tipo de solo e Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Estes dados tiveram sua origem no NCEP e ICTP (*International Centre for Theoretical Physics*), e particularmente a TSM foi obtida da média mensal de Reynolds e Smith (1995)

As simulações numéricas foram iniciadas e as fronteiras atualizadas com a reanálise do NCEP-DOE (*Department of Energy*, Kanamitsu et al., 2002). Foram utilizadas as seguintes variáveis: altura geopotencial, temperatura, vento e umidade relativa com resolução horizontal de 2,5 x 2,5 graus de latitude por longitude e 17 níveis verticais (desde 1000 até 70 hPa) e pressão ao nível do mar, em quatro horários por dia (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC).

A reanálise do NCEP foi também utilizada para comparar aspectos de grande escala da climatologia simulada pelo RegCM3.

2.3.2 CRU

Na verificação da precipitação e temperatura do ar, para o verão de 1999, utilizou-se a análise do Climate Research Unit (CRU), que consiste em climatologias

mensais de alta resolução ($0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude por longitude) obtidas através da interpolação de dados de diversas fontes (National Meteorological Agencies - NMAs, World Meteorological Organization -WMO, Centro Internacional de Agricultura Tropical - CIAT, entre outros).

A análise do CRU, disponíveis desde 1901 até 2002, descreve as características espaciais sobre áreas continentais (excluindo a Antártica) de um conjunto de nove variáveis: precipitação, frequência de dias úmidos, temperatura média, amplitude diurna de temperatura, pressão de vapor, insolação; cobertura de nuvens, frequência de superfícies geladas e velocidade do vento. No entanto, o presente trabalho utilizou apenas precipitação e temperatura do ar. O CRU inclui o parâmetro de elevação no método de interpolação utilizado, proporcionando resultados mais exatos quando comparado a outras climatologias (New et al., 1999).

2.3.3 GPCP

Para o verão de 2002-2003 os dados do CRU não estão disponíveis, e então a precipitação foi comparada a análise do GPCP, que consiste em precipitação diária, com resolução de $1^\circ \times 1^\circ$ de latitude por longitude, estimada com base em imagens de satélite na banda do infravermelho (Huffman et al., 2001).

2.3.4 Observações

Para verificação das simulações climáticas nos períodos selecionados foram utilizadas as observações dos experimentos PACS-SONET (verão de 1999) e SALLJEX (verão de 2003). A Figura 2.2 apresenta a distribuição geográfica das estações de observações de ar superior, destacando as localidades utilizadas no presente estudo.

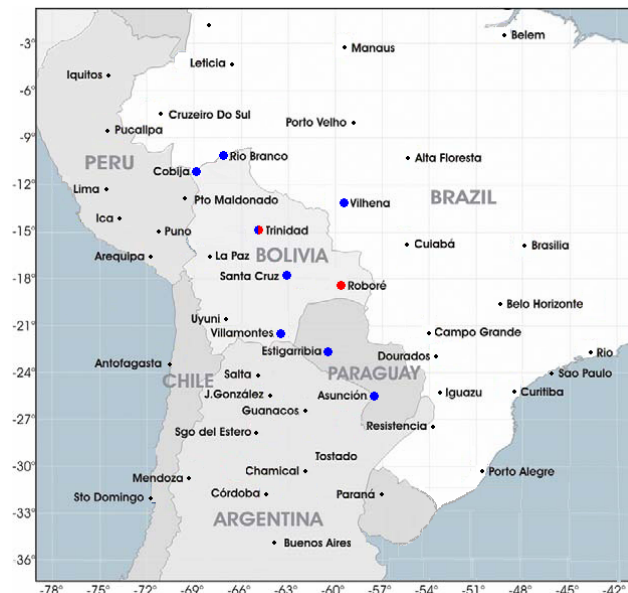


Figura 2.2 Distribuição geográfica das estações do PACS-SONET (pontos vermelhos), SALLJEX (pontos azuis) e o ponto vermelho e azul foi utilizado nos dois verões estudados. (Figura adaptada de Vera et al., 2006).

PACS-SONET

O Pan American Climate Studies Program – Sounding Network (PACS-SONET) é um projeto de pesquisa financiado pelo National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Esta atividade de pesquisa foi aprovada em dezembro de 1996, tendo como principal investigador Michael Douglas. Desde abril

de 1997 estão sendo realizadas observações de vento, através de balão piloto e radiossonda, no setor oeste das Américas. O programa PACS-SONET foi concebido para estudar os padrões de circulação atmosférica associados a períodos secos e chuvosos durante a estação chuvosa da América Central e determinar a qualidade das análises produzidas pelo NCEP para essa região e Pacífico Tropical leste (Douglas et al., 1998). Ainda durante 1997, o programa foi estendido e ampliado para estudar os efeitos do El Niño de 1997/1998, com mais estações na costa do Peru e Equador. Em 1998 foram iniciadas as observações na Bolívia como parte do PACS-SONET, com o intuito de estudar o JBN, e os efeitos do El Niño sobre este (Douglas et al., 1998). Em 1999 o PACS-SONET foi estendido por mais três anos, estabelecendo novas estações de balão-piloto no Paraguai (2) e Bolívia (6).

Neste trabalho foram utilizadas as observações de balão-piloto dos meses de janeiro e fevereiro de 1999, das localidades de Trinidad e Roboré, Bolívia, para validação das simulações com o RegCM3. A localidade de Santa Cruz não foi utilizada, pois seu conjunto de dados para o ano de 1999 é bastante incompleto, com 35 observações de balão piloto disponíveis, mas apenas 12 ultrapassaram o nível de 2500 metros (m) de altitude (Douglas et al., 1998, 2000). Como o interesse é estudar o JBN, e trabalhos anteriores (Sugahara et al., 1994, Sugahara et al., 1996, Saulo et al., 2000, Marengo et al., 2004, entre outros) mostraram máximo de velocidade em aproximadamente 850 hPa (1500 m) e mínimo em cerca de 700 hPa (3000 m), excluiu-se da análise sondagens com pouca representatividade nos primeiros 3 km acima do nível médio do mar. Algumas sondagens que atingiram até aproximadamente 2500 m, embora algumas vezes permitissem identificar o máximo do vento, não possibilitaram a identificação clara de um mínimo, e isto impossibilitou

a utilização destas para a identificação do JBN (p. ex., o critério de Sugahara et al., 1994).

A Tabela 2.1 apresenta as informações geográficas das estações utilizadas, além do número total de sondagens disponíveis, porém, como citado anteriormente, foram utilizadas apenas as sondagens que ultrapassaram o nível de 2500 m de altitude. Isto implicou na redução do número de observações em cerca de 20% e 50% para Trinidad e Roboré, respectivamente, como apresentado na Tabela 2.1. Em Trinidad, das observações utilizadas 28 foram no mês de janeiro e 42 de fevereiro. Já em Roboré, das 53 observações utilizadas 28 foram no mês de janeiro e 25 de fevereiro.

Tabela 2.1 Informações geográficas sobre as estações de balão piloto do PACS-SONET em 1999.

Estação	Latitude	longitude	altitude	nº total de sondagens	nº de sondagens utilizadas
Trinidad	-14,82°	-64,90°	156	86	70
Roboré	-18,32°	-59,75°	277	102	53

SALLJEX

O SALLJEX foi uma campanha de campo organizada e projetada pela comunidade do Variability of the America Monsoon System (VAMOS) e ocorreu entre 15 de novembro de 2002 e 15 de fevereiro de 2003. Medidas especiais foram feitas na Bolívia, Paraguai, centro e norte da Argentina, e oeste do Brasil, para preencher um espaço observacional e para descrever aspectos do JBN na AS.

Uma descrição completa do plano de implementação científica do SALLJEX pode ser encontrada no documento do American Low-Level Jet Study (ALLS), disponível on-line em www.clivar.org/organization/vamos/ . Este experimento buscou reduzir as incertezas na estimativa das características diárias (e de longo tempo) do escoamento troposférico sobre uma grande região da AS com escassez de observações de ar superior. Com isso, pretendeu melhorar a representação da atmosfera buscando quantificar a variabilidade e intensidade do JBN, sobre diferentes escalas temporal e espacial, assim como descrever a variabilidade espacial do ciclo diurno do campo de vento da baixa e média troposfera.

Uma rede de estações de ar superior, incluindo radiossonda e balão piloto, foi estabelecida durante o SALLJEX. Esta rede inclui estações de balão piloto anteriormente estabelecido pelo PACS-SONET que já operavam na região.

Para o presente estudo foram utilizadas observações de balão piloto realizadas nos meses de dezembro de 2002, janeiro e fevereiro de 2003 (exceto a estação de Vilhena, Brasil, que possui observações apenas nos meses de janeiro e fevereiro de 2003). A Tabela 2.2 descreve as informações sobre as estações, o número total de sondagens e o número de sondagens utilizadas (foram utilizadas apenas as observações que ultrapassaram o nível de 2500 m).

Na localidade de Santa Cruz, Bolívia, além das sondagens de balão piloto, que na maioria das vezes não ultrapassaram o nível de 2500 m, foram utilizadas as observações de radiossondas, para os meses de dezembro de 2002, janeiro e fevereiro de 2003, com um total de 76 radiosondagens (sendo 9 em dezembro, 19 em janeiro e 48 em fevereiro).

Tabela 2.2 Lista das estações de sondagens de balão piloto do SAJJEX – verão de 2002-2003.

Estação	Latitude	longitude	Altitude (m)	nº total de sondagens	nº de sondagens utilizadas
Santa Cruz	-17,75°	-63,13°	373	118	28
Trinidad	-14,82°	-64,90°	156	63	26
Cobija	-11,04°	-68,78°	271	91	33
Villamontes	-21,25°	-63,45°	398	67	27
M. Estigarribia	-22,02°	-60,5°	155	175	103
Asunción	-25,27°	-57,03°	83	210	151
Rio Branco	-9,95°	67,87°	180	185	54
Vilhena	-12,77°	-60,09°	612	226	77

2.4 Índices estatísticos

Índices objetivos foram aplicados às simulações como uma medida da destreza ("skill") destas. Desta maneira, considere uma variável X com sub-índice M indicando o valor simulado (X_M) e O o valor observado (X_O). Com isso, o *erro médio* (ou "*bias*") para a variável X , em determinada área, será:

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

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

A raiz quadrada do erro quadrático médio (rmse), foi calculado como:

$$\text{rmse} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_M - X_O)^2}$$

Foram calculados ainda a média e o desvio-padrão da velocidade máxima da componente meridional do vento e da velocidade do vento, bem como para o nível

de máximo no perfil vertical das observações e simulações. A média foi calculada segundo a equação:

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

E o desvio-padrão como:

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

2.5 Interpolação Vertical

Os resultados do RegCM3 são armazenados em uma grade horizontal na projeção Mercator, enquanto as observações de balão piloto foram realizadas em algumas estações localizadas a partir da latitude e longitude. Para obter os perfis verticais simulados buscou-se o ponto na grade do RegCM3 mais próximo à estação de observação. Numa etapa seguinte, buscou-se o horário de simulação mais próximo, já que os resultados do RegCM3 foram armazenados a cada 6 horas (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC). Finalmente, os perfis verticais observados e simulados foram organizados e interpolados para uma resolução vertical de 100 m, utilizando o método de interpolação linear.

2.6 Identificação do JBN

Para identificar a presença de JBN aplicou-se o critério de Sugahara et al (1994) na seleção de períodos com e sem a presença de JBN nas simulações

climáticas. Além deste critério, aplicou-se também o critério 1 Bonner (1968), com o objetivo de identificar se existe diferença significativa no número de ocorrência de JBN entre estes 2 critérios.

Identificou-se a frequência de ocorrência, nível vertical de velocidade máxima e horário preferencial de ocorrência de JBN.

Critério de Sugahara

Basicamente, o critério de Sugahara et al. (1994), daqui para frente JS (Jato de Sugahara), considera o JBN como sendo um vento de componente de norte, com as seguintes características na camada entre 1000 e 700 hPa:

- a) máxima intensidade da componente meridional (v) do vento de norte em 850 hPa, com intensidade maior que 8 ms^{-1} ;
- b) intensidade do cisalhamento vertical de no mínimo $2 \text{ ms}^{-1}/150\text{hPa}$ entre 850hPa e 700hPa.

Critério 1 de Bonner

O critério 1 de Bonner (1968), daqui para frente JB (Jato de Bonner) considera JBN quando a velocidade do vento máximo, em algum nível vertical abaixo de 3 km, for maior ou igual a $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ e deve decrescer pelo menos $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ até o nível de mínimo ou até 3 km, o que ocorrer primeiro.

Como o nosso interesse é estudar apenas os jatos de norte, acrescentou-se a condição de que no nível de vento máximo a componente meridional deve ser de norte ($v < 0$).

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Verão austral de 1998/1999

3.1.1 Simulações climáticas regionais

A Figura 3.1 mostra o escoamento médio no primeiro nível sigma do modelo (aproximadamente 995 hPa), para o verão austral de 1998-1999, para as simulações utilizando os esquemas de convecção de Grell (Figura 3.1b) e Emanuel (Figura 3.1c) e a reanálise do NCEP (Figura 3.1a). A circulação de grande escala simulada pelo RegCM3 (Figura 3.1b-c) neste verão mostra as principais características presentes na reanálise do NCEP (Figura 3.1a). Para ambos os esquemas, as altas subtropicais do Pacífico e Atlântico Sul foram representadas coerentemente, assim como o escoamento de leste na região equatorial, exceto no Atlântico equatorial (em cima, à direita na Figura 3.1b), onde o Grell apresenta um núcleo com ventos muito fracos, que não se observa na reanálise (Figura 3.1a) e na simulação com o Emanuel (Figura 3.1c). Nota-se ainda que no norte do Brasil e países adjacentes o Grell (Figura 3.1b) mostra ventos menos intensos do que a reanálise (Figura 3.1a), e no Emanuel (Figura 3.1c) estes ventos são mais intensos e mais próximos da reanálise. Deve-se ressaltar ainda que, com a parametrização de Emanuel (Figura 3-1c) tanto a intensidade como a direção do vento em toda região ao sul de 15°S é bastante semelhante à reanálise, enquanto que o esquema Grell (Figura 3.1b) simula ventos mais fracos.

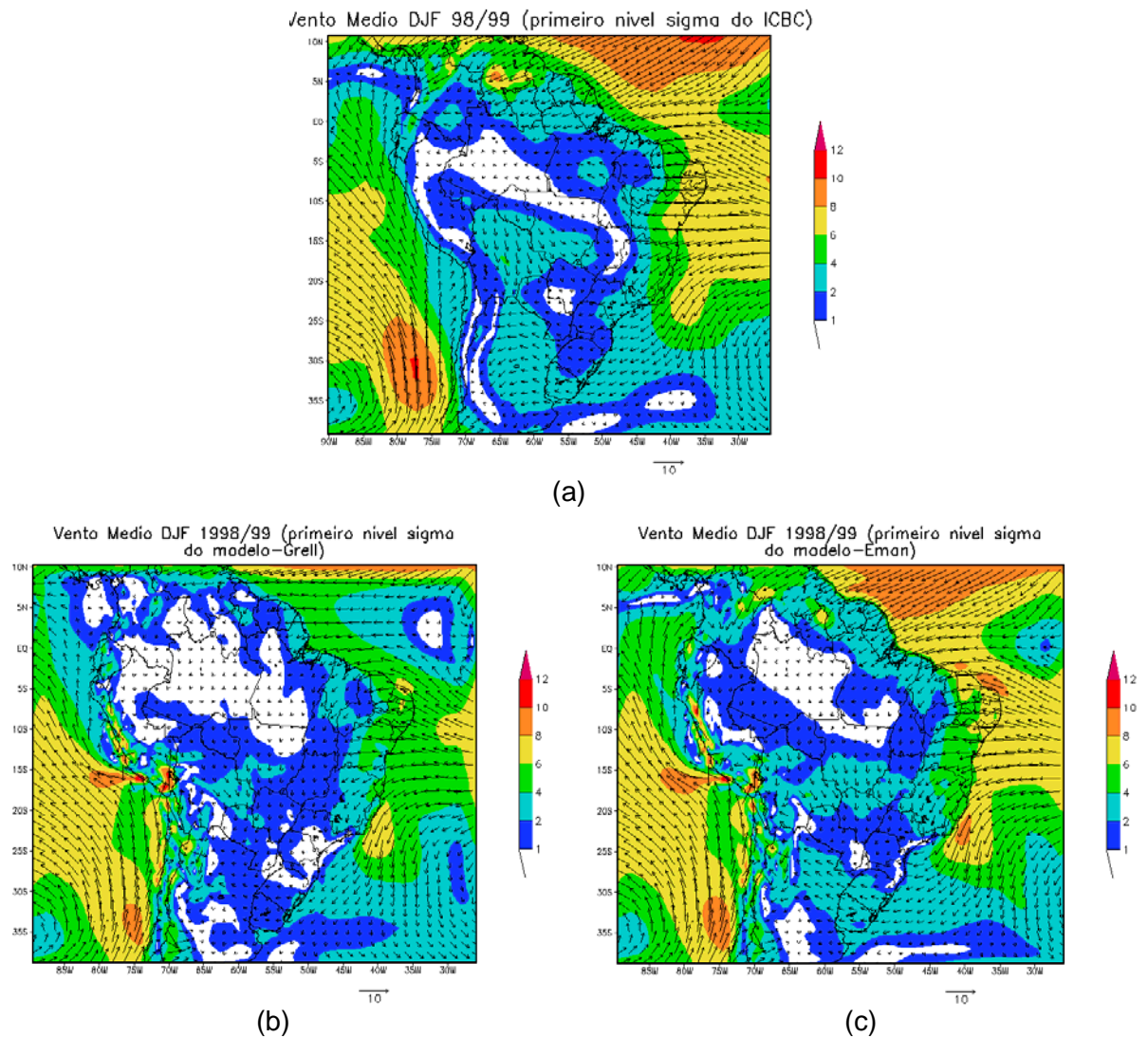


Figura 3.1 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para o verão do Hemisfério Sul (dez – fev), no primeiro nível sigma (aproximadamente 995 hPa): (a) reanálise do NCEP, (b) simulação com o esquema Grell; (c) simulação com o esquema Emanuel.

O escoamento médio, no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa), é apresentado na Figura 3.2 para as simulações com os esquema de Grell (Figura 3.2b) e Emanuel (Figura 3.2c) e a reanálise do NCEP (Figura 3.2a). Analisando as Figuras 3.2a e 3.2b, nota-se que o esquema Grell simulou intensidades do vento na região sul da América do Sul (ao sul de 22°S) próximas a reanálise, e subestimou nas demais áreas, principalmente no Atlântico equatorial e Amazônia. Nota-se ainda

que, o escoamento de noroeste sobre a Bolívia é mais intenso e um pouco deslocado para oeste na simulação do que na reanálise. Rocha (2004) em simulações para o verão de 1997/1998 com o RegCM2 identificou na simulação com resolução de 60km um escoamento de noroeste a leste dos Andes, menos intenso e ocupando menor área horizontal do que na reanálise. Além disso, este escoamento estava mais restrito às proximidades dos Andes, como também obtido por Saulo et al. (2000) considerando composições para previsão de 36 h do modelo ETA também no verão de 1997/1998.

Com o esquema Emanuel (Figura 3.2c), o escoamento (intensidade e direção) em baixos níveis é semelhante a reanálise (Figura 3.2a) em praticamente todo o domínio, exceto na região a oeste dos Andes, onde superestima a reanálise, bem como na parte central da América do Sul, entre 10°S e 21°S. Vale salientar que, assim como com o Grell, com o Emanuel o escoamento de noroeste a leste dos Andes, sobre a Bolívia, situa-se mais próximo da Cordilheira e é mais intenso do que na reanálise.

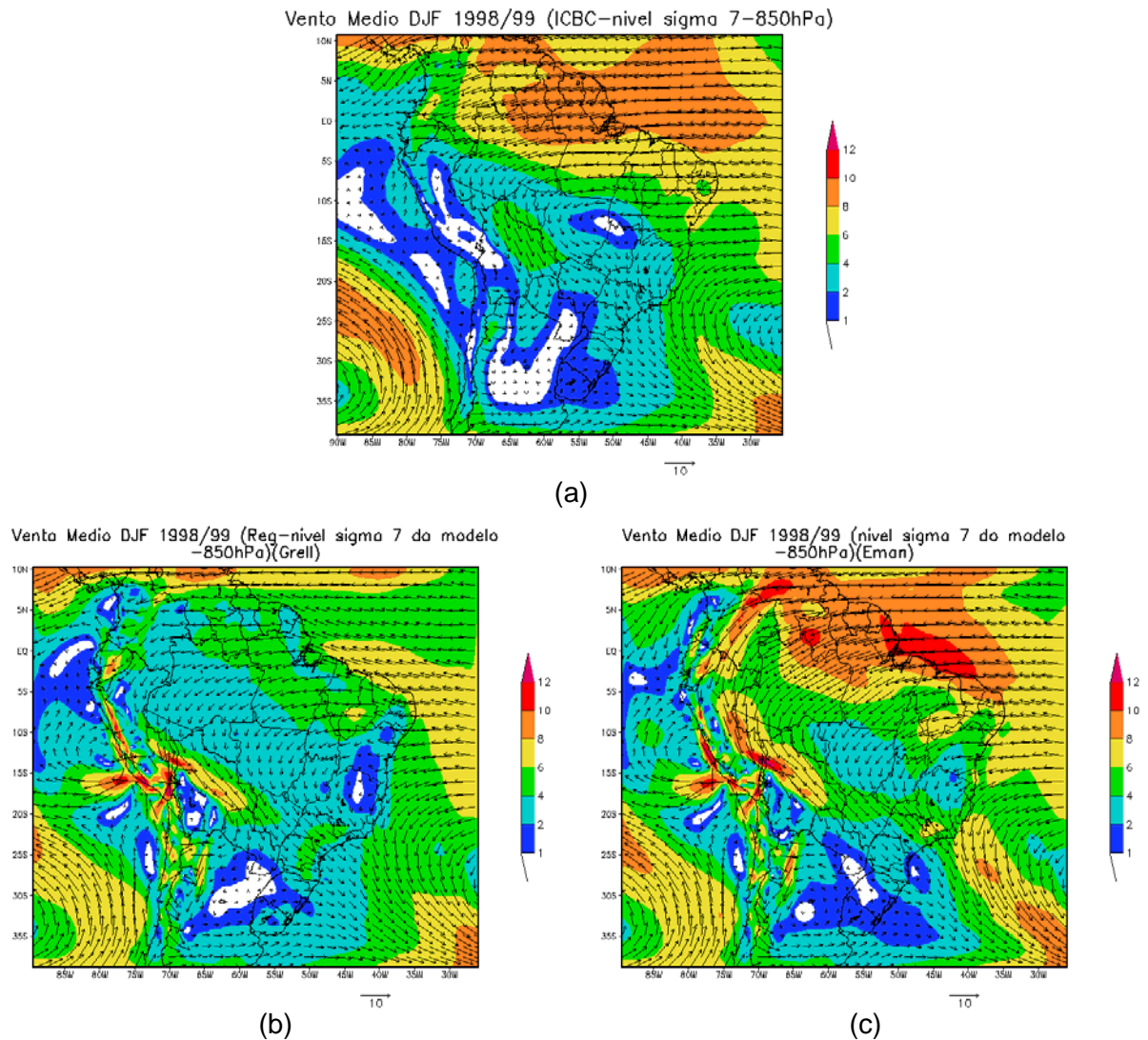


Figura 3.2 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) para o verão do Hemisfério Sul (dez – fev), no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa): (a) reanálise do NCEP, (b) simulação com o esquema Grell; (c) simulação com o esquema Emanuel.

A Figura 3.3 apresenta o campo médio sazonal de temperatura do ar simulado utilizando os esquemas convectivos de Grell (Figura 3.3b) e Emanuel (Figura 3.3c) e análise do CRU (Figura 3.3a). Nota-se que o RegCM3 simulou com bastante coerência o campo de temperatura do ar, e assim como para o campo de vento, com o esquema de Emanuel (Figura 3.3c) os valores são mais próximos aos da análise em toda a AS, com exceção da Argentina, onde as temperaturas são mais altas do que as do CRU. Observando a Figura 3.3b pode-se destacar que, com

a parametrização de Grell, as temperaturas são menores em praticamente todo o domínio, com exceção apenas do centro-sul da Argentina, onde são maiores que a análise do CRU. No esquema de Emanuel (Figura 3.3c), o campo de temperatura é mais semelhante à análise do CRU, destacando-se as regiões nordeste do Brasil e central da AS.

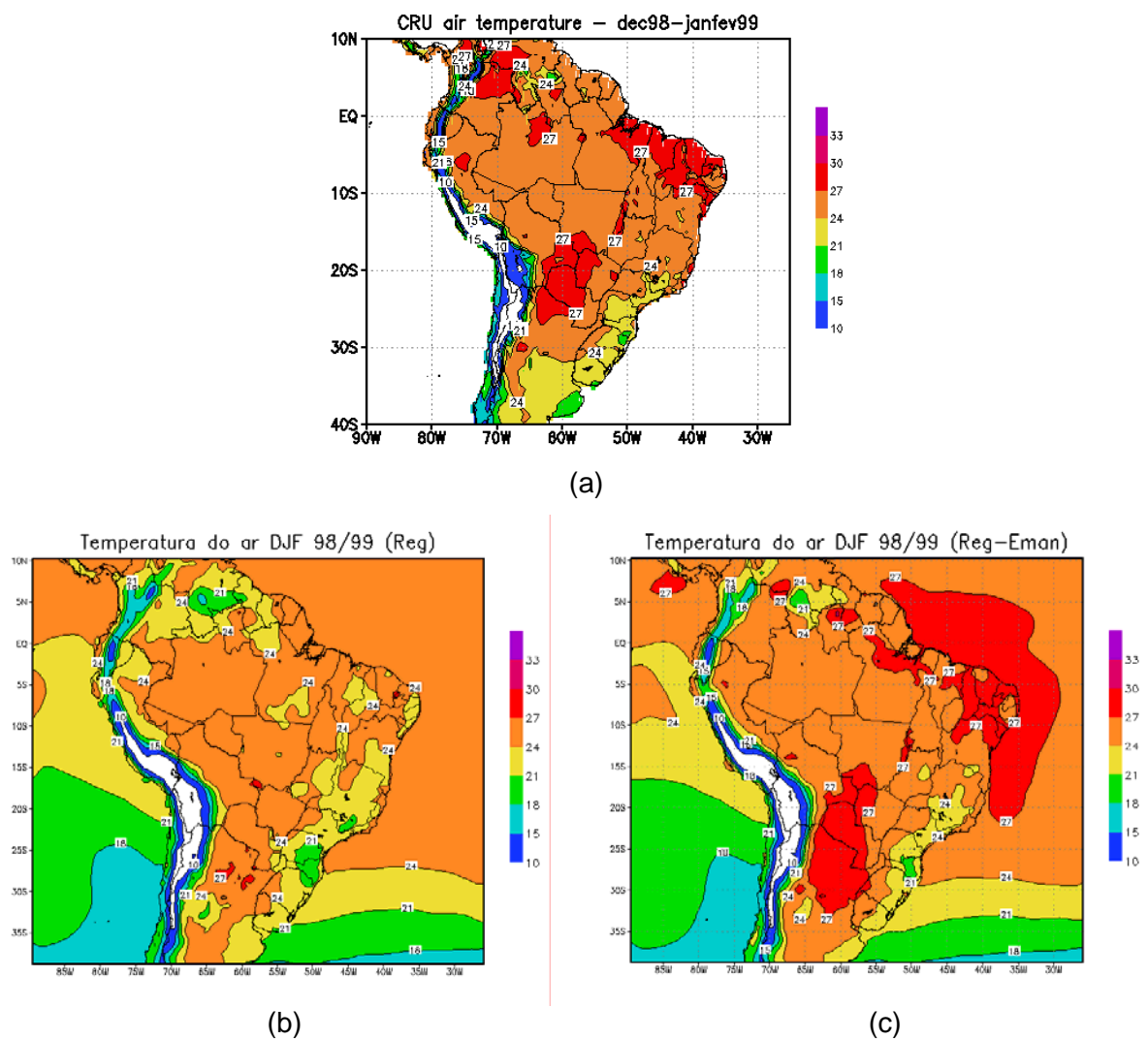


Figura 3.3 Temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) média para o verão de 1998-1999: (a) análise do CRU, (b) simulação do modelo com o esquema de convecção Grell, (c) simulação do modelo com o esquema de convecção Emanuel.

A precipitação média para o verão de 98-99 para as simulações com os 2 esquemas convectivos e análise do CRU é mostrada na Figura 3.4. Analisando as Figuras 3.4a e 3.4b, nota-se claramente que o esquema Grell apresenta distribuição espacial de precipitação muito diferente do CRU, principalmente na região amazônica, onde não simulou os altos índices de precipitação observados. Situação oposta ocorre na região central da AS (parte do centro-oeste do Brasil, Bolívia e Paraguai), onde superestima o observado. Comparando agora as Figuras 3.4a e 3.4c, é possível notar que o esquema de Emanuel simulou coerentemente com a análise do CRU tanto a distribuição espacial como a intensidade da precipitação, exceto na região central da AS, em que superestimou, ainda mais que o Grell, o observado.

Deve-se ressaltar que as simulações com Emanuel apresentam uma banda de precipitação que cobre toda região amazônica e estende-se até o sudeste do Brasil, configuração semelhante à apresentada na análise do CRU. Esta distribuição de chuva é normalmente atribuída ao estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que é caracterizada por uma banda de nebulosidade, orientada no sentido noroeste/sudeste, que se estende da bacia amazônica ao Atlântico Sul subtropical (Figuerola et al., 1995, Nogués-Paegle and Mo, 1997). Estudos observacionais têm sugerido que o estabelecimento da ZCAS é muitas vezes associado com ausência de JBN à leste dos Andes e redução da precipitação no norte da Argentina e Paraguai (Sugahara et al., 1994 e Liebmann et al., 2004). Seluchi e Marengo (2000) também mostraram que a ZCAS modula o JBN na AS na escala de tempo submensal.

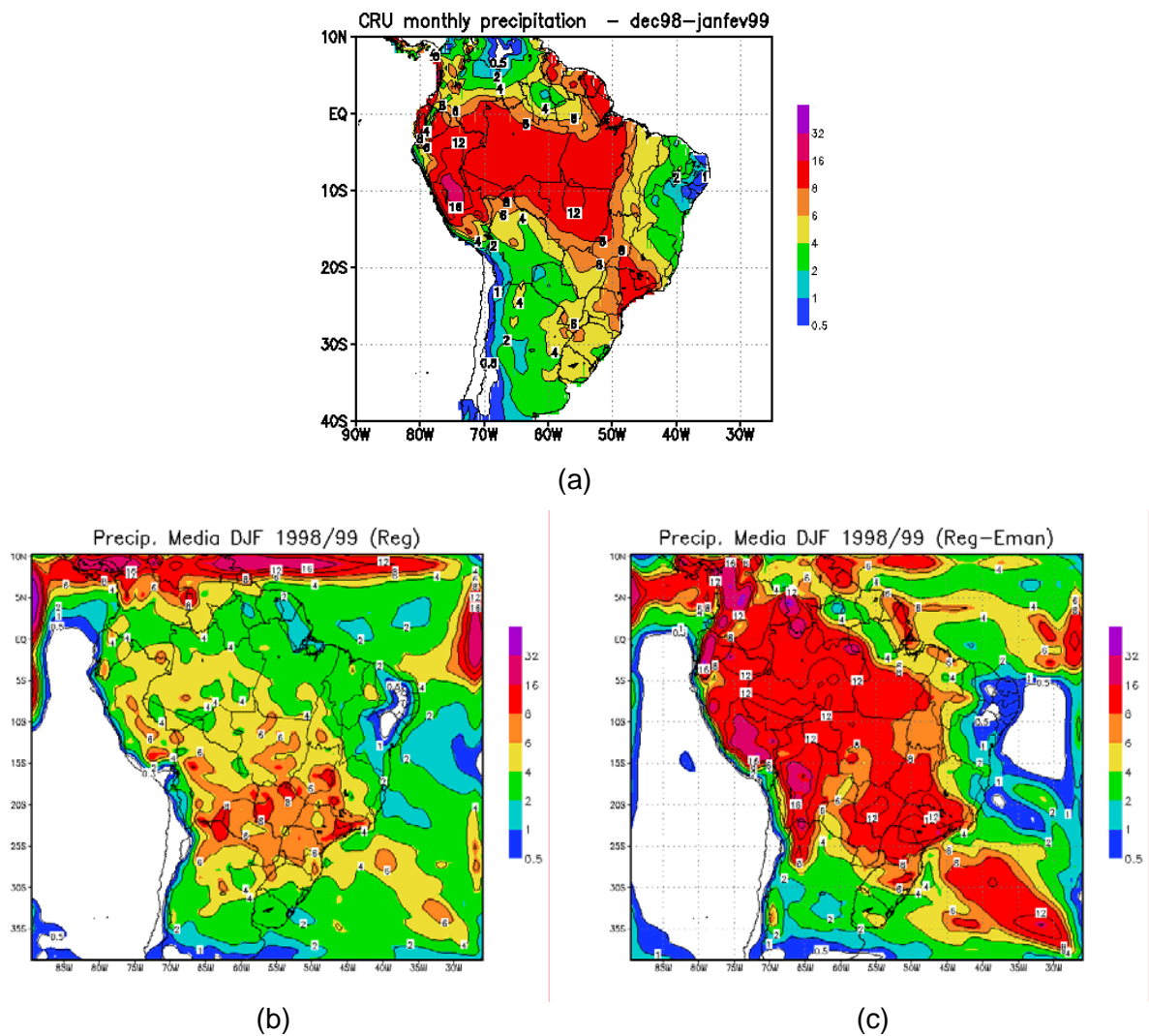


Figura 3.4 Precipitação média (mm/dia) para o verão do Hemisfério Sul (98-99): (a) simulação com o esquema de convecção Grell; (b) simulação com o esquema de convecção Emanuel; (c) dados observados – CRU.

3.1.2 Avaliação objetiva

O domínio utilizado neste estudo foi dividido em 7 regiões (Figura 3.5), com uma delas (TOT) englobando as outras 6. O propósito desta divisão é realizar uma avaliação objetiva das simulações numéricas em escala regional. A Figura 3.5 mostra a delimitação e a localização destas regiões, onde foram calculados o erro médio (bias) e a raiz quadrada do erro quadrático médio (rmse).

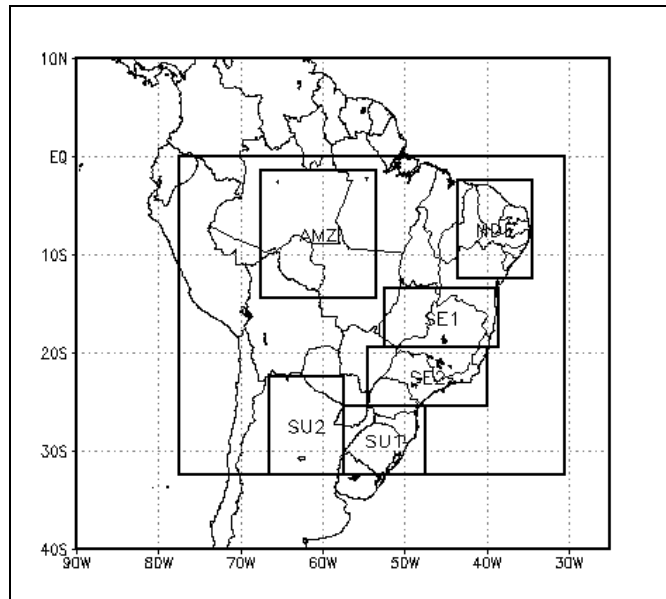
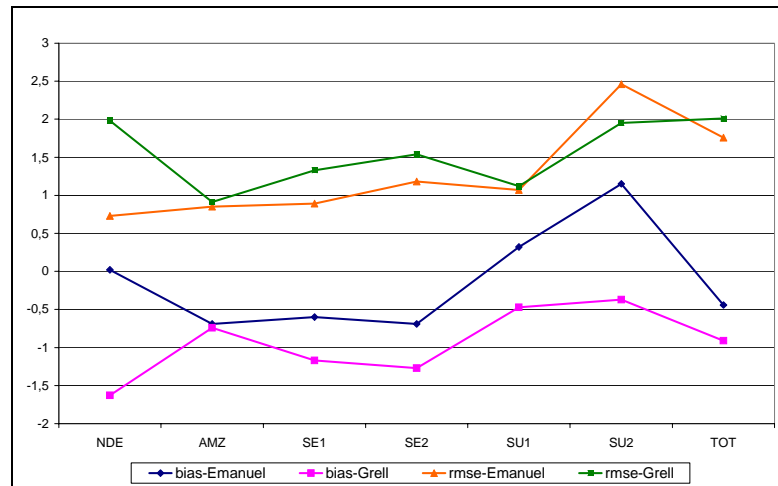


Figura 3.5 Domínio utilizado nas simulações, e as subdivisões das áreas para avaliação objetiva.

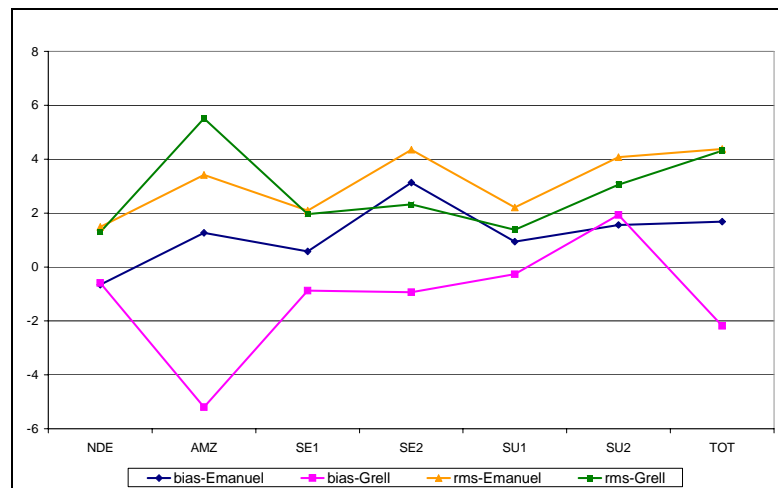
O erro médio e raiz quadrada do erro quadrático médio, para as 7 regiões utilizando os dois esquemas de convecção (Grell e Emanuel) para temperatura do ar e precipitação média sazonal (DJF), estão apresentados nas Figura 3.6a e 3.6b, respectivamente. Nas simulações com os dois esquemas o erro médio (bias) na temperatura do ar é inferior a $\pm 2,5^{\circ}\text{C}$, dentro dos valores esperados para MCRs (Giorgi e Mearns, 1999), o que também ocorre com o rmse. Nota-se na Figura 3.6a, que as maiores discrepâncias no rmse e bias para a temperatura do ar em função dos esquemas convectivos encontram-se nas regiões SU2 (Norte da Argentina) e NDE (Nordeste do Brasil). Na região AMZ (parte da Bacia Amazônica) os valores de bias e rmse são aproximadamente iguais e na região SU1 (Sul do Brasil) o rmse também. Ainda com relação à temperatura do ar, nota-se que exceto na SU2 o bias de Emanuel é menor que o Grell, além disso, o Grell é sistematicamente mais frio

em todas regiões. De forma geral, observam-se menores erros com o esquema Emanuel em praticamente todas as regiões, exceto na SU2.

Analisando a precipitação (Figura 3.6b), nota-se que nas regiões AMZ e SE2 (sudeste do Brasil) os valores de rmse apresentam maiores diferenças em função do esquema convectivo. Na região AMZ o esquema de Emanuel (curva laranja) apresenta menor rmse (3,4), enquanto o Grell (curva verde) apresenta maior rmse (5,5). Isto se inverte na região SE2 onde o esquema de Grell apresenta menor rmse (2,3) e o esquema de Emanuel maior rmse (4,3). Portanto, o erro foi menor na região AMZ com a parametrização de Emanuel e na SE2 com a de Grell. A região SU2 é a única que com o esquema de Grell a precipitação superou a observada, enquanto que no de Emanuel a região NDE é a única que choveu abaixo do observado.



(a)



(b)

Figura 3.6 Erro médio e raiz do erro quadrático médio: (a) temperatura; (b) precipitação (bias para o esquema de Emanuel – curva azul, bias para o esquema de Grell – curva rosa, rmse para o esquema de Emanuel – curva laranja e rmse para o esquema de Grell – curva verde).

3.1.3 Validação do perfil vertical do vento

Como descrito na seção 2.5 as observações de balão-piloto nas estações de Trinidad e Roboré, foram interpoladas na vertical. Com isto, foram construídos perfis verticais médios (componente meridional e zonal do vento) e comparados com os perfis simulados (Grell e Emanuel), como apresentados na Figura 3.7.

Analisando a Figura 3.7a, nota-se que o esquema de Emanuel simula coerentemente com as observações o perfil vertical da componente zonal, capturando suas variações em todos os níveis, contudo é mais intenso do que observado. Com relação a componente meridional, foi simulada a estrutura básica de aumento de velocidade com a altura entre a superfície e 2000 m. No entanto, as observações mostram uma redução de velocidade na camada de 1900-2800 m acima do nível médio do mar (nmm) que não foi simulada. Em toda extensão vertical, como ocorreu com a componente zonal, a intensidade do vento meridional simulada é maior que a observada. Observa-se na Figura 3.7b que de forma semelhante esquema de Emanuel, a simulação com o esquema de Grell apresenta uma estrutura vertical das componentes do vento semelhante à observada, principalmente entre os níveis de 400 e 1000 m nmm, onde o modelo capturou não só o aumento das intensidades com a altitude como também a própria intensidade. Acima de 1000 m nmm, o esquema de Grell também superestima a magnitude das componentes zonal e meridional.

Para a estação de Trinidad (Figura 3.7c e d), os dois esquemas convectivos apresentam diferenças significativas entre os perfis verticais médios simulados e os observados. As diferenças são vistas não só em termos de intensidade que é superestimada, exceto próximo à superfície com o esquema de Grell (Figura 3.7d), como também na estrutura vertical. Neste caso o modelo não simulou variações verticais de aumento-diminuição de velocidade, principalmente da componente zonal, onde o máximo simulado tanto com o Emanuel como com Grell encontra-se em níveis mais alto que o observado.

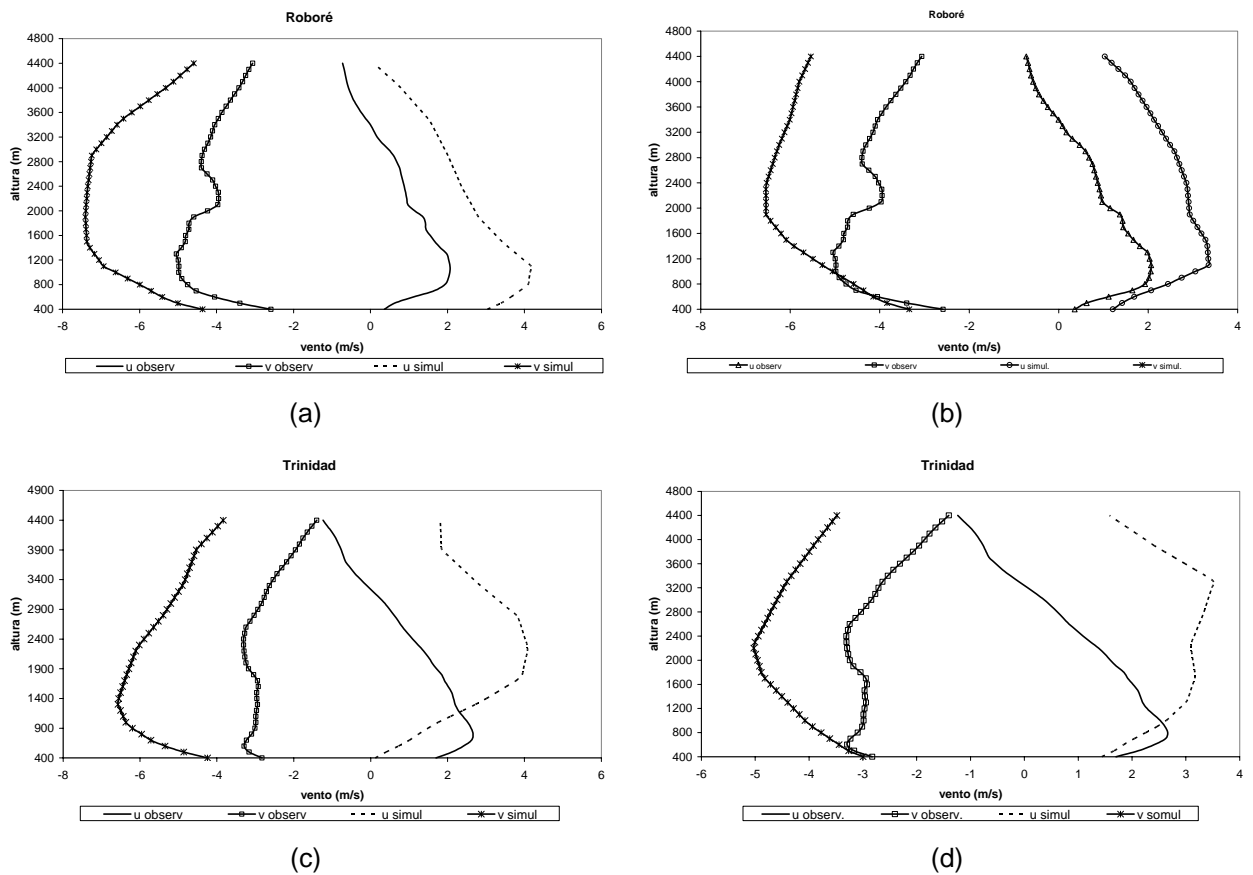


Figura 3.7 Perfil vertical médio das componentes zonal e meridional do vento, observadas e simuladas com o esquema de Emanuel (a) e Grell (b), para estação de Roboré, Emanuel (c) e Grell (d) para estação de Trinidad, considerando apenas os horários com observações.

Com o objetivo de identificar qual a intensidade máxima da componente meridional do vento e o nível onde o mesmo ocorre foi realizada uma análise estatística. A Tabela 3.1 relaciona as médias e desvios padrões do vento meridional máximo e nível de máximo observado e simulado com as parametrizações de Grell e Emanuel. Lembrando que o desvio padrão representa uma medida da magnitude do espalhamento ou dispersão dos dados em relação à média.

Analisando os índices obtidos para estação de Trinidad, nota-se que o vento meridional máximo médio observado foi de $-5,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ com desvio-padrão de $\pm 3,5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, ocorrendo em média no nível de 1456 m com desvio-padrão de $\pm 780 \text{ m}$, indicando uma alta variabilidade do nível de máximo. A simulação com o esquema

de Grell apresentou índices estatísticos mais próximos aos observados, com vento meridional máximo médio de $-6,2 \text{ ms}^{-1}$ e desvio padrão de $\pm 3,0 \text{ ms}^{-1}$, estando a média, ainda assim, $1,3 \text{ ms}^{-1}$ acima da observada, mas com menor variabilidade em torno deste valor. Com relação ao nível de máximo, as simulações com o esquema de Emanuel apresentam resultados mais próximos às observações, com nível médio de 1503 m nmm e desvio-padrão de $\pm 714 \text{ m}$, indicando que este esquema capturou melhor o nível de ocorrência de máximo, mas superestima a intensidade e variabilidade deste máximo comparado com as observações.

Em Roboré, situada mais ao sul do que Trinidad, o vento meridional máximo médio observado foi de $-7,6 \text{ ms}^{-1}$ com desvio padrão de $\pm 5,3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, situado em média no nível de 1347 m nmm com desvio padrão de $\pm 622 \text{ m}$, indicando ventos mais intensos e em níveis mais baixos em Roboré do que em Trinidad. Para Roboré simulações mostram situação semelhante à de Trinidad: o esquema de Grell simulou intensidade do vento máximo médio mais próxima da observação, e o nível de máximo é melhor representado pelo esquema de Emanuel. Ambas as simulações mostram ventos mais fortes em Roboré do que em Trinidad, como indicam também as observações.

Tanto em Trinidad quanto em Roboré as observações sugerem que o máximo na componente meridional do vento ocorre em média um pouco abaixo do nível de 1500 m com variabilidade razoável, o que pode apresentar impacto em alguns critérios para identificação do JBN. Um exemplo seria o critério de Sugahara et al. (1994), que especifica um máximo no vento meridional no nível de 850 hPa (~1500m), enquanto as observações sugerem que o máximo estaria um pouco abaixo.

Tabela 3.1 Média e desvio padrão do vento meridional máximo e nível de ocorrência, observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.

Observado	Trinidad		Roboré	
	v máximo (m/s)	Nível médio de v máximo (m)	v máximo (m/s)	Nível médio de v máximo (m/s)
Média	-5,3	1456	-7,6	1347
Desv. Pad.	3,5	780	5,3	620
Emanuel				
Média	-7,7	1503	-8,7	1798
Desv. Pad.	3,9	714	4,3	681
Grell				
Média	-6,2	1672	-7,7	1874
Desv. Pad.	3,0	768	3,0	717

Assim como para o vento meridional, também se calculou a média e desvio-padrão do cisalhamento vertical do vento meridional entre os níveis de 1500 e 3000 m nmm, que estão apresentados na Tabela 3.2. Nota-se que o cisalhamento médio nestas localidades é inferior à $|0,5| \text{ms}^{-1}$, tanto nas observações como nas simulações (Grell e Emanuel), exceto a simulação com Emanuel em Roboré, que apresenta cisalhamento de $-1,4 \text{ms}^{-1}$. Embora o cisalhamento em média seja pequeno, a Tabela 3.2 mostra que o desvio padrão é alto, indicando grande variabilidade em torno da média, o que torna provável identificar JBNs.

Tabela 3.2 Média e desvio padrão do cisalhamento do vento meridional (ms-1/150 hPa) entre a camada de 1500 e 3000 m (~850 e 700 hPa), observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.

Trinidad	Observado	Emanuel	Grell
Média	-0,5	-0,2	0,1
Desvio-padrão	3,3	2,8	2,4
Roboré			
Média	-0,2	-1,4	-0,1
Desvio-padrão	2,7	2,8	2,6

Utilizou-se procedimento semelhante para a velocidade do vento e os resultados estão dispostos na Tabela 3.3. Nota-se que tanto em Trinidad como em Roboré a média do vento máximo simulado que mais se aproximou do observado foi com o esquema de Grell, sendo que em Roboré são observados máximos mais intensos e com maior variabilidade temporal. Já para o nível médio de ocorrência do máximo o esquema de Emanuel é mais próximo do observado, principalmente em Roboré. Um fator importante a ser destacado nas observações é que o nível médio de ocorrência de máximo na magnitude do vento é sempre mais alto do que o nível de máximo para a componente meridional nas duas localidades e isto pode ter implicações importantes na metodologia utilizada para identificar a ocorrência de JBN. Por exemplo, Sugahara et al. (1994) buscou o máximo da componente meridional do vento em 850 hPa (~1500 m) que é bastante próximo do nível encontrado nas observações para o verão de 98-99 (Tabela 3.1). Para os critérios que utilizam a velocidade do vento, o nível de 850 hPa pode não ser muito apropriado para identificar JBN (Tabela 3.3). Recentemente, Vera et al. (2006) mostraram que para o evento específico de JBN em 6/02/2003 as observações durante um vôo indicaram máximo de velocidade do vento na camada entre 800-700 hPa, ou seja, acima de 850 hPa muitas vezes utilizado para identificar JBNs.

Os resultados obtidos nas Tabelas 3.1 e 3.3 sugerem que o modelo representa melhor o vento médio, tanto a componente meridional como a magnitude, quando utiliza a parametrização de Grell, no entanto, representa melhor o nível médio de ocorrência do máximo quando utiliza a parametrização de Emanuel. Ventos mais intensos e maior variabilidade nas observações podem indicar maior probabilidade de ocorrer JBN em Roboré do que em Trinidad.

Tabela 3.3 Idem a tabela 3.1, mas para a velocidade do vento.

Observado	Trinidad		Roboré	
	V máximo (m/s)	Nível médio de V máximo (m)	V máximo (m/s)	Nível médio de V máximo (m)
Média	8,2	1774	10,3	1893
Desv. Pad.	3,4	1094	4,6	932
Emanuel				
Média	9,9	2060	11,0	1843
Desv. Pad.	4,4	973	3,9	843
Grell				
Média	8,7	2131	10,0	2047
Desv. Pad.	3,7	1059	3,4	906

Também foram calculados a média e o desvio-padrão do cisalhamento vertical da velocidade do vento, entre os níveis de máximo e mínimo observado e simulado com os esquemas de Grell e Emanuel (Tabela 3.4). Nota-se o maior cisalhamento vertical na estação de Trinidad, com média de $5,1 \text{ ms}^{-1}$ e desvio padrão de $\pm 3,9 \text{ ms}^{-1}$. Em Trinidad, as simulações subestimaram o cisalhamento vertical observado e apresentam valores próximos entre si como mostram a Tabela 3.4. Para a estação de Roboré, com cisalhamento médio observado de $3,9 \text{ ms}^{-1}$, o

modelo simulou valores médios mais próximos do observado do que em Trinidad, além disso, com o Emanuel o RegCM3 reproduziu tanto a média como o desvio padrão observado.

Tabela 3.4 Média e desvio-padrão do cisalhamento da velocidade do vento (ms-1/150 hPa) entre os níveis de máximo e mínimo, observado e simulado com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel), para as estações de Trinidad e Roboré.

Trinidad	Observado	Emanuel	Grell
Média	5,1	3,2	3,4
Desvio-padrão	3,9	2,2	2,7
Roboré			
Média	3,9	3,8	-2,6
Desvio-padrão	2,6	2,6	1,8

3.1.4 Identificação dos JBNs nas simulações

O critério de Sugahara et al. (1994) foi aplicado nas simulações para identificar a ocorrência de JBN no período estudado. A figura 3.8 mostra a distribuição espacial da ocorrência dos JBNs, na simulação com a parametrização Grell, para o período entre 01 de dezembro de 1998 até 28 de fevereiro de 1999, onde o critério foi aplicado a cada 6 horas de simulação, fornecendo um total de 360 eventos possíveis. Nota-se na Figura 3.8 claramente três regiões de maior frequência de JBN: região a leste dos Andes (sobre a Bolívia e norte do Paraguai), com máximo em aproximadamente 18°S-62°W; no oeste da Argentina com máximo em aproximadamente 27°S-66°W; outra cobrindo parte dos Estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e oceano Atlântico adjacente, com máximo em 25°S-38°W. Este último núcleo foi anteriormente estudado por Sugahara et al. (1996), que mostraram que em dias com JBNs no Atlântico Sul, a circulação atmosférica em

baixos níveis apresenta características típicas de invasão de frentes frias na região sudeste do Brasil, com um aumento da divergência em altos níveis e da convergência em baixos níveis. Saulo et al. (2000) utilizando o modelo ETA também identificaram no verão de 97/98 um escoamento de nordeste no sudeste do Brasil, onde ventos associados com o lado oeste do anticiclone do Atlântico Sul são desviados pela topografia elevada do Planalto Brasileiro. Mais recentemente, Marengo et al. (2004) através de composições de JBN com reanálise do NCEP identificou um fluxo de norte de aproximadamente 12 ms^{-1} , com um máximo entre 850 hPa e 900 hPa, a leste de 50°W , próximo ao Planalto Brasileiro e oceano adjacente. Um fato importante é que os resultados de Sugahara et al. (1996) mostram que essa região tem um número de ocorrência consideravelmente menor quando comparado com a região à leste dos Andes. No entanto, a Figura 3.8 mostra um número de ocorrência similar nas duas regiões, o que pode ser justificado por estarmos analisando apenas um verão. Vale salientar que, a região com máximo a leste dos Andes, Bolívia e Paraguai, é a principal região de interesse desse estudo.

A Figura 3.8b mostra o perfil vertical médio do vento meridional para a composição dos dias com JBN, em um ponto de grade próximo a Santa Cruz, Bolívia. A escolha de Santa Cruz deve-se ao fato de que estudo observacional recente (Douglas et al., 1998) sugere que seria uma das áreas preferenciais de ocorrência de JBN a leste dos Andes. Nota-se na Figura 3.8b um máximo de velocidade do JBN de 850 hPa, com cerca de 10 ms^{-1} , e cisalhamento vertical médio entre 1000 e 850 hPa de aproximadamente $7 \text{ ms}^{-1}/150\text{hPa}$ e de $5 \text{ ms}^{-1}/150\text{hPa}$ entre 850 e 700 hPa.

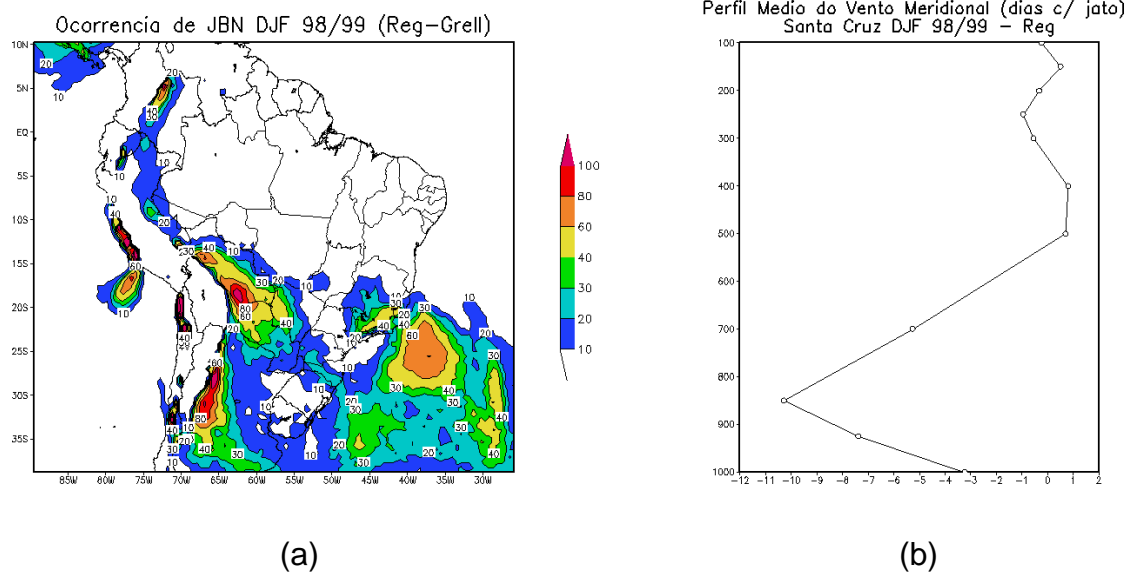


Figura 3.8 (a) Distribuição espacial da ocorrência (em n° de horários) do JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF- 98-99) em níveis de pressão, utilizando a parametrização de Grell, (b) Perfil vertical médio do vento meridional para composição de dias com JBN, para um ponto próximo a Santa Cruz – Bolívia.

Em seguida separou-se a ocorrência de JBN por horários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 UTC) com o objetivo de identificar o horário do dia de maior frequência (Figura 3.9). A simulação do Grell mostra que o horário de maior frequência de JBN a leste dos Andes é as 00:00 UTC. Saulo et al. (2000) identificou nas simulações com o modelo ETA um máximo também JBN as 00:00 UTC, concordando com os resultados obtidos aqui. Nota-se ainda que, as 06:00 e 12:00 UTC há uma frequência bastante significativa, podendo representar uma continuação de episódios fortes de JBN.

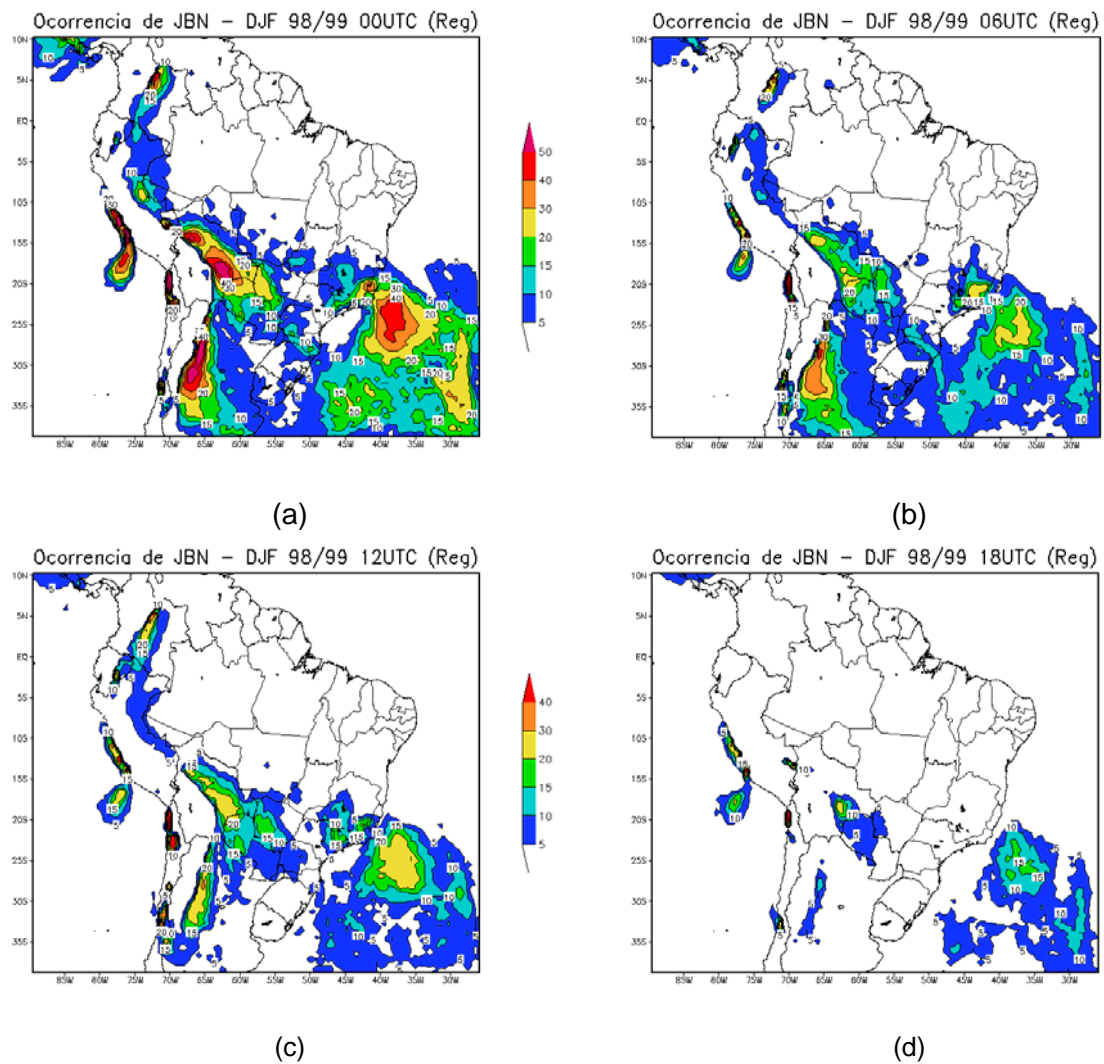


Figura 3.9 Distribuição espacial do número de ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 98/99) com esquema de Grell (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.

O mesmo procedimento foi utilizado para a simulação com o esquema convectivo de Emanuel (Figura 3.10). Nota-se uma distribuição semelhante à Figura 4.8a, porém com maior número de ocorrência, destacando-se a região entre 5°N e 12°S, onde não só o número de ocorrência é superior como também a área. A região a leste dos Andes apresenta uma pequena redução no número de ocorrência quando comparado com a simulação com o Grell. O oposto é notado na região

próximo ao Planalto Brasileiro e Oceano Atlântico adjacente, que mostrou maior número de ocorrência em uma área muito maior.

O perfil vertical médio do vento meridional para composição de dias com JBN, no ponto de grade mais próximo a Santa Cruz, é apresentado na Figura 3.10b. Observa-se um máximo no nível de 850 hPa de aproximadamente $-11,5 \text{ ms}^{-1}$, com cisalhamento entre os níveis de 850 hPa e 700 hPa de aproximadamente $4,5 \text{ ms}^{-1}/150\text{hPa}$, ou seja, cisalhamento muito próximo ao encontrado com Grell. Mas isso não significa que o máximo do vento não ocorra abaixo ou acima deste nível, já que neste perfil constam apenas os níveis padrões de pressão.

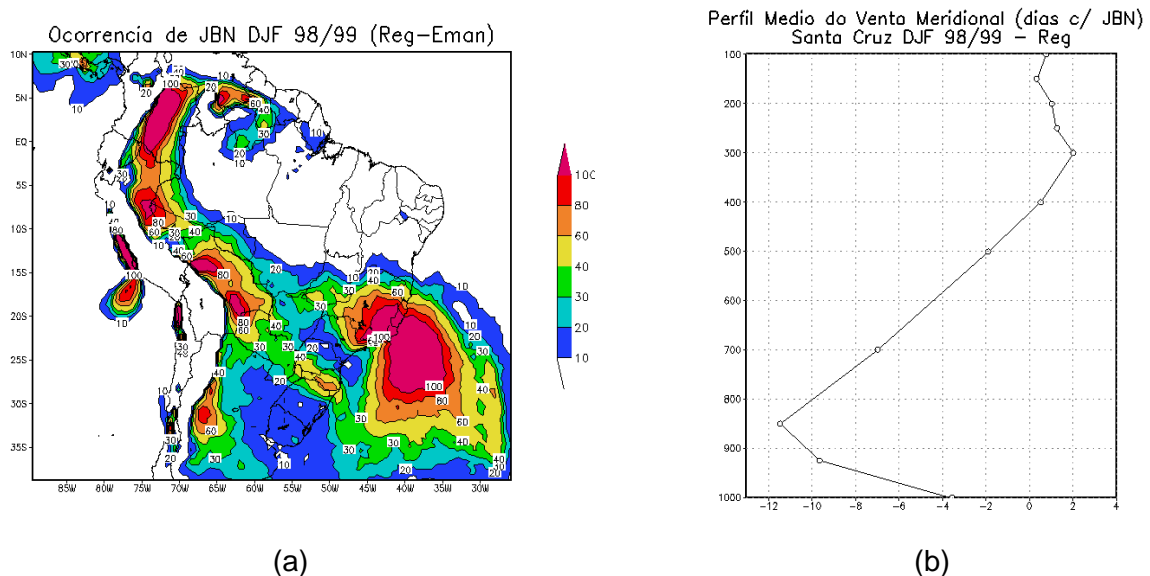
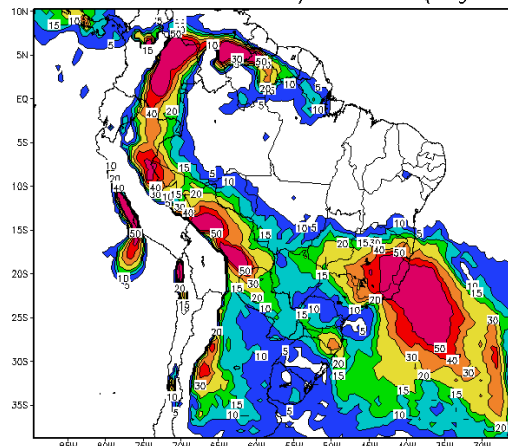


Figura 3.10 Idem a Figura 3.8, mas para simulação utilizando o esquema de Emanuel.

A Figura 3.11 apresenta a distribuição de ocorrência de JBN a cada 6 horas, para o esquema de Emanuel. De forma semelhante nota-se um máximo de ocorrência de JBN às 00:00 UTC, seguido das 06:00 e 12:00 UTC, respectivamente. Comparando as Figuras 3.9 e 3.11, nota-se claramente um número excessivo do JBN nos trópicos com o Emanuel (Figura 3.11), com maior diferença entre os

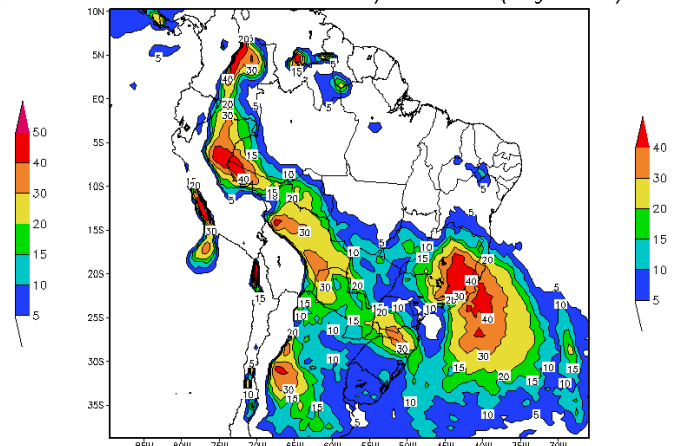
esquemas às 18:00 UTC, que apresenta um núcleo centrado em aproximadamente $2^{\circ}\text{N}-72^{\circ}\text{W}$ (Figura 3.11d), que não ocorre com o Grell (Figura 3.9d). Um número excessivo de JBN com o Emanuel também pode ser notado a leste do sudeste do Brasil e oceano Atlântico adjacente em todos os horários.

Ocorrência de JBN – DJF 98/99 00UTC (Reg-Eman)



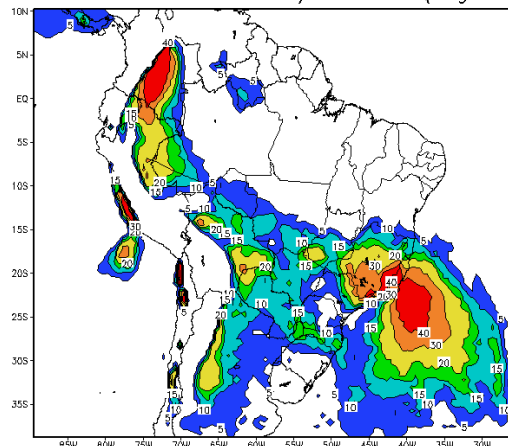
(a)

Ocorrência de JBN – DJF 98/99 06UTC (Reg-Eman)



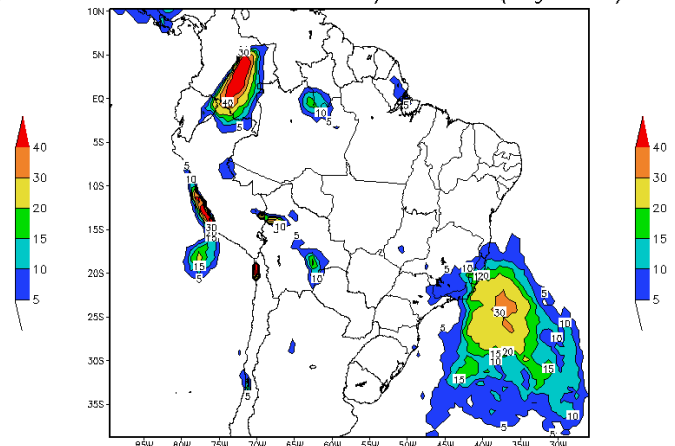
(b)

Ocorrência de JBN – DJF 98/99 12UTC (Reg-Eman)



(c)

Ocorrência de JBN – DJF 98/99 18UTC (Reg-Eman)



(d)

Figura 3.11 Idem a Figura 4.9, mas para simulação utilizando o esquema de Emanuel.

3.1.5 Análise espacial do JBN simulado

Foi realizado um recorte na região a leste dos Andes com o objetivo de analisar a ocorrência de JBN nesta área. A Figura 3.12 apresenta a delimitação da área, que engloba praticamente toda Bolívia e parte dos países adjacentes.

A Figura 3.13 apresenta a variação temporal do número de pontos de grade em que se identifica o JBN no mesmo horário, para a área citada, iniciando no dia 01 de dezembro de 1998 e finalizando no dia 28 de fevereiro de 1999, para a simulação com o esquema de Grell. Nota-se que, na maioria dos horários o jato ocorre em vários pontos de grade ao mesmo tempo, e não em pontos isolados. Alguns desses eventos ocorreram simultaneamente em praticamente toda área estudada, como por exemplo, no dia 29 de dezembro de 1998 às 06:00 UTC, que se identificou JBN em 410 pontos de grade, o que representa 66% da área. Enquanto que, nos períodos de 20-25 de dezembro, 5-7 e 8-15 de janeiro de 1999, e entre 16-24 de fevereiro de 1999, não foram identificados JBNs em nenhum ponto de grade da área indicada na Figura 3.12.

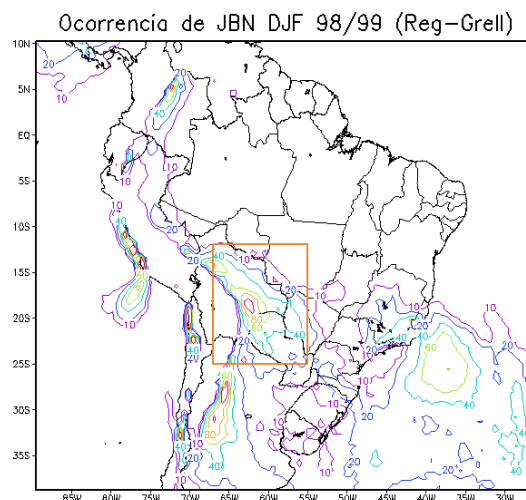


Figura 3.12 Delimitação da área a leste dos Andes.

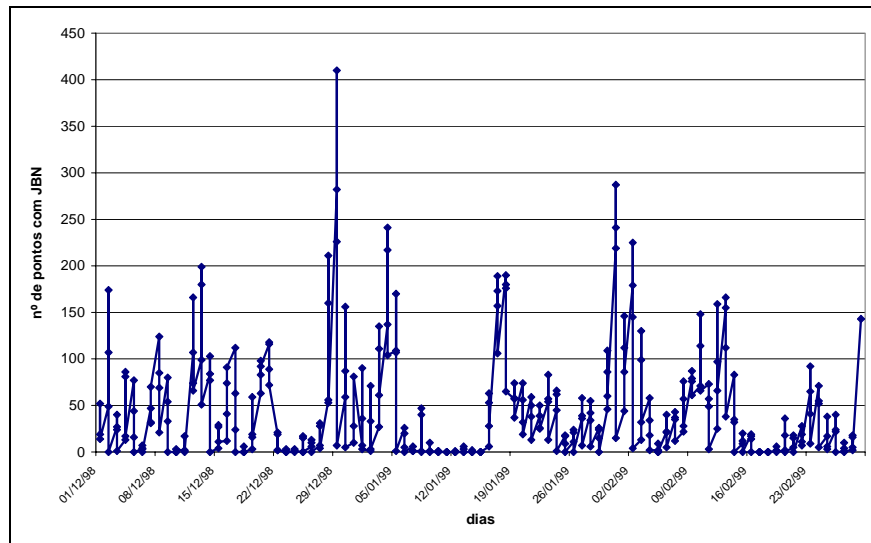


Figura 3.13 Variação temporal do numero de pontos com JBN (com o esquema de Grell) na área delimitada, para o verão de 98/99 (dez-fev), sendo do dia 01/DEZ às 06:00 UTC ao dia 28/FEV às 18:00 UTC.

A Tabela 3.5 apresenta a relação dos dias em que foi identificado JBN com o critério de Sugahara et al. (1996) em mais de 20% dos pontos de grade na área delimitada na Figura 3.12, com um total de 33 horários, correspondendo a aproximadamente 10% dos horários possíveis. Para facilitar o entendimento, estes eventos serão referidos de JBN forte e períodos sem JBN ou com JBN em menos de 20% da área de JBN fraco. Um fato importante é que na maioria dos dias foi identificado evento de JBN forte em 2 ou 3 horários consecutivos e, em apenas 9 dos 33 o JBN ocorre isolado no tempo (apenas um horário). Destes 9, 6 deles ocorreram às 12:00 horas e 3 às 06:00 UTC. Em 3 dias identificou-se JBN forte em 2 horários, com 2 deles às 06:00 e 12:00 horas. Em 6 dias com 3 horários e em todos os dias foram às 00:00, 06:00 e 12:00 respectivamente. Nota-se ainda que estes dias representem os eventos com maior fração da área de ocorrência de JBN, sendo a maior no dia 29 de dezembro de 1998 às 06:00 UTC, com 66% da área.

Tabela 3.5 Descrição de dias com JBN em mais de 20% da área delimitada na Figura 3.12 e seus respectivos horários, fração da área em que foram identificados os eventos simultaneamente (em %), e o número de pontos correspondentes a esta área.

Dia	Horário	Fração da área (%)	nº de pontos com JBN
02/12/98	12:00	28	174
12/12/98	12:00	27	166
13/12/98	06:00 e 12:00	29 e 32	180 e 199
28/12/98	06:00 e 12:00	26 e 34	160 e 211
29/12/98	00:00, 06:00 e 12:00	45, 66 e 36	282, 410 e 226
30/12/98	06:00	25	156
03/01/99	12:00	22	135
04/01/99	00:00, 06:00 e 12:00	22, 35 e 39	137, 217 e 241
05/01/99	06:00	27	170
17/01/99	00:00, 06:00 e 12:00	25, 28 e 30	157, 173 e 189
18/01/99	00:00, 06:00 e 12:00	31, 28 e 29	190, 176 e 180
31/01/99	00:00, 06:00 e 12:00	35, 46 e 39	219, 287 e 241
01/02/99	06:00	24	146
02/02/99	00:00, 06:00 e 12:00	29, 36 e 23	179, 225 e 145
03/02/99	12:00	21	130
10/02/99	12:00	24	148
12/02/99	12:00	26	159
13/02/99	00:00 e 06:00	25 e 27	155 e 166

Em termos de frequência temporal, o JBN foi identificado em aproximadamente 20% do período (18 dias dos 89 estudados), o que está abaixo da climatologia (Sugahara et al., 1996), mas é coerente com estudos anteriores (Herdies, 2002) que mostraram menor atividade convectiva sobre o Paraguai e sul do Brasil neste verão.

A Figura 3.14 apresenta a composição do escoamento médio do vento para os dias (a) com JBN forte e (b) com JBN fraco ou com ausência do mesmo.

Observa-se na Figura 3.14a que em dias com JBN forte o escoamento de noroeste a leste dos Andes apresenta-se bastante intenso, acima da média apresentada na Figura 3.2a. Enquanto que na Figura 3.14 b este escoamento apresenta-se abaixo da média. A Figura 3.14a mostra que em dias de JBN forte é aparente a presença de um cavado intenso com eixo entre o leste da Argentina e Uruguai, semelhante ao encontrado por Sugahara et al. (1994) e atribuído a forçante baroclínica para a formação do JBN. Aparentemente, como mostra a Figura 3.14b, este cavado desloca-se para leste e desintensifica-se em períodos de JBN fraco e os ventos de noroeste a leste dos Andes, embora mais fracos, dirigem-se para o sudeste do Brasil. Períodos de JBN forte mostram ainda os alísios de nordeste sobre a Amazônia e Atlântico Tropical mais intensos (Figura 3.14a) do que em dias de JBN fraco (Figura 3.14b).

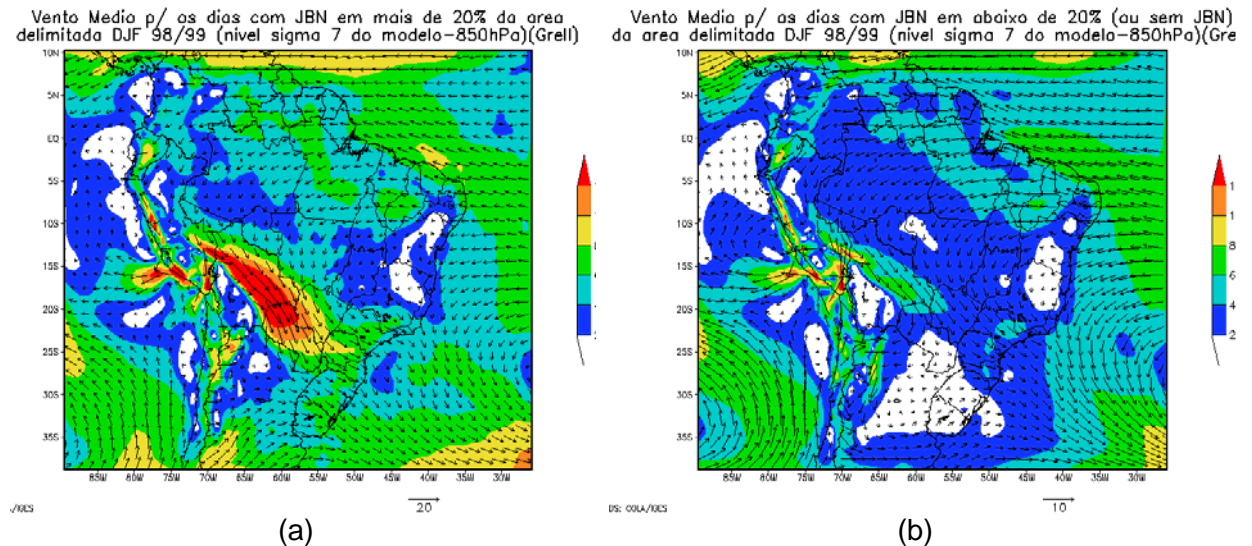


Figura 3.14 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em m/s), com o esquema de Grell, para a composição dos dias: (a) com JBN em mais de 20% dos pontos da área; (b) com JBN em abaixo de 20% (ou sem JBN) dos pontos da área.

Com o objetivo de identificar se existe alguma relação entre a ocorrência de JBN forte e a precipitação sazonal 6 horas após o evento, foi realizada uma composição da precipitação para os dias com e sem JBN forte. A Figura 3.15 apresenta a composição para a precipitação sazonal durante o verão de 98/99, para os dias com JBN forte (Figura 3.15a) e JBN fraco (Figura 3.15b), 6 horas após o evento. Nota-se na Figura 3.15 que existe uma possível relação entre o evento e a precipitação. A Figura 3.15a mostra que, para os dias com JBN forte a precipitação após o evento concentra-se no sul do Brasil, Paraguai e Norte da Argentina. Enquanto que para os dias com JBN fraco (Figura 3.15b) a precipitação distribuiu-se em praticamente todo o continente, sendo mais intensa na região da ZCAS. Este resultado é consistente com os resultados de Liebmann et al. (2004), que encontraram uma associação entre os jatos fracos e maior atividade convectiva na ZCAS, como já identificado anteriormente por Sugahara et al. (1994).

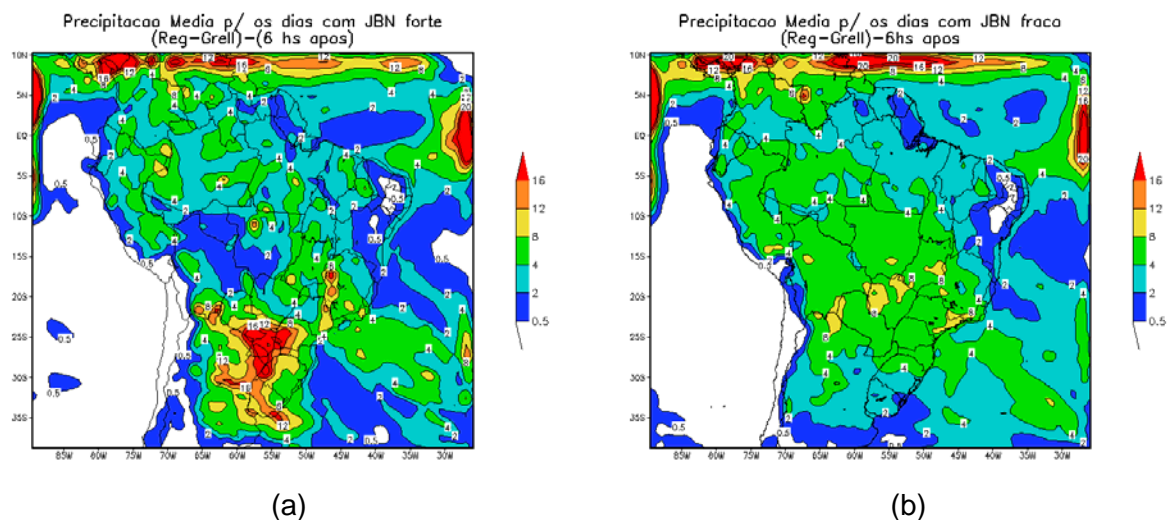


Figura 3.15 Precipitação média (com o esquema de Grell) para a composição dos dias: (a) com JBN em mais de 20% dos pontos da área; (b) com JBN em menos de 20% (ou sem JBN) dos pontos da área.

3.1.6 JBN simulado versus observado

O critério de Sugahara et al. (2004) para identificação do JBN foi aplicado nas observações e nas simulações com os esquemas de Grell e Emanuel para o ponto de grade mais próximo das observações. Foram analisados apenas os horários com observações. A Tabela 3.6 relaciona o número total de JS identificados nas observações e nas simulações com os dois esquemas convectivos. Em Trinidad foram identificados 6 eventos de JS nas observações, enquanto que nas simulações com o esquema de Grell e Emanuel foram identificados 4 e 17 eventos, respectivamente com o esquema de Emanuel apresentando maior diferença em relação as observações. Já para a estação de Roboré o número de eventos simulados com o esquema de Emanuel é mais próximo do observado, onde foram identificados 10 eventos e 8 nas observações e apenas 4 eventos nas simulações com o Grell.

Dos 8 eventos de JBN identificados nas observações 7 ocorreram às 11:00 UTC, aproximadamente 7 horas (hora local), lembrando que as observações das 1100 UTC foram comparadas com o resultado do modelo as 12:00 UTC. Este resultado está de acordo com os obtidos por Douglas et al. (1999) e Marengo e Soares (2002) que utilizando uma ou duas observações diárias de balão piloto em locais da Bolívia, durante o verão de 1998 e 1999, obtiveram ventos mais fortes em torno de 1100 UTC, com máximo entre 1600 e 2000 m nmm de altitude.

Tabela 3.6 Número total de ocorrência de JS em JF-99 nas estações de Trinidad e Robore na Bolívia (utilizando o critério de Sugahara), considerando apenas os horários com observações, simulado e observado. As observações em Robore e Trinidad são em dias e horários diferentes.

	Total de JS simulado-Grell	Total de JS simulado-Emanuel	Total de JS observado
Trinidad	4	17	6
Roboré	4	10	8

Com base na tabela 3.6 foram construídos perfis verticais médios da componente meridional do vento para a composição de dias com JBN, que estão apresentados na Figura 3.16. As observações foram comparadas com a simulação com um número de eventos mais próximo do observado (Tabela 3.6), ou seja, em Trinidad os eventos observados foram comparados com os simulados utilizando o esquema de Grell (Figura 3.16a), enquanto que em Roboré com o de Emanuel (Figura 3.16b). Nota-se na Figura 3.16a que o Grell representou bem a estrutura vertical e a intensidade do vento meridional para composição de dias com JBN, capturando inclusive o nível de máximo do jato. Analisando a Figura 3.16b, nota-se que a composição de dias com JBN observado apresenta um máximo de vento meridional entre 1100 e 1300m nmm com intensidade média de aproximadamente - 13m/s, enquanto que o simulado apresenta um máximo em aproximadamente 1500m nmm com intensidade média de aproximadamente $-10,5 \text{ ms}^{-1}$, ou seja, o JBN simulado apresenta um máximo acima do observado e de menor intensidade.

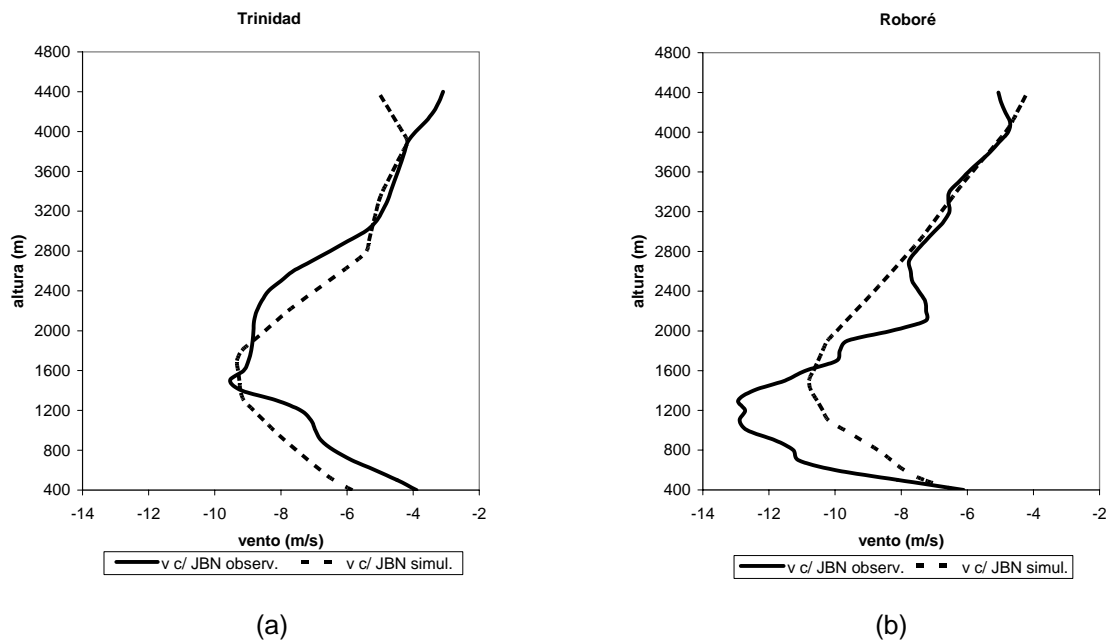


Figura 3.16 Perfil vertical médio da componente meridional do vento para a composição de dias com JBN, (a) simulação com o esquema de Grell e observações (Trinidad), (b) simulação com o esquema de Emanuel e observações (Roboré).

O critério 1 de Bonner (Bonner, 1968) por ser o critério para identificação de JBN mais utilizado na literatura (Marengo et al., 2002; Saulo et al., 2004; Marengo et al., 2004; entre outros), foi aplicado nas observações e nas simulações com os dois esquemas convectivos com o objetivo de comparar com os resultados obtidos com o critério de Sugahara et al. (1994). Os resultados obtidos estão relacionados na Tabela 3.7. Em Trinidad foram identificados 4 eventos de JB nas observações e nas simulações com a parametrização de Grell não foi identificado nenhum evento e com a parametrização de Emanuel apenas 1 evento de JB. Em Roboré foram identificados 10 eventos de JB, enquanto nas simulações foram identificados apenas 2 eventos com o Grell e 3 com Emanuel. O baixo número de eventos identificados nas simulações está associado ao cisalhamento vertical, que na maioria dos casos não conseguiu satisfazer ao limiar do critério de Bonner, que é de $6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ entre o máximo e o mínimo. Marengo et al. (2004) utilizaram o critério 1 de Bonner (1968)

para identificação do JBN nas observações de balão piloto do PACS-SONET na estação de Santa Cruz na Bolívia, e identificaram apenas 2 eventos nos meses de janeiro e fevereiro de 1999, sendo 1 evento em janeiro e outro em fevereiro. O baixo número de eventos identificados por Marengo et al. (2004) pode ser devido à escassez de observações nesta localidade, como já citado anteriormente.

Estes resultados estão coerentes com os resultados obtidos com o critério de Sugahara, onde o número de JBN observados em Trinidad foram 6 e com Bonner 4. Na estação de Roboré foram identificados 8 eventos com o critério de Sugahara e 10 eventos com Bonner, deve-se ressaltar que destes 10 eventos 6 coincidiram. Com relação às simulações podemos destacar que com o esquema de Emanuel o número de eventos foi muito diferente quando mudamos o critério de identificação de JBN, principalmente em Trinidad, que foram identificados 17 eventos com Sugahara e apenas 1 com Bonner.

Tabela 3.7 Número total de ocorrência de JBN (utilizando o critério 1 de Bonner) nas estações de Trinidad e Roboré na Bolívia, considerando apenas os horários com observações, simulado e observado. As observações em Roboré e Trinidad são em dias e horários diferentes.

	Total de JBN simulado-Grell	Total de JBN simulado-Emanuel	Total de JBN observado
Trinidad	0	1	4
Roboré	2	3	10

De forma semelhante ao realizado com JS, foram construídos perfis verticais médio do vento para composição de dias com JB, tomando com referência a Tabela 3.5. A Figura 3.17 apresenta o perfil vertical médio do vento em Roboré, observado e simulado com Emanuel, nota-se que em geral o modelo é coerente com as

observações, capturando inclusive o nível do máximo do vento observado, apenas subestimando a intensidade. Lembrando que estamos comparando a media de 10 eventos observados com 3 simulados.

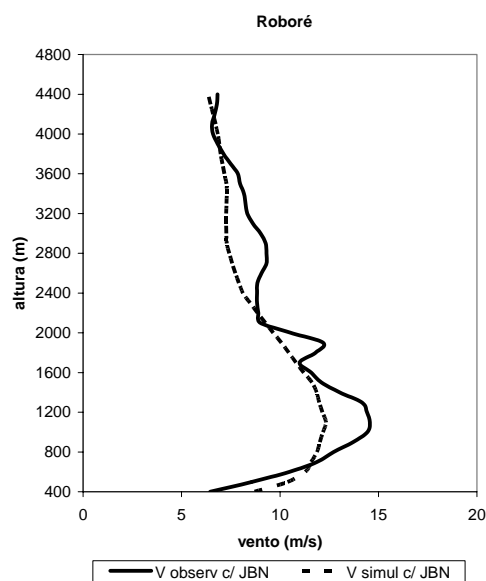


Figura 3.17 Perfil vertical médio da velocidade do vento para a composição de dias com JBN observado e com o esquema de Emanuel e observações na estação de Roboré.

3.2 Verão austral de 2002/2003

3.2.1 Simulações Climáticas Regionais

Assim como para o verão austral de 1999, inicialmente será feita uma breve análise dos aspectos de grande escala, com o objetivo de verificar se o RegCM3 simulou as circulações características do verão austral na AS.

A figura 3.18 apresenta o escoamento médio para DJF de 2002-2003 no primeiro nível sigma do modelo (aproximadamente 995 hPa), (a) reanálise do NCEP, (b) simulação com o esquema de Grell e (c) simulação com Emanuel. Comparando as Figuras 3.18a e 3.18b, nota-se que com o esquema de Grell o modelo reproduziu com coerência as circulações de grande escala, com pequenas diferenças na intensidade, apresentando ventos mais fracos do que a reanálise, principalmente na região Equatorial. Nesta área, nota-se um núcleo de ventos muito fracos, que não é encontrado na reanálise, semelhante ao que o esquema de Grell simulou no verão de 1998-1999. Uma outra região que merece destaque é a região sobre a Bolívia, que apresenta um escoamento de noroeste com velocidades entre $4-6 \text{ ms}^{-1}$ no campo de reanálise, que na simulação este escoamento é reproduzido, porém com menor intensidade (Figura 3.18b).

Analisando agora as Figuras 3.18a e 3.18c, nota-se que em todo o domínio o escoamento simulado com o esquema de Emanuel é similar a reanálise, mais uma vez, com pequenas diferenças na intensidade em algumas regiões (Figura 3.18c). Nota-se que, em praticamente toda região a leste dos Andes, sobre a Bolívia e Argentina, o esquema de Emanuel simulou um escoamento de noroeste mais próximo da reanálise do que o obtido com o esquema de Grell.

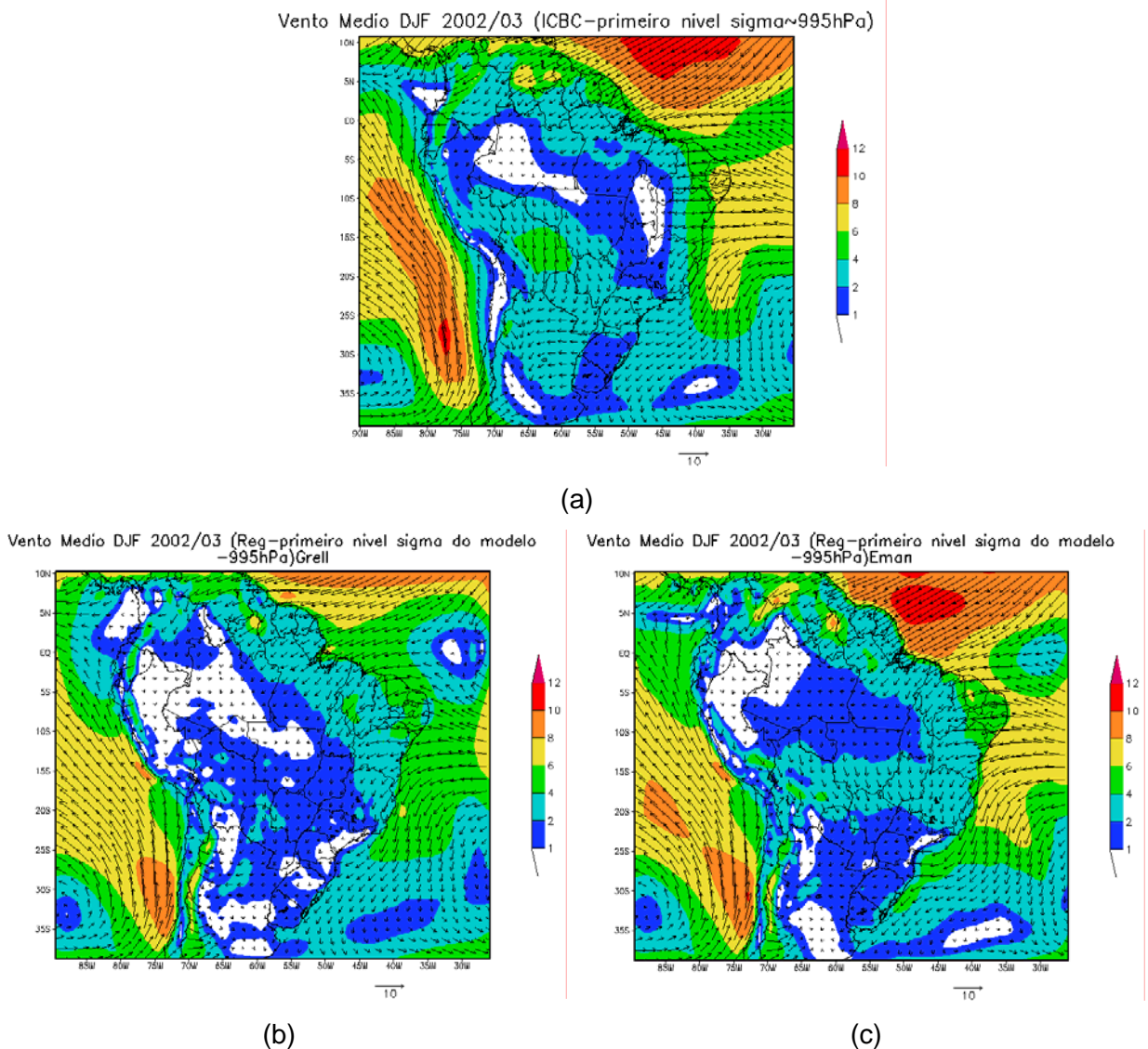


Figura 3.18 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em ms^{-1}) para o verão austral de 2002/2003 (DJF) no primeiro nível sigma (aproximadamente 995 hPa): (a) reanálise do NCEP ; (b) simulação utilizando o esquema convectivo de Grell e (c) simulação utilizando o esquema convectivo de Emanuel.

O escoamento médio do vento para DJF no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa) é apresentado na Figura 3.19, (a) reanálise do NCEP, (b) e (c) simulações com os esquemas de Grell e Emanuel, respectivamente. Nota-se que o modelo apresenta escoamento similar a reanálise, tanto com o esquema de Grell como com o de Emanuel, com algumas diferenças na intensidade do vento.

Assim como para o primeiro nível sigma (Figura 3.18), nota-se nas Figuras 3.19a e 3.19b que a simulação com o esquema de Grell subestimou a intensidade do escoamento na faixa equatorial, principalmente no norte da AS. O vento simulado também é mais fraco que a reanálise no Nordeste do Brasil. Na região a leste dos Andes, sobre a Bolívia (região do núcleo do JBN), o Grell simulou um escoamento mais intenso que a reanálise. Além disso, o núcleo com maior intensidade encontra-se mais próximo dos Andes do que na reanálise, bem como mais de noroeste na simulação. Observa-se ainda um núcleo de ventos fracos sobre a Argentina na reanálise (Figura 3.19a), que foi bem simulado pelo esquema de Grell (Figura 3.19b), com pequenas diferenças na intensidade.

A simulação com o Emanuel (Figura 3.19c) apresenta um escoamento mais intenso que a reanálise, principalmente na região equatorial e a leste dos Andes, sobre a Bolívia. Assim como na simulação com o esquema de Grell, o núcleo de ventos fracos sobre a Argentina também foi bem representado pelo esquema de Emanuel (Figura 3.19c)

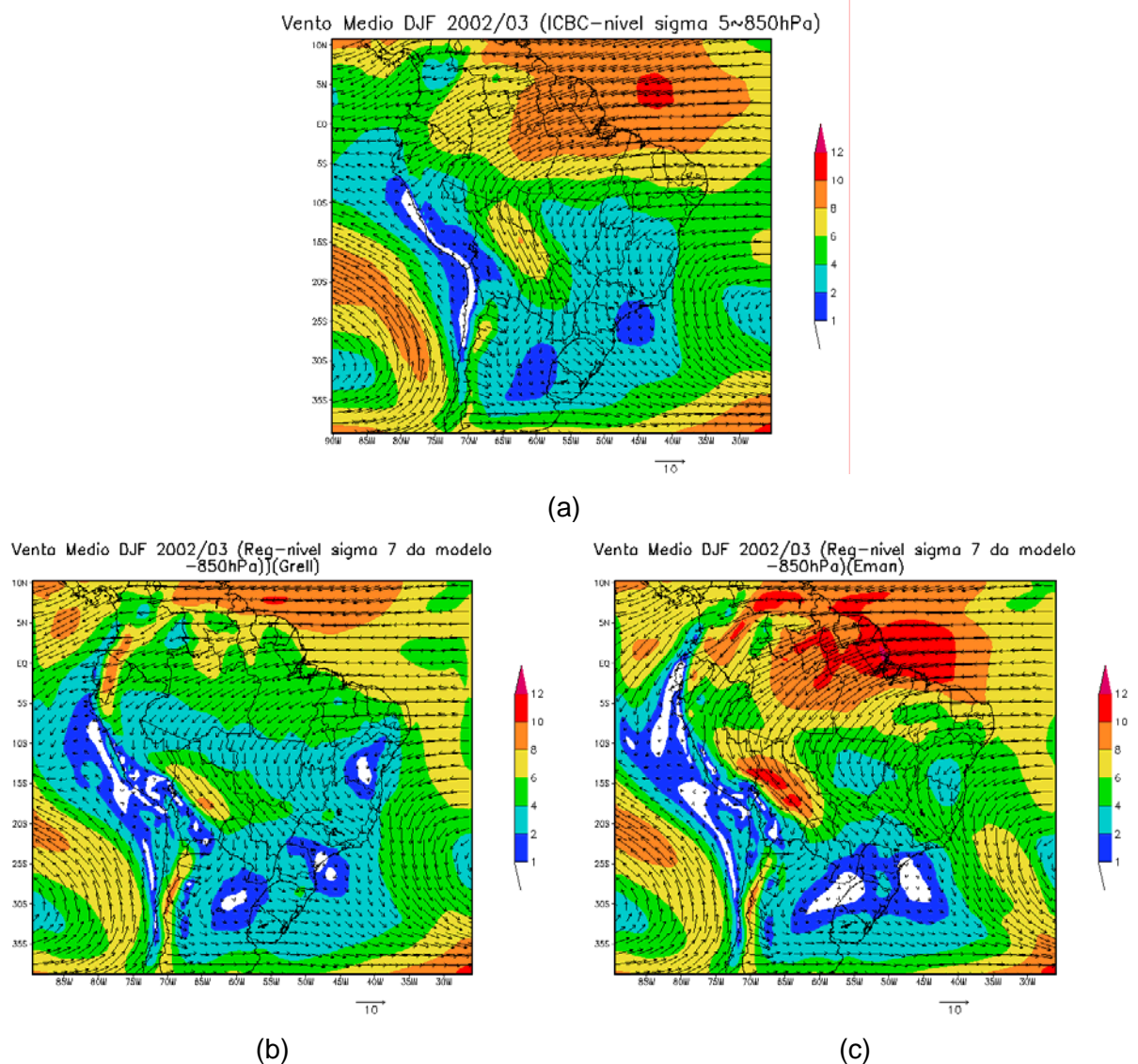


Figura 3.19 Idem a Figura 3.18, mas para o nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa).

A temperatura do ar média para o verão austral de 2002/2003 no primeiro nível sigma do modelo é apresentada na Figura 4.20: (a) reanálise do NCEP, (b) simulação utilizando a parametrização de Grell e (c) simulação com Emanuel. Comparando as Figuras 3.20a e 3.20b, nota-se que o que o esquema de Grell simulou temperaturas mais quente que a reanálise do NCEP em toda região amazônica e nos países que fazem fronteiras com o Brasil ao norte e a oeste. Situação oposta é observada no Paraguai e noroeste da Argentina, bem como no

nordeste brasileiro, destacando-se a região litorânea, onde foram simuladas menores temperaturas do que mostra a reanálise do NCEP.

Analisando as Figuras 3.20a e 3.20b, nota-se que na região onde o esquema de Grell superestimou (Figura 3.20b) o esquema de Emanuel apresenta-se um pouco mais próximo da reanálise, com temperaturas mais baixas que o Grell, principalmente no sul da região amazônica e nos países que fazem fronteiras com o Brasil (ao norte e oeste). Com relação ao nordeste brasileiro e Paraguai o esquema de Emanuel também simulou temperatura próximas a reanálise. O núcleo de temperaturas mais elevadas no Paraguai e Argentina ocupa área maior com o esquema de Emanuel do que na reanálise.

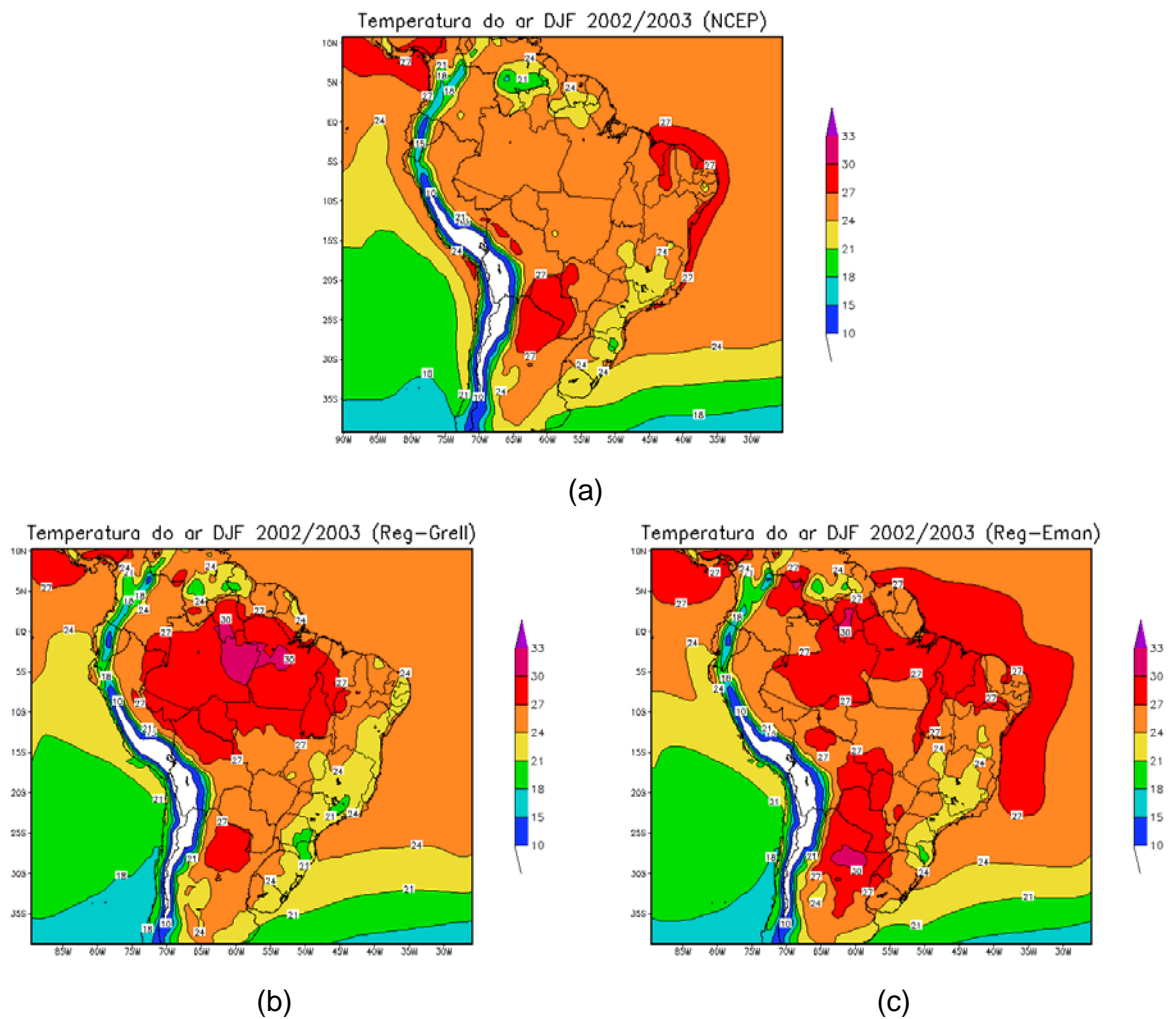


Figura 3.20 Temperatura ($^{\circ}\text{C}$) média para o verão 2002/2003, no primeiro nível sigma: (a) reanálises do NCEP interpoladas para grade do modelo, (b) simulação do modelo com o esquema de convecção Grell e (c) simulação do modelo com o esquema de convecção Emanuel.

A Figura 3.21 mostra a precipitação sazonal média (DJF de 2002/2003) para os dados do GPCP (a), simulações com a parametrização de Grell (b) e com a de Emanuel (c). Comparando a simulação com o esquema de Grell (Figura 3.21b) com as observações do GPCP (Figura 3.21a), nota-se que o modelo apresenta-se muito seco sobre a região Amazônica, sul do Brasil e parte da Argentina, semelhante aos resultados obtidos para o verão de 1998/1999. A subestimativa de precipitação na Amazônia com o esquema de Grell, pelo menos em parte, pode explicar as maiores temperaturas (Figura 3.20b) nesta área. Ou seja, menor taxa de precipitação estaria

associada a menor cobertura de nuvens aumentando a incidência de radiação solar e, portanto temperaturas mais elevadas. Já a simulação com o esquema de Emanuel (Figura 3.21c) apresenta uma distribuição espacial e intensidade da precipitação média sazonal coerente com as observações do GPCP (Figura 3.21a), destacando a região Amazônica e a banda de precipitação associada a ZCAS. Na região sul do Brasil e nordeste da Argentina o esquema de Emanuel apresenta resultado semelhante ao esquema de Grell, ou seja, precipitação abaixo do GPCP.

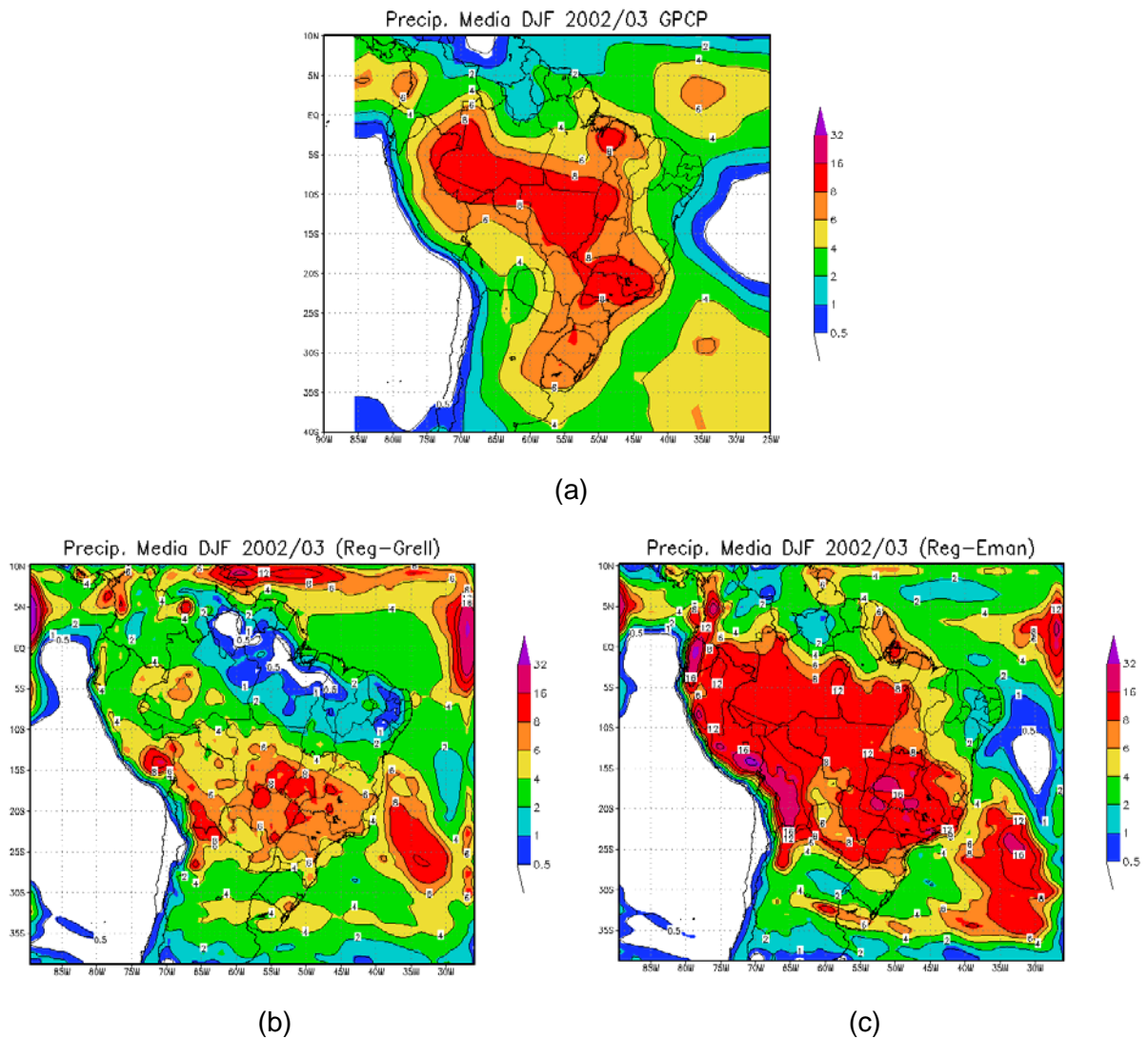


Figura 3.21 Precipitação (mm/dia) média para o verão 2002/2003 do Hemisfério Sul (mm/dia): (a) GPCP, (b) simulação com o esquema de convecção Grell; (c) simulação com o esquema de convecção Emanuel.

3.2.2 Verificação do Perfil Vertical médio do vento

De posse das observações, foram construídos perfis verticais médios das componentes zonal e meridional do vento, que foram comparados os perfis médios simulados no ponto de grade mais próximo.

A Figura 3.22 apresenta o perfil médio para as oito estações de balão-piloto e a simulação com o esquema de Grell, para os mesmos dias e horários das observações (ou horário mais próximo). Analisando a componente zonal média, merece destaque à localidade de Trinidad (Figura 3.22d), onde com o esquema de Grell a estrutura vertical e a intensidade são próximas à observada, com discrepâncias em intensidade entre os níveis de 500 e 1500m nmm. Nas localidades de Rio Branco (Figura 3.22a), Cobija (Figura 3.22c) e Asunción (Figura 3.22h) o modelo subestima a magnitude do vento zonal, principalmente em Rio Branco, contudo, a estrutura vertical foi simulada com coerência. Na estação de Santa Cruz, nota-se uma estrutura vertical semelhante (simulada e observada), porém com máximo na componente zonal mais intenso e mais alto na simulação. Outra característica interessante é que o vento zonal simulado apresenta valores abaixo do observado até o nível de 1700m nmm, a partir desse nível o simulado passa a ser mais intenso. As demais localidades apresentam discrepância entre o simulado e o observado, tanto na estrutura vertical como na intensidade.

Com relação a componente meridional do vento, nas localidades de Rio Branco, Trinidad (Figura 3.22d), Mariscal Estigarribia (Figura 3.22g) e Asunción (Figura 3.22h) os perfis verticais simulados são bastante semelhantes ao observado, tanto na estrutura vertical como na intensidade, destacando-se a estação de

Asunción. Em todos estes perfis é aparente a predominância do vento de norte nos primeiros 4 km da atmosfera, com um máximo entre 800 m nmm (Asunción) e 1500 m nmm (Santa Cruz). Em Santa Cruz (Figura 3.22c), o vento meridional apresenta uma estrutura vertical similar à observada, porém mais intenso. Em Vilhena (Figura 3.22b) acima do nível de 2500 m nmm as componentes meridionais do vento observado e simulado são semelhantes, abaixo deste nível o observado é mais intenso que o simulado. Nas demais localidades o vento meridional simulado apresenta-se mais intenso e com nível de máximo mais alto que o observado, exceto na localidade de Mariscal Estigarribia (Figura 3.22g). Em praticamente todas as localidades o perfil vertical do vento meridional apresenta características de jato, ou seja, a intensidade do vento cresce entre a superfície e máximo, decrescendo a seguir, tanto na simulação como na observação.

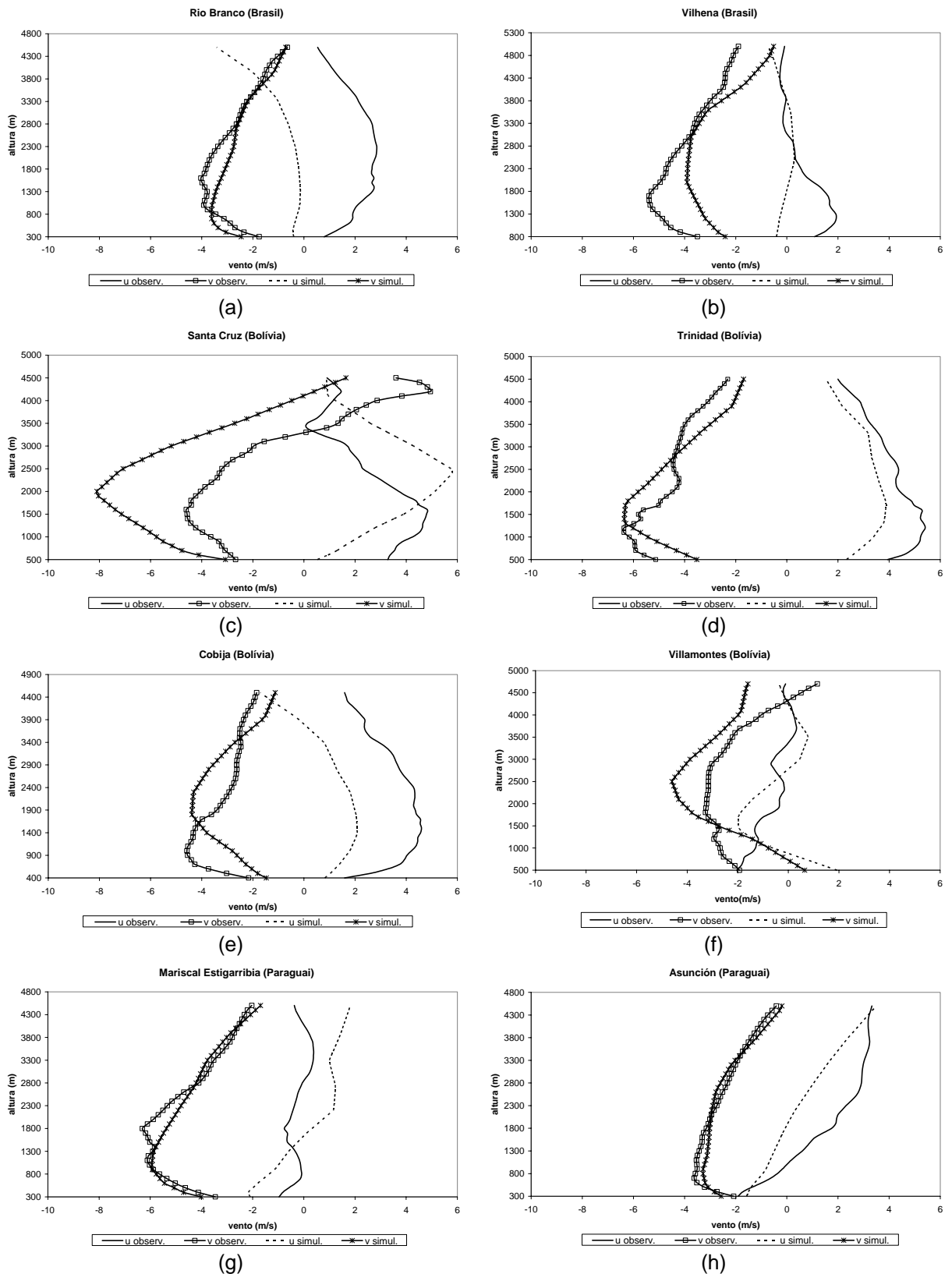


Figura 3.22 Perfil vertical médio das componentes zonal e meridional do vento, observado e simulado com o esquema de Grell. Para as observações com balão piloto de: (a) Rio Branco – Brasil; (b) Vilhena – Brasil; (c) Santa Cruz – Bolívia; (d) Trinidad – Bolívia; (e) Cobija – Bolívia, (f) Villamontes – Bolívia, (g) Mariscal Estigarribia – Paraguai e (h) Asunción – Paraguai.

Os perfis verticais médios das componentes do vento, agora comparando com a simulação com o esquema de Emanuel, para as estações de balão-piloto, são mostrados na Figura 3.23. Nota-se que a componente zonal do vento simulado mostra bastante semelhança com o observado nas localidades de Cobija (Figura 3.23e) e Mariscal Estigarribia (Figura 3.23g), onde o modelo capturou tanto a estrutura vertical como a intensidade. Nas localidades de Rio Branco e Asunción o modelo apresenta uma estrutura vertical semelhante à observada, no entanto, a intensidade foi subestimada. Na estação de Villamontes (Figura 3.23f), existe alguma diferença para componente zonal na camada próximo à superfície, onde a observação mostra vento fraco de leste, enquanto foi simulado vento de oeste. Acima desta camada, a simulação é bastante próxima da observação. Nas demais localidades, a componente zonal do vento simulado mostra algumas diferenças em relação as observação. Por exemplo, em Vilhena (Figura 3.23b) as observações mostram um perfil de jato que não foi simulado..

Com relação a componente meridional do vento, merece destaque à localidade de Santa Cruz (Figura 3.23c), onde os valores simulados são próximos do observado. Nas localidades de Trinidad, Mariscal Estigarribia e Asunción (Figura 3.23d, g e h, respectivamente) o perfil da componente meridional é semelhante ao observado, com pequenas diferenças em alguns níveis. Nas estações de Rio Branco, Cobija e Villamontes (Figura 3.23a, e, f, respectivamente) o vento meridional simulado apresenta valores maiores que o observado, exceto nos primeiros 1200 m nmm nas localidades de Rio Branco e Villamontes, com valores abaixo do observado (Figura 3.23f). Na estação de Vilhena (Figura 3.23b) o vento meridional simulado apresenta valores abaixo do observado em toda vertical.

Analisando os perfis verticais para os dois esquemas é possível notar que o modelo com o Grell simula componente meridional do vento mais similar às observações nas estações de Rio Branco, Trinidad, Mariscal Estigarribia e Asunción (Figuras 3.22 a, d, g e h, respectivamente) quando comparado à simulação com o Emanuel. Já nas estações de Santa Cruz e Vilhena o esquema de Emanuel apresenta um perfil vertical mais próximo aos observados (Figuras 3.23 c e g, respectivamente). Nas demais localidades, as diferenças entre simulação e observação são similares para os dois esquemas. Com relação a componente zonal, o esquema de Emanuel mostra valores mais próximos do observado do que o esquema de Grell, nas localidades de Rio Branco, Cobija e Mariscal Estigarribia (Figuras 3.23 a, e, g, respectivamente), principalmente em Cobija.

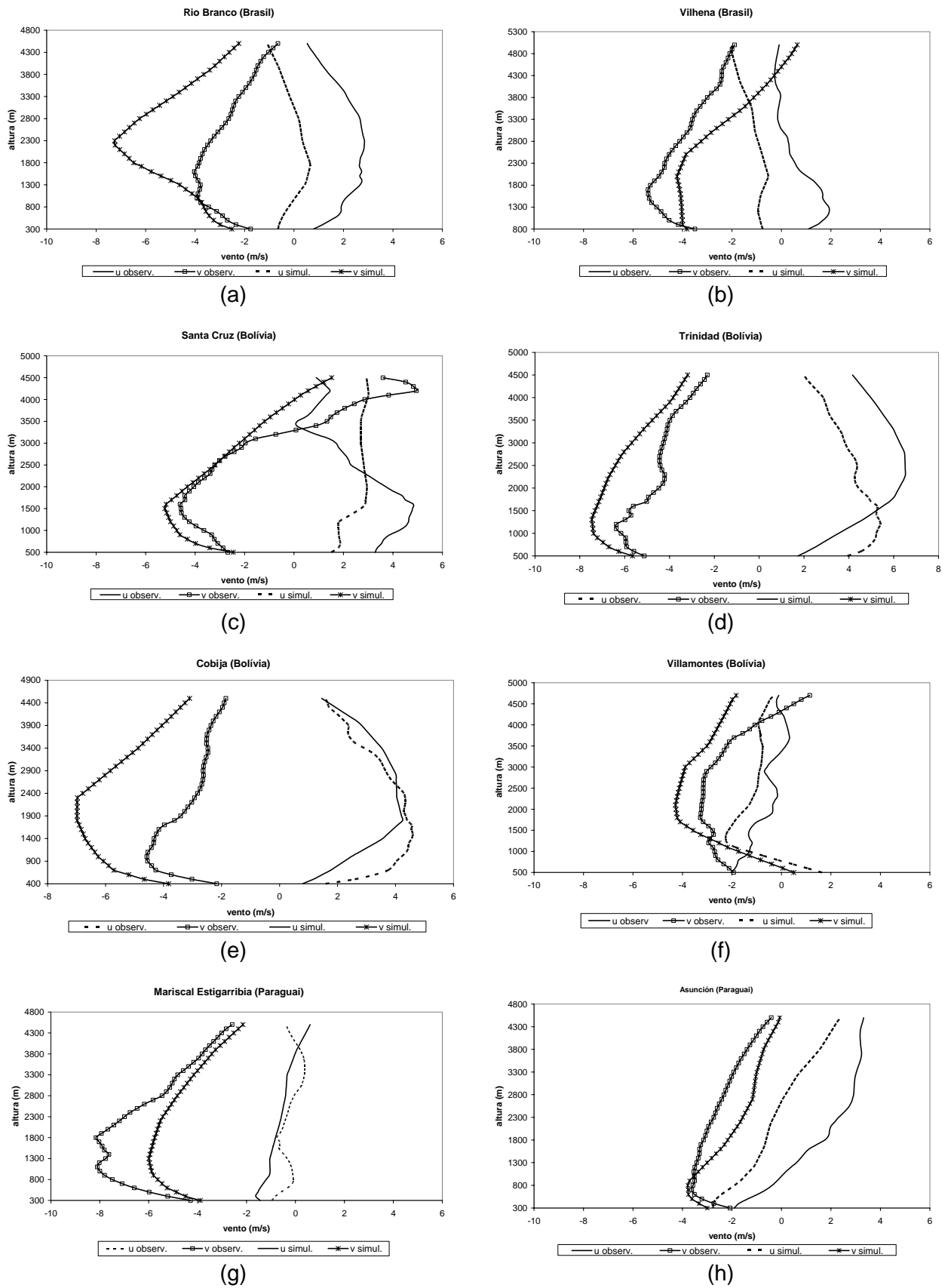


Figura 3.23 Idem a Figura 3.22, mas utilizando o esquema de Emanuel.

Para estação de Santa Cruz, Bolívia, além das observações de balão-piloto, onde poucas ultrapassaram o nível de 2500 m nmm, foram utilizadas as observações de radiossondas para o verão de 2002/2003, com um total de 76 radiossondagens, permitindo uma análise mais consistente.

Os perfis verticais médios das componentes do vento e da velocidade do vento, para as observações e simulações com os dois esquemas convectivos (Grell e Emanuel) são mostrados na Figura 3.24. Analisando a Figura 3.24a, nota-se que a simulação com o Grell, capturou a estrutura vertical da componente meridional do vento, mas apresenta ventos mais fracos que o observado. O vento zonal observado também é mais intenso que o simulado abaixo do nível de 2600m nmm, acima deste nível o simulado passa a ser mais intenso, fato que é refletido no perfil da velocidade do vento (Figura 3.24c), onde as maiores discrepâncias de intensidade são encontradas abaixo de 2600 m nmm. Comparando este perfil com o obtido através das observações de balão-piloto (Figura 3.22c), nota-se uma diferença significativa entre eles, o que pode estar associado ao número de observações, que foram de apenas 28 de balão-piloto. Isto porque, com um maior número de radiossondas espera-se um melhor ajuste entre simulação e observação, já que modelos climáticos, embora muitas vezes não representem cada sistema em si, possuem capacidade de representar características médias (Giorgi and Mearns, 1999)

Analisando agora o perfil com o esquema de Emanuel (Figura 3.24b), nota-se que o perfil simulado é bastante semelhante ao observado, principalmente para a componente meridional do vento, onde a simulação capturou tanto a estrutura vertical como a intensidade do vento, com pequena diferença no nível de máximo que foi simulado um pouco abaixo do observado. Para a componente zonal o nível

de máximo simulado é um pouco mais alto que o observado, o que resulta em menores erros na altura do máximo da velocidade do vento (Figura 3.24d). Com relação à velocidade do vento, nota-se na Figura 3.24d que o modelo capturou a estrutura vertical e intensidade próxima à observada, além de apresentar nível de máximo bem próximo ao observado, o que era esperado, visto que, o modelo reproduziu com coerência as componentes do vento, com este esquema.

Comparando a Figura 3.24b com o perfil obtido através das observações de balão-piloto (Figura 3.23c), assim como com o esquema de Grell, o perfil simulado é mais próximo do obtido de observações de radiossonda. Fazendo uma comparação entre os dois esquemas é possível notar que o esquema de Emanuel apresenta um perfil vertical mais semelhante ao observado, não só na componente meridional do vento como também na componente zonal. A altura do nível de máximo do vento meridional (~1500 m nmm) foi coerentemente simulada, tanto com o Grell como com o Emanuel. A componente zonal também apresenta máximo próximo do nível de 1500 m nmm, mas as simulações tendem a deslocá-lo para níveis mais altos do que o observado, principalmente o Grell.

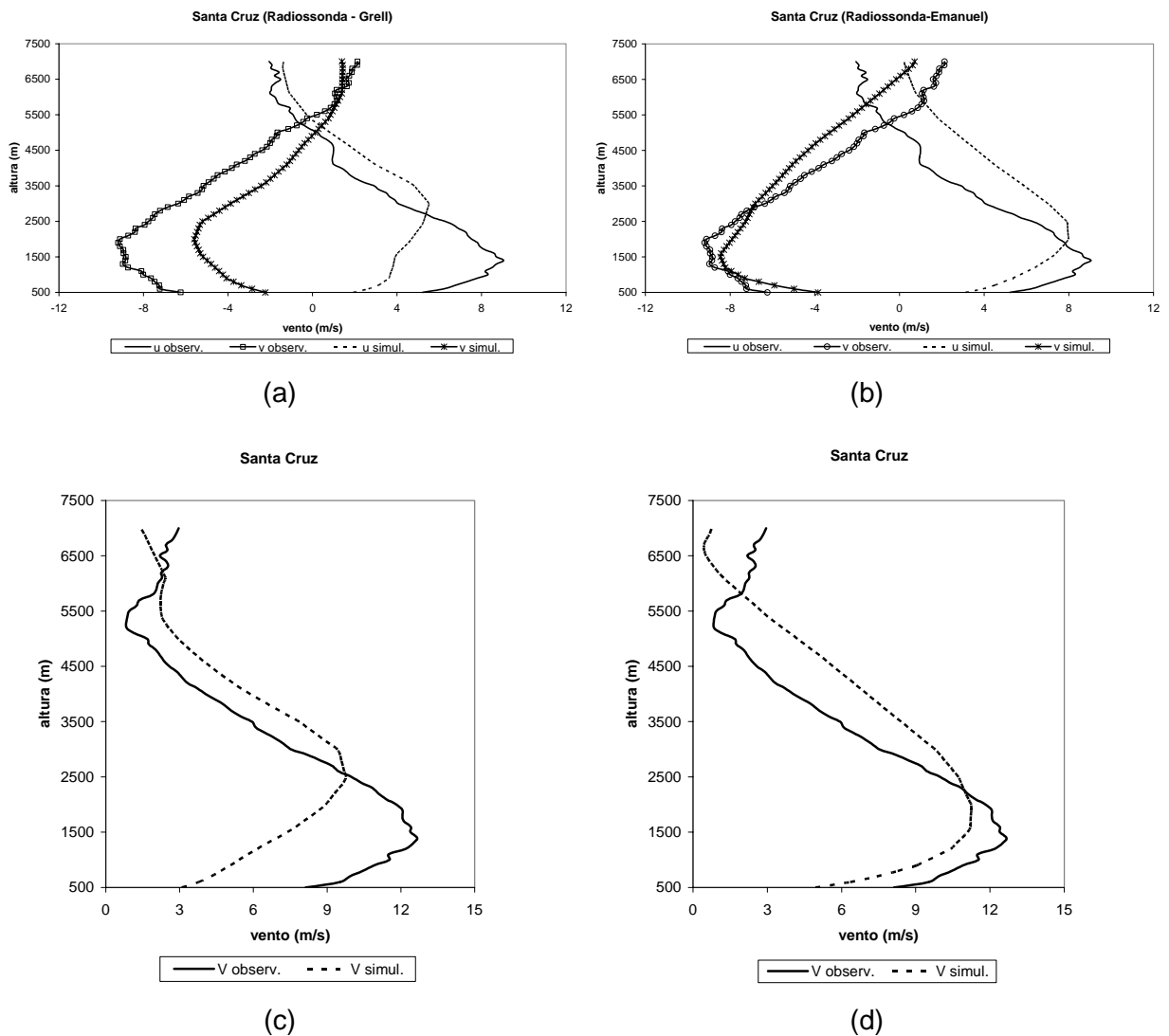


Figura 3.24 Perfil vertical médio para a estação de Santa Cruz, Bolívia, utilizando as observações de radiossondas, para as componentes do vento simulado com (a) Grell, (b) Emanuel e velocidade do vento: (c) Grell e (d) Emanuel.

3.2.3 Identificação dos JBNs nas simulações

O critério de JS para identificação de JBN foi aplicado nas simulações para o verão austral de 2002/2003. A distribuição espacial da ocorrência de JBN durante o verão é apresentada na Figura 3.25. Analisando esta figura para a simulação com a parametrização de Grell (Figura 3.25a), nota-se uma preferência para ocorrência do JBN à leste dos Andes, com um núcleo sobre a Bolívia centrado em 19°S-62°W, e

sobre o Atlântico subtropical, como também obtido no verão de 1998-1999 (Figura 3.8a), contudo, com menor frequência no número de ocorrência do JBN em 98-99.

A Figura 3.25b mostra a distribuição espacial da ocorrência de JBN na simulação com a parametrização de Emanuel, onde é notável um grande número de ocorrência de JBN e uma maior abrangência espacial, tanto quando comparado ao esquema de Grell como comparado ao verão de 1998-1999. A região norte da AS e parte do nordeste do Brasil aparece como uma região de ocorrência de JBN, o que não foi relatado anteriormente, e provavelmente está associada à maior intensidade dos ventos no verão de 2002-2003, quando comparado a 1998-1999.

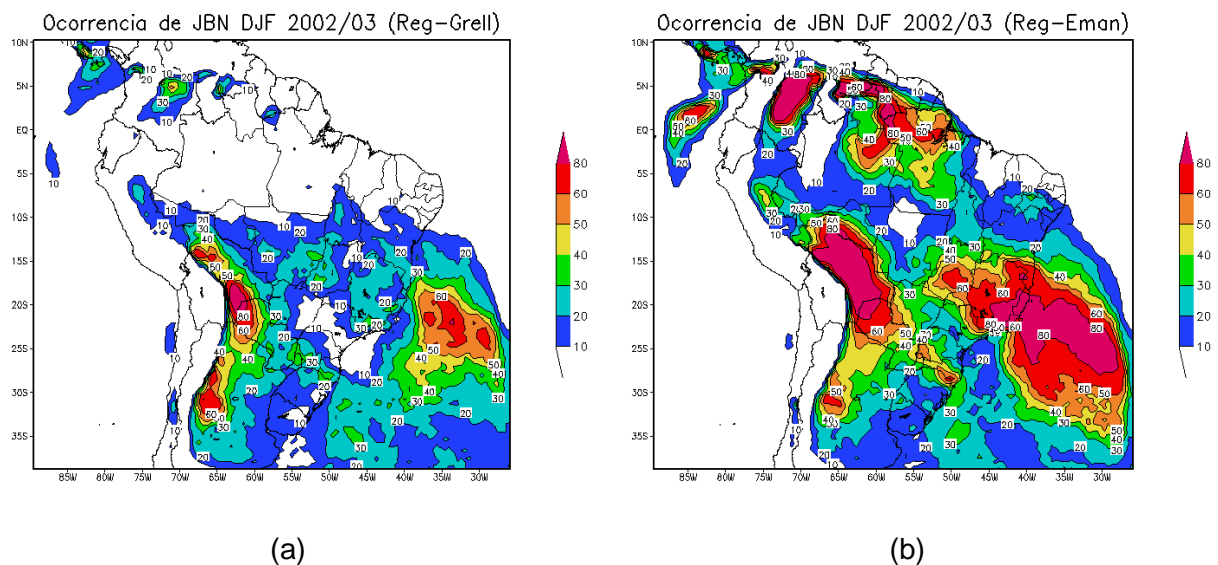
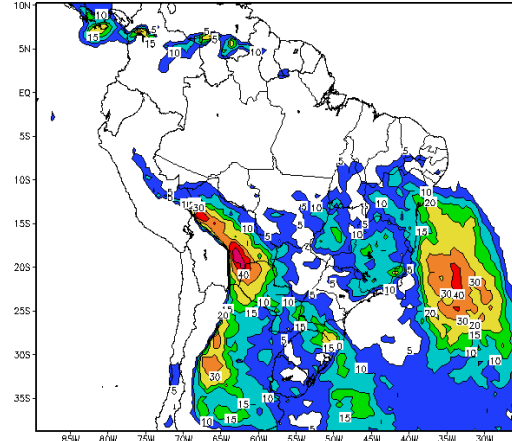


Figura 3.25 Ocorrência de JBN, utilizando o critério de JS, para o verão austral de 2002/2003, utilizando os esquemas de (a) Grell e (b) Emanuel.

Como para o verão de 1998/99, a ocorrência de JBN foi separada por horário, com o objetivo de identificar se existe variabilidade diurna de JBN nas simulações. A distribuição por horário na simulação com o esquema de Grell é apresentada na Figura 3.26. Nota-se uma maior frequência de JBN, em todo o domínio, às 00:00

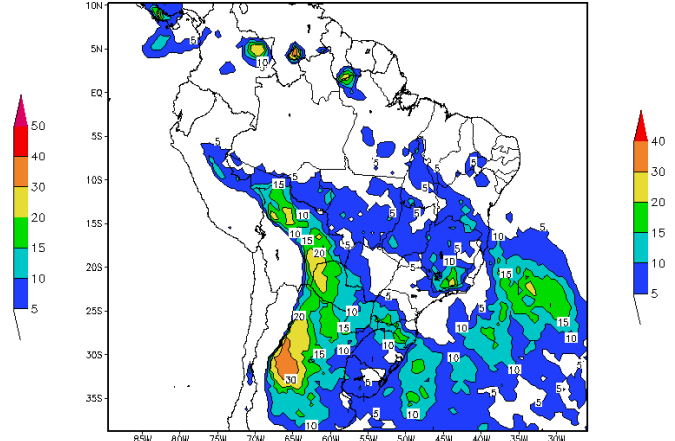
UTC, porém, considerando os núcleos nas proximidades do Andes o segundo horário de maior frequência do JBN seria 12:00 UTC, seguido das 06:00 UTC, o inverso do simulado no verão de 1998/99 (Figura 3.9).

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 00UTC (Reg–Grell)



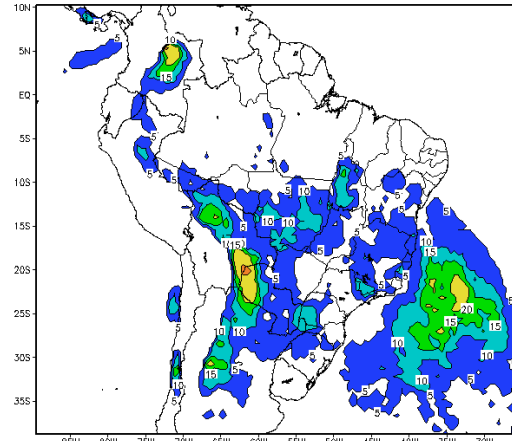
(a)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 06UTC (Reg–Grell)



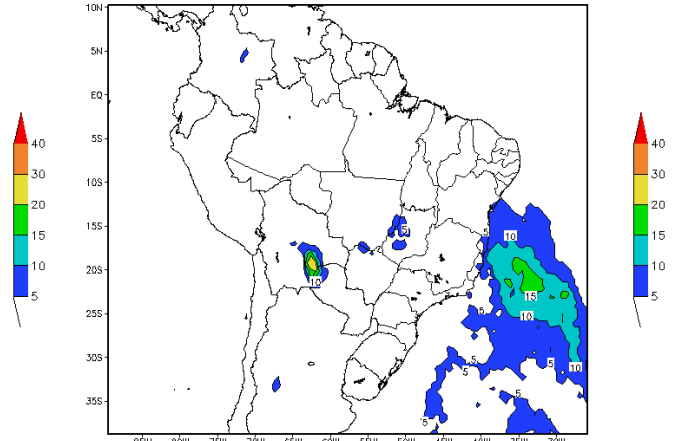
(b)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 12UTC (Reg–Grell)



(a)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 18UTC (Reg–Grell)

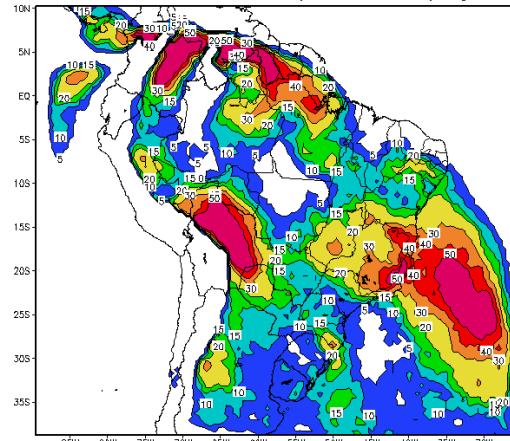


(b)

Figura 3.26 Distribuição espacial da ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 02/03) com esquema de Grell: (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.

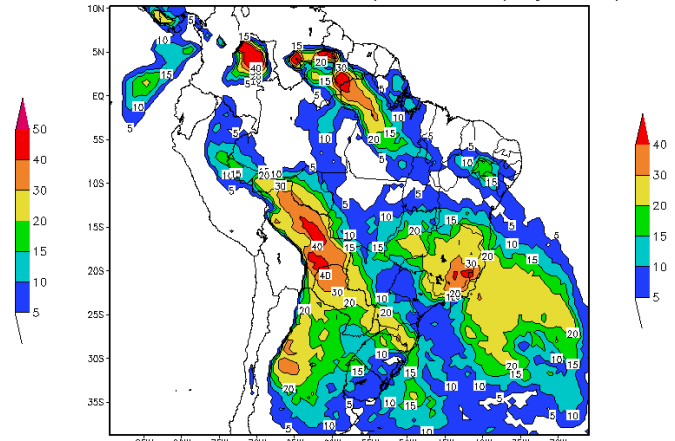
O esquema de Emanuel (Figura 3.27), também apresenta uma maior frequência de JBN às 00:00 UTC, seguido de 06:00 UTC, e das 12:00 UTC, respectivamente, semelhante ao encontrado nas simulações para o verão de 1998-1999.

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 00UTC (Reg-Eman)



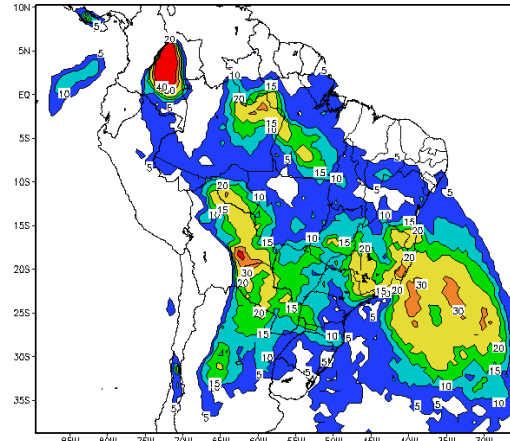
(a)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 06UTC (Reg-Eman)



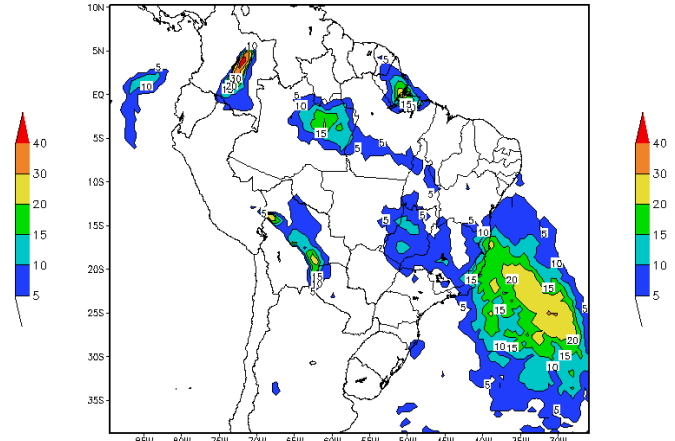
(b)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 12UTC (Reg-Eman)



(c)

Ocorrência de JBN – DJF 02/03 18UTC (Reg-Eman)



(d)

Figura 3.27 Distribuição espacial da ocorrência de JBN para o verão do Hemisfério Sul (DJF – 02/03) com esquema de Emanuel: (a) 00:00 UTC, (b) 06:00 UTC; (c) 12:00 UTC e (d) 18:00 UTC.

3.2.4 JBN simulado versus observado

Assim como para o verão de 1998-1999 aplicou-se os critérios JS e JB para identificação do JBN nas observações com balão piloto e nas simulações (Grell e Emanuel), no ponto de grade mais próximo de cada estação.

O número total de eventos de JBN identificados nas observações e nas simulações é apresentado na Tabela 3.8. A localidade de Mariscal Estigarribia, Paraguai apresentaram uma maior ocorrência de JBN, tanto nas observações quanto nas simulações, com 33 eventos observados, que corresponde a aproximadamente 32% das observações. Foram identificados 20 eventos simulados com o Emanuel (aproximadamente 19%), destes 20, 15 foram corretamente previstos pelo RegCM3. A estação de Villamontes, Bolívia, apresentou a menor ocorrência de eventos de JS, com apenas 1 evento, que corresponde a aproximadamente 4%.

Analisando os eventos observados e simulados para cada esquema convectivo, em Trinidad foram observados 6 eventos (aproximadamente 23% das observações) mesmo número foi identificado nas simulações (Grell e Emanuel). Dos 6 eventos observados, 2 foram identificados as 00:00 UTC, 3 às 12:00 e 1 às 06:00 UTC, enquanto que na simulação com o Emanuel foram 5 eventos às 00:00 UTC e 1 às 06:00 UTC. Com o esquema de Grell, dos 6 eventos identificados 2 ocorreram as 00:00 UTC e 4 às 12:00 UTC. Estes resultados sugerem que na localidade de Trinidad há uma maior frequência na ocorrência de JBN às 12:00 UTC, seguido das 00:00, o que foi coerentemente simulado pelo RegCM3 utilizando o esquema de Grell. Já com o esquema de Emanuel o horário preferencial para ocorrência de JBN nesta localidade foi 00:00 UTC.

Nas estações de Rio Branco, Cobija, Marrisca Estigarribia e Asunción, o esquema de Emanuel apresenta um número de eventos mais próximo do observado. Em Santa Cruz foram observados 3 eventos de JS, o que corresponde a 11% das observações. Já nas simulações obteve-se o mesmo número de eventos com os dois esquemas convectivos: 6 eventos (aproximadamente 21%). Situação semelhante foi encontrada na estação de Villamontes, onde as observações mostram apenas 1 evento enquanto foram simulados 4 eventos (Grell e Emanuel). O oposto ocorreu em Vilhena, onde foram identificados 13 eventos nas observações (aproximadamente 17%) onde a maioria dos episódios de JS ocorreram às 06:00 UTC (5 eventos), às 12:00 UTC (4 eventos), 00:00 (2 eventos) e 18:00 UTC (2 eventos). As simulações não capturaram essa ocorrência, identificando apenas 3 eventos (4%) com o esquema de Grell e 2 eventos (3%) com o esquema de Emanuel. Baixo número de JS nas simulações estaria associado ao fato que o perfil vertical do vento meridional simulado, tanto com o Emanuel como o Grell, mostra um máximo não muito intenso acima de 1500 m nmm, portanto, a utilização de um nível fixo para identificar o JS não estaria sendo satisfeito. Outro aspecto importante, é que a componente meridional média simulada é muito mais fraca do que a observada, também impedindo que se atinja o limiar de $|v| > 8 \text{ ms}^{-1}$.

Na estação de Mariscal Estigarribia dos 33 eventos observados 61% destes foram às 12:00 UTC, assim como em Asunción, com 65% dos eventos de JS às 12:00 UTC. Na simulação com o esquema de Emanuel em Mariscal Estigarribia obteve-se frequência igual às 06:00 e 12:00 UTC (40% dos eventos em cada horário), e em Asunción a maior frequência foi encontrada às 12:00 UTC (41% dos eventos simulados), seguido de 06:00 UTC (com 35% dos eventos simulados), concordando com os resultados obtidos por Nicolini et al. (2002).

Estes resultados sugerem que o horário preferencial de ocorrência de JBN observado e simulado é 12:00 UTC. No entanto, é possível encontrar um segundo horário preferencial em função da latitude da estação, ou seja, nas estações ao norte de 20°S os horários preferenciais são 00:00 e 12:00 UTC, e nas estações ao sul de 20°S, 06:00 e 12:00 UTC. Em um estudo que considerou 4 horários por dia de reanálise do NCEP, Marengo et al. (2004) sugeriu que durante o verão os JBNs na AS são mais freqüentes e intensos entre 06:00 e 12:00 UTC ao norte de 20°S, próximo ao núcleo do jato, enquanto que em aproximadamente 30°S é detectado entre 00:00 e 06:00 UTC. Saulo et al. (2000) e Nicolini et al. (2002) encontraram um máximo entre 00:00 e 06:00 UTC, usando produtos de previsão do modelo ETA com 40 km de resolução durante a estação quente de 97-98.

Tabela 3.8 Número total de ocorrência de JBN nas estações de balão piloto (utilizando o critério de Sugahara apenas nos horários com observações), simulado e observado. As observações em cada estação são em dias e horários diferentes.

Estações	Total de JBN simulado-Grell	Total de JBN simulado-Emanuel	Total de JBN observado
Rio Branco (BRA)	1	2	3
Vilhena (BRA)	3	2	13
Santa Cruz (BOL)	6	6	3
Trinidad (BOL)	6	6	6
Cobija (BOL)	1	5	6
Villamontes (BOL)	4	4	1
Marriscal Estigarribia (PAR)	19	20	33
Asunción (PAR)	11	17	20

Aplicou-se também o critério de JS às observações de radiossonda, em Santa Cruz, e nas simulações no mesmo horário. Foram identificados 27 eventos de JS

nas observações, que correspondem a 36%. O aumento no número de eventos em relação às observações de balão piloto pode estar associado ao fato de que durante o SALLJEX eram realizadas observações especiais com radiossonda no eixo do jato. Nas simulações foram identificados 14 eventos (18%), tanto com o esquema de Grell como com o de Emanuel. O horário de maior frequência de ocorrência de JS, tanto nas observações quanto nas simulações foi 06:00 UTC, correspondendo a 48% dos eventos observados e 65% dos simulados.

A partir da Tabela 3.8 foram construídos perfis verticais médios do vento meridional para a composição de eventos de JS observado, comparando com perfil simulado com número de eventos mais próximo do observado. Para as estações de Santa Cruz, Trinidad e Villamontes, nas quais o número de eventos simulados com o Grell e Emanuel foram iguais, apresentam-se os perfis médios que mais se aproximaram dos observados. Dessa forma, nas estações de Vilhena e Trinidad o perfil médio do vento meridional para a composição de dias com JBN observado foi comparado com a composição simulado com o esquema de Grell. Já nas estações de Rio Branco, Santa Cruz, Cobija, Villamontes, Mariscal Estigarribia e Asunción foram comparadas com o de Emanuel. Estes perfis são apresentados nas Figuras 3.28 e 3.29, respectivamente.

Na estação de Vilhena (Figura 3.28a) apesar da grande diferença no número de eventos (13 observados e 3 simulados) a composição do vento meridional para períodos de JS simulada assemelha-se bastante à observada, capturando inclusive o nível de máximo, com uma diferença de que abaixo do nível de 2000 m nmm o vento observado é mais intenso que o simulado. Já em Trinidad (Figura 3.28b) a composição para o perfil simulado apresenta uma estrutura vertical semelhante ao observado, porém o nível de máximo observado e simulado é encontrado em

aproximadamente 1200 m e 1500 m nmm, respectivamente, ou seja, o nível de máximo simulado é mais alto, além disso, abaixo desse nível a intensidade do vento meridional observada é maior.

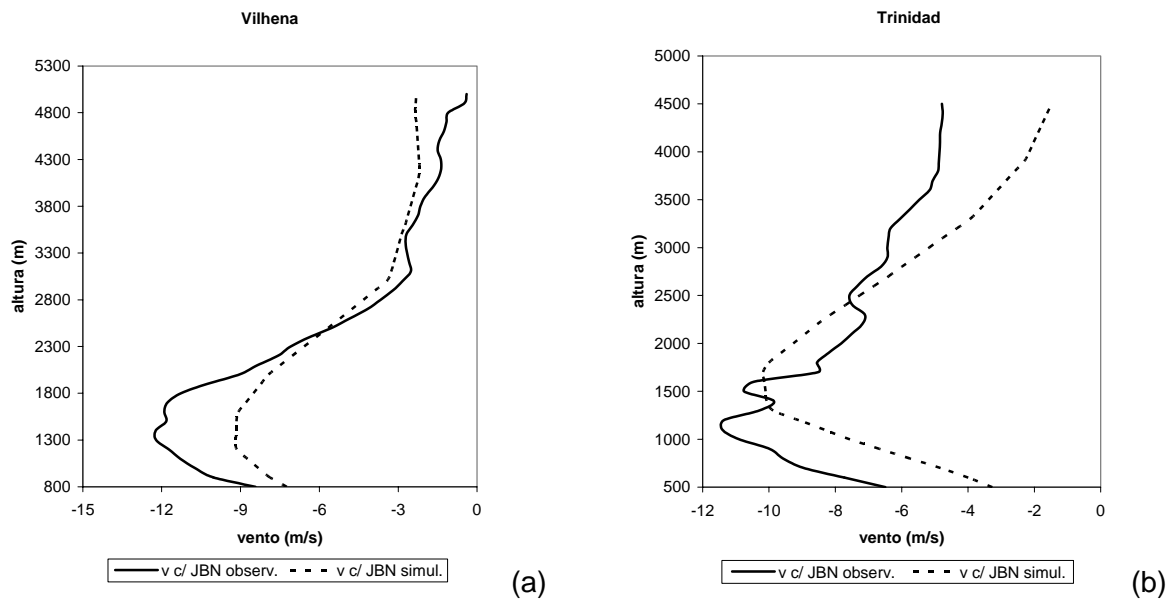


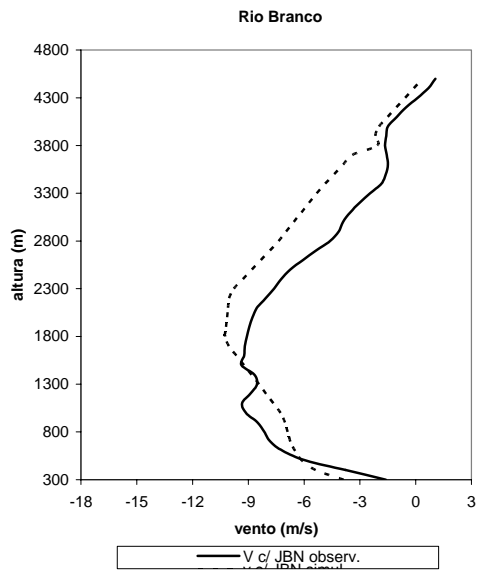
Figura 3.28 Perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JS, observado e simulado com o esquema convectivo de Grell em: (a) Vilhena; (b) Trinidad.

A Figura 3.29 apresenta o perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JS observado e simulado com o esquema de Emanuel, nas estações de Rio Branco, Santa Cruz, Cobija, Villamontes, Mariscal Estigarribia e Asunción (a, b, c, d, e, f, respectivamente). Nota-se que as diferentes estruturas verticais do vento meridional observados são reproduzidos pelo esquema de Emanuel na maioria das estações, exceto em Villamontes (Figura 3.29d), onde o perfil simulado diverge do observado tanto na estrutura vertical quanto na intensidade. Neste caso, as observações indicam apenas 1 evento de JS, o que explicaria o perfil com grande variabilidade vertical do vento meridional apresentado

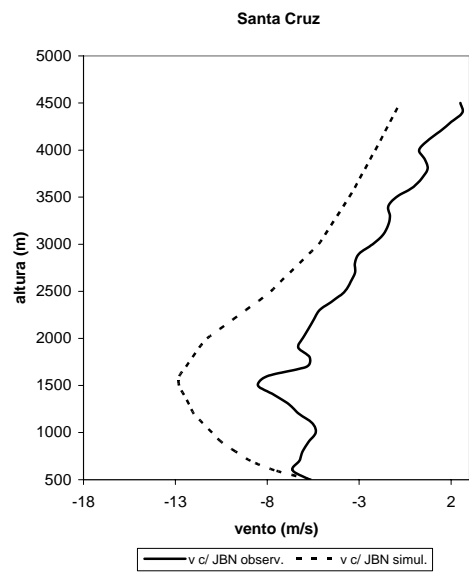
na Figura 3.29d, enquanto a simulação com 4 eventos apresenta um perfil mais suavizado.

Na localidade de Rio Branco (Figura 3.29a) a estrutura e intensidade do vento simulado assemelham-se bastante do observado, apenas com uma diferença no nível do máximo, que na observação situa-se em ~1100 m nmm e na simulação em níveis mais altos (1800 m). Outro detalhe é que acima do nível de 1500 m nmm o vento simulado torna-se um pouco mais intenso que o observado. Situação similar é encontrada em Cobija (Figura 3.29c), porém o máximo vento meridional observado nesta estação encontra-se no nível de 1400 m nmm, e o simulado mais baixo, em aproximadamente 1000 m nmm, oposto ao encontrado em Rio Branco.

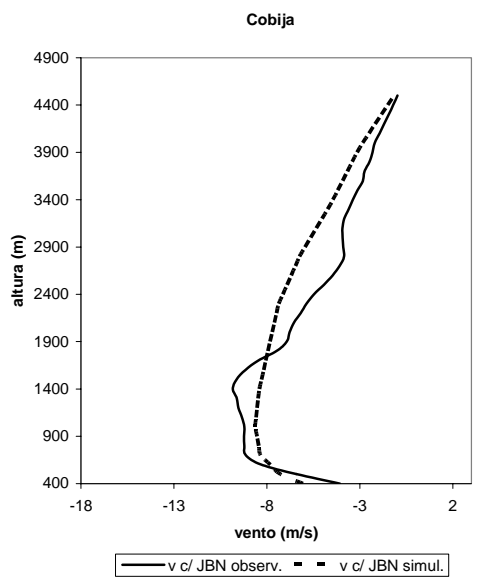
Em Santa Cruz (Figura 3.29b) o vento meridional simulado apresenta uma estrutura vertical semelhante ao observado, no entanto, a simulação não capturou pequenas variações no perfil vertical. Além disso, em toda vertical a intensidade simulada é maior que a observada. Nas estações de Mariscal Estigarribia e Asunción (Figuras 3.29 e, f, respectivamente) o modelo simulou coerentemente a estrutura vertical, inclusive o nível de máximo na localidade de Mariscal Estigarribia, situado em aproximadamente 1100 m nmm, porém o vento meridional observado é mais intenso. Já em Asunción intensidade e estrutura vertical foram capturadas pelo modelo, com pequena diferença no nível de máximo, que na observação é de 600 m nmm e na simulação 900 m nmm.



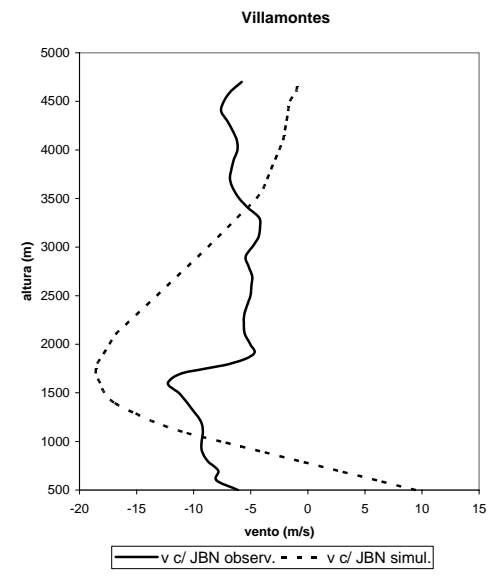
(a)



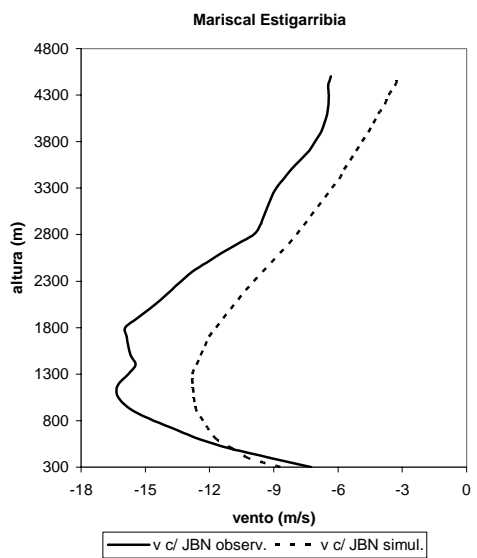
(b)



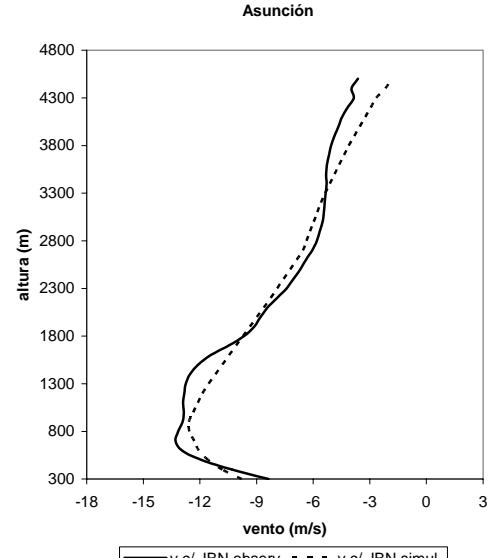
(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 3.29 Perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JBN, observado e simulado com o esquema convectivo de Emanuel em: (a) Rio Branco; (b) Santa Cruz; (c) Cobija, (d) Villamontes, (e) Mariscal Estigarribia e (f) Asunción.

O critério 1 de Bonner para identificação do JBN também foi aplicado nas observações e nas simulações com os esquemas convectivos de Grell e Emanuel (no ponto de grade mais próximo de cada estação). A Tabela 3.9 apresenta o número de eventos identificados nas observações e nas simulações.

Comparando a Tabela 3.9 com a Tabela 3.8 é importante notar que ao mudar o critério utilizado para identificação do JBN houve uma redução significativa no número de eventos identificados, com exceção das localidades de Vilhena e Villamontes, nas quais as observações apresentam maior número de eventos observados com o critério de JB. Esta redução na frequência de JBN é maior na simulação, não sendo possível identificar nenhum evento (Rio Branco e Trinidad) em algumas localidades, com os dois esquemas convectivos, como é o caso de Vilhena, com o esquema de Grell, e Cobija, com o de Emanuel.

Uma possível explicação para o aumento de JBN observado em Vilamontes e Vilhena com o critério de JB pode ser retirado dos perfis médios (Figura 3.23f e 3.23b). Nota-se que em Vilhena, a componente zonal médio mostra estrutura de jato e como o nível de máximo não é fixo, a componente zonal contribui para aumentar a velocidade do vento e então satisfazer o critério de JB.

Na estação de Santa Cruz o número de eventos observado com o critério de JB foi o mesmo do que com o de JS (3 eventos, correspondente a 11% das observações). Em Asunción o número de eventos identificados nas observações praticamente não mudou, com diferença de apenas um evento entre os critérios. Nesta estação na simulação com o esquema de Emanuel identificaram-se dois eventos a menos de JB, enquanto que com o esquema de Grell houve uma grande redução no número de eventos, sendo identificado apenas 1 JB (menos que 1%), distanciando muito a simulação da observação.

Semelhando aos resultados obtidos com o critério de JS, entre todas as estações investigadas, a localidade de Marrisal Estigarribia apresenta uma maior frequência na ocorrência de JBN, com 29 eventos observados (~28% das observações), 4 eventos a menos do que com o de JS.

Tabela 3.9 Número total de ocorrência de JBN nas estações de balão piloto (utilizando o critério de Bonner, considerando apenas os horários com observações) simulados e observado. As observações em cada estação são em dias e horários diferentes.

Estações	Total de JBN simulado-Grell	Total de JBN simulado-Emanuel	Total de JBN observado
Rio Branco (BRA)	0	0	1
Vilhena (BRA)	0	1	14
Santa Cruz (BOL)	4	5	3
Trinidad (BOL)	0	0	5
Cobija (BOL)	1	0	3
Villamontes (BOL)	2	4	3
Marrisal Estigarribia (PAR)	9	13	29
Asunción (PAR)	1	15	19

Assim como para os eventos de JS, foram construídos perfis verticais médios da velocidade do vento para dias com JB, tomando como referência a Tabela 3.7. Devido ao pequeno número de eventos identificados nas simulações, com algumas localidades não apresentando nenhum evento (Rio Branco e Trinidad), foram construídos perfis verticais apenas para as localidades de Santa Cruz, Cobija, Mariscal Estigarribia e Asunción, e comparados com o esquema convectivo que apresentou um número de eventos mais próximo do observado.

A Figura 3-30 apresenta o perfil para a composição de dias com JB observado e simulado com o esquema de Grell nas estações de Santa Cruz e Cobija

(a e b, respectivamente). Analisando a Figura 3.30, nota-se discrepâncias entre o perfil simulado e o observado, inclusive com relação ao nível de máximo na velocidade do vento, que na observação situa-se em 1500 m nmm, na simulação em 2000 m nmm, ou seja, o modelo apresenta o nível médio do máximo do vento mais alto do que o observado. Observações de ar superior desde 1998 têm localizado um máximo de vento entre 1000 e 1600 m nmm em Santa Cruz (Nicolini et al., 2004). Ainda segundo este estudo, durante o SALLJEX, a altitude da velocidade máxima mais freqüente esteve entre 500 e 1500 m nmm, este pode ser tão baixa quanto 500 m e tão alta quanto 3 km, com tendência a elevar-se durante as horas do dia em função do aumento da camada de mistura.

Na estação de Cobija (Figura 3.30b), apesar do baixo número de episódio de JB, nota-se que o perfil simulado é bastante semelhante ao observado, capturando a estrutura vertical e intensidade do vento, apenas com uma pequena diferença no nível de máximo, com o simulado um pouco mais alto. Comparando as Figuras 3.30 a e b, nota-se que a máxima intensidade na localidade de Cobija situa-se em níveis mais baixos do que em Santa Cruz, e esta característica foi coerentemente identificada na simulação com o Grell.

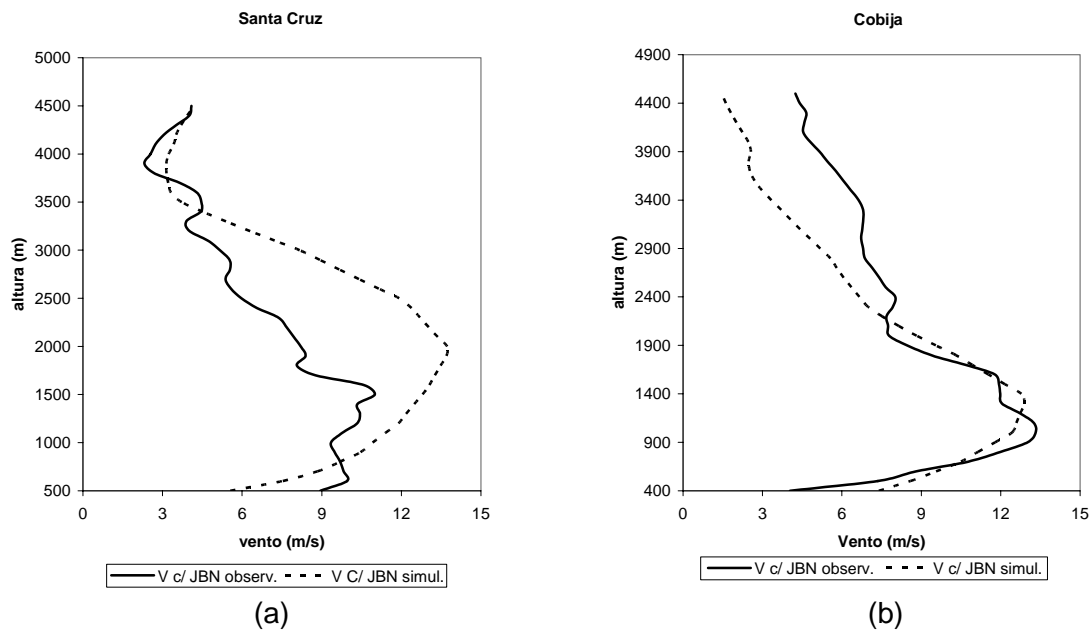


Figura 3.30 Perfil vertical médio da velocidade do vento para os dias com JB nas observações e simulação com o esquema de Grell em (a) Santa Cruz e (b) Cobija.

A Figura 3.31 apresenta o perfil vertical do vento para a composição de dias com JB observado e simulado com o esquema de Emanuel para as localidades de Mariscal Estigarribia e Asunción (a e b, respectivamente). Em Mariscal o perfil simulado apresenta uma estrutura vertical similar à observada, porém o vento observado é mais intenso que o simulado com nível de máximo mais alto (~1200 m nmm) do que o simulado (~700 m nmm). Em Asunción o perfil simulado é bastante semelhante ao observado, com diferença na intensidade, com ventos simulados mais fracos que os observados. Por outro lado, o nível de máximo observado (~700m nmm) é muito próximo do simulado (~600m nmm). Nota-se ainda que o nível de máximo do vento em Mariscal apresenta-se mais alto do que em Asunción, como obtido também com a aplicação do critério de JS.

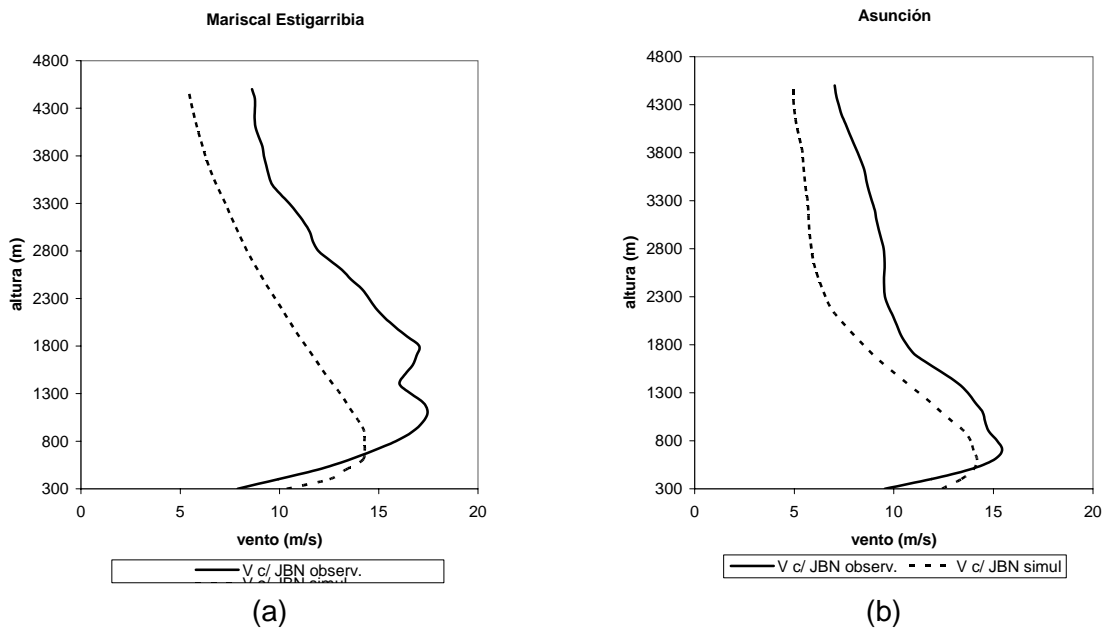


Figura 3.31 Perfil vertical médio da velocidade do vento para os dias com JBN nas observações e simulação com o esquema de Emanuel em (a) Mariscal Estigarribia e (b) Asunción.

3.2.5. Influência da frequência de JBN na variabilidade mensal da precipitação durante o verão de 2002-2003

Nesta seção apresenta-se uma análise da frequência de ocorrência de JBN mensal (dezembro, janeiro, fevereiro) e os sistemas atuantes sobre a AS no mesmo período. Foram analisadas apenas as localidades com um número de observações acima de 70, ou seja, as estações de Vilhena, Mariscal Estigarribia e Asunción. A estação de Santa Cruz também foi incluída através das observações de radiossonda, com frequência mensal de eventos de JS e JB relacionados na Tabela 3.10.

Em Santa Cruz, das 76 observações de radiossonda, 9 foram em dezembro, 19 em janeiro e 48 em fevereiro. Dos 27 eventos de JBN identificados com o critério de JS (Tabela 3.10), a frequência de ocorrência de JBN em relação ao número de

observações para cada mês, foi de 44%, 37% e 33% em dezembro, janeiro e fevereiro, respectivamente. Nas simulações com o esquema de Emanuel (com 14 eventos de JBN), obteve-se a mesma frequência observada em dezembro e janeiro (Tabela 3.10), porém a de fevereiro foi menor que a observada. O esquema de Grell simulou a mesma frequência observada em dezembro, mas em janeiro não simulou nenhum evento, e o mês de fevereiro apresenta frequência mais próxima da observada. Esta análise indica que o modelo reproduziu a maior frequência de JBN no mês de dezembro, independente do esquema convectivo, porém apresenta algumas divergências nos meses de janeiro (Grell) e fevereiro (Emanuel) em função do esquema convectivo.

Com o critério de JB (Tabela 3.10), na estação de Santa Cruz a maior frequência no mês de dezembro foi obtida tanto nas observações como nas simulações, sendo de 67% nas observações e 33% nas simulações com o Grell e com o Emanuel. No mês de janeiro e fevereiro observam-se frequências de 53% e de 42%, respectivamente. Na simulação com o Emanuel essas frequências foram inferiores e com o Grell, ocorre uma inversão nos resultados com menor frequência em janeiro, ou seja, maiores discrepâncias entre observações e simulações com o critério de JB.

Em Vilhena analisou-se apenas as observações, visto que o número de eventos identificados nas simulações esteve muito abaixo do observado (Tabela 3.8 e 3.4), independente do critério utilizado e do esquema convectivo. Das 77 observações de balão piloto utilizadas em Vilhena, 48 foram em janeiro e 29 em fevereiro. Dos eventos identificados com o critério de JS a maior frequência aconteceu em janeiro (em 27% das observações) e em fevereiro reduziu-se para

10%. O critério de JB apresenta situação bastante semelhante, com 21% em janeiro e 14% em fevereiro.

Na estação de Mariscal Estigarribia, das 103 observações utilizadas 28 foram em dezembro, 52 em janeiro e 28 em fevereiro. Obteve-se maior freqüência de ocorrência de JBN nas observações com o critério de JS (Tabela 3.10) no mês de fevereiro, seguido de dezembro e janeiro. A simulação com o esquema de Emanuel confirma a maior freqüência no mês de fevereiro, porém em janeiro a freqüência de JS superou um pouco a de dezembro. Já com o Grell, a maioria dos eventos foram identificados em fevereiro (57%) com poucos eventos em janeiro e dezembro. Com o critério de Bonner os resultados são semelhantes, com a maior freqüência em fevereiro, tanto nas observações como nas simulações, e menor freqüência observada no mês de janeiro. No entanto, nas simulações identificou-se menor freqüência em dezembro (0% com o Emanuel e 4% com o Grell).

Na estação de Asunción das 42 observações utilizadas no mês de dezembro foram identificados eventos de JS (Tabela 3.10) em 21% destas. Em janeiro, com um total de 77 observações, foram identificados JS em apenas 4%, e em fevereiro em 25%, de um total de 32 observações. As simulações com os esquemas de Emanuel e Grell confirmam a maior freqüência de JS em dezembro e fevereiro (Tabela 3.10). Com o critério de Bonner, os resultados são semelhantes com maior freqüência em fevereiro nas observações (28%) e simulação (31%) com o esquema de Emanuel. Em dezembro e janeiro as observações mostram freqüência de 16% e 4%, respectivamente. Já na simulação com Emanuel esta freqüência foi de 7% em dezembro e 3% em janeiro. O esquema de Grell só apresentou um evento de JB devido ao fraco cisalhamento vertical do vento nesta simulação.

No geral tanto em Mariscal como em Asunción identificou-se maior freqüência de JBN nas observações no mês de fevereiro e menor em janeiro, independente do critério utilizado, característica reproduzida coerentemente pelo RegCM3, independente do esquema convectivo.

Tabela 3.10 Freqüência mensal de eventos de JS e JB, observado e simulado (Grell e Emanuel), nas estações de Santa Cruz , Vilhena, Mariscal e Asunción.

Estaç.	Observado			Emanuel			Grell		
	dez	Jan	Fev.	Dez	Jan	Fev	Dez	Jan	Fev
JS									
Santa	44%	37%	33%	44%	37%	6%	44%	0%	21%
Vilhen.	-	27%	10%	-	-	-	-	-	-
Maris	32%	23%	52%	11%	13%	36%	4%	4%	57%
Asunc.	21%	4%	25%	7%	5%	31%	7%	0%	25%
JB									
Santa	67%	53%	42%	33%	16%	0%	33%	5%	13%
Vilhen	-	21%	14%	-	-	-	-	-	-
Maris.	29%	17%	43%	0%	13%	30%	4%	4%	21%
Asunc.	16%	4%	28%	7%	3%	31%	-	-	-

Segundo a revista Climanálise do Centro de Previsões de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) no mês de janeiro de 2003 predominou eventos de ZCAS, que segundo vários autores (Sugahara et al., 1994; Nieto Ferreira et al., 2003; Liebmann et al., 2004), modula a ocorrência de JBN. Dias de ZCAS ativa, com precipitação desde a Amazônia até o sudeste do Brasil, parecem estar associados à menor freqüência de JBN sobre o Paraguai (Sugahara et al., 1994; Liebmann et al., 2004), o que estaria de acordo com os resultados da Tabela 3.10. Esta tabela mostra menor atividade de JBN em janeiro nas estações ao sul de 20°S (Mariscal e Asunción).

Para entender como a frequência de JBN modula a circulação em baixos níveis a Figura 3.32 mostra o escoamento em 850 hPa para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro para reanálise do NCEP (a, d, g), simulação com o esquema de Grell (b, e, h) e com o Emanuel (c, f, i). Nota-se nos campos de reanálise o escoamento de noroeste bem definido a leste dos Andes nos meses de dezembro (Figura 3.32a) e fevereiro (Figura 3.32g), estendendo-se da Amazônia até latitudes mais altas, principalmente no mês de fevereiro, onde este escoamento está centrado mais ao sul ($\sim 20^{\circ}\text{S}$). O posicionamento mais ao sul do núcleo de ventos de noroeste em 850 hPa é apresentado por Gan et al. (2004) como característica de períodos secos sobre o Brasil central. Este padrão muda radicalmente em janeiro, quando o escoamento de noroeste dirige-se para o sudeste do Brasil, configuração característica de ocorrência dos episódios de ZCAS e também dos períodos úmidos sobre o Brasil central (Gan et al., 2004). O deslocamento meridional do núcleo de vento de noroeste, a leste dos Andes, entre dezembro e fevereiro simulado com o esquema de Grell (Figura 3.32b, h) é mais semelhante ao da reanálise do que com Emanuel (Figura 3.32c, i). O enfraquecimento e orientação deste escoamento para o sudeste do Brasil em janeiro também é relativamente melhor reproduzido pelo esquema de Grell (Figura 3.32e) do que Emanuel (Figura 3.32f). Esta orientação do escoamento para o sudeste do Brasil provavelmente é responsável pelo baixo número de eventos de JBN em janeiro nas estações do Paraguai.

No mês de fevereiro, o escoamento de noroeste a leste dos Andes encontra-se mais intenso e mais ao sul da AS, contribuindo para o transporte de ar úmido e quente de regiões equatoriais para a bacia do Prata. Neste mês a alta do Atlântico Sul mostrou-se mais intensa que a média climatológica e deslocada para oeste de sua posição climatológica (Climanálise de fevereiro de 2003). Este deslocamento foi

reproduzido pelo modelo, tanto com o esquema de Grell como com o de Emanuel (Figuras 3.32h, i).

De uma maneira geral, o esquema de Grell mostrou-se mais eficiente em capturar os padrões do escoamento nos meses de dezembro de 2002 e janeiro fevereiro de 2003, reproduzindo variações mensais no escoamento e inclusive as anomalias observadas.

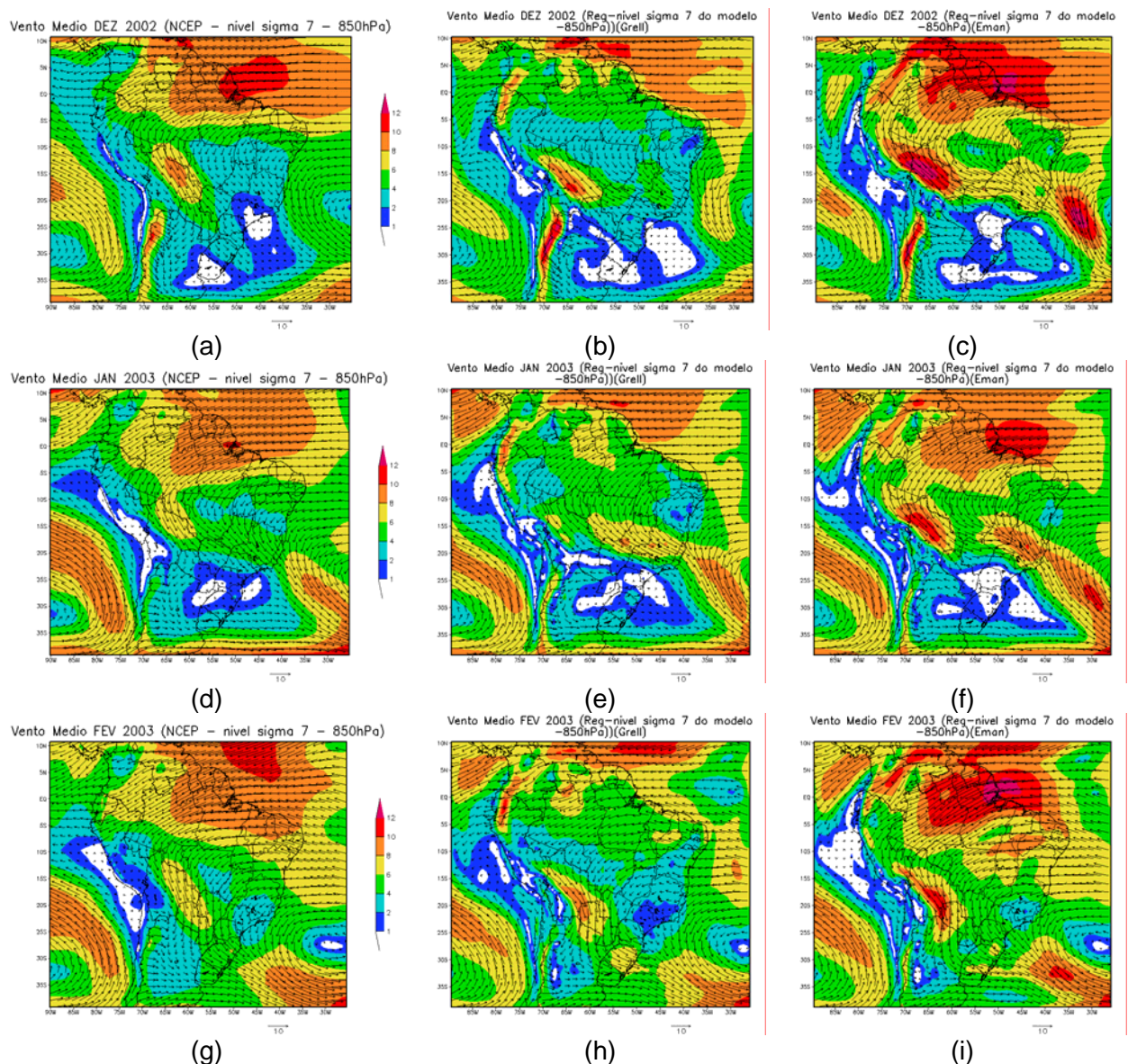


Figura 3.32 Vetor vento (setas) e isotacas (sombreado em $m \cdot s^{-1}$) para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, no nível sigma 7 (aproximadamente 850 hPa): (a, d, g) reanálise do NCEP, (b, e, h) simulação com o esquema Grell e (c, f, i) simulação com o esquema de Emanuel

A Figura 3.33 mostra a diferença entre a precipitação dos meses de janeiro-dezembro e janeiro-fevereiro simulados pelos esquemas convectivos. Analisando os resultados obtidos para o esquema de Grell (Figuras 3.33a, c), nota-se que em janeiro a precipitação intensificou-se na região da ZCAS, tanto quando comparado com dezembro (Figura 3.33a) como com fevereiro (Figura 3.33b), confirmando as indicações do escoamento em baixos níveis (Figura 3.32) convergindo nesta área em janeiro. Por outro lado, tanto em dezembro como em fevereiro, caracterizados por maior número de JBN sobre o Paraguai, a precipitação deslocou-se para o sul do Brasil e nordeste da Argentina. Esta oscilação da precipitação entre sul e sudeste do Brasil durante o verão é denominado de “gangorra” por vários autores (Nogués-Peagle e Mo, 1997; Liebmann et al., 2004; Cuadra e Rocha, 2006) e o RegCM3 mostra-se hábil ao simular tal característica. Uma característica importante notada nestas diferenças é que as anomalias na ZCAS não se estendem até o extremo oeste da Amazônia, ou seja, restringem-se à parte central e sudeste do Brasil. Este padrão também é encontrado em análise observacional de períodos secos e úmidos durante a estação chuvosa sobre o Brasil central (Gan et al., 2004).

Para o esquema de Emanuel (Figuras 3.33b, d) os resultados mostram um padrão semelhante, com precipitação mais abundante na ZCAS em janeiro e na região sul do Brasil em fevereiro. No entanto, o mês de janeiro mostra uma faixa de precipitação que se estendo dos Andes, passando pelo norte da Argentina, sul do Brasil até o Atlântico, que não foi simulada no esquema de Grell.

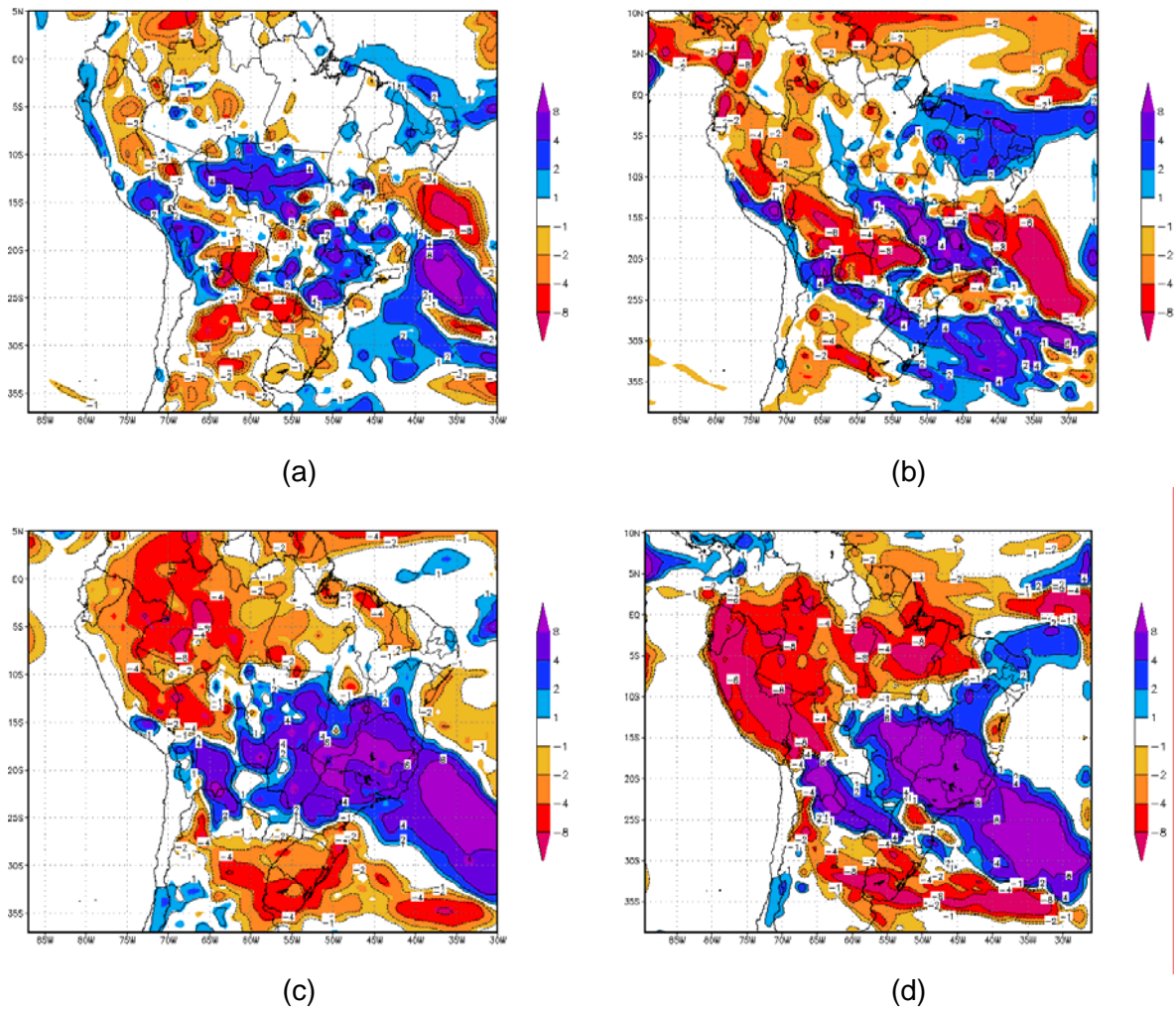
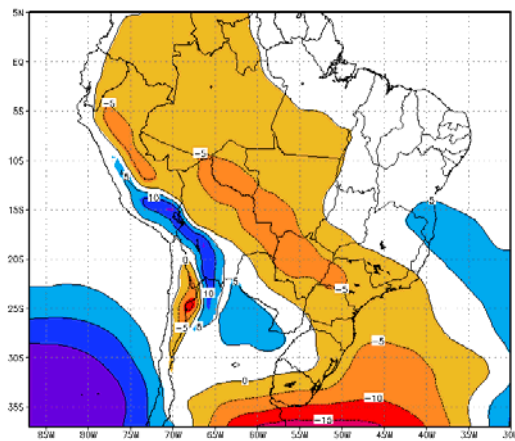
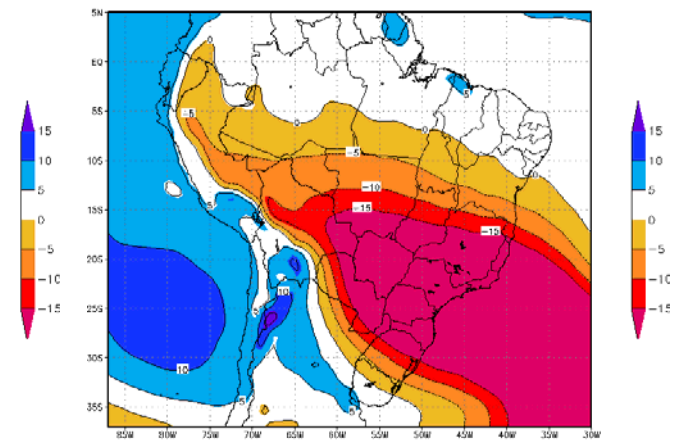


Figura 3.33 Diferença de precipitação mensal simulada (Grell e Emanuel), (a) jan-dez com o Grell, (b) jan-dez com o Emanuel, (c) jan-fev com o Grell e (d) jan-fev com o Emanuel.

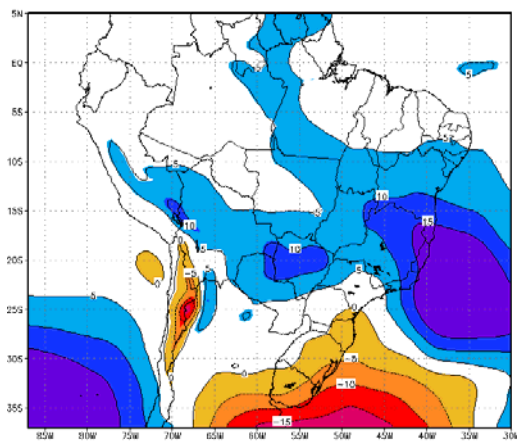
As diferenças de altura geopotencial entre jan-dez e jan-fev (Figura 3.33), mostram que a maior atividade convectiva na ZCAS esteve associada ao predomínio de menores alturas (pressões) nas simulações, sendo mais evidente em ambas diferenças no esquema de Grell (Figura 3.34a, c), embora menos intensa na diferença entre jan-dez.



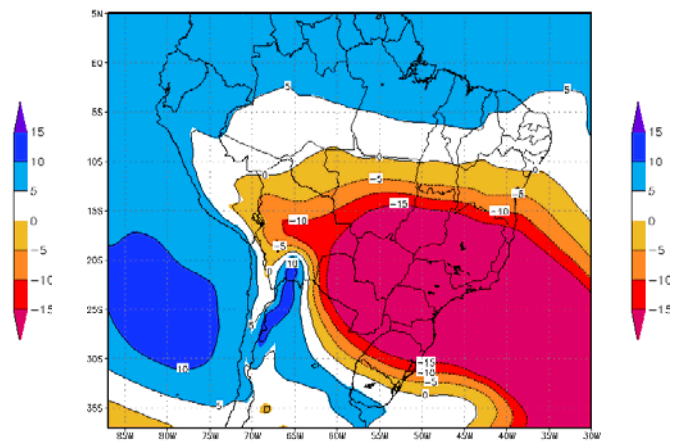
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 3.34 Diferença de altura geopotencial mensal simulado (Grell e Emanuel), (a) jan-dez com o Grell, (b) jan-dez com o Emanuel, (c) jan-fev com o Grell e (d) jan-fev com o Emanuel

4. CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foram realizadas simulações climáticas regionais para os verões austrais de 1998-1999 e 2002-2003 utilizando o RegCM3, com o objetivo de estudar a presença do JBN a leste dos Andes nas mesmas e compará-las com as observações de ar superior do PACS-SONET e SALLJEX. Também investigou-se a sensibilidade do RegCM3 em simular o JBN em função das parametrizações de cumulus profundo (Grell ou Emanuel).

Para os dois verões analisados, tanto o esquema de Grell como o de Emanuel simularam padrões de grande escala do escoamento em baixos níveis sobre a AS semelhante ao apresentado na reanálise do NCEP. No entanto, existem diferenças de intensidade em função do esquema convectivo, principalmente na região tropical. Nesta área o esquema de Emanuel (Grell) simulou ventos mais intensos (mais fracos) do que a reanálise do NCEP.

Com relação à temperatura do ar e precipitação, os resultados sugerem que com a parametrização de Emanuel as médias sazonais são mais similares a análise CRU (ou GPCP) do que com o Grell.

A região a leste dos Andes, sobre a Bolívia, aparece nas simulações com os dois esquemas, como sendo uma das áreas de maior ocorrência do JBN, com maior frequência nos horários da 00:00 UTC, e com uma frequência significativa às 06:00 e 12:00 UTC, respectivamente. O mesmo resultado foi obtido com o esquema de Grell, assim como por Douglas et al. (1998) com o modelo ETA

As simulações para o verão de 1998-1999 indicam que existe uma possível relação entre a ocorrência de JBN e a intensificação da precipitação no sul do Brasil, Paraguai e norte da Argentina, 6 horas após o evento.

As análises dos perfis verticais médios para o verão de 1998-1999 apresentaram o nível médio de máximo de vento meridional observado em torno de 1300 – 1400 m nmm, enquanto que nas simulações estes níveis situam-se entre 1500 – 1900 m nmm, com alturas mais próximas das observadas com a parametrização de Emanuel.

Para o verão de 2002-2003, onde foram analisadas oito estações de ar superior, o modelo mostrou-se mais eficiente em reproduzir o perfil vertical médio das componentes do vento em algumas estações quando utiliza o esquema de Grell e em outras com o de Emanuel. Tanto as observações como as simulações apresentam uma grande variação de intensidade média do vento máximo e do nível médio de máximo de localidade para localidade, o que indica que não existe um nível único para ocorrência do máximo.

Ao aplicar os critérios de Sugahara e Bonner para identificação de JBN, obteve-se que as simulações são mais sensíveis ao critério utilizado do que as observações. Em geral, o critério de Sugahara fornece um número maior de JBN do que o de Bonner, exceto em duas estações.

Com relação à identificação do JBN, o RegCM3 mostrou-se mais eficiente em simular o JS do que o de JB, com número de eventos mais próximos do observado. Para o verão de 1998-1999, o esquema de Emanuel identificou número de JBN mais próximo do observado, tanto com o critério de Sugahara como com o de Bonner, em Roboré. Já em Trinidad o esquema de Grell apresentou número de eventos (Sugahara) mais próximo do observado, e com o Emanuel com o de Bonner.

Enquanto que, para o verão de 2002-2003, os resultados para os dois esquemas foram semelhantes, exceto em Cobija e Asunción, onde a simulação com o Emanuel apresentou número de eventos de JBN mais próximo do observado (com o critério de Sugahara), e em Mariscal Estigarribia e Asunción (com o critério de Bonner).

O modelo mostrou-se mais sensível ao critério utilizado para identificação do JBN do que as observações, o que está associado aos limiares de intensidade e cisalhamento do vento que muitas vezes não foram satisfeitos. Para os dois verões, as observações mostraram maior frequência relativa de JBN (independente do critério utilizado) nas estações mais próximas de 20°S. Este resultado é semelhante ao de Sugahara et al. (1996) que também obtiveram maior frequência de JBN nas análises de 12:00 UTC do (ECMWF) próximo ao norte do Paraguai. A maior frequência de JBN nesta área só foi encontrada quando se utiliza o critério de JS.

O perfil vertical médio do vento meridional para a composição de dias com JBN, apresenta um máximo em aproximadamente 1500 m nmm nas observações em Trinidad, que foi coerentemente simulado pelo modelo com o Grell, além disso, reproduziu a estrutura vertical e intensidade. Em Roboré o nível de máximo observado é mais baixo, entre 1000 e 1300 m nmm, e na simulação com o Emanuel este nível encontra-se em aproximadamente 1500 m nmm, e a intensidade simulada foi inferior à observada.

Os perfis verticais médios da velocidade do vento para a composição de dias com JBN para as estações utilizadas no verão de 2002-2003 mostram que o nível médio de ocorrência do máximo do vento varia de lugar para lugar, podendo ocorrer entre 600 e 1800 m nmm. Este resultado está de acordo com os resultados obtidos por Nicolini et al. (2004).

A maior frequência de ocorrência de JBN identificado nas observações para as estações de Santa Cruz e Vilhena foi em janeiro de 2003, e a menor frequência em fevereiro. Já para as estações de Mariscal Estigarribia e Asunción, situadas mais ao sul, obteve-se maior frequência em fevereiro e menor em janeiro. As diferenças mensais de precipitação simulada, tanto com Grell como com Emanuel, confirmaram trabalhos anteriores (Sugahara et al., 1994; Liebmann et al., 2004) que mostraram que períodos com maior número de JBN nesta região estariam associados a anomalias positivas (negativas) de precipitação sobre o sul do Brasil e nordeste da Argentina (sudeste e centro-oeste do Brasil).

Dessa forma, sugere-se como trabalhos futuros:

- Definir um critério para identificação do JBN mais apropriado, uma vez que a imposição de um nível fixo de vento máximo pode impedir a identificação de importantes eventos;
- Analisar qual o processo físico que impede que o modelo reproduza o cisalhamento vertical mostrado nas observações;
- Realizar simulações com maior resolução horizontal visando melhorar a representação da complexa topografia dos Andes; Isto poderia melhorar a simulação das circulações locais e provavelmente a representação do JBN simulado.

5. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aceituno, P., 1988: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 505-525.

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.

Bonner, W. D., 1968: Climatology of the Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, v. 96, 12, 833-851.

Climanálise, 2003. Boletim de Monitoramento e Análises Climáticas. Cachoeira Paulista: INPE-CPTEC, São Paulo, 18.

Cuadra, S.V., R. P. Rocha, 2006: Atmospheric Patterns Associates To Dry and Wet Periods over South and Southeast of Brazil During the Austral Summer: Analysis of Climatic simulations. 8th Conference International on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguaçu, Brazil.

Douglas, M., M. Nicolini, A. C. Saulo, 1998: Observational evidences of a Low Level Jet east of the Andes during January-March 1998. *Meteorologica*, 23, 63-72.

Douglas, M. W., m. Peña, R. Villalpando, 2000: Special observations of the low level flow over eastern Bolivia during 199 atmospheric mesoscale campaign. *Proc. Sixth International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*, Santiago Chile, 157-158.

Dickinson, R. E., R. M. Errico, F. Giorgi, G. T. Bates, 1989: A regional climate model for the western United States. *Climatic Change*, **15**, 383-422.

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

Figueroa, S. N., P. Satyamurty, P. L. Silva Dias, 1995: Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. *Mon. Wea. Rev.*, **52**, 1573-1584.

Fritsch, J. M., and C. F. Chappell, 1980: Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1722–1733.

GAN, M. A. ; V. E. KOUSKY, C. F. ROUPELEWSKI, C. F, 2004: The South America Monsoon Rainfall over West-Central Brazil. *Journal of Climate*, **17**, n. 1, p. 47-66.

Garreaud, R.D., 2000: Cold air intrusions over subtropical South American summer precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2544-2559.

Giorgi, F., L. O. Mearns, 1991: Approaches to the simulation of regional climate change: A review. *Rev. of Geophys.*, **29**, 191-216.

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. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 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. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2814-2832.

Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.

- Grell, G. A., Dudhia, J. and Staffer, D. R. (1994a). A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (mm5), Tech. Note TN-398+IA, *Technical report*, National Center for Atmospheric Research.
- 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., 2002: Relações entre os trópicos e sub-trópicos associados ao padrão bimodal da circulação de verão sobre a América do Sul. Tese de Doutorado, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Brazil, 76 pp.
- Herdies, D. L., A. da Silva, M. A. F. Silva Dias, and 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.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36-50.
- Kiehl, J.T., J.J. Hack, G.B. Bonan, B.A. Boville, B.P. Briegleb, D.L. Williamson, and 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. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1951-1957.
- Lau, K. M., and P. J. Sheu, 1988: Annual cycle, quasi-biennial oscillation, and Southern Oscillation in global precipitation. *J. Geophys. Res.*, **93**, 10975-10988.
- Liebmann, B., G. Kiladis, J. Marengo e T. Ambrizzi, 1999: Submonthly convective variability over South America and South Atlantic Convergence Zone, *J. Clim.*, **12**, 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 Vicinity of the Low – Level Jet East of the Andes and Comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *American Met. Society*, 17. 3829-2842.

Marengo, J. A., W. R. Soares, 2002: Episódios de jato de baixos níveis a leste dos Andes durante 13-19 de abril de 1999. *Rev. Bras. Meteor.*, **17**, 35-52.

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. Soulo, 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, 2261-2280.

Misra, V., Dirmeyer, P.A., KIRTMAN, B.P., JUANG, H.M.H., KANAMITSU, M., Regional simulation of interannual variability over South America. *Journal of Geophysical Research*, **107**, D20, 1-16, 2002.

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

Nicolini, M., J. Paegle, M.L. Altinger, 1987: Numerical simulation of convection and boundary layer convergence. Preprints, 2nd Int. Cong. Meteorology, Buenos Aires, Argentina, Latin American Meteorolglcal Society. 8.5.1 – 8.5.7.

Nicolini, M., A.C. Saulo, J.C. Torres, e 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**, 59-69.

Nicolini, M., P. Salio, G. Ulke, J. Marengo, M. Douglas, J. Paegle, e F. Zipser, 2004: South American low-level jet diurnal cycle and three-dimensional structure. *CLIVAR Exchange*. Vol. 9, No. 1. *International CLIVAR Project Office*, 6-9.

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

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

Nogués – Peagle, L.A.Byerle, K.C.Mo, 2000: Intraseasonal modulation of South American summer precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 837-850.

Paegle, J., J. Ereno and E. Collini, 1982: Diurnal Oscillations of convective weather and boundary layer flows in South America. *Anais I Congresso Brasileiro de Meteorologia*.

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 of Geophysical Research-Atmospheres*, **105** (D24), 29579-29594.

Pisciottano, G. J., A. F. Diaz, G. Cazes, and C. R. Mechoso, 1994: El Niño–Southern Oscillation impact on rainfall in Uruguay. *J. Climate*, **7**, 1286–1302

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

Rocha, R.P., 1992: Simulação numérica de sistema convectivo de mesoescala na América do Sul (in Portuguese). M. S. thesis, Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, Brazil, 132 pp.

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 Cong. Brás. de Meteorologia.

Rickenbach, T.M., R. Nieto Ferreira, J. Halverson, D.L. Herdies, M.A.F. Silva Dias, 2002: Modulation of convection in the southwestern Amazon basin by extratropical stationary fronts. *J. Geophys. Res.*, **107**, 8040, doi:10.1029/2000JD000263.

Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987: Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño / Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 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, 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**, 867-881.

Seluchi, M., e 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**, 1167-1190.

Stensrud, D. J., 1996: Importance of Low-Level Jets to Climate: A Review. *J. Climate*, **9**, 1698-1711.

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

Sugahara, S., R. P. Rocha, 1996: Climatologia das correntes de jato de baixos níveis sobre a América do Sul, durante o verão do Hemisfério Sul. *Anais do IX Cong. Bras. de Meteorologia*, 1383-1387.

Zhou, J. e K.M. Lau, 2001: Interannual e decadal variability of principal modes of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1623-1644.

Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes over the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591–9613.

Vera, C., J. Baez, M. Douglas, C. B. Emmanuel, J. Marengo, J. Meitin, M. Nicolini, J. Nogués-peagle, J. Paegle, O. Penalba, P. Salio, C. Saulo, M. A. Silva Dias, E. Zipser 2006: The South American Low-Level Jet Experimente. *BAMS*, **87**, 63-67.

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

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

Zhou, J., and W.-K. lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, **21**, 1623-1644.