



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14648-TDI/1207

**PADRÕES SINÓTICOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA
ASSOCIADOS AO JATO EM BAIXOS NÍVEIS A LESTE DA
CORDILHEIRA DOS ANDES, NA AMÉRICA DO SUL**

Ariane Frassoni dos Santos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Manoel Alonso Gan e Marley Cavalcante de Lima Moscati, aprovada em
21 de junho de 2006.

Publicado por:

esta página é responsabilidade do SID

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE)

Gabinete do Diretor – (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 – CEP 12.245-970

São José dos Campos – SP – Brasil

Tel.: (012) 3945-6911

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**Solicita-se intercâmbio
We ask for exchange**

Publicação Externa – É permitida sua reprodução para interessados.



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-14648-TDI/1207

**PADRÕES SINÓTICOS DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA
ASSOCIADOS AO JATO EM BAIXOS NÍVEIS A LESTE DA
CORDILHEIRA DOS ANDES, NA AMÉRICA DO SUL**

Ariane Frassoni dos Santos

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos
Drs. Manoel Alonso Gan e Marley Cavalcante de Lima Moscati, aprovada em
21 de junho de 2006.

551.582 (1-928.1/3)

Santos, A. F.

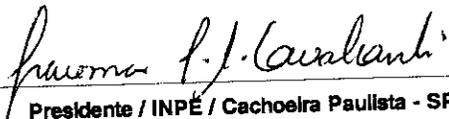
Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul / Ariane Frassoni dos Santos. – São José dos Campos: INPE, 2006.

252p. ; (INPE-14648-TDI/1207)

1.Jatos em baixos níveis. 2.Circulação atmosférica.
3.Padrões sinóticos. 4.Cordilheira dos Andes. 5.Ámérica do Sul.
I.Título.

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

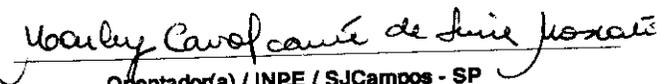
Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti


Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

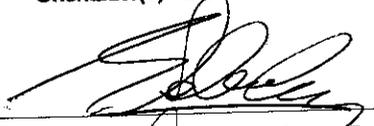
Dr. Manoel Alonso Gan


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

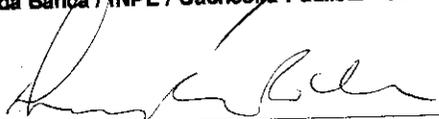
Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcelo Enrique Seluchi


Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Rosmeri Porfírio da Rocha


Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Aluno (a): **Arlane Frassoni dos Santos**

São José dos Campos, 21 de junho de 2006

”É melhor tentar e falhar, que preocupar-se e ver a vida passar;
é melhor tentar, ainda que em vão, que sentar-se fazendo nada até o final.
Eu prefiro na chuva caminhar, que em dias tristes em casa me esconder.
Prefiro ser feliz, embora louco, que em conformidade viver ...”

MARTIN LUTHER KING

Não sei porque você se foi
Quantas saudades eu senti
E de tristeza vou viver
E aquele adeus, não pude dar

Você marcou a minha vida
Viveu, morreu na minha história
Chego a ter medo do futuro
E da solidão que em minha porta bate

E eu gostava tanto de você
Gostava tanto de você ...

(Edson Trindade)

*A meu pai Valdemir ("in memoriam") pelo seu exemplo de
vida*

*A meu esposo João Gerd pela paciência e amor dedicados
A minha filha Lara pelo seu lindo sorriso*

AGRADECIMENTOS

A Deus pela força e perseverança concedidas. A Ele por guiar meus passos em meio às dificuldades impostas pela vida.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) e ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), pela oportunidade de continuar os estudos e também pela utilização de suas instalações e equipamentos.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pela concessão da bolsa de mestrado (processo FAPESP número 02/12471-3) e o financiamento da componente brasileira do Experimento de Campo do Jato em Baixos Níveis da América do Sul (*South America Low Level Jet Experimento*, SALLJEX), processo número 01/13816-1.

Aos membros da banca examinadora, pelas críticas e sugestões.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Meteorologia, pelos conhecimentos compartilhados. Em especial aos meus orientadores Dr. Manoel Alonso Gan e Dra. Marley C. L. Moscati, não só pela orientação durante a realização deste trabalho, mas também pela amizade e confiança. À Margarete Domingues, Regina Alvalá, Chou Sin Chan, Nelson Jesus Ferreira e Dirceu Herdies pela amizade e apoio.

À Lilian Escobar pelo profissionalismo e dedicação na realização das tarefas burocráticas referentes ao curso. Ao Rafael de Souza e Carlos Cesar Oliveira pela amizade e pelo suporte técnico nos diversos pedidos de ajuda durante a realização do curso.

Aos colegas Ricardo Reinke, Lucas Mendes, Enver Ramirez, Luiz André dos Santos, Danielle Ferreira, Virginia Nogueira, Valner Nogueira, Everson Dal Piva e Suelen Roballo pela amizade e companheirismo. À Rita Valéria Andreoli por suas contribuições durante o desenvolvimento da dissertação. Ao colega, amigo e companheiro, meu esposo João Gerd Zell de Mattos, pela ajuda, paciência e amor dedicados em todo o decorrer do curso. A todos os colegas que de alguma maneira contribuíram para o desenvolvimento deste trabalho.

À minha filha Lara pelas doces palavras de carinho e pelos sorrisos que me animavam em momentos em que só se via as dificuldades. À minha mãe Dione, meus irmãos Igor e Joseane e minha cunhada Betina pelo apoio e carinho. Aos meus sogros Manoel

e Marlene pelo carinho, motivação e exemplo de perseverança. Em especial a meu pai Valdemir Guedes (*in memoriam*) pelo seu incentivo, confiança, dedicação e amor incondicional durante toda a minha vida.

RESUMO

Este estudo teve como objetivo identificar os padrões atmosféricos associados à formação, manutenção e dissipação do Jato em Baixos Níveis (JBN) da América do Sul (AS). Foram utilizadas as componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, altura geopotencial (ϕ), temperatura (T), umidade específica (q), entre outras variáveis meteorológicas, obtidas das reanálises do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), durante o período de 1979 a 2003. Dados do *South America Low-Level Jet EXperiment* (SALLJEX) na estação de Mariscal Estigarribia, no Paraguai (6 a 9 de julho de 2003) e na estação de Santa Cruz de la Sierra na Bolívia (19 a 24 de janeiro de 2003) também foram utilizados. Inicialmente, fez-se uma climatologia do JBN fazendo-se modificações no Critério 1 de Bonner (C1BM) e também utilizando-se o Critério 1 de Bonner Modificado (C1M). Nesta análise, foram observadas diferenças entre o verão e o inverno, de acordo com a latitude considerada (ao norte ou ao sul de 20°S), tanto na quantidade de casos de JBN como em sua intensidade. Foram identificados mais casos de JBN no inverno utilizando o C1M e mais casos de JBN durante o verão com o C1BM. Esta diferença está relacionada ao posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) e à entrada de sistemas frontais no continente. Para verificar os padrões atmosféricos que pudessem estar associados ao JBN foi utilizada a técnica de Funções Ortogonais Empíricas (do inglês *Empirical Orthogonal Functions* - EOF) para a análise do campo de anomalia da média diária de v em 850 hPa (v'). Foram calculados campos compostos de vento, vorticidade relativa (ζ) em 850 hPa, divergência em 300 hPa e ϕ em 1000 hPa e 300 hPa obtidos das Componentes Principais (CP) de v' além de campos de correlação entre a primeira CP de v' e campos de Pressão ao Nível médio do Mar e anomalia da média diária de u (u') em 850 hPa e 300 hPa. Dentre os principais padrões atmosféricos obtidos, destaca-se que o primeiro modo das EOF está associado ao posicionamento de ventos máximos a leste dos Andes e a um padrão típico de passagem de um trem de ondas sobre a AS. Este trem de ondas propaga-se para leste, sofre efeitos orográficos e amplia-se meridionalmente após cruzar os Andes, favorecendo a ocorrência de ciclogênese à sotavento das montanhas. Nesse instante também foi observada a intensificação de um anticiclone transiente sobre o Oceano Atlântico Sul. Este padrão favorece o fortalecimento dos ventos no lado leste das montanhas. Em altos níveis notou-se a propagação do Jato em Altos Níveis (JAN) em direção à AS um dia antes da ocorrência dos ventos máximos. O segundo modo das EOF também apresentou um padrão do tipo onda. Entretanto, o campo composto utilizando a segunda CP para o verão mostrou um padrão de propagação de frentes que permanecem semi-estacionárias sobre a Região Sudeste do Brasil, evidenciando episódios de ZCAS. A análise dos campos compostos de vento em 850 hPa, 700 hPa e 300 hPa, temperatura potencial equivalente (θ_e) em 850 hPa e PNM, $q\vec{V}$ integrado verticalmente e divergência de $q\vec{V}$ para alguns casos selecionados de JBN localizados ao sul de 20°S (durante o inverno) e ao norte de

20°S (durante o verão) mostram que: 1) durante a ocorrência do JBN, a penetração da ASAS e da Alta Subtropical do Pacífico Sul sobre o continente colaborou para a intensificação dos ventos em baixos níveis; 2) a presença da Baixa do Noroeste Argentino (durante o inverno) e da Baixa do Chaco (durante o verão) contribuiu para o estabelecimento do JBN à leste destes sistemas; 3) durante a ocorrência do JBN em ambas as estações, verificou-se altos valores de θ_e em praticamente toda a AS. Durante o verão, uma “língua” de ar quente e úmido sobre a Bolívia deslocou-se para sul associada a intenso movimento vertical na região. Este padrão é favorável ao desenvolvimento convectivo sobre o norte da Argentina e sul do Brasil; 4) pelo ajuste de massa na vertical, o posicionamento do JAN acoplado a um cavado em 300 hPa acelerou os ventos em baixos níveis, forçando o surgimento do JBN. O JAN se apresentou mais intenso e posicionado mais ao norte durante o inverno comparado ao JAN observado durante o verão. Por fim, foram realizados dois estudos de casos de JBN (um para o inverno - 6 a 9 de julho de 2003, outro para o verão - 19 a 24 de janeiro de 2003) com o objetivo de verificar os padrões atmosféricos de escala sinótica obtidos com as análises descritas anteriormente e verificar a distribuição espacial de precipitação durante estes dois eventos distintos.

ATMOSPHERIC CIRCULATION PATTERNS ASSOCIATED WITH THE SOUTH AMERICA LOW LEVEL JET AT EAST OF THE ANDES CORDILLERA

ABSTRACT

The objective of this study was to identify the atmospheric patterns circulation associated with the South American Low-level Jet (LLJ). The zonal (u) and meridional (v) wind, geopotential height (ϕ), temperature (T), specific humidity (q) and other variables from National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) from 1979 to 2003 were used. South America Low-Level Jet EXperiment data at Mariscal Estigarribia, Paraguay (July 6-9 2003) and Santa Cruz de la Sierra, Bolivia (January 9-24 2003) sites also been used. At first, a climatology of the LLJ becoming modifications in Criterion 1 of Bonner (C1BM) and Modified Bonner Criterion 1 (MC1) was developed. It was seen that there are differences between winter LLJ to the south of 20°S and summer LLJ to the north of 20°S. This differences are in the variability of the number of the LLJ cases and its intensity in both seasons. It was verify more LLJ cases in the winter using MC1 and more LLJ cases in the summer using BC1. This characteristics are related mainly with the high cold fronts frequency and the role of the South Atlantic Subtropical High (SASH). To determine the atmospheric patterns that they could be associates to the JBN it was used the Empirical Orthogonal Functions (EOF) technique in the v daily mean anomaly (v'). Accordly with this result, it was computed composite fields of wind, vorticity, divergence and ϕ anomalies using Principal Components (PC) of v' , as well as correlation fields between v' CP and Sea Level Pressure (SLP) and between u daily mean anomaly (u') was used. The most important atmospheric patterns gotten by this analysis are: the first EOF mode is associated with the mean position of the wind maxima at east side of the Andes and a typical wave pattern that propagates southeastward. This pattern crosses the Andes, shows orographic effects, increases meridionally and contributes to the cyclogenesis at lee side of the Andes. In this moment, a transient anticyclone intensifies over the South Atlantic Ocean. In upper levels, a jet stream propagates to SA one day before the LLJ formation. The position of the jet streak over the SA was an important factor to the establishment of the wind maxima in 850 hPa. The second EOF mode indicates also a wave pattern. However, the summer composite field, using the second PC, shows an existence of the cold front propagating northeastward. This system becomes semi-stationary over Southern Brazil, remembering a SACZ episode. The wind, equivalent potential temperature (θ_e), moisture flux and SLP composite fields for some LLJ cases located to the south of 20°S (during winter) and to the north of 20°S (during summer) shows that: 1) on the day of the occurrence of the LLJ, it was seen the entrance of the SASH and the Pacific Subtropical High over the SA that contributed to the low-level winds intensification; 2) the Northwestern Argentinian Low (in the winter) and the Chaco Low (in the summer) contributed to the establishment of the LLJ east of this systems; 3) during the LLJ occurrence at both seasons, it was verified greater θ_e values in all SA. In the summer, a warm tongue over the Bolivia goes

southward associated with a strong vertical motion in the region. This pattern is favorable to the convective development over northern Argentina and southern Brazil; 4) by the vertical mass adjustment, the jet stream coupled to the trough accelerated the winds in low-levels and developing the LLJ. The jet stream were more intense and more to north in the winter than in the summer. Finally, two LLJ case studies (in the winter - July 6-9 2003 and in the summer - January 19-24 2003) to verify the synoptic scale atmospheric patterns obtained with the described characteristics before and to analyze the precipitation distribution during this events was done.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

LISTA DE SÍMBOLOS

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	35
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	41
2.1 - Definição e características do JBN	41
2.2 - Mecanismos de formação e manutenção do JBN	44
2.2.1 - Oscilação Inercial	45
2.2.2 - Baroclinia sobre terrenos inclinados	48
2.2.3 - Baroclinia associada a padrões de escala sinótica	51
2.3 - Atividade convectiva associada ao JBN	56
2.4 - O JBN na América do Sul	59
2.4.1 - O JBN associado a ocorrência de precipitação na AS	63
2.4.2 - Características da circulação atmosférica em baixos níveis e padrões de escala sinótica na AS relacionados ao JBN	67
CAPÍTULO 3 - DADOS E METODOLOGIA	71
3.1 - Dados	71
3.2 - Área de estudo	73
3.3 - Definição de JBN	74
3.4 - Climatologia do JBN a leste dos Andes	75
3.5 - Métodos	75
3.5.1 - Determinação dos padrões de variabilidade espacial e temporal utili- zando EOF	76
3.5.2 - Análise de Campos Compostos	76
3.5.3 - Campos de correlação	81
3.5.4 - Estudos de caso	83

3.5.5 - Modelos Conceituais	84
CAPÍTULO 4 - CLIMATOLOGIA DO JBN A LESTE DOS ANDES	85
4.1 - Climatologia mensal dos casos de JBN a leste dos Andes na AS	85
4.2 - Validação dos casos de JBN com d menor que 1 dia	94
CAPÍTULO 5 - CAMPOS OBTIDOS A PARTIR DA ANÁLISE DE EOF	101
5.1 - Padrões de variabilidade espacial e temporal	101
5.2 - Análise de campos compostos utilizando as CP	107
5.2.1 - Campos compostos utilizando a CP1	107
5.2.2 - Campos compostos utilizando a CP2	124
5.3 - Campos de correlação utilizando a CP1	133
CAPÍTULO 6 - CAMPOS COMPOSTOS GERADOS PARA SA2 E SA3	141
6.1 - JBN-Sul (inverno)	141
6.2 - JBN-Norte (verão)	157
CAPÍTULO 7 - ESTUDO DE CASOS	171
7.1 - Caso 1: JBN ocorrido entre o período de 19 a 24 e janeiro de 2003	171
7.1.1 - Identificação do JBN	171
7.1.2 - Descrição sinótica	175
7.1.3 - Análise da circulação atmosférica associada	183
7.2 - Caso 2: JBN ocorrido entre o período de 06 a 09 de julho de 2003	196
7.2.1 - Identificação do JBN	197
7.2.2 - Descrição sinótica	199
7.2.3 - Análise da circulação atmosférica associada	201
CAPÍTULO 8 - MODELOS CONCEITUAIS PARA O CICLO DE VIDA DO JBN A LESTE DOS ANDES	215
8.1 - Inverno	215
8.2 - Verão	217
CAPÍTULO 9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	221
9.1 - Climatologia do JBN	221
9.2 - Análise de EOF	222
9.3 - Análise de campos compostos em SA2 e SA3	224

9.3.1 - JBN-Sul	224
9.3.2 - JBN-Norte	226
9.4 - Estudo de Casos	228
9.4.1 - Caso 1	228
9.4.2 - Caso 2	230
9.5 - Modelos conceituais	231

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **233**

APÊNDICE A - NOÇÕES BÁSICAS SOBRE FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF) **247**

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Regiões onde suspeita-se a ocorrência de JBN com alguma regularidade e onde Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) ocorrem frequentemente durante o verão.	35
1.2 Representação do deslocamento do JBN à leste da Cordilheira dos Andes, desde a Amazônia até a Bacia do Prata.	36
1.3 Redes de estações de ar superior na América Central e AS.	38
2.1 Descrição esquemática da propagação dos ventos alísios sobre a parte oceânica do Caribe, Golfo do México e sul dos EUA.	46
2.2 Oscilação diurna do JBN devido ao \vec{V}_T sobre terrenos inclinados.	50
2.3 Modelo de quatro quadrantes de Sechrist e Whittaker (1979), adaptado para o HS por Guedes (1985).	54
2.4 Formação de um JBN associado a um ciclone extratropical.	56
2.5 Esquema que mostra o acoplamento entre o JBN e o JAN.	58
2.6 Modelo conceitual do JBN a leste dos Andes.	61
2.7 Porcentagem (%) de anomalias de precipitação diária na AS associados com casos de JBN em 20°S, 60°W.	64
2.8 Precipitação média diária (mm) e ventos em baixos níveis em 850 hPa (ms^{-1}) durante o verão (1/novembro-28/fevereiro 1980-99).	67
2.9 Mapa que ilustra a localização aproximada da Baixa do Noroeste Argentino (BNA) e da BCH.	68
3.1 Localização da área que será utilizada neste estudo.	74

4.1	Climatologia (1979-2003) para DJF de: a) u , b) v , e para JJA de: c) u , d) v	88
4.2	Climatologia (1979-2003) da variação latitudinal e sazonal para o total de casos de JBN, utilizando: a) C1BM, b) C1M.	90
4.3	Distribuição espacial dos casos de JBN utilizando: a) o C1BM, b) o C1M.	92
4.4	Perfil vertical da velocidade do vento expresso em ms^{-1} (linha sólida) e direção do vento em graus (linha pontilhada) na estação de Santa Cruz de la Sierra ($17^{\circ}S, 63^{\circ}W$) às 1200 UTC obtidos dos dados do SALLJEX nos dias: a) 18/12/2002, b) 19/12/2002, c) 21/12/2002, d) 22/12/2002.	96
4.5	Idem à Figura 4.4, exceto que usou-se as reanálises do NCEP/NCAR.	97
4.6	Perfil vertical da velocidade do vento, expresso em ms^{-1} (linha sólida) e direção do vento em graus (linha pontilhada) na estação de Mariscal Estigarribia ($22^{\circ}S/60^{\circ}W$) às 1800 UTC obtidos dos dados do SALLJEX nos dias: a) 25/11/2002, b) 26/11/2002, c) 27/11/2002, d) 28/11/2002.	98
4.7	Idem à Figura 4.6, exceto que utilizou-se as reanálises do NCEP/NCAR.	99
5.1	Padrão espacial para: a) EOF1 e b) EOF2 durante os meses de DJF.	102
5.2	Idem à Figura 5.1, exceto para MAM.	103
5.3	Idem à Figura 5.1, exceto para JJA.	104
5.4	Idem à Figura 5.1, exceto para SON.	105
5.5	Componentes principais correspondentes à EOF1 de DJF. Os desvios padrões estão indicados no eixo y e os anos, no eixo x.	107
5.6	Campo composto de v' utilizando-se a CP1 (sombreado, expresso em ms^{-1}) para a) DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON.	108
5.7	Campos compostos da anomalia do vento (expresso em ms^{-1}) e ζ' (sombreado, expresso em $10^{-5}s^{-1}$) em 850 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; (f) D+2.	111

5.8	Campos compostos de ϕ' (sombreado, expresso em $m\text{gp}$) em 1000 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.	113
5.9	Campos compostos da anomalia do vento (expresso em ms^{-1}) e div' (sombreado, expresso em 10^{-2}s^{-1}) em 300 hPa em DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.	115
5.10	Idem à Figura 5.7, exceto para MAM.	117
5.11	Idem à Figura 5.9, exceto para MAM.	119
5.12	Idem à Figura 5.7, exceto para JJA.	121
5.13	Idem à Figura 5.9, exceto para JJA.	123
5.14	Idem à Figura 5.6, exceto para a CP2.	125
5.15	Idem à Figura 5.7, exceto para a CP2.	127
5.16	Idem à Figura 5.7, exceto para MAM e CP2.	130
5.17	Idem à Figura 5.7, exceto para JJA e CP2.	132
5.18	Campos de correlação entre a CP1 e u' em 850 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.	135
5.19	Campos de correlação entre a CP1 e u' em 300 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.	137
5.20	Campos de correlação entre a CP1 e anomalias de PNM para DJF em: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.	139
6.1	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-4 (0000 UTC), b)D-3 (0600 UTC), c)D-2 (1200 UTC), d)D-1 (1800 UTC).	142
6.2	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-0 (0000 UTC), b)D+1 (0600 UTC), c)D+2 (1200 UTC) e d)D+3 (1800 UTC).	143

6.3	Composto de ω (expresso em 10^{-2}Pas^{-1}) em 700 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-0 (0000 UTC), b)D+1 (0600 UTC), c)D+2 (1200 UTC) e d)D+3 (1800 UTC).	144
6.4	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-4 (0000 UTC), b)D-3 (0600 UTC), c)D-2 (1200 UTC) e d)D-1 (1800 UTC).	145
6.5	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-0 (0000 UTC), b)D+1 (0600 UTC), c)D+2 (1200 UTC) e d)D+3 (1800 UTC).	146
6.6	Composto de $\vec{V}q$ (expresso em $kgms^{-1}$), divergência de $\vec{V}q$ (expresso em $mmdia^{-1}$) e T (expresso em $^{\circ}C$) em D-0 para o JBN das 0000 UTC. . . .	147
6.7	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0600 UTC durante: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).	148
6.8	Composto de PNM (expresso em hPa) para o JBN das 0600 UTC durante: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).	149
6.9	Composto de $\vec{V}q$ (expresso em $kgms^{-1}$), divergência de $\vec{V}q$ (expresso em mm/dia) e T (expresso em $^{\circ}C$) em D-0 para o JBN das 0600 UTC. . . .	150
6.10	Perfil vertical do composto da magnitude (expresso em ms^{-1}) e vetor vento e composto de T (expresso em $^{\circ}C$) em um ponto de grade próximo à estação de Mariscal Estigarribia em D-0 para o JBN das 0600 UTC. . . .	151
6.11	Composto de PNM (expresso em hPa) para o JBN das 1800 UTC durante: a)D-0 (1800 UTC), b)D+1 (0000 UTC), c)D+2 (0600 UTC) e d)D+3 (1200 UTC).	153
6.12	Idem à Figura 6.9, exceto para o JBN das 1200 UTC.	155
6.13	Idem à Figura 6.9, exceto para o JBN das 1800 UTC.	156
6.14	Idem à Figura 6.10, exceto para o JBN das 1200 UTC.	157

6.15	Composto de PNM (hPa) no caso do JBN que ocorre às 0000 UTC para: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).	159
6.16	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN que ocorre às 0000 UTC para: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).	160
6.17	Composto de $\vec{V}q$ (expresso em $kgms^{-1}$), divergência de $\vec{V}q$ (expresso em mm/dia) e T (expresso em $^{\circ}C$) em D-0 para o JBN das 0000 UTC.	161
6.18	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0600 UTC durante: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).	162
6.19	Idem à Figura 6.17, exceto para o JBN das 0600 UTC.	163
6.20	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 1200 UTC durante: a)D-0 (1200 UTC), b)D+1 (1800 UTC), c)D+2 (0000 UTC) e d)D+3 (0600 UTC).	165
6.21	Idem à Figura 6.20, exceto para o JBN das 1800 UTC.	166
6.22	Composto da magnitude do vento (expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 1200 UTC durante: a)D-0 (1800 UTC), b)D+1 (0000 UTC), c)D+2 (0600 UTC) e d)D+3 (1200 UTC).	167
6.23	Idem à Figura 6.22, exceto para o JBN das 1800 UTC.	168
6.24	Idem à Figura 6.17, exceto para o JBN das 1800 UTC.	169
7.1	Perfil vertical de: a) UR (%), T, T_d e b) velocidade (ms^{-1}) e direção ($^{\circ}$) do vento na estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17^{\circ}S/63^{\circ}W$) no dia 20/01/2003 as 18:01 UTC.	173
7.2	Trajetória do avião meteorológico da NOAA P-3 sobre o leste dos Andes.	174
7.3	Idem à Figura 7.1, exceto para o dia 22/01/2003 às 18:18 UTC.	175

7.4	Seqüência de imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho, para os dias: a) 19/01 às 07:39 UTC, b) 20/01 às 11:09 UTC, c) 20/01 às 17:39 UTC, d) 21/01 às 00:09 UTC, e) 21/01 às 17:09 UTC, f) 22/01 às 02:39 UTC, g) 22/01 às 11:39 UTC, h) 22/01 às 19:39 UTC, i) 23/01 às 02:39 UTC, j) 23/01 às 06:39 UTC, k) 23/01 às 11:39 UTC e l) 24/01 às 05:10 UTC. (Continua)	178
7.4	(Continua)	179
7.4	Conclusão.	180
7.5	Cartas de superfície para os dias: a) 22/01/2003 às 1200 UTC; b) 23/01/2003 às 1200 UTC.	182
7.6	Linhas de corrente e isotacas (sombreadas - ms^{-1}) em 850 hPa para: a) 21/01 às 0000 UTC, b) 21/01 às 0600 UTC, c) 21/01 às 1200 UTC, d) 21/01 às 1800 UTC, e) 22/01 às 0000 UTC, f) 22/01 às 0600 UTC, g) 22/01 às 1200 UTC, h) 22/01 às 1800 UTC.	184
7.7	Idem à figura 7.6, exceto para: a) 23/01 às 0000 UTC, b) 23/01 às 0600 UTC, c) 23/01 às 1200 UTC, d) 23/01 às 1800 UTC, e) 24/01 às 0000 UTC, f) 24/01 às 0600 UTC, g) 24/01 às 1200 UTC, h) 24/01 às 1800 UTC.	186
7.8	Mosaico das imagem dos satélites GOES-8 e Meteosat, linhas de corrente e magnitude do vento em 850 hPa e 300 hPa (ms^{-1}) para o dia 22/01 às 1800 UTC.	188
7.9	Idem à Figura 7.8 exceto para o dia 23/01 às 0600 UTC.	189
7.10	Idem à Figura 7.6 exceto para 300 hPa e: a) 23/01 às 0000 UTC, b) 23/01 às 0600 UTC, c) 23/01 às 1200 UTC, d) 23/01 às 1800 UTC, e) 24/01 às 0000 UTC, f) 24/01 às 0600 UTC, g) 24/01 às 1200 UTC, h) 24/01 às 1800 UTC.	191
7.11	Campos de θ_e (K) em 850 hPa para: a) 21/01 às 0000 UTC, b) 21/01 às 0600 UTC, c) 21/01 às 1200 UTC, d) 21/01 às 1800 UTC, e) 22/01 às 0000 UTC, f) 22/01 às 0600 UTC, g) 22/01 às 1200 UTC, h) 22/01 às 1800 UTC.	193

7.12	Campo de anomalia de precipitação (10^1mm) do mês de janeiro (a) e campos de anomalia de precipitação (mm) para os dias: b) 18/01, c) 19/01, d) 20/01, e) 21/01, f) 22/01, g) 23/01, h) 24/01.	195
7.13	Exemplos dos danos causados pela intensa convecção ocorrida nos dias: a) 06 de julho de 2003 na cidade de Curitiba, Paraná; b) 08 de julho de 2003 na cidade de São Francisco de Paula, no RS.	197
7.14	Perfis do vento (ms^{-1}) na estação de Trinidad, na Bolívia ($14^\circ 49'S$, $64^\circ 55'W$) para os dias: a) 06/07 às 1200 UTC; b) 07/07 às 1200 UTC; c) 08/07 às 1200 UTC.	202
7.15	Imagens do satélite GOES-8 no canal IR para: a) 03/07 às 12:09 UTC; b) 04/07 às 06:09 UTC; c) 05/07 às 18:10 UTC; d) 06/07 às 03:11 UTC; e) 06/07 às 21:09 UTC; f) 07/07 às 12:09 UTC; g) 08/07 às 18:10 UTC; h) 08/07 às 21:10 UTC; i) 09/07 às 06:11 UTC; j) 09/07 às 12:11 UTC.(Continua)	203
7.15	Continua	204
7.15	Conclusão.	205
7.16	Cartas de superfície para os dias: a)06/07/2003 às 1200 UTC; b)07/07/2003 às 1200 UTC.	206
7.17	Linhas de corrente e isotacas (sombreado em ms^{-1}) em 850 hPa para os dias: a) 08/07 às 0000 UTC, b) 08/07 às 0600 UTC, c) 08/07 às 1200 UTC, d) 08/07 às 1800 UTC, e) 09/07 às 0000 UTC, f) 09/07 às 0600 UTC, g) 09/07 às 1200 UTC, h) 09/07 às 1800 UTC.	207
7.18	Idem à Figura 7.17 exceto para o nível de 300 hPa.	209
7.19	Vetor vento (ms^{-1}) e advecção de T (K/dia) em 850 hPa para os dias: a) 08/07 às 0000 UTC, b) 08/07 às 0600 UTC, c) 08/07 às 1200 UTC, d) 08/07 às 1800 UTC, e) 09/07 às 0000 UTC, f) 09/07 às 0600 UTC, g) 09/07 às 1200 UTC, h) 09/07 às 1800 UTC.	211
7.20	Campo de anomalia de precipitação (mm) para os dias: a) 04/07; b) 05/07, c) 06/07, d) 08/07, e) 09/07.	213

8.1	Modelo conceitual que descreve os padrões atmosféricos relacionados ao JBN durante o inverno.	216
8.2	Idem à Figura 8.1, exceto para o verão.	218

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Especificações dos Critérios de Bonner (1968).	42
2.2 Características dos experimentos numéricos para identificar a formação do JBN na AN.	48
3.1 Relação dos casos de JBN a leste dos Andes selecionados para o cálculo dos compostos em SA2 e SA3.	80
4.1 Distribuição mensal da frequência de casos de JBN a leste dos Andes durante o período de 1979 a 2003, utilizando-se C1BM e C1M.	86
4.2 Climatologia (1979-2003) dos eventos de JBN para cada intervalo de duração utilizando o C1BM.	93
4.3 Idem à Tabela 4.2, exceto para o C1M.	93
4.4 Exemplos de eventos de JBN intermitentes, com d menor que 1 dia.	94
5.1 Variância explicada pelas EOF1 e EOF2, variância total explicada pelas EOF em conjunto e as componentes do critério de independência de North <i>et al.</i> (1982).	101
7.1 Ocorrência de JBN entre os dias 18 a 23 de janeiro de 2003 na estação de Santa Cruz, na Bolívia. Magnitude do CVM do JBN, nível de ocorrência, cisalhamento do vento em 700 hPa, obtidos dos dados do SALLJEX e das reanálises do NCEP/NCAR.	172

LISTA DE SÍMBOLOS

$\frac{\partial T}{\partial x}, \frac{\partial T}{\partial y}$	–	componentes do gradiente horizontal de temperatura
$\nabla_H \cdot V$	–	Divergência horizontal do campo de vento
$\frac{d \vec{V}^2}{dt} \frac{1}{2}$	–	Variação de energia cinética
$q\vec{V}$	–	Fluxo de umidade específica
a	–	Raio médio da Terra ($6,37 \times 10^6 m$)
α	–	Nível de significância estatístico
β	–	Variação do parâmetro de Coriolis com a latitude
d	–	dia
div'	–	Anomalia de divergência de massa
$\Delta\psi$	–	Erro entre a estimativa de dois autovalores
$\Delta\lambda$	–	Erro entre a estimativa de dois autovalores
$\delta\lambda$	–	Menor diferença entre dois autovalores
f	–	Parâmetro de Coriolis
g	–	Aceleração da gravidade (ms^{-2})
H_0	–	Hipótese nula
K	–	graus Kelvin
λ_j	–	Autovalor de ordem j
λ_k	–	Autovalor de ordem k
Λ	–	Longitude, em graus
n	–	número de amostras independentes
n_1	–	número de elementos do conjunto 1
n_2	–	número de elementos do conjunto 2
P	–	Período inercial
p_s	–	Pressão à superfície
p_t	–	Pressão no topo de uma determinada camada atmosférica
φ	–	Latitude, em graus
ψ_j	–	Autovetor de ordem j
ψ_k	–	Autovetor de ordem k
ϕ	–	Altura geopotencial (mgp)
ϕ'	–	Anomalia de altura geopotencial (mgp)
q	–	Umidade específica (gkg^{-1})
r	–	Razão de mistura (gkg^{-1})
ρ	–	Massa específica (kgm^{-3})
σ^2	–	Variância
S^2	–	melhor estimativa da variância do conjunto de dados
θ	–	Temperatura potencial (K)
θ_e	–	Temperatura potencial equivalente (K)
ϑ	–	Volume específico (m^3kg^{-1})
t	–	teste t-Student

$t_{critico}$	–	valor do teste t-Student tabelado
T	–	Temperatura do Ar ($^{\circ}\text{C}$)
T_d	–	Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$)
T_k	–	Temperatura (K)
T_L	–	Temperatura no nível de condensação por levantamento (K)
u	–	Componente zonal do vento (ms^{-1})
u'	–	Anomalia da média diária de u (ms^{-1})
u_g	–	Componente zonal do vento geostrófico (ms^{-1})
v	–	Componente meridional do vento (ms^{-1})
v'	–	Anomalia da média diária de v (ms^{-1})
v_a	–	Componente meridional do vento ageostrófico (ms^{-1})
\vec{V}_{ag}	–	Vento ageostrófico (ms^{-1})
\vec{V}_g	–	Vento geostrófico (ms^{-1})
v_g	–	Componente meridional do vento geostrófico (ms^{-1})
\vec{V}_{is}	–	Vento isalobárico
\vec{V}_T	–	Vetor Vento Térmico
ω	–	Velocidade vertical (10^{-2}Pas^{-1})
v'	–	Anomalia da média diária de v
\bar{x}_n	–	Média de um determinado campo x
ζ	–	Vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1})
ζ'	–	Anomalia de vorticidade relativa (10^{-5}s^{-1})

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

A1	–	Área compreendida entre 15°N, 60°S e 0°, 180°W
A2	–	Área compreendida entre 15°N, 60°S e 20°W, 100°W
AB	–	Alta da Bolívia
AC	–	América Central
ACP	–	Análise de Componentes Principais
AN	–	América do Norte
ANEEL	–	Agência Nacional de Energia Elétrica
ASAS	–	Alta Subtropical do Atlântico Sul
AS	–	América do Sul
ASPS	–	Alta Subtropical do Pacífico Sul
AT	–	Alta Troposférica
BA	–	Baixa Pressão
BCH	–	Baixa do Chaco
BNA	–	Baixa do Noroeste Argentino
CAPE	–	<i>Convective Available Potential Energy</i>
C1B	–	Critério 1 de Bonner
C1BM	–	Critério 1 de Bonner modificado
C1M	–	Critério de Bonner Modificado por Cavalcanti e Sousa (2005)
CLC	–	Camada Limite Convectiva
CCM	–	Complexo Convectivo de Mesoescala
CLE	–	Camada Limite Estável
CLIVAR	–	<i>Climate Variability and Predictability</i>
CV	–	Cavado em baixos níveis
CVA	–	Cavado em altos níveis
CLP	–	Camada Limite Planetária
CM	–	Camada de Mistura
COLA	–	<i>Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies</i>
CP	–	Componente Principal
CP1	–	Componente Principal 1
CP2	–	Componente Principal 2
CPTEC	–	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CR	–	Camada Residual
CSP	–	<i>Core Service biogeophysical Parameter</i>
CVM	–	Centro de Velocidades Máximas
DJF	–	Dezembro, Janeiro, Fevereiro (verão austral)
EOF	–	<i>Empirical Orthogonal Function</i>
EOF1	–	Primeira EOF
EOF2	–	Segunda EOF
EP	–	Erro Padrão

EUA	– Estados Unidos da América
GOES	– <i>Geostationary Satellite Server</i>
GPCP-1DD	– <i>Global Precipitation Climatology Project One-Degree Daily</i>
GrADS	– <i>Grid Analysis and Display System</i>
HN	– Hemisfério Norte
HS	– Hemisfério Sul
IBGE	– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	– Infravermelho (do inglês <i>Infrared</i>)
JAN	– Jato em Altos Níveis
JBN	– Jato em Baixos Níveis
JJA	– Junho, Julho, Agosto (inverno austral)
JS	– Jato Subtropical
MAM	– Março, Abril, Maio (outono austral)
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NCAR	– <i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	– <i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCSU	– <i>North Carolina State University</i>
NEB	– Nordeste do Brasil
NMC	– <i>National Meteorological Center</i>
NOAA	– <i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OMJ	– Oscilação de Madden e Julian
PACS	– <i>Pan-American Climate Study</i>
PACS-SONET	– <i>Pan-American Climate Studies Sounding Network</i>
PIB	– Produto Interno Bruto
PNM	– Pressão reduzida ao Nível médio do Mar (hPa)
ROL	– Radiação de Onda Longa Emergente
RS	– Rio Grande do Sul
SA1	– Sub-Área 1 entre 5°S, 35°S e 48°W, 75°W
SA2	– Sub-Área 2 entre 20°S, 10° e 66°W, 54°W
SA3	– Sub-Área 3 entre 20°S, 25°S e 66°W, 54°W
SALLJEX	– <i>South America Low Level Jet Experiment</i>
SCM	– Sistemas Convectivos de Mesoescala
SON	– Setembro, Outubro, Novembro (primavera austral)
UR	– Umidade Relativa (%)
UTC	– <i>Universal Time Coordinate</i>
VAMOS	– <i>Variability of the American Monsoon Systems</i>
VCAN	– Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O Jato em Baixos Níveis (JBN) é uma estreita zona de ventos máximos que ocorre nos primeiros quilômetros da atmosfera. Este sistema tem sido observado em várias regiões do globo, podendo-se destacar a América do Norte (AN) (BONNER, 1968; DOUGLAS *et al.*, 1993), a África (FINDLATER, 1969; JURY; TOSEN, 1989), a América do Sul (AS) (VIRJI, 1981; BERRI; INZUNZA, 1993; PAEGLE, 1998), a Europa (BROWNING; PARDOE, 1973) e a Austrália (WILSON, 1975; GUNN *et al.*, 1989; KEENAN *et al.*, 1989) (Figura 1.1). Tipicamente, o JBN está associado com intenso gradiente de temperatura entre o continente e o oceano e com grandes cadeias de montanhas (STENSRUD, 1996), como ocorre com o JBN da Somália, na África, com a cordilheira do Himalaia (BANNON, 1979a; BANNON, 1979b) localizado no continente asiático, e as Montanhas Rochosas (BONNER, 1968), na AN.

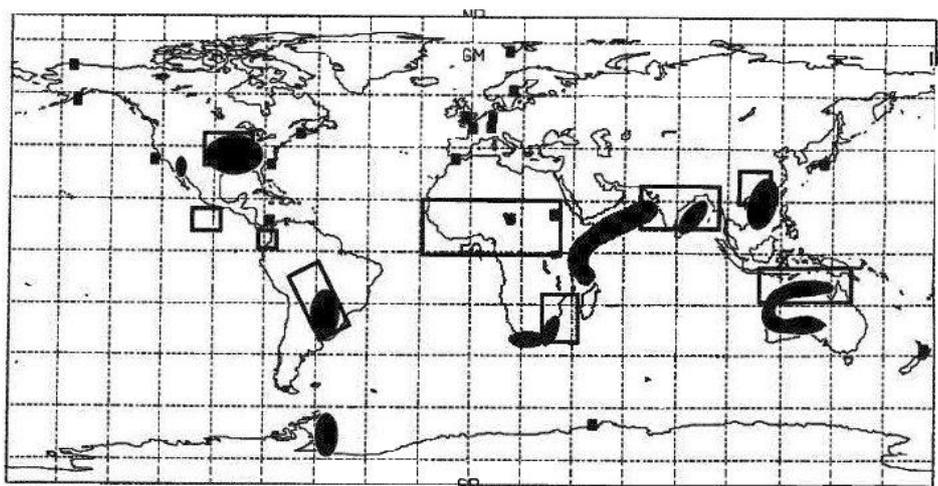


FIGURA 1.1 - Regiões onde suspeita-se a ocorrência de JBN com alguma regularidade (sombreado) e onde Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) ocorrem frequentemente durante o verão (retângulos).

FONTE: Stensrud (1996).

Na AS, o JBN é um intenso escoamento de norte/noroeste, ocorrendo à leste da Cordilheira dos Andes, o qual estende-se desde a Região Amazônica até a Bacia do Rio da Prata (Figura 1.2), região que abriga parte do território da Argentina, Brasil, Bolívia, Paraguai e Uruguai, sendo responsável por 70% do Produto Interno Bruto (PIB) destes países em conjunto. Esse sistema é observado praticamente durante o

ano todo (MEJIA, 2004), embora a maior frequência ocorra durante o verão austral (Dezembro - Janeiro - Fevereiro - DJF) (MARENGO *et al.*, 2004). Além disso, nessa estação do ano, a maior intensidade do JBN na AS ocorre entre as 0600 UTC e as 1200 UTC ao norte de 20°S, enquanto que ao sul de 20°S, este é mais frequente durante o inverno austral (Junho - Julho - Agosto - JJA), entre 0000 UTC e 0600 UTC (SALIO *et al.*, 2002; MARENGO *et al.*, 2004). A maior ocorrência do Centro de Ventos Máximos (CVM) associado ao JBN é verificada sobre uma área que compreende as estações de Santa Cruz e Trinidad, ambas localizadas na Bolívia (MARENGO *et al.*, 2002; SANTOS *et al.*, 2004).

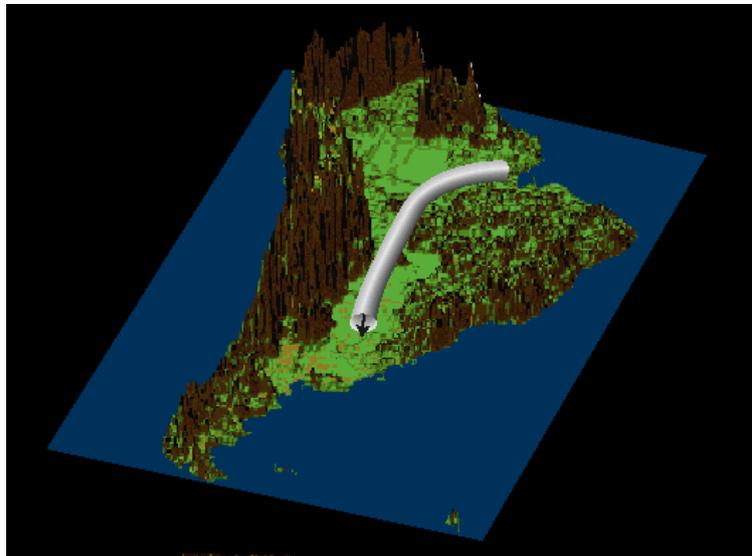


FIGURA 1.2 - Representação do deslocamento do JBN à leste da Cordilheira dos Andes. O caminho percorrido pelo jato, desde a Amazônia até a Bacia do Prata, está indicado pelo tubo branco.

FONTE: CLIVAR (2005).

A formação do JBN na AS pode ser explicada por diversos mecanismos, podendo-se destacar: oscilações inerciais que ocorrem dentro da Camada Limite Planetária (CLP) (SAULO *et al.*, 2000); circulação gerada pela presença da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (CAVALCANTI, 1982) e a presença da Baixa do Chaco (BCH) durante o verão austral (SELUCHI *et al.*, 2003), além de forçantes de escala sinótica, tais como a influência de Jatos em Altos Níveis (JAN) (GUEDES, 1985; SEVERO, 1994) e a passagem de sistemas frontais a leste dos Andes (SANTOS *et al.*, 2004). Ressalta-se que os sistemas frontais ao avançarem para nordeste, quando permanecem semi-estacionários sobre a Região Sudeste do Brasil, favorecem a formação da

Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (QUADRO, 1994), a qual é associada ao enfraquecimento do JBN sobre o sul da AS e à períodos secos sobre esta região (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; HERDIES *et al.*, 2002). Por outro lado, Herdies *et al.* (2002) observou que a não ocorrência da ZCAS está associada ao fortalecimento do JBN e a períodos úmidos sobre a Bacia do Rio da Prata. Durante estes períodos, é freqüente observar a formação ou intensificação de CCM na região (BERBERY; BARROS, 2002; VELASCO; FRITSCH, 1987). Nesses casos, os CCM apresentam máxima intensidade durante a madrugada, coincidindo com o CVM em baixos níveis. Por outro lado, períodos em que o JBN não é bem caracterizado ou é ausente, não se verifica a formação de CCM sobre a Bacia do Rio da Prata (BERRI; INZUNZA, 1993). Desta forma, o JBN é um dos sistemas atmosféricos que modula o ciclo hidrológico desta região, por estar associado à alternâncias entre períodos úmidos e secos. A passagem de sistemas frontais alternada com a presença de escoamento de norte/nordeste associado ao JBN, podem, então, caracterizar a variabilidade sinótica encontrada a leste dos Andes (MARENGO; SOARES, 2002).

Apesar de já existirem vários estudos sobre o JBN na AS, ainda é restrito o conhecimento sobre sua variabilidade temporal e espacial devido à deficiência da rede de observações de ar superior, principalmente a leste dos Andes. Por meio da colaboração entre os países sul-americanos e os Estados Unidos da América (EUA), vários experimentos de campo foram realizados. Destes, destacam-se os programas *Pan-American Climate Study* (PACS) e o *Pan-American Climate Studies Sounding Network* (PACS-SONET), ambos financiados pelo Programa Global de Atividades do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (DOUGLAS *et al.*, 1998; DOUGLAS *et al.*, 2000; MARENGO *et al.*, 2002). O experimento de campo *South American Low Level Jet EXperiment* (SALLJEX) é um componente do Programa *Climate Variability and Predictability/Variability of American Monsoon Systems* (CLIVAR/VAMOS). Realizado no período de novembro de 2002 a fevereiro de 2003, o SALLJEX foi criado com o objetivo de aprimorar o entendimento sobre o papel do JBN nas trocas de calor e de umidade entre os trópicos e os extratropicos, além de contribuir para o melhor entendimento dos aspectos hidrológicos e variabilidade climática da região. Este experimento, bem como os demais programas mencionados anteriormente, permitiram o aumento da rede de estações de balão piloto e radiossondagem na Argentina, Bolívia, Brasil, Paraguai e Peru (Figura 1.3), sendo que muitas delas operaram mais de duas vezes ao dia.

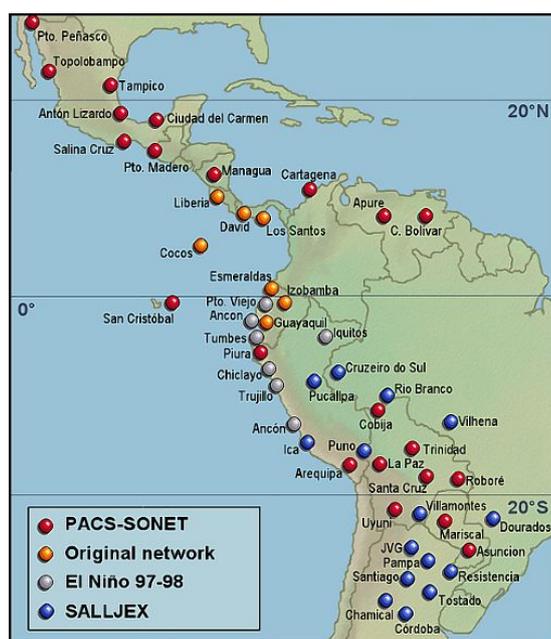


FIGURA 1.3 - Distribuição da rede de estações de ar superior na AC e AS. Rede de Estações de ar superior original (círculos amarelos), do PACS-SONET (círculos vermelhos), da campanha durante o El-Niño 1997-98 (círculos cinza) e do SALLJEX (círculos azuis).
 FONTE: PACS-SONET (2005).

Em suma, a disponibilidade de dados observacionais e dados globais que representam o comportamento da atmosfera oferecem a possibilidade de se entender melhor o JBN e também fatores dinâmicos e termodinâmicos associados a este sistema que podem gerar diversos fenômenos relacionados à prejuízos econômicos e sociais, como chuvas intensas sobre o sul do Brasil (SEVERO, 1994), ondas de calor intenso (CERNE *et al.*, 2006) e quedas acentuadas de temperatura (REINKE, 2005) são motivos para o desenvolvimento deste trabalho. Desta forma, o melhor entendimento dos sistemas de escala sinótica atuantes na AS que favorecem a ocorrência de JBN é fundamental para a previsão e tentativa de minimizar prejuízos causados por fenômenos diretamente associados à ocorrência do JBN.

Em vista do exposto e com a disponibilidade de dados do SALLJEX e das reanálises do *National Center of Environmental Prediction/National Center of Atmospheric Research* (NCEP/NCAR), os objetivos deste trabalho são:

- identificar os sistemas sinóticos atuantes na AS que contribuem para a formação, manutenção e intensificação do JBN, tais como: BCH, Alta da Bolívia (AB), sistemas frontais, ASAS, JAN, entre outros;

- estudar os padrões de escala sinótica associados ao ciclo de vida do JBN na AS (fases de intensificação, intensidade máxima e decaimento), analisando as condições favoráveis que conduzem a períodos mais (ou menos) persistentes;
- elaborar modelos conceituais que descrevam o ciclo de vida do JBN na AS;

A revisão de estudos teóricos, observacionais e numéricos acerca do JBN é apresentada no Capítulo 2. A metodologia e os dados utilizados estão descritos no Capítulo 3. No Capítulo 4 é apresentada a climatologia do JBN na AS. A análise dos modos dominantes da circulação atmosférica em baixos níveis associados ao JBN é apresentada no Capítulo 5 e a análise dos campos compostos para dois grupos de JBN são descritos no Capítulo 4. No Capítulo 7 são apresentados dois estudos de casos sendo um durante um verão e outro para um período durante o inverno austral. No Capítulo 8 são descritos os modelos conceituais que descrevem o ciclo de vida do JBN a leste dos Andes e, por fim, no Capítulo 9 discute-se os resultados obtidos e sugestões para o trabalhos futuros.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Nesta Seção, será realizada uma revisão bibliográfica sobre os principais estudos existentes sobre o JBN, englobando suas características, mecanismos de desenvolvimento e manutenção, assim como processos associados ao seu decaimento. Entretanto, diversas pesquisas sobre estes temas foram mais realizadas na AN em vista da disponibilidade de dados e da importância dada ao JBN desde a década de 50, quando os pesquisadores perceberam sua relação com a atividade convectiva severa sobre a região central dos EUA. Desta forma, várias referências aqui citadas referem-se ao JBN da AN, embora o objetivo deste trabalho seja dar ênfase ao JBN da AS, na tentativa de estender os conceitos obtidos já conhecidos ao JBN a leste dos Andes.

2.1 Definição e características do JBN

Um dos primeiros estudos sobre JBN da AN foi realizado por Blackadar (1957). Por meio da análise de perfis verticais médios do vento obtidos de balão piloto durante o mês de janeiro de 1953 na região central dos EUA, foi observado que a velocidade do vento variava entre 8m s^{-1} e 15m s^{-1} . Uma primeira definição de JBN foi especificada, considerando que a velocidade do vento no nível de vento máximo deveria superar em no mínimo $2,5\text{m s}^{-1}$ a velocidade do vento em um nível imediatamente acima do máximo. Comparando a velocidade do vento real com a do vento geostrófico (\vec{V}_g), foi observado que a velocidade do JBN era supergeostrófica (vento de maior velocidade que \vec{V}_g , na existência de um gradiente de pressão). Porém, durante o dia, o vento tende a oscilar em torno de \vec{V}_g , sendo em um determinado período supergeostrófico e em outro, subgeostrófico.

Blackadar (1957) também observou uma relação entre a ocorrência do JBN e a inversão térmica noturna, visto que a altura do vento máximo coincidia com o topo da inversão. Para analisar esta relação, Blackadar estabeleceu alguns critérios que deveriam ser satisfeitos: a) o vento máximo teria que ocorrer entre 8h e 20h local; b) a temperatura do ar (T) deveria aumentar com a altura até a distância máxima de 1396 m acima do nível do mar; c) a velocidade máxima do vento teria que ocorrer abaixo de 1396 m; d) no início da manhã, T deveria diminuir com a altura em uma distância de 2 km acima do nível do mar; e) não deveria ocorrer a troca de massa de ar durante a noite ou no início da manhã. Como resultado, notou-se que a maioria das

inversões térmicas noturnas satisfizeram tais restrições, sendo estas mais frequentes durante o verão. Esta característica implica em um desacoplamento da camada de ar próxima da superfície da camada de ar no topo da inversão, favorecendo a aceleração dos ventos acima da camada de inversão, evidenciando sua relação com a ocorrência de JBN.

A fim de verificar a ocorrência dos ventos máximos na região central dos EUA, além de determinar a real frequência de ocorrência de JBN, foi realizada uma primeira climatologia do JBN, estabelecida por Bonner (1968), baseado em dados de vento e umidade específica (q) em dois conjuntos de dados de radiossondagem, inicialmente utilizando os critérios estabelecidos por Blackadar (1957). O primeiro conjunto de dados abrangeu o período de outubro de 1959 a setembro de 1960, em quatro horários sinóticos (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC) e o segundo conjunto, o período de janeiro de 1959 até dezembro de 1960, em dois horários sinóticos (0000 UTC e 1200 UTC). Por meio da análise do vento em 5 níveis, foi determinado o nível do vento máximo, calculando a frequência de ocorrência de JBN em cada nível e em cada estação meteorológica. Como resultado, foi verificado a maior frequência de JBN entre os três primeiros níveis (correspondendo a uma altura de até 1,5 km acima da superfície). Por meio dos resultados obtidos e a fim de obter um conjunto representativo estatisticamente, foram introduzidos critérios mais restritivos para a velocidade máxima do vento, tal que o CVM deveria ocorrer em uma altura de até 1,5 km acima da superfície. Além disso, a velocidade do vento deveria decrescer acima do nível do vento máximo até 3 km de altura. Assim, Bonner (1968) estabeleceu 3 critérios hierárquicos para a ocorrência de JBN, que são mostrados na Tabela 2.1:

TABELA 2.1 - Especificações dos Critérios de Bonner (1968).

Critérios	$V_{max}(ms^{-1})$	$\Delta V(ms^{-1})$
1	12	6
2	16	8
3	20	10

FONTE: Adaptado de Bonner (1968)

Aqui, V_{max} é o CVM do JBN e ΔV é a diferença entre o CVM do JBN e a mínima velocidade acima da altura do CVM, que deve ocorrer abaixo de 3 km de altura acima da superfície.

Atualmente, o Critério 1 de Bonner (a partir de agora referido como C1B) é ampla-

mente utilizado para definir o JBN.

Utilizando os critérios acima, Bonner (1968) identificou que a maioria dos casos de JBN na AN se localizavam na área entre 95°W e 100°W e entre 35°N e 45°N, com máxima ocorrência verificada em Oklahoma e Kansas, nos EUA. Os ventos máximos eram predominantemente de sul durante a estação do verão, sendo o maior número de casos verificados durante os meses de agosto e setembro. Considerando o C1B, verificou-se que mais da metade dos eventos de JBN ocorreram durante a manhã (1200 UTC) e a maioria deles abaixo do nível de 850 hPa. Para examinar a estrutura horizontal do JBN, Bonner analisou a velocidade do vento, T e q das estações meteorológicas localizadas ao longo da área de abrangência do JBN. Observou-se que corrente abaixo (acima) do centro do JBN a velocidade do vento diminuía (aumentava), gerando convergência (divergência) de massa. O autor concluiu que existem vários máximos de ventos que ocorrem em baixos níveis em estações individuais dos EUA, mas a frequência de ocorrência do JBN ao longo do *Great Plains* não se aproxima da frequência de ocorrência de qualquer outra área. Além disso, o JBN foi observado ser um evento primariamente noturno.

Do ponto de vista cinemático, Wippermann (1973) definiu o JBN como um escoamento que apresenta máximo na velocidade do vento localizado dentro da camada compreendida entre a superfície e 2 km de altura. Dinamicamente, os JBN podem ser considerados como uma resposta complexa do escoamento em baixos níveis ao ciclo diurno da forçante térmica na Camada Limite Planetária (CLP), com um máximo definido no perfil vertical da velocidade. Entretanto, na literatura há muitas outras definições de JBN porque existem alguns tipos diferentes de ventos máximos que ocorrem nestes níveis, mas somente os jatos que se estendem além da CLP (BROWNING; PARDOE, 1973; SORTAIS, 1993) e possuem apreciável cisalhamento vertical do vento horizontal são chamados de JBN (STENSRUD, 1996). Desta forma, a definição mais utilizada é aquela que examina o cisalhamento vertical do vento horizontal para determinar se existe, ou não, um máximo do vento em baixos níveis (STENSRUD, 1996).

Tipicamente, o JBN forma-se entre 900 hPa e 600 hPa, possui dimensão subsinótica, sendo que na AN apresenta dimensões que variam entre 100 km e 1000 km de comprimento, 0,5 km de profundidade e 0,9 km de largura (BLUESTEIN, 1992). O tempo de vida desse sistema varia de 10 h a dois dias, considerando desde a fase inicial até sua dissipação (BLUESTEIN, 1992).

2.2 Mecanismos de formação e manutenção do JBN

Vários mecanismos físicos têm sido apontados para explicar alguns aspectos do desenvolvimento e manutenção do JBN em diferentes ambientes e regiões. Kraus *et al.* (1985) citou como forçantes os seguintes mecanismos: a) oscilações inerciais, b) baroclinia associada a terrenos íngremes, c) padrões de escala sinótica. Ressalta-se entretanto que um ou mais destes mecanismos podem atuar conjuntamente para a formação e/ou a manutenção do JBN.

Tendo em vista que os JBN apresentam um ciclo diurno bem definido (MITCHELL *et al.*, 1995), com máximos na velocidade do vento que ocorrem à noite na AN (BONNER, 1968; BONNER; PAEGLE, 1970), e durante a manhã na AS (DOUGLAS *et al.*, 1998; SANTOS *et al.*, 2004; MARENGO *et al.*, 2004), deve-se levar em consideração que estas variações diurnas nos campos de vento são causadas por processos de microescala. Tais processos geram uma resposta da atmosfera em escalas maiores, evidenciando a importância destes na formação dos ventos máximos em baixos níveis. Entretanto, vários autores tentaram explicar a formação do JBN fazendo uso da Teoria da CLP (BLACKADAR, 1957; BONNER; PAEGLE, 1970), desconsiderando os processos de escala sinótica. Por outro lado, outras análises têm demonstrado que vários processos de diferentes escalas interagem entre si para produzir o JBN (MEANS, 1952; MEANS, 1954; WEXLER, 1961; BONNER, 1966; BONNER, 1968; DJURIC; LADWIG, 1983). Este sistema pode ser formado por processos da CLP e por forçantes de escala sinótica, como por exemplo, em resposta à forçante isalobárica durante a ciclogênese (UCCELLINI; JOHNSON, 1979), ou devido à ciclogênese com a presença de uma inversão no setor quente (DJURIC, 1981; SHEN; DJURIC, 1981).

Os mecanismos que hoje explicam o ciclo de vida do JBN foram mais estudados na AN do que em outras regiões do globo (BLACKADAR, 1957; WEXLER, 1961; BONNER; PAEGLE, 1970; UCCELLINI; JOHNSON, 1979; DJURIC; DAMIANI, 1980; DJURIC; LADWIG, 1983; SORTAIS, 1993), tendo em vista que a rede de estações de ar superior sobre a região central dos EUA permitia análise detalhada deste sistema. Porém, como diversas características do JBN na AS são semelhantes às características do JBN na AN, tais mecanismos também têm sido considerados para explicar a formação do JBN na AS (CAVALCANTI, 1982; GUEDES, 1985; SANTOS *et al.*, 2004).

2.2.1 Oscilação Inercial

A oscilação inercial tem sido a teoria mais utilizada para explicar a formação de jatos que ocorrem próximo ao nível de 925 hPa, dentro da CLP, conhecido como jato noturno (BLACKADAR, 1957; WEXLER, 1961). Este jato, embora tenha grande contribuição para o entendimento das oscilações no ciclo diurno nos campos do vento, influencia a ocorrência do JBN, mas não pode explicar isoladamente sua formação.

Oscilação Inercial é o movimento do ar quando ocorre dentro da CLP, resultante da atuação da Força de Coriolis (ou inercial, f), sobre um determinado estado (ou condição) inicial. A CLP é diretamente influenciada pela superfície. Processos de turbulência térmica e mecânica são importantes para a transferência vertical de calor sensível, calor latente e *momentum*. Próximo à superfície, dentro da CLP, a turbulência age como um freio, reduzindo a velocidade do vento, e em consequência, reduzindo f (que é proporcional ao vento). Assim, o vento real pode ser geostrófico em qualquer lugar, exceto próximo à superfície, onde o atrito exerce um papel importante (HOLTON, 1967). Uma parcela que se move na horizontal, circularmente e com giro para a esquerda do vetor vento com a altura no Hemisfério Sul (HS) sofre oscilações do tipo inerciais devido às variações em f .

O período (P) de uma oscilação inercial é dado por (DUTTON, 1986):

$$P = \frac{2\pi}{f}, \quad (2.1)$$

O escoamento do vento adjacente ao lado leste das montanhas pode ser interpretado como uma camada limite inercial, caracterizado pelo forte cisalhamento anticiclônico. Durante o dia, os ventos na Camada de Mistura (CM) são subgeostróficos devido ao efeito da Força de atrito na superfície. Na fase subgeostrófica, a velocidade do vento é tal que há um balanço entre as forças do gradiente de pressão, de Coriolis e de atrito (WEXLER, 1961).

Wexler (1961) utilizou a Teoria da Camada Limite Inercial aplicada ao oceano, desenvolvida por Charney (1955) e Morgan (1956), para explicar a formação do JBN na região central dos EUA. Segundo Wexler (1961), os ventos alísios penetram na parte oceânica do Caribe e no Golfo do México com orientação de sudeste para noroeste. Na região mais ao norte, os alísios são defletidos para norte/noroeste devido às montanhas e, assim, o escoamento toma características de uma camada limite

inercial (ver figura 2.1). As variações do vento à leste das Montanhas Rochosas nos EUA são pronunciadas e a superposição de uma forte oscilação diurna sob o fluxo geostrófico de grande escala pode desencadear o JBN noturno com velocidades do vento que podem ser superiores a 25 m s^{-1} (BONNER, 1968).

Depois do pôr do sol, quando a turbulência na CM cessa, a força devido ao gradiente de pressão tende a acelerar os ventos para retornar à geostrofia. Entretanto, a influência exercida pelas montanhas sobre o vento tende a girá-lo, e devido ao efeito β , há uma deflexão do vento para leste, tornando-o, então, supergeostrófico no final da noite (BLACKADAR, 1957). Nesta fase, os ventos não estão em balanço, já que a força de atrito diminui durante a noite. O vetor diferença entre o vento real e o \vec{V}_g descreve uma oscilação inercial, com P igual a 12 horas (WEXLER, 1961). Estas oscilações diurnas do vento na CLP alcançam velocidade máxima à noite e velocidade mínima durante o dia, em locais com topografia entre 30 m a 2 km acima da superfície (BONNER; PAEGLE, 1970).

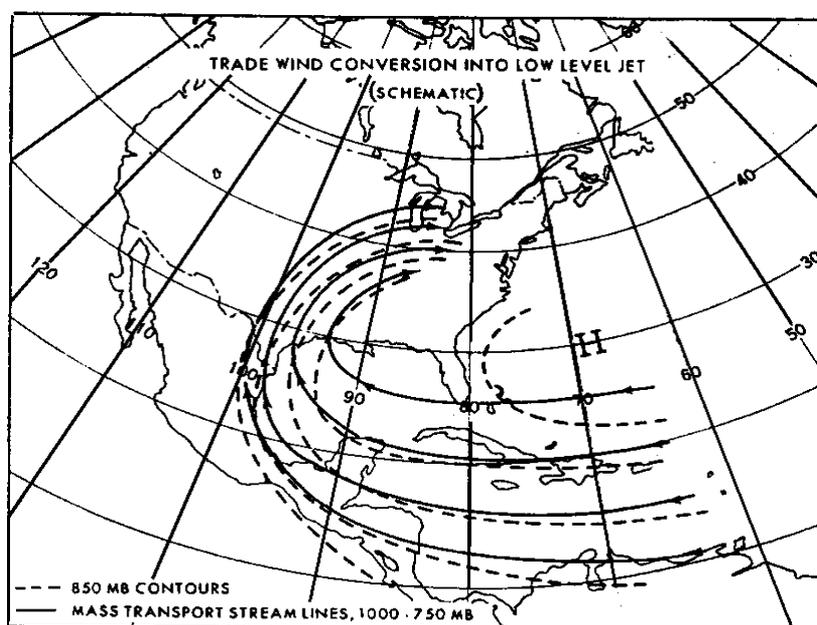


FIGURA 2.1 - Descrição esquemática da propagação dos ventos alísios sobre a parte oceânica do Caribe, Golfo do México e sul dos EUA.
FONTE: Adaptada de Wexler (1961)

Na AS, Saulo *et al.* (2000), através de experimentos com o Modelo Eta do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais/Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (INPE/CPTEC) verificaram que a intensidade dos ventos a leste dos Andes sugere uma variação latitudinal do fortalecimento máximo do vetor vento à noite, com tendências a ocorrer mais cedo em latitudes mais altas, o que é consistente com a variação latitudinal em P .

Bonner e Paegle (1970) descreveram as oscilações diurnas do \vec{V}_g sobre o *Great Plains*, EUA, bem como sua variação com a altitude e interação com a Força de viscosidade para produzir as variações nos ventos observados na CLP. Calculou-se as componentes zonal (u_g) e meridional (v_g) do vento geostrófico, considerando uma grade de $1^\circ \times 1,25^\circ$ latitude/longitude em 50 estações distribuídas na região do Texas e em Oklahoma. Foi observado que os ventos em *Fort Worth* (Texas) apresentaram uma intensa oscilação diurna com uma amplitude em torno de 3 ms^{-1} em 600 m acima da superfície. Essas oscilações aumentaram com o aumento da latitude devido à mudança em P . Assumindo que a viscosidade era constante, também foram examinados os efeitos diurnos da viscosidade turbulenta (*eddy*) e a Força devido ao gradiente de pressão sobre o \vec{V}_g na CLP por meio de simulações numéricas. Com a turbulência térmica diurna, a oscilação do Vento Térmico (\vec{V}_T) gera um \vec{V}_g máximo no fim da tarde, produzindo uma oscilação no vento real com velocidade máxima ocorrendo próximo à meia-noite. As oscilações nos campos de vento geradas pelo modelo foram consideradas pequenas, pois a viscosidade foi assumida constante.

Wu e Raman (1997) investigaram os efeitos da heterogeneidade da superfície na formação e estrutura do JBN sobre a AN. Para tal, foi utilizado um modelo de meso-escala da *North Carolina State University* (NCSU), com um sistema atmosfera-solo-vegetação. Foram realizados quatro experimentos numéricos, com diferentes combinações dos dois padrões de solo e das duas condições iniciais para o vento (Tabela 2.2). O modelo possuía um domínio horizontal de 450 km e espaçamento de grade de 10 km para os Experimentos 1 e 2, e para os Experimentos 3 e 4, um domínio de 605 km e espaçamento de 5 km.

TABELA 2.2 - Características dos experimentos numéricos para identificar a formação do JBN na AN.

Experimentos	padrão de solo	V_g (ms^{-1})
1	oásis (vegetação no centro e árido nas redondezas)	$u_g = 0$ e $v_g = 0$
2	contraste solo descoberto-vegetado	$u_g = 0$ e $v_g = 0$
3	oásis	$u_g = 0$ e $v_g = 10$
4	contraste solo descoberto-vegetado	$u_g = 0$ e $v_g = 10$

FONTE: Wu e Raman (1997).

Os resultados de Wu e Raman (1997) mostraram que devido à capacidade calorífica dos solos vegetados ser maior que a dos solos secos, as variações diurnas da temperatura do solo foram maiores nos Experimentos 2 e 4, e conseqüentemente, a T de um solo árido durante o dia é maior que a T de um solo vegetado, e à noite, a T de um solo árido é menor que a de um solo vegetado. Com estes padrões, gera-se um forte gradiente horizontal de temperatura próximo à superfície e um intenso fluxo de calor sensível do solo para a atmosfera, surgindo circulações termicamente induzidas, geradas em uma zona de transição entre o solo árido e o solo vegetado. Durante o dia, desenvolve-se um padrão de circulação horizontal do ar sobre a superfície vegetada, em direção à superfície árida. Como resultado do gradiente horizontal de T , um fluxo de calor e umidade em baixos níveis converge da superfície do tipo oásis para a superfície árida, gerando ascensão e subsidência, respectivamente, devido à conservação de massa.

Os padrões observados nos Experimentos 3 e 4 foram os mesmos com exceção de que os movimentos verticais foram mais intensos. As principais conclusões obtidas foram: 1) o gradiente horizontal médio de T e as oscilações inerciais são os dois mecanismos importantes para a ocorrência de JBN nos Experimentos 3 e 4, pois a magnitude destas oscilações depende do \vec{V}_g ; 2) os contrastes de solo foram importantes para a geração da circulação de mesoescala quando existe heterogeneidade entre as superfícies do solo; 3) observou-se a ocorrência de JBN durante a noite nos Experimentos 3 e 4; 4) as circulações de mesoescala observadas e o JBN tiveram fortes oscilações diurnas; e 5) o \vec{V}_g de sul no Hemisfério Norte (HN) é uma condição necessária para a ocorrência de JBN.

2.2.2 Baroclinia sobre terrenos inclinados

A influência da presença de topografia acentuada como um dos mecanismos de formação de fortes ventos a leste de terrenos inclinados foi proposto por Holton (1967)

e Kraus *et al.* (1985). A Figura 2.2 ilustra esse mecanismo para o HN, descrito sucintamente a seguir.

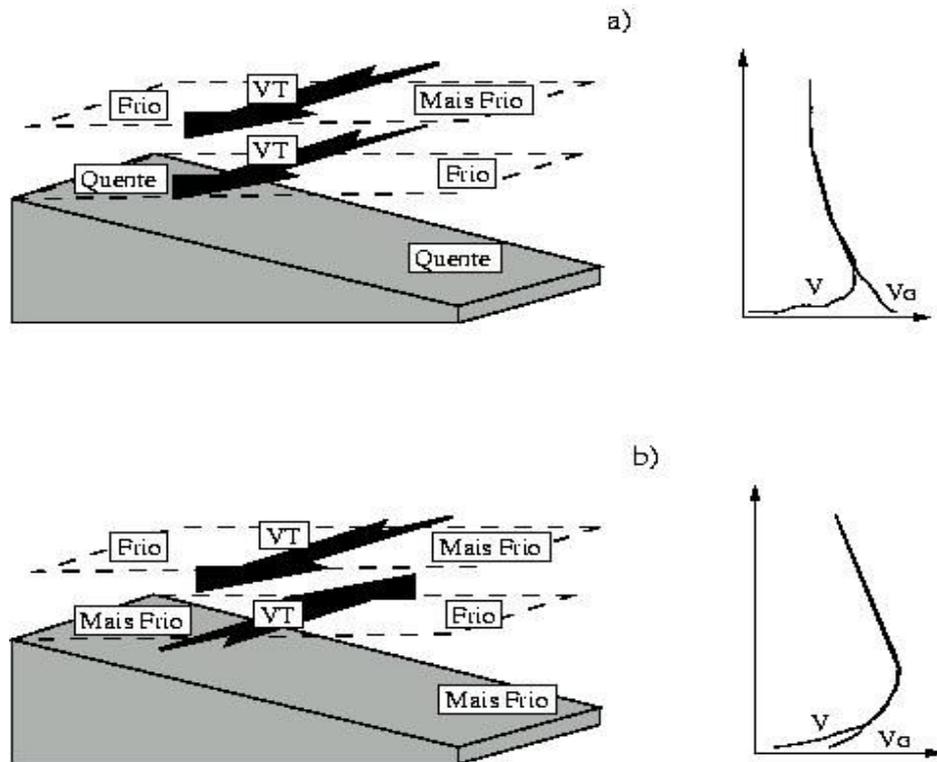


FIGURA 2.2 - Oscilação diurna do JBN devido ao \vec{V}_T sobre terrenos inclinados, no interior da CM: a) durante o dia; b) à noite. O Símbolo V na figura denota o vento real e o símbolo V_G denota o vento geostrófico.
 FONTE: Adaptada de Stull (1988).

Durante o dia, com o aquecimento diurno pela radiação solar nas primeiras horas da tarde, o ar sobre as montanhas fica mais aquecido formando um gradiente horizontal de temperatura leste-oeste. Conseqüentemente, as superfícies de altura geopotencial (ϕ) ficam inclinadas em relação ao lado leste das montanhas, gerando o \vec{V}_T (Figura 2.2a) (BONNER; PAEGLE, 1970; STULL, 1988). À noite, a superfície resfria o ar adjacente, exceto o ar em níveis mais altos que localiza-se na Camada Residual (CR). Isto reverte o \vec{V}_T em níveis mais baixos na Camada Limite Estável (CLE), mas mantém inalterado o \vec{V}_T nos níveis mais altos da CR (Figura 2.2b). Pela relação do \vec{V}_T (Equações 2.2 e 2.3), pode-se ver que deve existir um gradiente horizontal de

temperatura (nas componentes $\partial T/\partial y$ e $\partial T/\partial x$) (Holton, 1972), tal que:

$$\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial y} \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{fT} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (2.3)$$

em que g é a gravidade.

No HS, para um dado \vec{V}_g de norte na superfície (v_g negativo), v_g diminuirá (torna-se mais negativo) com a altura se o ar for mais quente à leste durante a noite, gerando um JBN, com um máximo do \vec{V}_g em baixos níveis. Em terrenos íngremes como os Andes na AS, pode-se gerar um gradiente horizontal de temperatura que muda de sinal com o ciclo diurno (HOLTON, 1967). Supondo uma superfície com \vec{V}_g de norte no HS, o vento geostrófico resultante deve ter um máximo em baixos níveis.

2.2.3 Baroclinia associada a padrões de escala sinótica

2.2.3.1 Circulações Transversas

A formação e manutenção do JBN pode, ainda, ser explicada pela presença de um Jato em Altos Níveis (JAN), através do ajuste de massa relacionado às circulações transversas associadas ao CVM do JAN (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

Uccellini e Johnson (1979), analisaram a relação entre o JBN e o JAN através de simulações numéricas e análise observacional. Os autores observaram que o JBN estava embebido em um ramo da circulação indireta do JAN, no setor equatorial de sua região de saída. Com a aplicação da aproximação do *momentum* geostrófico e da equação isalobárica em coordenadas isentrópicas, partindo da Equação da aproximação do *momentum* quase-geostrófico (HOLTON, 1972), desprezando-se β e resolvendo para \vec{V}_{ag} , tem-se:

$$\vec{V}_{ag} = \frac{1}{f} \mathbf{k} \times \frac{D_g \vec{V}_g}{Dt} = \frac{1}{f} \left[\underbrace{\mathbf{k} \times \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial t}}_A + \underbrace{\mathbf{k} \times (\tilde{\mathbf{V}}_g \cdot \nabla) \tilde{\mathbf{V}}_g}_B \right], \quad (2.4)$$

Assim, pela Equação 2.4, \vec{V}_{ag} pode ser dividido nos termos A e B, em que o termo **A**

representa o vento isalobárico (\vec{V}_{is}) e o termo B, o termo advectivo inercial. Quando a Força de Coriolis está em exato balanço com a aceleração do vento geostrófico, tem-se então \vec{V}_{is} . Matematicamente, este termo é definido em termos das acelerações locais, mas também é aproximado pelo gradiente isalobárico, como segue:

$$\vec{V}_{is} = -\frac{\vartheta}{f^2} \nabla_H \frac{\partial p}{\partial t}, \quad (2.5)$$

onde ϑ é o volume específico e p é a pressão.

Para o nível de 850 hPa, nas bordas de uma onda baroclínica, a componente isalobárica do \vec{V}_{ag} é dominante, enquanto que no centro da perturbação, ambos os termos têm praticamente a mesma magnitude. Para ondas baroclínicas em uma corrente de jato em altos níveis (por exemplo, em 300 hPa), o termo de advecção inercial é dominante zonalmente e a contribuição advectiva domina sobre a contribuição isalobárica (HOLTON, 1972). Pode-se dizer então que, para ondas baroclínicas, o movimento ageostrófico em altos níveis é principalmente zonal, enquanto que em baixos níveis, é principalmente meridional (HOLTON, 1972).

O modelo numérico de Uccellini (1980) simulou o ajuste de massa associado com a propagação do JAN. Seus resultados mostram que a resposta do escoamento em baixos níveis foi relacionada ao aumento da Força devido ao gradiente de pressão, gerando uma componente do vento isalobárico dentro do ramo de retorno da circulação indireta associada (modo ageostrófico). O principal responsável pela intensificação de v_{ag} foi o vento isalobárico, o qual forçou uma correspondente aceleração de u através da rotação inercial, enquanto que u_g se intensificou através do aumento da Força devido ao gradiente de pressão.

Para analisar as características entre o acoplamento dos dois sistemas pelo ajuste de massa e *momentum*, Uccellini e Johnson (1979) também realizaram um estudo de caso durante os dias 10 e 11 de maio de 1973. Durante este período, observaram a formação de intensa atividade convectiva associada às mudanças nas características de um sistema frontal que atuava sobre a região dos *Great Plains*, EUA. A presença de um JBN, acompanhado de um ciclone à sotavento das Montanhas Rochosas, indicou que a resposta à forçante isalobárica devido à ciclogênese também é importante. Situação semelhante foi observada por Jusevicius (1999) e Funatsu *et al.* (2004) à sotavento dos Andes na AS.

Após a sua formação, o JBN pode estar acoplado ao JAN através das circulações verticais, como pode ser deduzido da interpretação do Modelo de Quatro Quadrantes de Sechrist e Whittaker (1979), como descrito a seguir. A simples presença de um CVM em altos níveis pode assegurar a ocorrência de algum processo de ajuste de massa e *momentum* nas regiões de entrada e saída do JAN.

Na região de entrada (saída) do CVM há aceleração ageostrófica (desaceleração) da parcela de ar (Figura 2.3), e o resultado dessa aceleração é dado pela Equação da variação da Energia Cinética para um fluido invíscido (HOLTON, 1972), dada por:

$$\frac{d \vec{V}^2}{dt} \frac{1}{2} = -\vec{V} \cdot \nabla \phi \quad (2.6)$$

Como $\vec{V} = \vec{V}_{ag} + \vec{V}_g$ e que $\vec{V}_g \cdot \nabla \phi = 0$, a Equação 2.6 pode ser escrita como:

$$\frac{d \vec{V}^2}{dt} \frac{1}{2} = -\vec{V}_{ag} \cdot \nabla \phi \quad (2.7)$$

Analisando um JAN no HS, para uma variação de energia cinética positiva (negativa) na região de entrada (saída) do JAN, \vec{V}_{ag} deve ser negativo (positivo), como mostrado na Figura 2.3a. Da Equação 2.7, tem-se que \vec{V}_{ag} está relacionado ao divergente do vento. Na região de entrada (saída) do JAN observa-se divergência (convergência) de massa em altos níveis no lado equatorial e convergência (divergência) de massa do lado polar. Em baixos níveis, pela conservação de massa, o padrão deve ser o oposto. Estes padrões de divergência-convergência em baixos e em altos níveis geram um ajuste de massa na vertical. Isso é ilustrado na Figura 2.3b (na saída do JAN) onde se nota uma circulação direta, com ascendência (subsistência) de ar quente (ar frio), enquanto na Figura 2.3c (entrada do JAN), observa-se uma circulação indireta, com ascendência (subsistência) de ar frio (ar quente). Regiões de convergência (divergência) de massa em superfície, provocadas pelo padrão de divergência (convergência) de massa observada na entrada equatorial (entrada polar) e saída polar (saída equatorial) do JAN produzem tendências de pressão negativas (positivas). Nas regiões de convergência de massa em baixos níveis, tendo-se tendência de pressão negativa, haveria o aumento da componente isalobárica do vento ageostrófico, dado pela Equação 2.5.

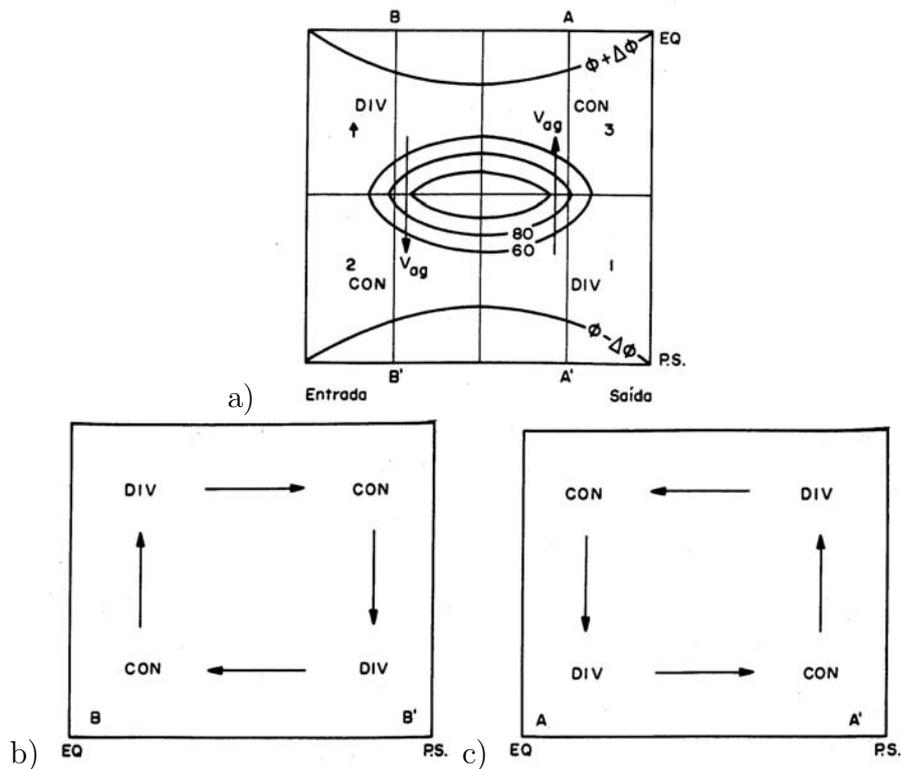


FIGURA 2.3 - Modelo de quatro quadrantes de Sechrist e Whittaker (1979), em que: (a) Esquema de circulação em torno de um jato no plano horizontal em altos níveis; (b) Circulação transversal direta ao longo de B-B' mostrado em (a), na entrada do CVM; (c) Circulação transversal indireta ao longo de A-A' mostrado em (a), na saída do CVM. FONTE: Guedes (1985).

2.2.3.2 Presença de sistemas frontais

Há estudos que demonstram que a formação do JBN, em alguns casos, pode estar relacionada à presença de sistemas frontais. Segundo Browning e Pardoe (1973), casos de JBN que não estão relacionados a efeitos topográficos são frequentemente associados a sistemas frontais, ocorrendo principalmente adiante de frentes frias, embora também sejam observados na dianteira de frentes quentes. Browning e Pardoe (1973) examinaram a estrutura sinótica-dinâmica dos JBN que se desenvolveram na Inglaterra em situações de frentes em superfície utilizando dados de vento extraídos de radar Doppler e dados de estações de ar superior. Foram identificados seis ocorrências de JBN associados aos sistemas frontais. Todos os casos formaram-se a uma altura de até 2 km, apresentando velocidade entre 25 ms^{-1} e 30 ms^{-1} , localizando-se na dianteira dos sistemas frontais, embebidos na Camada Limite Convectiva (CLC), e em regiões de máxima temperatura potencial (θ). Foram observados fortes ven-

tos à frente do sistema frontal, o que contribuiu para o aumentando de baroclinia na região do JBN. Também, a reversão do gradiente horizontal de temperatura na vanguarda da frente causou a diminuição do \vec{V}_g com a altura até atingir um mínimo próximo à altura da CLC.

Djuric e Damiani (1980) analisaram vários casos de formação de JBN durante o inverno na AN e descreveram o ciclo de vida desses sistemas. Na Figura 2.4, observam-se os seguintes estágios de formação do JBN, associado à presença de um sistema frontal: no estágio A (Figura 2.4A), um anticiclone predomina sobre a região central dos EUA, e observa-se um jato polar em altos níveis, localizado no setor norte do anticiclone; no estágio B (Figura 2.4B), ocorre uma ciclogênese sobre a região norte do Texas e o jato polar começa a girar anticiclonicamente, deslocando-se para sul, localizado no setor norte do ciclone e do anticiclone. A leste do ciclone e perpendicular ao eixo do jato polar, inicia-se a formação de um JBN, associado à intensificação de V_{is} ; em seu estágio maduro (estágio C, Figura 2.4C), o JBN está mais intenso e situado dentro do ar quente, tal que a formação do JBN é precedida pela entrada de um anticiclone polar. Em altos níveis, o jato polar é observado atrás de um cavado associado à incursão de ar frio sobre as Grandes Planícies. A fase de dissipação do anticiclone é marcada por aquecimento adiabático e advecção quente em baixos níveis.

Djuric e Ladwig (1983) acrescentaram dois estágios no modelo proposto por Djuric e Damiani (1980), com uma fase de intensificação associada à presença do jato polar. No estágio D (Figura 2.4D), o JBN está mais intenso do que no estágio C, transportando maior quantidade de Umidade Relativa (UR) para o setor quente do ciclone. No estágio D' (Figura 2.4D'), o JBN está ainda mais intenso quando comparado ao estágio D, e embebido no ramo ascendente do jato polar, advectando maior quantidade de UR que no estágio anterior. De 20 casos de sistemas de baixa pressão identificados, em aproximadamente metade destes foi observada a presença do JBN, apresentando maior intensidade às 1200 UTC. O desenvolvimento do JBN foi acompanhado pelo desenvolvimento de um ciclone extratropical e depois da queda de pressão, o JBN passou a fazer parte do ciclone. O desenvolvimento simultâneo do ciclone e do JBN colaboram com a teoria de que a queda de pressão pode ser considerada como a causa imediata do JBN.

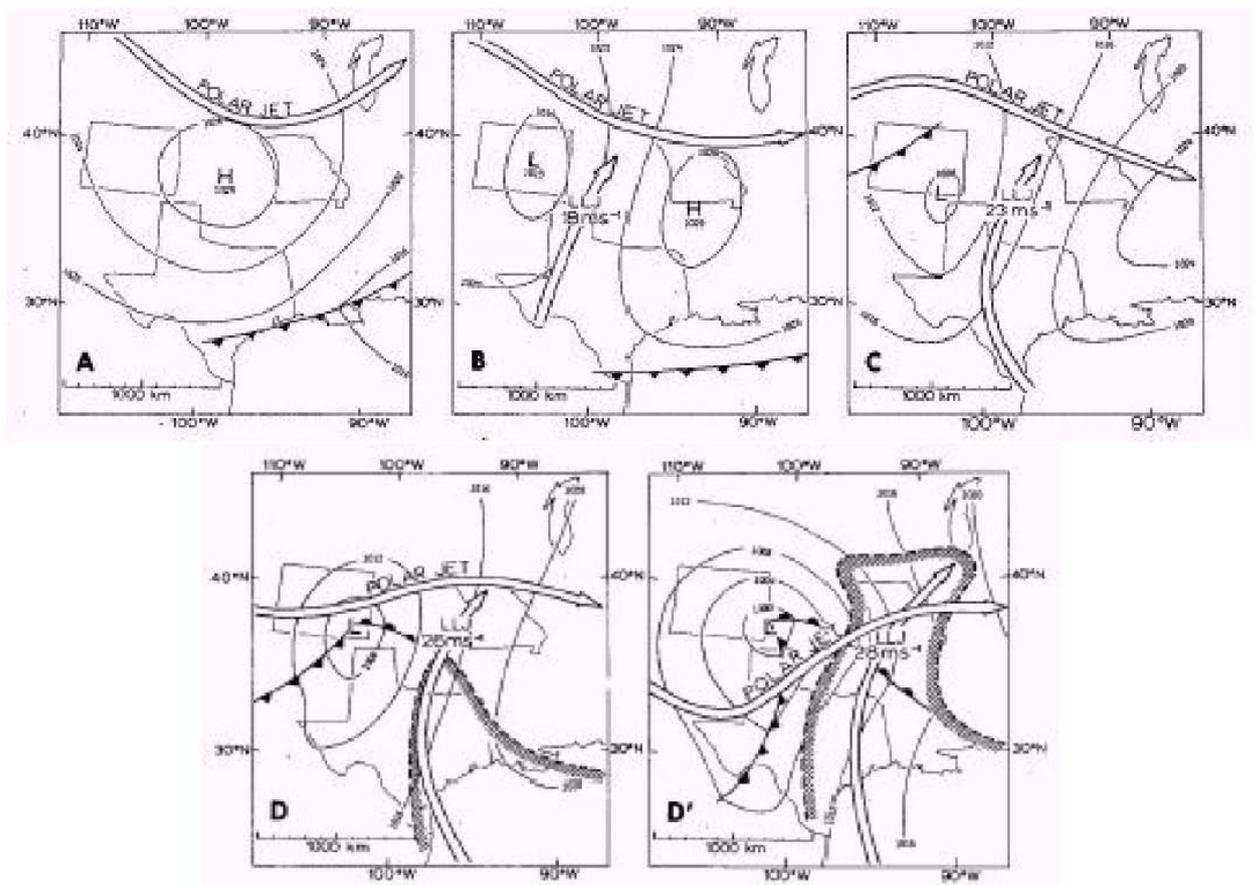


FIGURA 2.4 - Formação de um JBN associado a um ciclone extratropical. Letras A e B representam as fases de formação e as letras C, D e D' as fases maduras do JBN. O Jato polar (posicionado em 90 km acima do nível do mar) está indicado por uma seta longa e branca, orientada na posição horizontal. O JBN (em aproximadamente a 1 km acima da superfície) indicado pela seta longa branca orientada na posição vertical. A frente polar é indicada na superfície pelos símbolos convencionais. As linhas contínuas representam isóbaras, e a UR acima de 70% no nível do JBN é representada por linhas pontilhadas sombreadas. Ventos máximos associados ao JBN são posicionados no centro do JBN. FONTE: Adaptada de Djuric e Damiani (1980)

2.3 Atividade convectiva associada ao JBN

Uma das razões pelas quais motivou o interesse internacional pelo estudo do JBN nas regiões em que ele atua foi sua relação com a atividade convectiva. Frequentemente, a presença de um JBN está associada à ocorrência de tempestades severas (MEANS, 1954; BONNER, 1966; GUEDES, 1985; MARENGO *et al.*, 2004). Entre os principais fatores favoráveis para o desenvolvimento de tempestades severas, está a presença de ar quente, úmido e instável, além da conseqüente liberação de calor latente na atmosfera (MEANS, 1952).

Means (1954) estudou um caso de JBN associado a intensa precipitação na região central dos EUA durante o período de 10 a 12 de julho de 1951. Este período foi marcado por enchentes na cidade do Kansas, nos EUA. Utilizando campos médios de vento em dois horários sinóticos (0000 UTC e 1200 UTC), o autor identificou um caso de JBN. Este sistema teve um papel importante para o transporte de umidade em direção à região de intensa precipitação, variando entre 101mm a 127mm para o período de 48h em várias estações meteorológicas. Cisalhamento anticiclônico foi observado nas laterais do JBN, sugerindo convergência de massa em áreas de vorticidade relativa (ζ) anticiclônica, sobre locais que apresentaram desenvolvimento de convecção intensa.

Bonner (1966) estudou casos de tempestades severas nos EUA que ocorreram durante o período de 24 h, desde as 1800 UTC do dia 16/05/1961 até as 1800 UTC do dia 17/05/1961. Nesse período foi observada a passagem de um sistema de baixa pressão, precedido por intensa precipitação registrada sobre os estados do Kansas, Oklahoma e Missouri, EUA. Durante as 24 h analisadas, a precipitação foi intensa durante 22 h a 24 h. A maior parte da atividade convectiva ocorreu no final da tarde, ao longo da inclinação leste das Montanhas Rochosas. Verificou-se também que à direita do eixo do JBN, havia subsidência à noite e fraca ascendência durante a manhã. A análise dos sistemas convectivos plotados nas coordenadas do JBN mostraram a formação de atividade convectiva à esquerda do JBN e nenhuma atividade convectiva em todo o setor à direita do JBN, concluindo que este sistema não foi a principal causa para a formação das tempestades, e sim o mecanismo determinante para a manutenção e prolongamento da vida dos sistemas convectivos. As características relatadas neste estudo foram confirmadas por Bonner (1968), o qual sugeriu que o JBN influencia no desenvolvimento de tempestades através da produção de convergência em baixos níveis e movimento ascendente associado.

O acoplamento entre o JAN e o JBN é considerado um dos mecanismos para a formação e intensificação de CCM na região de atuação do JBN (PETTERSEN, 1956; NEWTON, 1967; UCCELLINI; JOHNSON, 1979), sendo que o JBN age como uma fonte de ar úmido e quente para a formação dos CCM. Uccellini e Johnson (1979) observaram que a maior parte da atividade convectiva se desenvolve quando os eixos dos dois jatos tornam-se ortogonais (Figura 2.5), aumentando a instabilidade gerada pela advecção de temperatura, que é intensa. Quando o JBN localiza-se no ramo mais baixo da região de saída do JAN, os ventos fortes de oeste em altos níveis

advectam ar frio e seco até a região onde o JBN transporta ar quente e úmido, criando condições para o aumento de instabilidade na região. A variação da direção do vento com a altura é explicada pela intensificação do JBN, associada ao ajuste de massa da região de saída do JAN. A região de maior probabilidade de formação de atividade convectiva aumenta com a reversão dos ventos com a altura, tal que o ângulo entre os ventos da média troposfera e o eixo do fluxo de calor e umidade em baixos níveis seja grande. Esta reversão dos ventos, induzida pelo ramo horizontal da circulação indireta na região de saída do JAN, reforça a advecção de ar frio e seco em altos níveis, e ar quente e úmido em baixos níveis em direção ao ramo ascendente, criando um ambiente favorável para o desenvolvimento ou a intensificação de CCM (FAWBUSH; MILLER, 1953; FAWBUSH; MILLER, 1954; PÁLMEN; NEWTON, 1969; UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

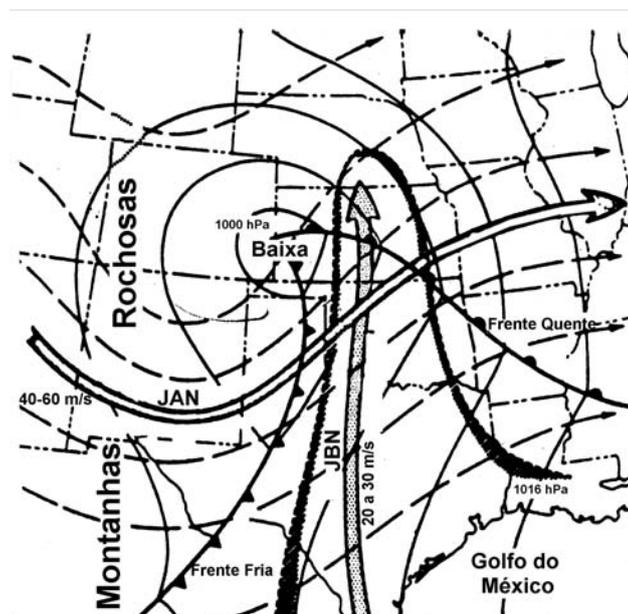


FIGURA 2.5 - Esquema ilustrativo do acoplamento dos JAN e JBN, indicando a advecção de ar quente que propicia a explosão de uma célula convectiva. Linhas sólidas representam a Pressão ao Nível do Mar (PNM). Linhas sombreadas indicam a "língua" de ar quente e úmido e a região de instabilidade, proveniente do escoamento em baixos níveis.
 FONTE: Adaptada de Uccellini e Johnson (1979).

2.4 O JBN na América do Sul

Um dos primeiros estudos realizados sobre o JBN na AS foi o de Virji (1981), onde documentou os principais padrões da circulação atmosférica durante o verão austral na AS, utilizando dados de vento extraídos de imagens de satélite durante os meses de verão de 1975 a 1977. Durante o período analisado, observou-se a penetração dos ventos alísios no continente sul-americano, escoando sobre a Bacia Amazônica, passando sobre o Peru, Bolívia e Paraguai. Nesta região, como resultado da presença da alta topografia dos Andes, os ventos em baixos níveis se intensificaram e sofreram uma deflexão para sul. Uma região de convergência de massa em superfície foi encontrada em torno de $25^{\circ}S$, $53^{\circ}W$, região onde, durante o verão, é observado um sistema de baixa pressão de núcleo quente. Ao longo do lado leste dos Andes, um CVM é observado, com velocidade maior que $10ms^{-1}$. Em alguns dias, o CVM alcançou a velocidade de até $25ms^{-1}$. Segundo o autor, a presença dos Andes é um dos principais fatores responsáveis pela formação do JBN na AS.

A alta topografia exerce influência nos distúrbios atmosféricos de diversas escalas, e principalmente na escala sinótica (SATYAMURTY *et al.*, 1980; SMITH, 1982; GAN; RAO, 1994; JUSEVICIUS, 1999), interferindo na dinâmica da atmosfera (FUNATSU *et al.*, 2004), na formação de brisas de vale-montanha (CAVALCANTI, 1982) e na geração de ciclogênese à sotavento dos Andes (JUSEVICIUS, 1999; FUNATSU *et al.*, 2004). Através da integração de um modelo barotrópico, Satyamurty *et al.* (1980) analisaram o efeito da presença dos Andes na circulação atmosférica da AS tal que foi verificada a formação de um cavado estacionário à sotavento das montanhas em baixos níveis. Este cavado pode interagir com sistemas transientes, tais como frentes frias e sistemas de baixa pressão, que se deslocam de oeste, vindos do Oceano Pacífico, os quais modificam sua magnitude e trajetória. Os sistemas transientes tornam-se mais fracos quando se aproximam dos Andes e se intensificam no lado leste das montanhas (GAN; RAO, 1994). A presença do cavado em baixos níveis à sotavento das montanhas simulado por Satyamurty *et al.* (1980) influencia no fluxo de ar e é provavelmente responsável pelo gradiente de pressão zonal, necessário ao desenvolvimento do JBN (WANG; FU, 2004). Wang e Fu (2004) também citam o papel dos Andes na geração de distúrbios nos campos de pressão induzidos pela orografia, que são observados em níveis mais altos e diminuem com a altura (GAN; RAO, 1994). Além disso, os Andes exercem influência no confinamento da BCH sobre a região do Chaco. A caracterização da BCH é um fator importante que favorece a

deflexão do escoamento dos alísios para as latitudes mais altas, onde são canalizados pelos Andes e se intensificam, na presença de forçantes sinóticas, favorecendo a formação do JBN.

Analisando campos compostos de anomalias de vento em 850 hPa e ϕ em 1000 hPa, Santos *et al.* (2005) observaram um padrão do tipo onda, que propagou-se para leste e sofreu efeitos orográficos impostos pela presença dos Andes. Estes campos apresentaram distorções e alongamento meridional nos campos de anomalia de ϕ em 1000 hPa e nos campos de anomalia do vento em 850 hPa. Estes efeitos foram atribuídos à presença das montanhas, visto somente no lado leste dos Andes. Gandu e Geisler (1991) e Figueroa *et al.* (1995) mostraram, através de diferentes modelos numéricos, que o efeito da topografia é importante para o escoamento em baixos níveis. Segundo os autores, os Andes exercem papel fundamental no estabelecimento do JBN na AS.

A climatologia do JBN na AS foi realizada por Marengo *et al.* (2004), utilizando dados das reanálises do NCEP/NCAR no período de 1950-2000 e dados observacionais de ar superior em algumas estações na Bolívia e Paraguai durante o verão de 1998/1999. Seus resultados mostraram que o JBN ocorre durante todo o ano, apresentando maior frequência de ocorrência durante o verão e próximo às estações de Mariscal Estigarribia no Paraguai e Santa Cruz de la Sierra na Bolívia. Além disso, foi verificada uma diferença na ocorrência dos JBN que depende da estação do ano e da latitude em que ele ocorre. Mais casos de JBN foram observados durante verão ao norte de 20°S e mais casos de JBN ao sul de 20°S foram observados durante o inverno. A análise do ciclo diurno do sistema indicou que ocorrem mais casos de JBN entre as 0600 UTC e 1200 UTC durante o verão e entre as 0000 UTC e 0600 UTC durante o inverno. Na escala de tempo interanual, houve maior frequência de JBN durante alguns eventos El Niño, sendo que nestes o JBN também é mais intenso.

Através de um modelo conceitual (Figura 2.6), Marengo *et al.* (2004) ilustrou a incursão dos ventos alísios sobre o norte da AS, propagando-se em direção à Amazônia, onde o JBN se forma e passa a transportar umidade e calor em direção à Bacia do Rio da Prata. Os autores ilustraram também a contribuição da circulação associada à ASAS em aproximadamente 20°S para o fortalecimento dos ventos a leste dos Andes. A confluência entre o JBN e a circulação anticiclônica, associada a presença ou transporte de umidade sobre a Bacia do Rio da Prata podem gerar a formação de CCM.

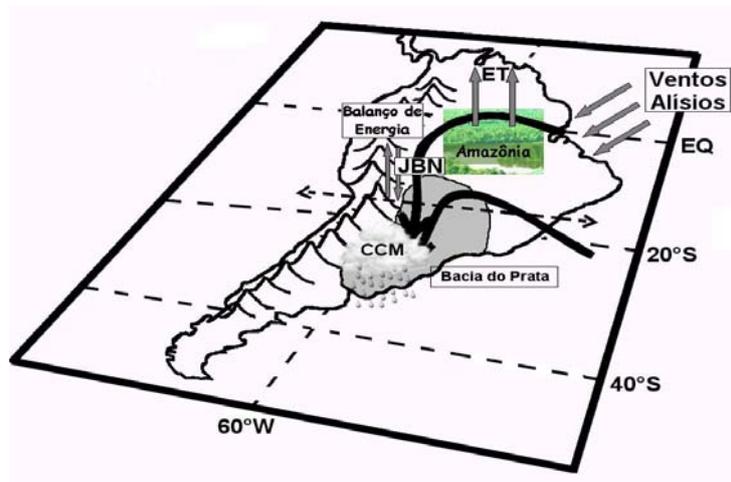


FIGURA 2.6 - Modelo conceitual do JBN a leste dos Andes.
 FONTE: Adaptado de Marengo *et al.* (2004).

Utilizando dados de radiossondagens do PACS-SONET em Santa Cruz durante o período de dezembro de 1998 a maio de 1999, quando foi observado um evento de El-Niño, Douglas *et al.* (1998) e Saulo *et al.* (2000) identificaram velocidades do vento acima de 30m s^{-1} em 925 hPa, com uma taxa de decaimento de $6,5\text{m s}^{-1}\text{km}^{-1}$, abaixo de 3 km de altura. Marengo *et al.* (2002), através da análise de dados da Campanha LBA-TRMM e LBA-WET AMC em 1999, mostraram que em alguns episódios de JBN, o cisalhamento do vento foi da ordem de $13,5\text{m s}^{-1}\text{km}^{-1}\text{km}^{-1}$ e o CVM localizou-se a leste dos Andes, próximo à região de Santa Cruz de la Sierra e Trinidad, na Bolívia. Resultados semelhantes foram obtidos por Paegle (1998), Seluchi e Marengo (2000), Marengo *et al.* (2002), Santos *et al.* (2004).

Os modelos regionais têm sido considerados uma boa ferramenta na análise dos JBN em função do bom desempenho em representar as ocorrências de JBN na AS. Douglas *et al.* (1998) analisaram os campos de v obtidos dos resultados do Modelo Regional Eta, do INPE/CPTEC, utilizando o C1B. Os máximos de vento foram observados às 0000 UTC e os mínimos às 1800 UTC, com velocidades superiores a 10m s^{-1} , localizados em aproximadamente 850 hPa. Os ventos máximos ocorreram em uma altura maior durante o final da tarde e à noite. Comparando os resultados do modelo com dados de radiossondagem obtidos da Campanha do PACS-SONET (janeiro de 1997 a março de 1998), concluíram que o modelo reproduziu bem as características do JBN na AS. Também utilizando o modelo Eta, Carneiro (2005)

avaliou as previsões e simulações do JBN a leste dos Andes. Foram utilizadas duas versões do modelo: uma operacional, com resolução horizontal de 40 km (Eta40) e uma versão experimental, integrada em um domínio horizontal de 20 km (Eta20). As rodadas, obtidas no período de 01 a 10 de fevereiro de 2003, foram comparadas aos dados do SALLJEX. Os resultados mostraram que as duas versões do modelo previram satisfatoriamente as principais características do JBN, como intensidade e posição do CVM e cisalhamento. Por outro lado, o Eta20 não mostrou um ganho significativo em suas previsões. Além disso, as condições iniciais para as simulações e previsões, obtidas das análises do NCE/NCAR, que subestimaram a velocidade da componente v , contribuiu para que as previsões das duas versões não se mostrassem tão diferentes, ressaltando a importância da utilização de uma análise de melhor resolução horizontal para inicializar modelos de mesoescala. Silva e Rocha (2006), utilizando o modelo de previsão climática regional, RegCM3 (GIORGI *et al.*, 1993), simularam casos de JBN durante o período de outubro de 1998 a fevereiro de 1999. Analisando os resultados dos campos de vento em DJF obtidos com dois tipos de parametrização de convecção em comparação com as reanálises, verificaram que as características apresentadas nesta última foram bem representadas pelo modelo. Entretanto, obtiveram diferenças na intensidade dos ventos devido aos esquemas de convecção utilizados. Também analisou-se perfis de vento do modelo em comparação com os perfis em estações de ar superior da Bolívia. Em ambos os esquemas de convecção, simularam ventos mais intensos que os observados.

Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) têm sido utilizados com o intuito de representar a ocorrência de JBN relacionado às características da circulação atmosférica de grande escala. Com este objetivo, Cavalcanti e Souza (2002), utilizando dados de reanálises do NCEP/NCAR e dados de 10 anos de simulação do MCGA em operação no INPE/CPTEC, analisaram a situação de grande escala associada ao JBN da AS. A ocorrência de JBN foi identificada considerando uma modificação no C1B, consistindo apenas na utilização da componente v , além da estrutura vertical obtida a partir do critério de cisalhamento especificado no C1B. Essa modificação no C1B será referida a partir de agora como Critério 1 de Bonner Modificado (C1M). Os resultados de Cavalcanti e Souza (2002) mostraram que o MCGA/INPE/CPTEC simula menos casos de JBN no verão, comparado as reanálises do NCEP/NCAR, visto que o modelo superestima a precipitação na região de ocorrência da ZCAS, fazendo com que durante o verão escoamento de norte seja dirigido com maior frequência para o Sudeste do Brasil.

2.4.1 O JBN associado a ocorrência de precipitação na AS

Com o objetivo de estudar a influência de circulações de escala sinótica sobre as circulações locais na AS, utilizando dados de vento do NMC (*National Meteorological Center*, antigo NCAR) e imagens de satélite NOAA, Cavalcanti (1982) verificou forte atividade convectiva noturna sobre a região das planícies na AS. O escoamento de grande escala em baixos níveis foi favorável à formação de JBN, o qual seria responsável pela atividade convectiva noturna. O escoamento de norte produzido pelo JBN, que transportou grande quantidade de umidade proveniente da Amazônia, favoreceu o desenvolvimento de tempestades convectivas no continente. A contribuição da circulação devido a presença da ASAS favoreceu a aceleração do vento do tipo supergeostrófica. Além disso, o acoplamento entre o escoamento subsinótico, gerado pela circulação vale-montanha, e o escoamento de grande escala, ambos no mesmo sentido, poderia estabelecer uma região onde a velocidade do vento é máxima.

Guedes (1985) estudou os efeitos de grande escala que favoreceram a formação e manutenção de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) sobre a Bacia do Rio da Prata durante a primavera, através da análise de imagens de satélite e dados de radiossondagem. O autor observou um JBN em 850 hPa, com CVM da ordem de 10ms^{-1} ao norte do SCM, e em 250 hPa ao sul do SCM, um CVM da ordem de 36ms^{-1} . Guedes (1985) confirmou que o acoplamento do JBN com o JAN gera condições favoráveis para a convecção profunda, favorecida pelo transporte meridional de umidade e calor sensível pelo JBN, provenientes da Amazônia. Severo (1994) também observou a relação entre o JBN e o JAN na produção de intensa precipitação no Vale do Itajaí, no estado de Santa Catarina. Segundo o autor, um JAN curvado anticiclonicamente que deslocou-se para norte, oscilando entre de 25°S e 35° , bem como a aproximação de um cavado de onda curta em altos níveis, associado ao JBN direcionado para regiões de altos valores de temperatura potencial equivalente (θ_e), fornece condições para o desenvolvimento de convecção na região estudada.

Liebmann *et al.* (2004) analisaram a relação entre a ocorrência de anomalias diárias de precipitação e anomalias na circulação de grande escala associadas com as variações do JBN. Foi também realizada uma comparação entre a circulação de grande escala e anomalias associadas com variações de precipitação nas vizinhanças da ZCAS. Os autores utilizaram campos compostos de precipitação acumulada diária obtidos de mais de 1500 estações para o período de 1976 a 2000. Também foram utilizados campos horários do NCEP/NCAR. Os compostos das anomalias de

precipitação associados com fortes eventos de JBN (Figura 2.7) mostraram a ocorrência de intensa precipitação sobre a Bacia do Rio da Prata, chegando a atingir mais da metade do esperado pela climatologia, principalmente na região central da Argentina. A evolução temporal da precipitação sobre a AS indicou a propagação para norte das anomalias positivas. Houve uma diminuição das anomalias somente em uma região ao sul do Equador e aumento na Venezuela. Os extremos de precipitação diminuíram durante a ocorrência de eventos fracos de JBN. Os compostos de circulação associados com as anomalias de precipitação na região da ZCAS foram comparados àqueles obtidos com o JBN. Verificou-se que há similaridades entre os dois padrões, entretanto as anomalias de precipitação têm sinais opostos sobre o Sul e Sudeste do Brasil, sugerindo que em uma escala de tempo diária, a ocorrência de precipitação na ZCAS deve coincidir com eventos fracos de JBN e condições secas sobre o Cone-sul da AS. A Figura 2.7 mostra a porcentagem de eventos de anomalias de precipitação diária na AS, considerando o período de 1976-1997, quando a precipitação diária representou 10% da climatologia para o verão. Nota-se uma boa correspondência entre a ocorrência de JBN em 60°W, 20°S e a precipitação (LIEBMANN *et al.*, 2004), visto que o posicionamento do JBN em 20°S, 60°W favorece a ocorrência de convergência, associada à região de saída do JBN. Com a disponibilidade de umidade transportada pelo JBN e direção à Bacia do Rio da Prata, tem-se o favorecimento de formação de intensa atividade convectiva e a ocorrência de precipitação, na presença de forçantes dinâmicas.

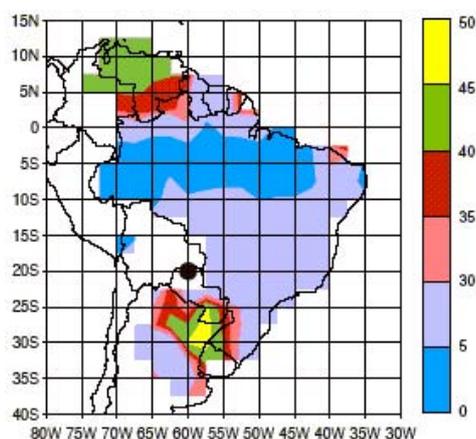


FIGURA 2.7 - Porcentagem (%) de anomalias de precipitação diária na AS associados com casos de JBN em 20°S, 60°W (círculo preto). Os contornos são de 30%, com intervalos de 5%.
 FONTE: Liebmann *et al.* (2004)

Por outro lado, Kousky e Casarin (1986) observaram períodos de deficiência de precipitação sobre o Sul do Brasil e aumento de precipitação sobre o Oceano Atlântico, os quais foram associados com o padrão de circulação em baixos níveis nestas regiões. Por sua vez, este padrão apresenta várias características do sistema de monção (originalmente caracterizada pela reversão da circulação de grande escala, movida pela diferença de aquecimento entre oceanos e continentes).

Com um regime de ventos zonal de leste em baixos níveis, desde meados de abril até o início da primavera, e de um regime de ventos zonal de oeste a partir do lado leste dos Andes (ZHOU; LAU, 1998; GAN *et al.*, 2004), este regime de ventos está intimamente relacionado às variações dos regimes de precipitação na AS (JONES; CARVALHO, 2002). Zhou e Lau (1998), baseados em várias características da circulação atmosférica da AS, observaram um forte escoamento de noroeste ao longo do lado leste dos Andes durante a estação chuvosa e associaram este padrão como uma componente de monção da AS. No caso da AS, não haveria uma reversão nos ventos, mas sim, uma reversão nas anomalias do vento, que mudam de direção, do inverno para o verão. Observaram também que o escoamento de norte/noroeste em baixos níveis, ao longo do lado leste dos Andes, intensifica-se e torna-se ciclônico sobre a região do Chaco, fortalecendo a convergência de ar úmido.

Nogués-Paegle e Mo (1997), aplicaram Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions* - EOF) rotacionadas, aos dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROL), com filtro passabanda de 10-90 dias, analisaram a estrutura da atmosfera sobre as regiões Sul do Brasil e central da Argentina, e sua evolução com relação aos períodos seco e úmido, bem como o papel do JBN para o transporte de umidade da Região Amazônica para a planície subtropical da AS. Foi encontrada uma oscilação de aproximadamente 10 dias, referente a um padrão do tipo gangorra, quando tem-se durante o período a atuação da ZCAS sobre o Sudeste e ao final do período, o início de outro com a atuação do JBN sobre a Bacia do Prata. Durante o verão, dentro deste período médio, o padrão de circulação reverte. Foi observado durante o período analisado a ocorrência de forte atividade convectiva sobre a Região Sudeste, provocada pela presença da ZCAS, associada ao déficit de chuva sobre as planícies subtropicais da AS. Em contraste, quando a ZCAS não estava presente, a precipitação sobre a Bacia do Prata é abundante. Também foi observado um substancial transporte de umidade dos trópicos para esta região, na fase de ausência da ZCAS, possivelmente transportado pelo JBN. Liebmann *et al.* (1999) encontraram

resultados similares, utilizando correlação de ROL na vizinhança da ZCAS com todo o mesmo campo exceto para o domínio da AS.

Herdies *et al.* (2002) construíram compostos baseados na direção do vento zonal próximo a 11°S e 62°W durante janeiro e fevereiro de 1999. Neste estudo, foi observado que durante o regime de ventos de oeste sobre a região central da Amazônia, a ZCAS estava ativa. Verificou-se neste período divergência de umidade sobre a Região Sul do Brasil, Norte da Argentina e Paraguai (implicando em ausência de JBN nestas regiões, chamadas também de planícies subtropicais). Por outro lado, durante o regime de ventos de leste dominante sobre a região central da Amazônia, não observou-se a ocorrência de ZCAS, acompanhado de aumento de convergência de umidade sobre a região das planícies subtropicais. Durante este regime, o JBN estava mais intenso e posicionado para oeste, sugerindo que o transporte de umidade no regime de não ocorrência de ZCAS se dá em direção à região sudoeste da AS.

Jones e Carvalho (2002), utilizando dados filtrados de 10-70 dias no mesmo ponto, também encontraram ventos de oeste associados com aumento de precipitação nas vizinhanças da ZCAS. A Figura 2.8 mostra uma extensa região orientada na direção noroeste-sudeste com quantidade de precipitação significativa, cobrindo grande parte da região tropical e subtropical da AS. A circulação em baixos níveis mostra ventos típicos de leste próximo ao Equador, que defletem para sul, devido à presença dos Andes. Estes padrões médios de circulação estão relacionados às fases opostas de intensa precipitação na Região Centro-Oeste/Sudeste e sobre a Bacia do Prata.

Paegle *et al.* (2000) observou que o padrão do tipo gangorra na AS citado por Nogués-Paegle e Mo (1997) é influenciado pelos modos de oscilação com períodos de 22-28 e 36-40 dias. Neste estudo, tais oscilações foram atribuídas à influências da Oscilação de Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1994). Liebmann *et al.* (2004) calcularam um índice descrevendo a OMJ, que é relativo a um desvio padrão de um evento de precipitação e verificaram que a amplitude do índice é estatisticamente significativa para os eventos corrente abaixo do JBN e ao sul do centro da ZCAS. Para o primeiro, eventos de precipitação podem ocorrer dois dias depois do pico de convecção como determinado pelo índice, enquanto para o segundo, nota-se uma preferência para ocorrer 26 dias após o pico do índice.

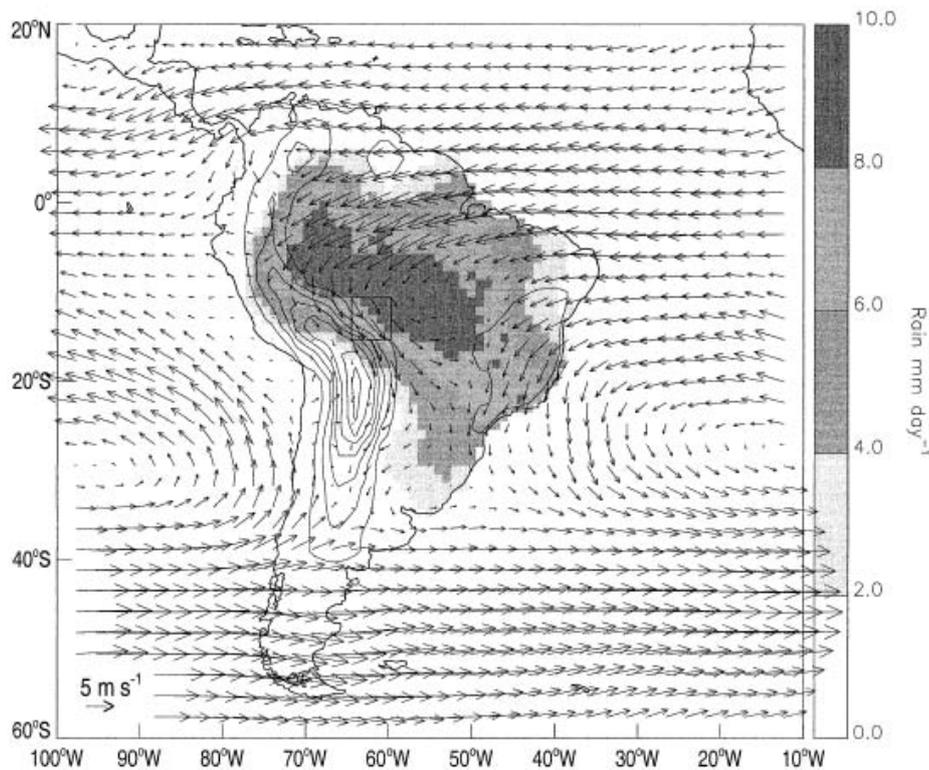


FIGURA 2.8 - Precipitação média diária (mm) e ventos em baixos níveis em 850 hPa (ms^{-1}) durante o verão (1 novembro-28 fevereiro, 1980-99).

As linhas contínuas indicam a elevação do terreno (primeiro contorno igual a 500m, e intervalos de 500m). O quadrado no estado de Rondônia, Brasil, é usado como região de referência.

FONTE: Jones e Carvalho (2002).

2.4.2 Características da circulação atmosférica em baixos níveis e padrões de escala sinótica na AS relacionados ao JBN

Dentre diversas características da circulação atmosférica observadas na AS associadas ao JBN, destaca-se a BCH, um sistema de baixa pressão termo-orográfico, que é importante na circulação em baixos níveis da AS e é bem definida durante o verão (LICHTENSTEIN, 1980), devido ao saldo positivo de radiação solar (SELUCHI; MARENGO, 2000). Climatologicamente, este sistema localiza-se aproximadamente entre 25°S, 65°W (Figura 2.9). A BCH está situada em uma região de intensa precipitação (em torno de 1500mm ano^{-1}), também relacionada à AB, cuja origem é associada à liberação de calor latente (FIGUEROA *et al.*, 1995). De acordo com os resultados de Seluchi e Marengo (2000), a BCH, juntamente com a ASAS, formam um canal de ventos de norte sobre a Bolívia e o Paraguai. Através da seção vertical

de v em 25°S , verificaram que havia dois máximos de ventos de norte a leste dos Andes, um deles associado à BCH, que apresentou grande variabilidade diurna e maior intensidade durante à noite. Estes resultados indicam a associação da BCH com o JBN. Além disso, durante o verão austral, estação do ano em que a BCH intensifica-se, juntamente com o deslocamento para sul da ASAS, ocorre o aumento na intensidade e a persistência dos ventos de norte, favorecendo a manutenção do JBN.

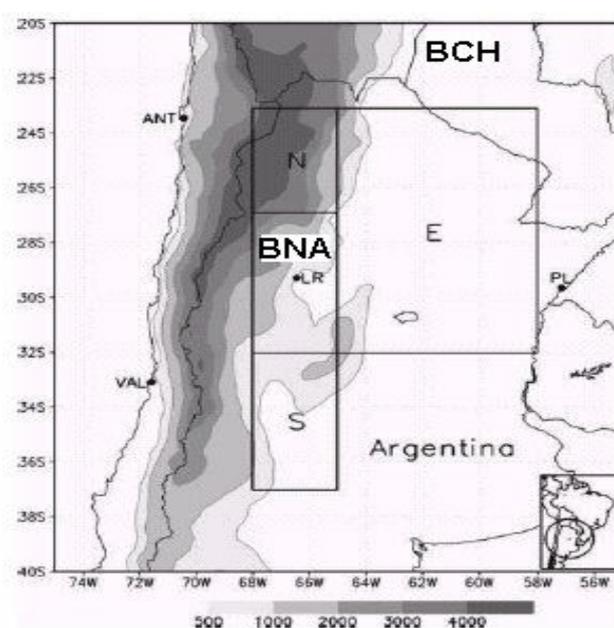


FIGURA 2.9 - Mapa que ilustra a localização aproximada da BNA e da BCH. Os contornos sombreados indicam a topografia, com isolinhas de elevação maiores que 500m.
FONTE: Seluchi *et al.* (2003).

Além da BCH, existe ainda a BNA, um sistema de baixa pressão quase permanente no verão e intermitente no inverno (LICHTENSTEIN, 1980), com duração média típica de ondas sinóticas de médias latitudes (SAULO *et al.*, 2004). Geralmente, a BNA é referida como BCH, principalmente porque é localizada na parte sul deste sistema (Figura 2.9) (SAULO *et al.*, 2004). A BNA é observada em regiões com precipitação inferior a 300 mm ano^{-1} , embora contribua para o desenvolvimento de tempestades severas na região. Seluchi *et al.* (2003) analisaram dois casos de BNA, um ocorrendo no verão e outro no inverno. Durante o verão, a pressão à superfície na BNA é dominada pela variabilidade da espessura da camada atmosférica compreendida entre 600-900 hPa. No inverno, este efeito é reforçado pela queda de ϕ associado a um cavado em altos níveis, sugerindo que no verão a formação da BNA é devido ao aquecimento da superfície, enquanto no inverno deve-se à subsidência forçada pela orografia. Há evidências de que a maior profundidade da BNA durante o verão esteja relacionada com a intensificação do JBN (SELUCHI *et al.*, 2003; SAULO *et al.*, 2004).

Através de dados do avião meteorológico da NOAA-P3 obtidos do SALLJEX, Saulo *et al.* (2004) analisaram um episódio de BNA ocorrido durante o período de 29 de janeiro a 3 de fevereiro de 2003. Foram observados máximos de T à superfície (da ordem de 44°C), além da formação de um CCM na região de saída do JBN, com fortes ventos de norte à direita da BNA. Esta poderia forçar geostroficamente o vento de norte no seu lado leste, contribuindo para a intensificação do JBN. No caso estudado, houve grande intensificação devido ao aquecimento da superfície e a profundidade do CCM em estudo.

Marengo e Soares (2002), utilizando dados de vento em 850 hPa desde 1995 a 1999, provenientes das reanálises no NCEP/NCAR, observaram em abril de 1999 que a ocorrência do JBN na AS, seguido por uma intensa frente fria e a presença de um Jato de Sul representa a grande variabilidade sinótica a leste dos Andes. O Jato de Sul é mais raso e localizado em alturas mais baixas do que o JBN, apresentando ainda maior intensidade do vento, com máximo as 0000 UTC (mais cedo que o JBN). A onda de ar frio associada ao Jato de Sul representa resfriamento e ar mais seco que se move em direção ao norte sob o efeito da canalização provocada pelos Andes. Através do encontro do fluxo de umidade e calor proveniente de norte com o Jato de Sul, mais frio e seco, formam-se condições favoráveis para o desenvolvimento frontogenético (SANTOS *et al.*, 2004). Utilizando imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho e reanálises do NCEP/NCAR, Santos *et al.* (2004) observaram a ocor-

rência de uma frontogênese associada ao transporte de umidade e calor pelo JBN. A presença do JBN associado à frente fria que se formou ao Sul da AS, contribuiu para a ocorrência de chuvas intensas na Região Sul do Brasil.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

No presente estudo, são utilizados cinco conjuntos de dados, os quais são descritos a seguir:

- Conjunto de reanálises do NCEP/NCAR, para o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2003, dispostos em uma grade com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ longitude/latitude. A qualidade destes dados é discutida em Kalnay *et al.* (1996):
 - a) Componentes u e v do vento, q , T , velocidade vertical (ω) e ϕ nos níveis padrões de pressão entre 1000 hPa e 300 hPa, além de Pressão reduzida ao Nível médio do Mar (PNM), para quatro horários sinóticos (0000, 0600, 1200 e 1800 UTC);
 - b) Médias diárias da PNM, u e v em 850 hPa e 300 hPa, q em 850 hPa e ϕ em 1000 hPa e 300 hPa.

Em um estudo sobre as propriedades das componentes do ciclo hidrológico da Bacia do Rio da Prata, Berbery e Barros (2002) destacaram as dificuldades em analisar processos de escalas menores utilizando-se dados de reanálises globais, tendo em vista a baixa resolução da grade. Entretanto, pela deficiência da rede de observações na AS e principalmente a leste dos Andes e pelas evidências de que as condições atmosféricas de grande escala associadas ao JBN vêm sendo bem representadas pelas reanálises do NCEP/NCAR (MARENGO *et al.*, 2004; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; BERBERY; COLLINI, 2000; BERBERY; BARROS, 2002), as reanálises do NCEP/NCAR serão utilizadas neste estudo.

- Dados de radiossondagem do SALLJEX, no período de 15 de novembro de 2002 a 15 de fevereiro de 2003, os quais consistem de: vento (direção e intensidade), T e UR , desde a superfície até 200 hPa, disponíveis em vários horários, para as estações localizadas em Santa Cruz, na Bolívia ($17^\circ 23'S/63^\circ 46'W$), Mariscal Estigarribia, no Paraguai ($22^\circ 1'S/60^\circ 37'W$) e Rio Branco ($9^\circ 97'S/67^\circ 81'W$), no Brasil ($22^\circ 25'S/54^\circ 13'W$).

- Perfis de vento (direção e intensidade) extraídos dos dados de balão piloto do PACS-SONET, no período de 06 a 09 de julho de 2003, disponíveis em vários horários, para a estação localizada em Trinidad (14°49'S/64°55'W), na Bolívia. Esta estação foi utilizada devido à disponibilidade de dados observacionais durante o período em questão. Outras estações, como Mariscal Estigarribia e Assunción, no Paraguai, não dispunham de dados durante o inverno.
- Imagens do satélite GOES-8 do canal Infravermelho (IR) para o período de 18 a 24 de janeiro de 2003 e de 06 a 09 de julho de 2003, além de mosaicos dos satélites GOES e *Meteosat* para o primeiro período citado. Estas imagens são utilizadas nos estudos de casos (Seção 3.5.4) de JBN.
- Dados de precipitação estimados por satélite do *Core Service biogeophysical Parameter* (CSP) para o período de 1997 a 2003.

De uma forma geral, os produtos de precipitação do CSP consistem primeiramente da coleta de dados obtidas de estimativas de precipitação via satélites do *Global Precipitation Climatology Project One-Degree Daily* (GPCP-1DD) (HUFFMAN *et al.*, 2001) e dados de precipitação global diária (*in situ*) coletados para o período de 1997 a 2003. Estes dados são corrigidos pelos erros médios sistemáticos por meio de um modelo de correção estatística (KOTTEK; RUBEL, 2006), com o objetivo principal de corrigir as perdas induzidas pelo vento e pela evapotranspiração. Posteriormente, os dados são interpolados para uma grade regular de 1° lat/lon pelo método de *ordinary lock kriging* (KOTTEK; RUBEL, 2006), que considera a distribuição heterogênea das estações assim como a estrutura espacial dos processos de precipitação em uma escala considerada. Tendo-se as estimativas de satélite e as medidas de precipitação em uma mesma grade, ambos os campos são combinados pelo método *bivariate ordinary co-kriging* (KOTTEK; RUBEL, 2006) para calcular o produto final de precipitação do CSP.

Estes dados são utilizados para verificar a distribuição de precipitação sobre a AS durante o período escolhido para os estudos de casos, descrito na Seção 3.5.4.

Os dados de balão piloto e radiossondagem são utilizados com a finalidade de analisar o ciclo diurno do JBN nos estudos de casos. Isso é feito por meio da análise dos perfis

verticais de T , u e v , bem como pela distribuição vertical de UR durante o ciclo diurno nos estudos de casos realizados.

Estes dados também serão utilizados para verificar a qualidade das reanálises do NCEP/NCAR em representar alguns casos de JBN e a ocorrência de ventos máximos em baixos níveis, por meio da validação de perfis de vento realizados em Santa Cruz e Mariscal Estigarríbia.

3.2 Área de estudo

A área de estudo (Figura 3.1) é compreendida entre 15°N , 60°S e 0° , 180°W (referida a partir de agora como A1), sendo esta utilizada na análise dos padrões de grande escala associados ao JBN. Dentro desta região, são definidas as seguintes áreas: A2, compreendida entre 15°N , 60°S e 20°W , 100°W , utilizada para o estudo dos sistemas sinóticos atuantes na AS durante a ocorrência de JBN na AS; SA1, limitada por 5°N , 35°S e 48°W , 75°W , utilizada para a análise dos padrões espaciais dominantes associados ao JBN; SA2 compreendida entre 10°S , 20°S e 54°W , 66°W e SA3, compreendida entre 20°S , 25°S e 54°W , 66°W . A delimitação de SA2 e SA3 foi baseada na localização do CVM associado ao JBN a leste dos Andes. Os casos de JBN que ocorreram ao sul de 20°S durante o inverno e ao norte de 20°S durante o verão (referidos no decorrer do texto como JBN-Sul e JBN-Norte, respectivamente), foram escolhidos dentro das áreas SA2 e SA3 para posterior obtenção dos campos compostos para A1.

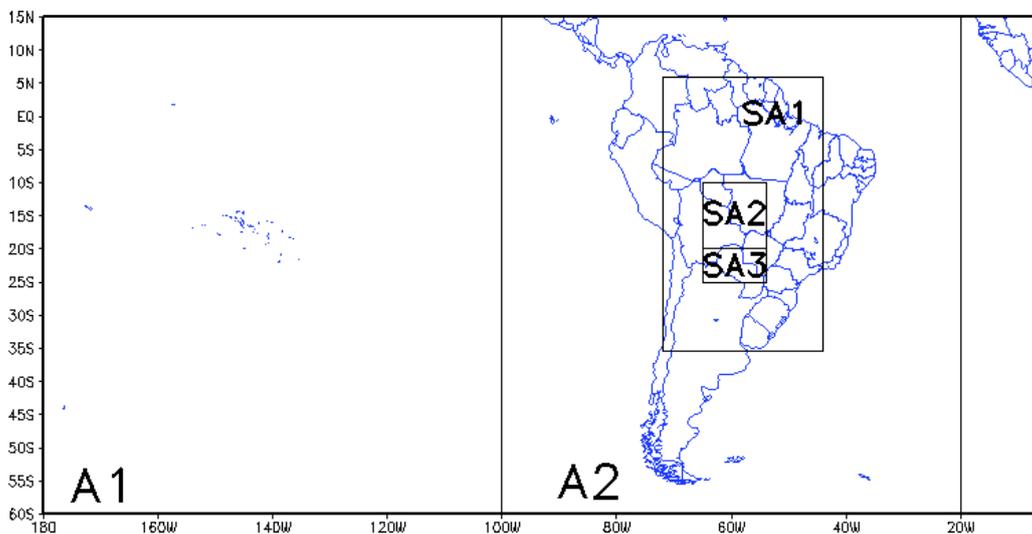


FIGURA 3.1 - Localização da área de estudo, destacando as áreas A1 ($15^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{S}$, $0^{\circ}-180^{\circ}\text{W}$), A2 ($15^{\circ}\text{N}-60^{\circ}\text{S}$, $20^{\circ}\text{W}-100^{\circ}\text{W}$), SA1 ($5^{\circ}\text{N}-35^{\circ}\text{S}$, $48^{\circ}\text{W}-75^{\circ}\text{W}$), SA2 ($10^{\circ}-20^{\circ}\text{S}$, $54^{\circ}\text{W}-66^{\circ}\text{W}$) e SA3 ($20^{\circ}\text{S}-25^{\circ}\text{S}$, $54^{\circ}\text{W}-66^{\circ}\text{W}$).

3.3 Definição de JBN

Para definir um episódio de JBN a leste dos Andes, foi necessário realizar modificações no C1B (BONNER, 1968) em vista da utilização dos dados do NCEP/NCAR. Considerando-se que as reanálises são dispostas em níveis padrões de pressão, o C1B foi adaptado para que o CVM do JBN fosse verificado nesta coordenada, onde definiu-se que o nível de verificação do CVM associado ao JBN era o nível de 850 hPa e o cisalhamento nos níveis de 700 hPa e 600 hPa (MARENGO *et al.*, 2004; CARNEIRO, 2005; SOUZA, 2005). Utilizou-se uma rotina computacional para identificar o CVM dentro da área SA2+SA3. Para cada dia do conjunto de dados, o CVM era identificado uma única vez em um ponto de grade no qual o vento em 850 hPa era maior do que o vento nos demais pontos de grade dentro desta área; a direção do CVM no referido ponto de grade deveria ser necessariamente de norte/noroeste, contendo apenas vetores cuja direção variasse entre 270° e 360° . Para garantir que

o vento em 850 hPa representasse realmente o JBN, especificou-se que o módulo de v deveria ser maior que o módulo de u no ponto de grade considerado. Assim, com estas modificações, o critério C1B é referido a partir de agora como C1BM.

Outro critério utilizado, apenas na análise climatológica do JBN a leste dos Andes foi o C1M. Este considera que o JBN é definido quando a componente v em 925 hPa ou 850 hPa é maior ou igual a $12ms^{-1}$ e que o cisalhamento do vento deve ser maior ou igual a $6ms^{-1}Km^{-1}$, na região a leste dos Andes. O critério C1M também foi utilizado neste trabalho visando verificar a diferença na variabilidade espacial e temporal de casos de JBN utilizando ambas as componentes do vento (C1BM) ou somente a componente meridional (C1M).

3.4 Climatologia do JBN a leste dos Andes

Antes de verificar a distribuição espacial e frequência de ocorrência do JBN, inicialmente fez-se a climatologia das componentes do vento (1979-2003) para DJF e JJA na AS, a fim de verificar a distribuição espacial e a intensidade destas componentes. Esta climatologia foi realizada sobre a AS. Posteriormente, foi realizada a climatologia do JBN a leste dos Andes, levando-se em conta sua distribuição espacial e sua frequência de ocorrência. Para tal, aplicou-se o C1BM e o C1M (CAVALCANTI; SOUZA, 2002) nos dados de vento obtidos das reanálises do NCEP/NCAR de 1979 a 2003 dentro da área SA2+SA3. As seguintes características do JBN foram determinadas para ambos os critérios: data de ocorrência do CVM, horário, posição (latitude e longitude), nível de ocorrência do CVM, magnitude do CVM e cisalhamento do vento. As ocorrências são referidas como *casos* de JBN, computadas durante um horário sinótico. Posteriormente, fez-se uma estatística mensal do sistema, considerando quatro intervalos de duração (d): menor que 1 dia; entre 1 dia e 2 dias; de 2 a 3 dias e maior que 3 dias. Foram obtidos *eventos* de JBN, que são os *casos* de JBN persistentes durante um período maior que um horário sinótico isolado (ou d).

3.5 Métodos

Foram utilizados os seguintes métodos para a análise dos dados:

- cálculo de EOF;
- Análise de campos compostos;
- Campos de correlação;

- Estudos de casos.

3.5.1 Determinação dos padrões de variabilidade espacial e temporal utilizando EOF

Neste estudo, utilizou-se a técnica de EOF, detalhada sucintamente no Apêndice A. Por meio desta, analisou-se para cada estação do ano os principais padrões de variabilidade espacial e temporal associados à circulação atmosférica em baixos níveis que pudessem estar relacionados ao JBN a leste dos Andes. As EOF foram calculadas dentro de SA1, utilizando-se as anomalias de v em 850 hPa para o período de 1979 a 2003 (definida por $v' = v - \bar{v}$, em que \bar{v} é a média climatológica sazonal de v) visando remover o ciclo anual. A componente v foi utilizada para identificar os JBN a leste dos Andes visto que são considerados apenas os ventos direcionados para a região norte da Argentina como ressaltado em (CAVALCANTI; SOUZA, 2002; SOUZA, 2005). Os autovetores para v' foram apresentados como padrões de correlação, uma vez que o cálculo das EOF são baseados na matriz de correlação (PREISENDORFER, 1988; VENEGAS, 2001; ANDREOLI, 2002).

Vale ressaltar que as EOF de u não foram calculadas visto que isso implicaria em assumir uma variabilidade espacial e temporal simultânea entre u e v , o que pode ou não ocorrer.

Para determinar se cada EOF representa um modo independente, aplicou-se o teste de independência de North *et al.* (1982) (Apêndice A).

3.5.2 Análise de Campos Compostos

Um campo composto de uma variável x é o campo médio de casos ocorridos desta variável em uma determinada área. Para a obtenção dos campos compostos, faz-se as seguintes considerações (SANCHES, 2002; ANDREOLI, 2002; SOUZA, 2005):

- a) para os casos de JBN selecionados, assume-se que os mecanismos dinâmicos associados a estes são os mesmos e que possuem características semelhantes quanto à sua estrutura, tempo de duração e localização do CVM;
- b) na escolha de um setor de referência, o CVM será utilizado como ponto de referência;

- c) para a análise do comportamento do sistema, determinar as médias dos campos selecionados.

Os campos compostos foram gerados de duas maneiras distintas, as quais são especificadas a seguir:

3.5.2.1 Campos compostos gerados a partir das Componentes Principais (CP)

Para obter os campos compostos das várias variáveis para cada estação do ano, utilizou-se a primeira e a segunda CP (CP1 e CP2, respectivamente). As CPs apresentam amplitudes positivas e negativas. Amplitudes negativas representam padrões espaciais opostos, ou seja, em um caso em que se tenha uma amplitude menor que zero, o padrão espacial deve ser multiplicado por (-1). A escolha dos limiares para definir os casos escolhidos para a construção dos campos compostos baseou-se nos valores extremos de cada CP. Assumiu-se desvios padrões menores que -2 para amplitudes negativas e desvios padrões maiores que 2 para amplitudes positivas.

Os campos compostos foram construídos para as anomalias de u (u') em 850 hPa e 300 hPa, anomalias de ϕ (ϕ') em 300 hPa e 1000 hPa, anomalias de vorticidade relativa (ζ') em 850 hPa e anomalias de divergência de massa em 300 hPa (div') da mesma forma que v' .

Em coordenadas esféricas, ζ é definida por (HOLTON, 1972):

$$\zeta = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \Lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} + \frac{v \tan \varphi}{a} \quad (3.1)$$

em que φ , Λ e a são a latitude, a longitude e o raio da Terra, respectivamente. A análise desta variável em baixos níveis é importante pois um aumento no campo de ζ ciclônica (anticiclônica) está relacionado com convergência (divergência) em baixos níveis e também com a intensificação dos sistemas. Além disto, associado à regiões de ζ ciclônica (anticiclônica) em 500 hPa, há condições favoráveis (desfavoráveis) ao desenvolvimento convectivo, pois pode-se observar movimentos ascendentes (descendentes) sobre uma determinada região no HS (BLUESTEIN, 1992).

A divergência horizontal em coordenadas cartesianas é definida por (HOLTON,

1972):

$$\nabla_H \cdot \vec{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.2)$$

A divergência horizontal do campo de vento está relacionada a movimentos verticais e às variações locais de pressão por meio da Equação da Continuidade e da Equação do Movimento (HOLTON, 1972).

Primeiro, obteve-se para cada valor da CP o dia correspondente do conjunto de dados original. Em seguida, calculou-se separadamente o campo composto de cada variável para as amplitudes negativas e positivas, e finalmente fez-se a diferença entre os campos compostos dos padrões positivo e negativo, considerando-se os padrões que representam somente os ventos de norte/noroeste a leste dos Andes.

Para a análise do padrão de circulação em ambas as estações do ano, fez-se a composição para três dias anteriores à ocorrência do JBN a leste dos Andes (D-3, D-2 e D-1, respectivamente) e para dois dias posteriores à ocorrência do JBN (D+1 e D+2, respectivamente). O dia de ocorrência do JBN foi denominado de D-0.

3.5.2.2 Campos compostos gerados para SA2 e SA3

Os casos de JBN-Norte foram definidos durante o verão em SA2 e os casos de JBN-Sul, durante o inverno em SA3. Assim, os campos compostos foram calculados em A1 para os dias em que os casos de JBN-Norte e JBN-Sul ocorreram. As variáveis utilizadas no cálculo dos compostos foram u e v em 850 hPa e em 300 hPa, T em 850 hPa, q em 850 hPa, ω em 700 hPa e PNM. Foram selecionados 104 casos de JBN-Norte e 111 casos para o JBN-Sul, os quais satisfizeram o critério de cisalhamento vertical no nível de 700 hPa. Os casos de JBN foram classificados por seus horários de ocorrência, com o CVM observado às 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC, ou 1800 UTC. Para cada horário escolheu-se 30 casos de JBN, com exceção do JBN-Norte às 1800 UTC e do JBN-Sul às 0000 UTC que apresentaram menor frequência de ocorrência de JBN e também alguns casos não satisfizeram o critério de cisalhamento do vento no nível de 700 hPa, foram selecionados 14 casos e 21 casos, respectivamente. Calcularam-se os campos compostos com defasagem de 5 dias e a cada 6 horas (neste caso, D representa cada horário de 6 horas) gerando assim 20 horários precedentes e 20 horários posteriores à ocorrência do JBN. Assim, tem-se D-20 horários (correspondente ao quinto dia anterior ao JBN), ..., D-4, ..., D-0 (horário da ocorrência do JBN), ..., D+20 (correspondente ao quinto dia posterior ao JBN). Os

casos selecionados são apresentados na Tabela 3.1. Os dias consecutivos com JBN também foram utilizados e a defasagem para estes indica que nos dias próximos à ocorrência do JBN (D-0), os ventos são intensos, caracterizando o surgimento dos ventos máximos desde dias anteriores a D-0 e até dias posteriores a D-0.

TABELA 3.1 - Relação dos casos de JBN a leste dos Andes selecionados para o cálculo dos compostos em SA2 e SA3.

JBN em SA2				JBN em SA3			
Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Tipo 4	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Tipo 4
02/01/95	13/02/00	16/01/00	08/01/1996	27/07/1981	24/07/1995	05/07/1995	04/06/1995
08/01/95	26/02/00	17/01/00	11/01/1996	29/07/1981	13/06/1997	23/08/1995	23/06/1995
09/01/95	27/02/00	21/01/00	20/01/1996	13/08/1982	24/07/1997	13/06/1997	05/07/1995
11/02/95	21/12/00	22/01/00	23/01/1996	05/08/1983	15/08/1997	15/07/1997	24/08/1995
22/02/95	26/12/00	06/02/00	24/02/1998	01/06/1984	18/08/1997	15/08/1997	31/07/1996
04/01/96	03/02/01	07/02/00	19/12/1998	30/06/1985	19/08/1997	16/08/1997	26/07/1997
12/01/96	09/02/01	10/02/00	28/12/1998	18/06/1986	27/08/1997	17/08/1997	28/07/1997
23/01/96	10/02/01	12/02/00	21/01/2000	25/07/1987	31/08/1997	18/08/1997	29/07/1997
02/02/97	14/02/01	13/02/00	31/01/2001	16/07/1988	29/06/1998	05/06/1998	15/08/1997
27/12/97	24/02/01	06/01/01	24/02/2001	24/06/1995	30/06/1998	29/06/1998	18/08/1997
18/02/98	08/02/02	07/01/01	30/12/2001	02/07/1996	15/07/1998	03/07/1998	30/08/1997
24/02/98	09/02/02	08/01/01	19/12/2002	13/06/1997	20/07/1998	26/07/1999	15/06/1998
25/02/98	14/02/02	09/01/01	29/12/2002	30/06/1998	12/07/1999	05/06/2000	22/06/1998
16/12/98	27/02/02	10/01/01	27/12/2003	06/06/2000	06/08/1999	15/06/2000	10/08/1999
29/12/98	28/02/02	02/02/01		20/08/2000	20/08/1999	24/06/2000	20/08/1999
02/02/99	27/12/02	03/02/01		04/07/2001	30/08/1999	28/06/2000	13/06/2000
28/02/00	29/12/02	09/02/01		07/07/2001	05/06/2000	11/06/2001	15/06/2000
04/12/00	20/01/03	10/02/01		17/07/2001	06/07/2000	04/07/2001	22/06/2000
28/12/00	22/01/03	24/01/02		30/08/2001	20/08/2000	30/07/2001	23/06/2000
30/12/00	04/02/03	25/01/02		30/07/2002	09/06/2001	26/08/2001	13/06/2001
10/01/01	05/02/03	08/02/02		19/08/2002	11/06/2001	30/08/2001	03/07/2001
29/01/01	06/02/03	09/02/02			16/07/2001	03/06/2002	29/07/2001
02/02/01	10/02/03	04/02/03			26/08/2001	28/06/2002	30/07/2001
03/02/01	11/02/03	05/02/03			30/08/2001	30/07/2002	01/08/2001
26/01/02	12/02/03	06/02/03			31/08/2001	04/08/2002	12/08/2001
20/02/02	19/02/03	10/02/03			02/06/2002	23/08/2002	18/08/2002
28/02/02	20/02/03	11/02/03			27/06/2002	28/08/2002	01/06/2003
17/12/02	03/12/03	12/02/03			30/07/2002	04/07/2003	17/07/2003
24/12/02	04/12/03	10/12/03			24/08/2002	18/07/2003	20/07/2003
30/12/02	08/12/03	11/12/03			26/08/2002	20/07/2003	18/08/2003

O campo composto do fluxo de vapor d'água ($q\vec{V}$) foi calculado utilizando-se os compostos de q , u e v , obtido para os JBN-Norte e JBN-Sul e para os quatro horários de JBN em A2. Na AS como a maior parte da umidade disponível está concentrada nos níveis mais baixos da atmosfera, o transporte de vapor d'água foi calculado integrando $q\vec{V}$ desde a superfície até 600 hPa, definido como (DOYLE; BARROS, 2002):

$$q\vec{V} = \frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q\vec{V} dp, \quad (3.3)$$

em que p_s é a pressão à superfície e p_t é a pressão em 600 hPa.

Além destes campos, foram gerados os campos de θ_e , calculada pela metodologia proposta por Bolton (1980), tal que:

$$\theta_e = T_K \left(\frac{1000}{p_s} \right)^{0.2845(1-0.28 \times 10^{-3}r)} \frac{3.376}{e} \frac{1}{T_L}^{-0.00254r(1+0.81 \times 10^{-3}r)} \quad (3.4)$$

em que T_K é T expressa em Kelvin (K), r é a razão de mistura (gkg^{-1}) e T_L é a temperatura do nível de condensação por levantamento (expressa em K) e é definida por:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_d - 56} + \frac{\ln(T_K - T_d)}{800}} + 56, \quad (3.5)$$

em que T_d é a temperatura do ponto de orvalho (expressa em K).

3.5.3 Campos de correlação

Os campos de correlação mediram o grau de associação entre a CP1 de v' e:

- u' em 850 hPa e 300 hPa para toda a série de dados, em cada trimestre;
- ϕ' em 500 hPa para toda a série de dados, em cada trimestre;
- anomalias de PNM (PNM') para toda a série de dados, em cada trimestre.

Para avaliar a significância estatística dos resultados obtidos, foi utilizado o Teste t -Student. Este teste é aplicado quando se tem amostras que possuem variâncias iguais, provenientes de um conjunto de dados que segue a Distribuição Normal (WILKS, 1995). Para se comparar duas médias do conjunto de dados, o Teste t é expresso por (WILKS, 1995):

$$t = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{EP_{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}}, \quad (3.6)$$

em que o numerador é a diferença entre as médias das duas amostras (\bar{x}_1 e \bar{x}_2 , respectivamente) e $EP_{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)}$ é o Erro Padrão (EP) da diferença entre as médias, dado por (WILKS, 1995):

$$EP_{(\bar{x}_1 - \bar{x}_2)} = \sqrt{\frac{S_p^2}{n_1} + \frac{S_p^2}{n_2}}. \quad (3.7)$$

A melhor estimativa da variância do conjunto (σ^2) é dada por:

$$\sigma_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}, \quad (3.8)$$

em que S_1^2 , S_2^2 , são a melhor estimativa das variâncias e n_1 e n_2 são número de elementos dos conjuntos 1 e 2, respectivamente. O valor de t obtido deve ser comparado ao valor de t tabelado para a distribuição t -Student ($t_{critico}$), considerando $(n_1 + n_2 - 2)$ graus de liberdade e o tipo de teste de hipótese, que pode ser unilateral ou bilateral. Nos testes unilaterais, se o valor de t é menor que o encontrado na tabela, não rejeita-se a hipótese nula (H_0), o que significa que a probabilidade de t é maior que o nível de significância adotado. Quando t for maior ou igual ao valor da tabela, rejeita-se H_0 . Nos testes bilaterais, trabalha-se com as duas caudas da distribuição de t , sendo que a área de não-rejeição de H_0 corresponde ao valores de $t < t_{critico}$ e $t > -t_{critico}$. Neste trabalho, utilizou-se o teste bilateral. Adotou-se como nível de significância $\alpha = 0,5$, considerado alto, a fim de minimizar os problemas relacionados à significância espacial que os campos meteorológicos podem gerar (WILKS, 1995). Define-se o valor $n_x = 23$ como o número de estações do ano para as correlações dos campos gerados pelas EOF (23 anos).

3.5.4 Estudos de caso

Foram analisados dois casos de JBN, onde estudou-se as características sinóticas responsáveis pelo ciclo de vida do sistema (um para o JBN-Norte e outro para o JBN-Sul), bem como seu posicionamento e intensidade.

Em ambos os eventos estudados, os campos sinóticos analisados foram: u e v em 850 hPa e em 300 hPa; θ em 850 hPa; anomalias de precipitação acumuladas em 24h obtidas do CSP; ω em 700 hPa; divergência de massa em 300 hPa; advecção de q e advecção de T em 850 hPa, para os horários de 0000, 0600, 1200 e 1800 UTC.

Casos selecionados:

- JBN-Sul: caso de JBN ocorrido entre o período de 06 a 09 de julho de 2003. Informações divulgadas em jornais relataram a ocorrência de ventos intensos e queda de granizo na Região Sul do Brasil durante esse período. Várias casas foram destelhadas e muitas pessoas ficaram desabrigadas. Na análise sinótica deste caso utilizou-se imagens do satélite e cartas de superfície para a identificação dos sistemas sinóticos atuantes. As reanálises do NCEP/NCAR foram utilizadas a fim de se obter os padrões de circulação atmosférica atuantes durante o período. Também fez-se uso de dados observacionais da estação de Trinidad na Bolívia, obtidos do PACS-SONET. Não foi possível utilizar outras estações de ar superior do PACS-SONET pois os dados disponíveis no período relacionado não foram suficientes devido à falta de informações em alguns dias.
- JBN-Norte: ocorrido entre o período de 19 a 24 de janeiro de 2003. O JBN ocorrido entre este período esteve associado à ocorrência de intensa precipitação na Região Sul do Brasil. Foi observada a atuação de sistemas frontais e a formação de um CCM sobre o norte da Argentina que causaram intensa precipitação na Região. Foram utilizadas imagens de satélite, cartas de superfície e as reanálises do NCEP/NCAR a fim de verificar os padrões de circulação atmosférica atuantes durante o período. O ciclo diurno do JBN foi analisado por meio de perfis de UR, T e vento na estação de Santa Cruz, na Bolívia. Os perfis verticais foram obtidos dos dados do SALLJEX.

Para ambos os casos estudados, foram utilizadas as imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho (IR), em todos os horários sinóticos disponíveis e para o segundo

estudo de caso, também utilizou-se as imagens do mosaico GOES e *Meteosat*, ambas disponíveis no banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do INPE/CPTEC.

3.5.5 Modelos Conceituais

Após a análise de todos os padrões atmosféricos gerados e analisados, foi possível construir modelos conceituais que explicam as principais forçantes para a ocorrência de JBN a leste dos Andes, para o verão e para o inverno. Para tal, utilizou-se como base o modelo conceitual apresentado por Marengo *et al.* (2004). Entretanto, este modelo não engloba as principais forçantes sinóticas associadas à ocorrência do JBN a leste dos Andes, bem como não diferencia os mecanismos físicos associados às variações entre cada uma destas estações do ano e as diferenças encontradas pelos autores no que diz respeito às variações latitudinais do CVM do JBN. Por isso, fez-se necessário uma distinção entre os padrões sinóticos associados ao JBN que ocorrem durante o verão e durante o inverno, bem como o local onde os máximos de vento ocorrem.

CAPÍTULO 4

CLIMATOLOGIA DO JBN A LESTE DOS ANDES

Nesta seção, são apresentadas as análises climatológicas para os casos de JBN ocorridos a leste dos Andes no período de 1979 a 2003. Além disto, são feitas comparações qualitativas entre alguns casos de JBN identificados nas reanálises do NCEP/NCAR e nos dados do SALLJEX.

4.1 Climatologia mensal dos casos de JBN a leste dos Andes na AS

A Tabela 4.1 apresenta a climatologia mensal dos casos de JBN a leste dos Andes, dentro da área SA2+SA3 (Figura 3.1), utilizando-se os métodos C1BM e C1M. A análise da Tabela 4.1 mostra que pelo C1BM, foram identificados 2897 casos de JBN. Estatisticamente, do total de casos de JBN, 15,5%, 24,5%, 28,5% e 31,5% ocorreram em MAM, JJA, SON e DJF, respectivamente. A maior e a menor ocorrência desse sistema ocorreu em outubro (348 casos) e abril (112 casos), respectivamente. Pelo C1M, foram identificados 3816 casos de JBN a leste dos Andes (31,7% a mais que o C1BM), sendo que 13,5%, 17,5%, 27,5% e 41,5% dos casos ocorreram em MAM, DJF, SON e JJA, respectivamente. A maior ocorrência de JBN por esse último critério foi no mês de julho (578 casos) e a menor em março (124 casos). Os resultados encontrados com o C1M concordam com os resultados de Souza (2005), que utilizou o C1M aplicado às reanálises do NCEP/NCAR e os resultados do modelo global do CPTEC/INPE como critério de identificação do JBN. O autor observou uma maior frequência de casos de JBN durante o inverno utilizando ambos os conjuntos de dados. A utilização do C1BM leva à obtenção de mais casos no verão, enquanto que com o C1M, obtêm-se mais casos no inverno. Essa diferença se deve à definição de cada critério, tal que no C1BM usa-se informações de u e v , enquanto no C1M, usa-se apenas v .

TABELA 4.1 - Distribuição mensal da frequência de casos de JBN a leste dos Andes durante o período de 1979 a 2003 utilizando-se C1BM e C1M. Em azul estão as mínimas ocorrências de JBN e em vermelho, as máximas.

Meses	C1BM	C1M
	n ^o de casos	n ^o de casos
janeiro	324	210
fevereiro	257	196
março	173	124
abril	112	157
maio	156	251
junho	218	488
julho	253	578
agosto	248	524
setembro	229	439
outubro	348	395
novembro	239	207
dezembro	340	247
Total	2897	3816

Identifica-se mais casos de JBN durante o inverno com o C1M devido a v ser mais intenso e localizado mais ao sul do que durante o verão, quando u é quase da mesma ordem de magnitude de v . Isto pode ser explicado pela climatologia de u e v para DJF (Figura 4.1a-b) e JJA (Figura 4.1c-d). Durante o inverno, na região de abrangência do JBN (10°S a 30°S), u (Figura 4.1c) e v (Figura 4.1d) são da ordem de $2ms^{-1}$ e $-6ms^{-1}$, respectivamente. Em todo o norte da AS, u é da ordem de $-10ms^{-1}$ (ventos de leste), caracterizando os ventos alísios (Figura 4.1c). Sobre o Brasil Central, devido à circulação associada à ASAS, os ventos também são predominantemente de leste e da ordem de $-8ms^{-1}$ (Figura 4.1c).

Durante o inverno, há mais frequência de entrada de sistemas frontais que canalizam os ventos a leste dos Andes devido à intensificação da força devido ao gradiente de pressão. Os ventos de norte/noroeste se intensificam na vanguarda da frente sugerindo um máximo no campo de v mais ao sul, principalmente sobre o Paraguai. Ventos intensos de sul não são observados sobre a Argentina e Região Sul do Brasil porque na média climatológica este sinal não prevalece devido ao maior tempo de ocorrência de ventos de norte durante as passagens de frentes. Depois de entrar no continente, os sistemas frontais passam rapidamente pelo sul do país, reduzindo o tempo de atuação dos ventos de sul nesta região.

No verão, os ventos alísios penetram no norte da AS, encontram a barreira imposta pelos Andes em aproximadamente 10°S e se intensificam sobre a Bolívia. Na climatologia de u para DJF (Figura 4.1a), os ventos de leste (da ordem de -10ms^{-1}) estão confinados no extremo norte sul-americano e no NEB. Os ventos de oeste (da ordem de 3ms^{-1}) são localizados predominantes sobre a Bolívia, Paraguai e Brasil Central. Entretanto, os ventos de norte com intensidade de -5ms^{-1} são mais intensos que os ventos de oeste sobre a Bolívia e Acre (Figura 4.1b). Nota-se que a contribuição dos ventos alísios é maior sobre a região de atuação do JBN e não se tem uma contribuição significativa da circulação da ASAS nesta área. A climatologia de u e v caracteriza a penetração da ASAS sobre o leste da AS, principalmente entre 15°S , 30°S e 35°W , 50°W onde é observado um máximo de u e v , da ordem de -3ms^{-1} e -5ms^{-1} , respectivamente.

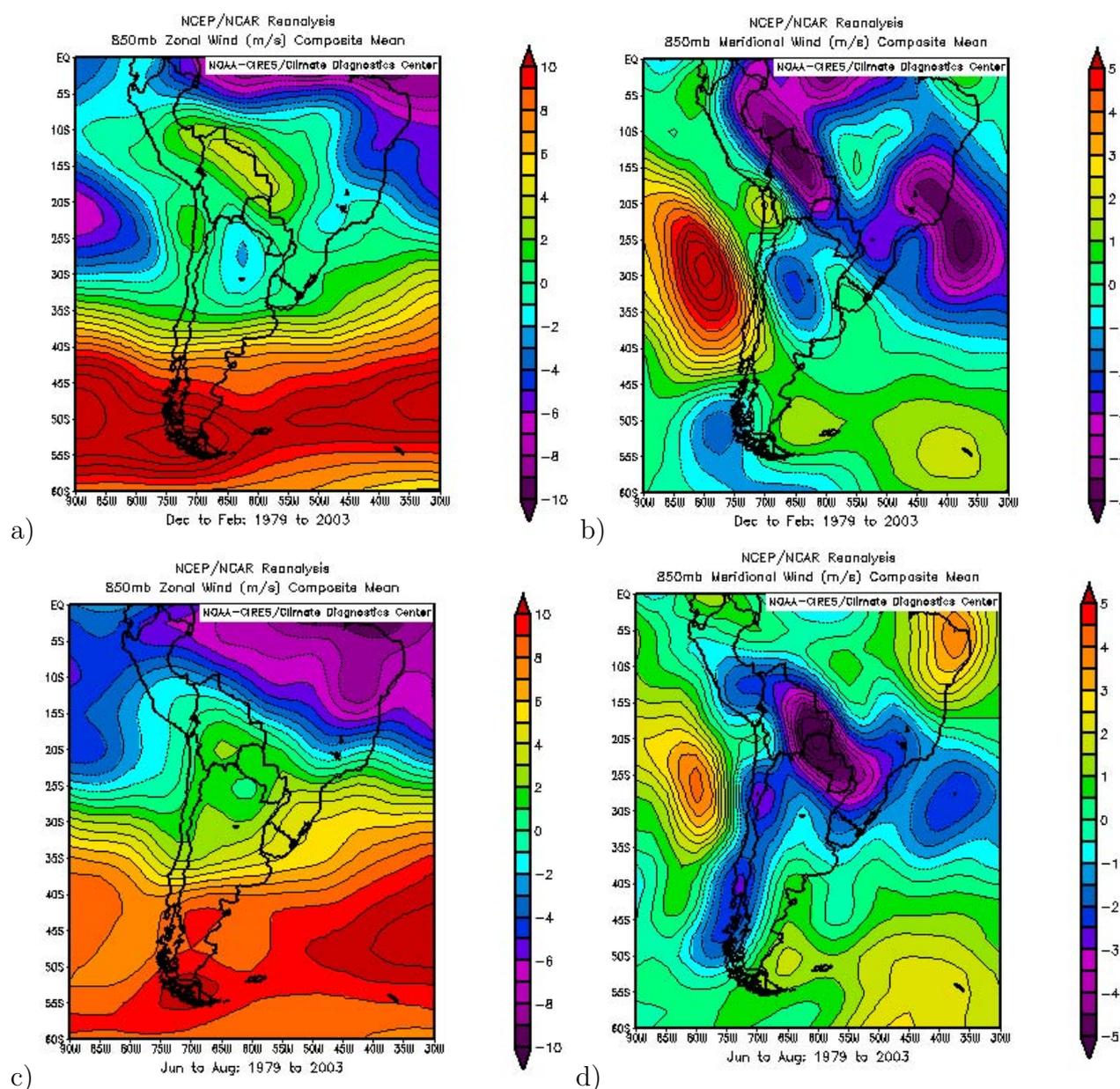


FIGURA 4.1 - Climatologia (1979-2003) para DJF de: a) u , b) v , e para JJA de: c) u , d) v .

A Figura 4.2a apresenta a climatologia dos casos de JBN distribuídos latitudinalmente e sazonalmente utilizando o C1BM. A maioria dos casos de JBN foi observada na faixa latitudinal entre 20°S e 25°S, com um máximo primário de ocorrência em 25°S em JJA. Um máximo secundário foi observado em 20°S. Nota-se mais casos de JBN durante os meses de JJA e SON ao sul de 20°S enquanto que ao norte de 20°S, os JBN tiveram maior frequência em DJF. Para latitudes mais próximas do Equador, o número de casos de JBN diminui. Estes resultados são similares àqueles

obtidos por Marengo *et al.* (2004) e indicam que o ciclo anual do JBN pode ser dependente da latitude e da proximidade com a Cordilheira dos Andes, além de fatores de circulação atmosférica presentes durante cada estação do ano.

Utilizando-se o C1M (Figura 4.2b), também obteve-se mais casos de JBN entre a faixa latitudinal de 20°S e 25°S, com dois máximos de frequência de ocorrência de JBN, um em 20°S e outro em 25°S. Nesta faixa latitudinal, verificam-se mais casos durante JJA e SON. Ao norte de 20°S são observados mais casos durante o verão. Estes resultados concordam com a climatologia das componentes u e v apresentada anteriormente.

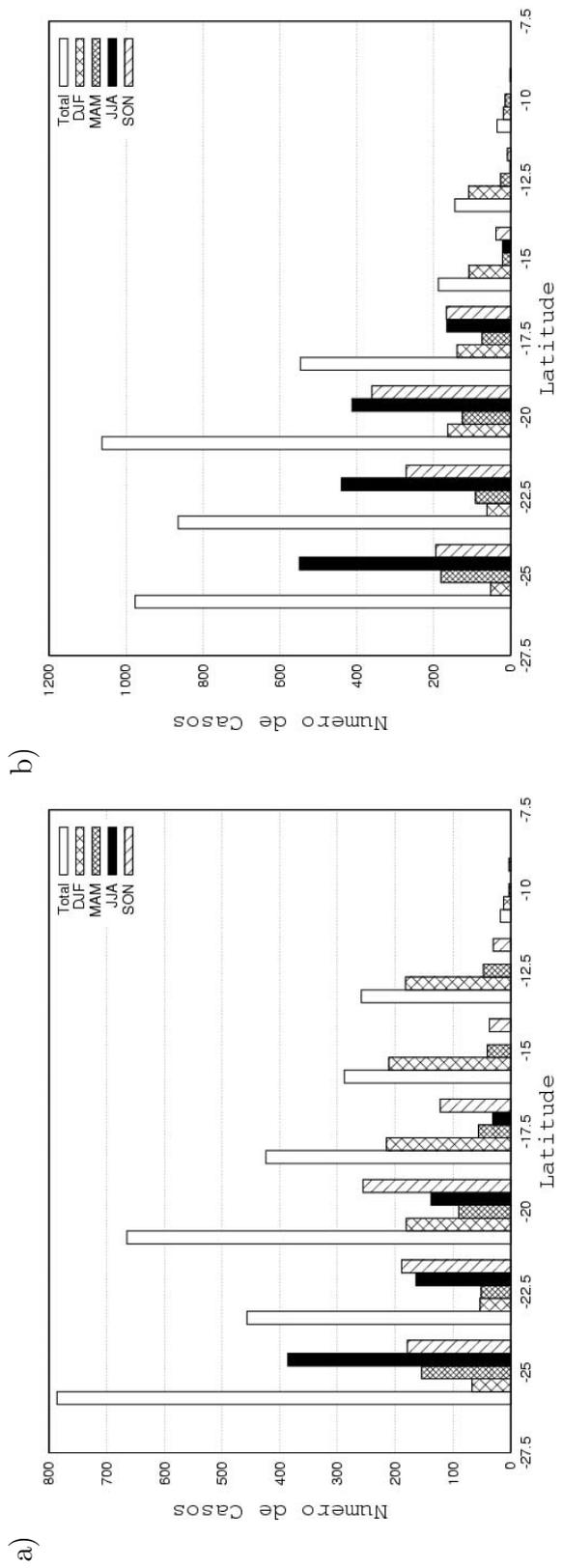


FIGURA 4.2 - Climatologia (1979-2003) da variação latitudinal e sazonal para o total de casos de JBN, utilizando: a) C1BM, b) CIM.

A análise da distribuição espacial da frequência de ocorrência dos casos de JBN obtidos para ambos os critérios (Figura 4.3) mostra padrões semelhantes entre si, tal que o centro de máxima frequência de ocorrência de JBN foi observado próximo às estações de Santa Cruz de La Sierra, na Bolívia, e Mariscal Estigarríbia, no Paraguai, confirmando resultados obtidos por Marengo *et al.* (2004).

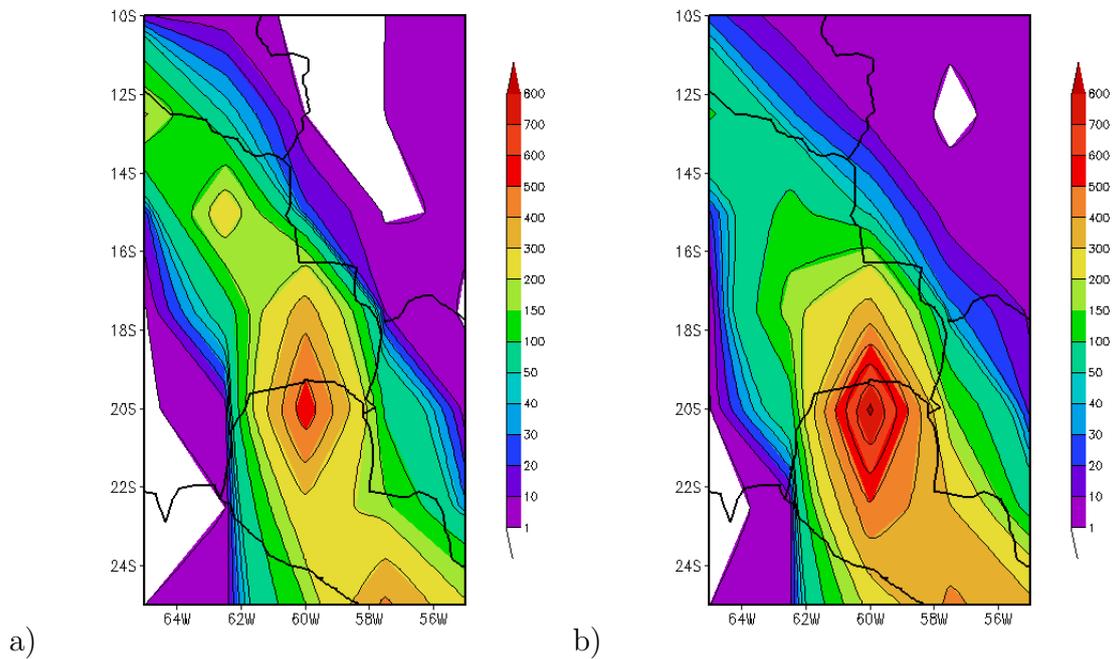


FIGURA 4.3 - Distribuição espacial dos casos de JBN utilizando: a) o C1BM, b) o C1M.

Nas Tabelas 4.2 e 4.3 são verificados os eventos de JBN em cada intervalo de duração para o C1BM e o C1M, respectivamente. Observou-se que ocorreram mais eventos de JBN com d menor que 1 dia (1699 eventos para o C1BM e 1908 eventos para C1M) e poucos eventos com d maior que 3 dias (1 e 3 eventos, respectivamente). Foi observado apenas um evento de JBN em outubro com d maior que 3 dias utilizando-se o C1BM (Tabela 4.2), enquanto que com o C1M foram três eventos, ocorrendo um evento em julho, em agosto e um outubro (Tabela 4.3). Comparando-se as Tabelas 4.2 e 4.3, nota-se que com o C1BM, obteve-se 1792 eventos de JBN e com o C1M, 2126 eventos. A diferença entre esses valores daqueles apresentados na Tabela 4.1 é que nas Tabelas 4.2 e 4.3 são computadas as durações de cada evento, considerando a ocorrência contínua dos JBN por um determinado período.

TABELA 4.2 – Climatologia (1979-2003) dos eventos de JBN utilizando o C1BM, para cada intervalo de duração.

duração (dias)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
$d < 1$	163	119	117	80	107	133	135	157	143	199	161	185	1699
$1 \leq d < 2$	15	14	1	3	5	5	13	6	6	9	1	11	89
d entre 2 e 3	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	3
$d > 3$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1
Total	179	134	118	83	112	138	148	163	149	209	163	196	1792

TABELA 4.3 - Idem à Tabela 4.2, exceto para o C1M.

duração (dias)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
$d < 1$	122	108	90	107	133	205	205	229	244	215	137	113	1908
$1 \leq d < 2$	8	7	1	2	15	34	40	37	7	15	4	26	196
d entre 2 e 3	0	1	0	0	0	4	8	4	1	0	0	1	19
$d > 3$	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	0	3
Total	130	116	91	109	148	243	254	271	252	231	141	140	2126

Fazendo a análise de alguns eventos de JBN com d menos que 1 dia, verificou-se que estes caracterizam-se em um horário e descaracterizam-se nos demais horários em um determinado dia. Como exemplo, destacam-se na Tabela 4.4 dois eventos de JBN intermitentes. O primeiro caso (denominado de Evento 1) iniciou em 25/11/2002 às 1200 UTC, porém, descaracterizou-se nos demais horários daquele dia, voltando a se caracterizar no dia 26/11 às 1200 UTC, o mesmo acontecendo nos dias seguintes, em alguns dias e em horários distintos. Da mesma forma, no segundo caso (Evento 2) o JBN que teve início no dia 14/12/2002 às 0006 UTC estava definido em alguns horários de cada dia, como especificado na Tabela 4.4. Como este tipo de ocorrência foi verificada em vários eventos durante a análise, isto gerou indícios de que as reanálises do NCEP/NCAR subestimaram a velocidade do vento em baixos níveis em alguns horários. Comparando os dados das reanálises e dados observacionais obtidos do PACS-SONET nas estações de Santa Cruz de la Sierra e Mariscal Estigarribia nos anos de 1998, 1999 e 2000, Marengo *et al.* (2004) concluíram que em alguns casos, embora as reanálises tivessem representado bem o perfil do vento, os máximos de vento observados eram quase o dobro daqueles obtidos com as reanálises.

TABELA 4.4 - Exemplos de eventos de JBN intermitentes, com d menor que 1 dia. Os códigos de início e fim de cada evento informam dia, mês (NOV- novembro e DEZ- dezembro), ano (2002) e horário(00,16,12 e 18).

Evento 1		Evento 2	
Início	Término	Início	Término
25NOV200212	25NOV200212	14DEZ200206	14DEZ200206
26NOV200212	26NOV200212	16DEZ200206	16DEZ200212
27NOV200206	27NOV200212	17DEZ200200	17DEZ200200
28NOV200212	28NOV200212	19DEZ200212	20DEZ200200
30NOV200206	30NOV200212	22DEZ200206	22DEZ200212
01DEZ200206	01DEZ200212	23DEZ200206	23DEZ200212
03DEZ200212	03DEZ200212		
04DEZ200206	04DEZ200218		

4.2 Validação dos casos de JBN com d menor que 1 dia

Com o objetivo de verificar se as reanálises do NCEP/NCAR subestimam a velocidade do vento, analisaram-se perfis verticais do vento em pontos de grade próximos às estações de Mariscal Estigarribia e Santa Cruz em dias com e sem a presença do JBN. Também comparou-se estes perfis com os obtidos pelos dados de radiossonda-

gem do SALLJEX nas mesmas estações.

Na estação de Santa Cruz, observou-se a presença de ventos intensos entre os dias 18, 19, 21 e 22 de dezembro de 2002 às 1200 UTC (Figura 4.4). Os ventos apresentavam direção predominantemente de norte e, de acordo com o C1BM, constatou-se a presença de um JBN entre os dias 18 e 19. No dia 18 (Figura 4.4a), este sistema estava mais raso (entre 950 hPa e 800 hPa), com CVM de aproximadamente $16ms^{-1}$ em 900 hPa. No dia 19 (Figura 4.4b), o JBN estava compreendido entre 950 hPa e 600 hPa e com o CVM de $26ms^{-1}$ no nível de 850 hPa, indicando ter havido uma intensificação do sistema. De acordo com o C1BM, o JBN se desconfigurou no dia 21 (Figura 4.4c), embora os ventos tenham continuado intensos. A intensidade dos ventos foi de $26ms^{-1}$ no nível de 850 hPa no dia 22 (Figura 4.4d) e pelo C1BM, o JBN foi caracterizado com cisalhamento de $10ms^{-1}$.

Utilizando-se as reanálises do NCEP/NCAR, a ocorrência do JBN foi verificada somente nos dias 18 e 19 (Figuras 4.5a e 4.5b, respectivamente), com CVM da ordem de $19ms^{-1}$ e $14ms^{-1}$ em 850 hPa e cisalhamento de aproximadamente $6ms^{-1}km^{-1}$ e $7ms^{-1}km^{-1}$, respectivamente. Os dados do SALLJEX indicaram que em 850 hPa, os ventos foram de $12ms^{-1}$ e o CVM foi de $16ms^{-1}$ em 900 hPa no dia 18 e no dia 19 o CVM foi de $26ms^{-1}$ em 850 hPa. Comparando-se estes dois resultados, verifica-se que as reanálises superestimaram os ventos no dia 18 e subestimaram no dia 19. No dia 21 (Figura 4.5c), a velocidade do vento no nível de 850 hPa ($7ms^{-1}$) estava próxima à velocidade do vento observada nos dados do SALLJEX ($9ms^{-1}$). No dia 22 (Figura 4.5d), a velocidade do vento no nível de 850 hPa ($3ms^{-1}$) foi oito vezes menor que a velocidade do vento observado na radiossondagem ($26ms^{-1}$).

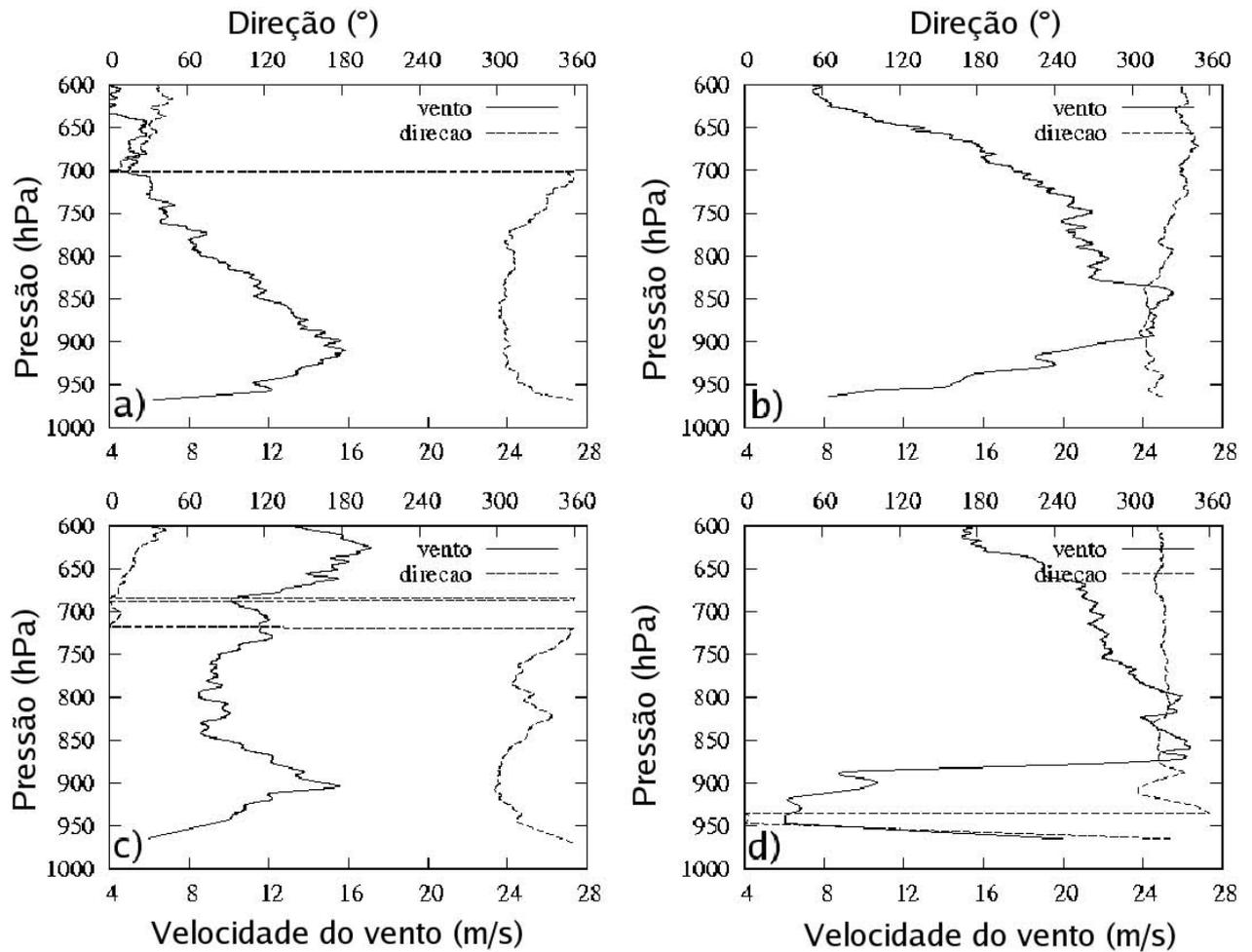


FIGURA 4.4 - Perfil vertical da velocidade do vento expresso em ms^{-1} (linha sólida) e direção do vento em graus (linha pontilhada) na estação de Santa Cruz de la Sierra ($17^{\circ}S, 63^{\circ}W$) às 1200 UTC obtidos dos dados do SALLJEX nos dias: a) 18/12/2002, b) 19/12/2002, c) 21/12/2002, d) 22/12/2002.

O perfil vertical do vento em Mariscal Estigarribia ($22^{\circ}S/60^{\circ}W$) obtido do SALLJEX para os dias 25, 26, 27 e 28 de novembro de 2002 às 1800 UTC é mostrado na Figura 4.6. No primeiro, terceiro e quarto dias (Figuras 4.6a,c e d, respectivamente), de acordo com o C1BM, não foi identificada a presença de JBN, visto que os ventos até o nível de 700 hPa estavam fracos. No segundo dia (Figuras 4.6b), um máximo de $14ms^{-1}$ próximo a 900 hPa foi observado e o critério de cisalhamento foi satisfeito, caracterizando o JBN.

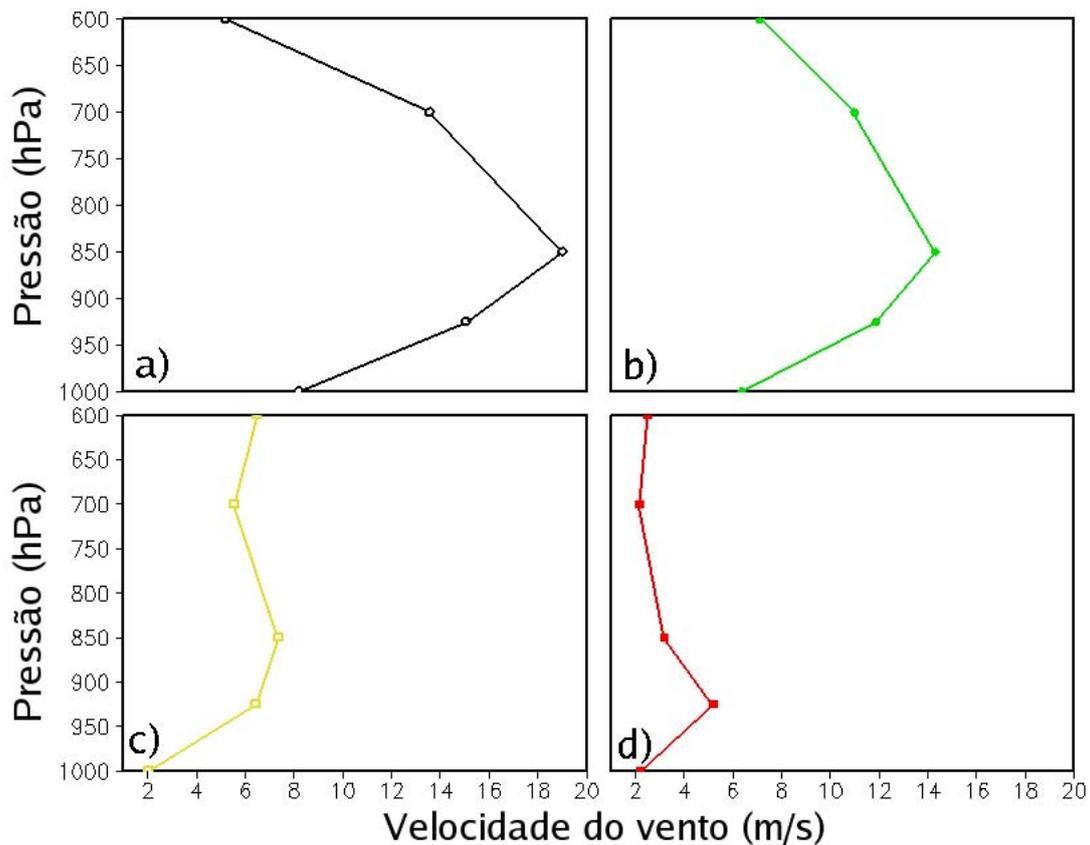


FIGURA 4.5 - Idem à Figura 4.4, exceto que usou-se as reanálises do NCEP/NCAR.

Comparando-se os dados observacionais com os perfis obtidos das reanálises do NCEP/NCAR, verifica-se subestimativa da velocidade do vento nos níveis mais baixos da atmosfera nos dias 25, 27 e 28 (Figuras 4.7a, 4.7c e 4.7d, respectivamente). No dia 26 (Figuras 4.7b) ocorreu superestimativa do vento (12m s^{-1}) no nível de 850 hPa enquanto pelas reanálises a velocidade do vento foi de 14m s^{-1} .

Estes resultados indicam que a resolução vertical das reanálises do NCEP/NCAR pode ser outro problema relacionado à subestimativa do JBN. A interpolação dos dados na vertical pode gerar ventos menos reais e prejudicar a análise dos perfis de vento. Além disso, a falta de observações na AS, principalmente a leste dos Andes, acarreta em uma interpolação não realística, impedindo a boa representação das condições reais da atmosfera pelos dados de análise e reanálise.

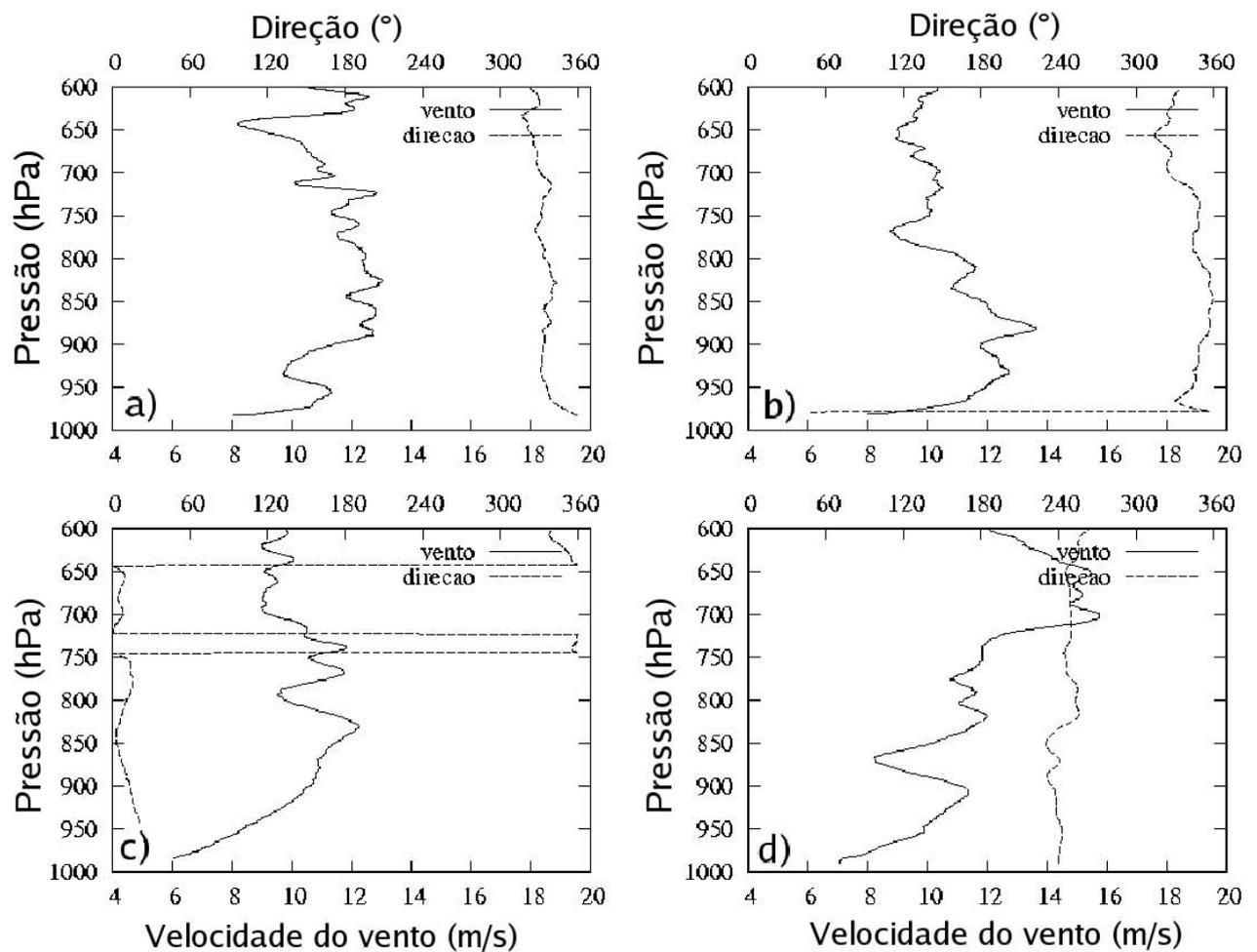


FIGURA 4.6 - Perfil vertical da velocidade do vento expresso em ms^{-1} (linha sólida) e direção do vento em graus (linha pontilhada) na estação de Mariscal Estigarribia ($22^{\circ}S/60^{\circ}W$) às 1800 UTC obtidos dos dados do SALLJEX nos dias: a) 25/11/2002, b) 26/11/2002, c) 27/11/2002, d) 28/11/2002.

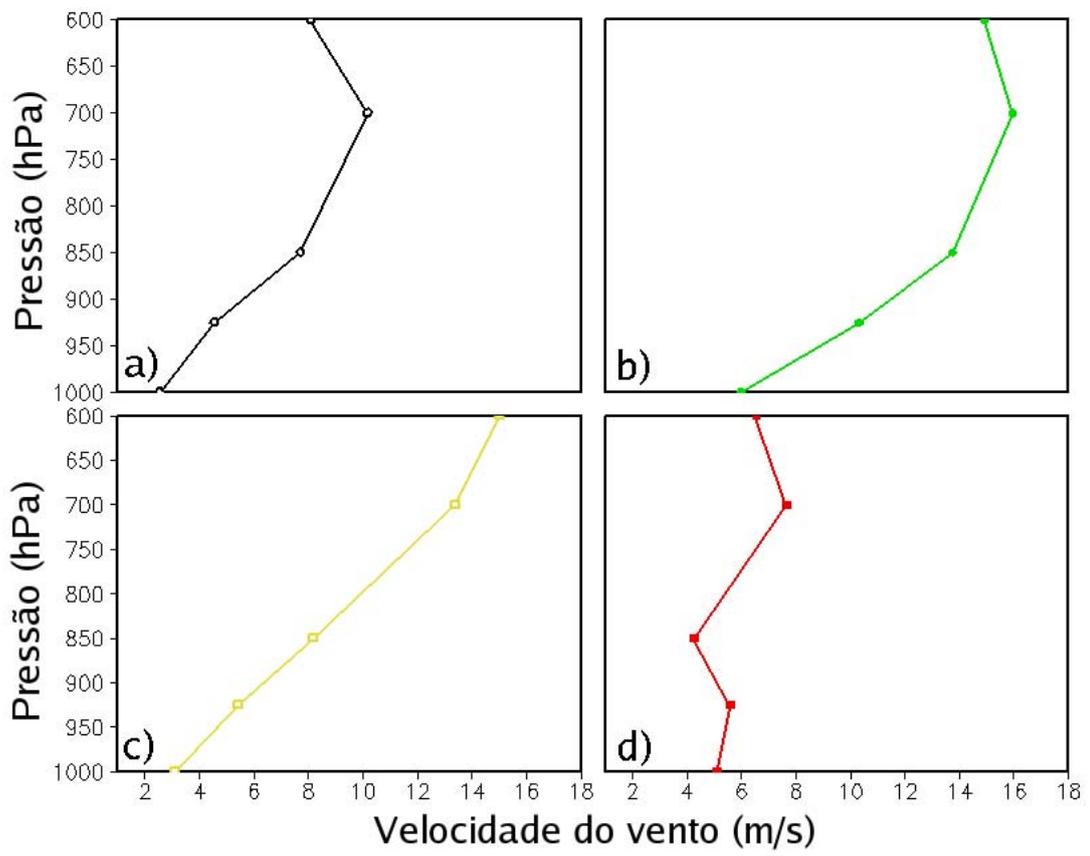


FIGURA 4.7 - Idem à Figura 4.6, exceto que usou-se as reanálises do NCEP/NCAR.

CAPÍTULO 5

CAMPOS OBTIDOS A PARTIR DA ANÁLISE DE EOF

5.1 Padrões de variabilidade espacial e temporal

Nesta seção são apresentados os padrões espaciais de variabilidade de v' a leste dos Andes identificados por meio da análise do padrão espacial da primeira e da segunda EOF (denominadas EOF1 e EOF2, respectivamente). Os padrões de variabilidade temporal são identificados através das análises da CP1 e CP2, respectivamente. A Tabela 5.1 mostra a variância explicada pelas EOF1 e EOF2 de v' para DJF, MAM, JJA e SON, a variância total explicada por estes dois modos em conjunto, analisados seguindo o critério de independência de North *et al.* (1982) e os parâmetros correspondentes.

TABELA 5.1 - Variância explicada pelas EOF1 e EOF2, variância total explicada pelas EOF em conjunto e as componentes do critério de independência de North *et al.* (1982).

Trimestres	EOF1 (%)	$\Delta\lambda$	$\delta\lambda$	EOF2 (%)	$\Delta\lambda$	$\delta\lambda$	Total (%)
DJF	18,9	10,91	12,17	12,9	7,47	8,3	31,8
MAM	22,9	13,24	14,75	15,7	9,07	16,4	38,6
JJA	30,9	17,8	29,23	16,5	9,54	17,07	47,4
SON	25,1	14,47	19,07	15,7	9,08	19,89	40,8

A análise da Tabela 5.1 mostra que os dois primeiros modos de v' para as quatro estações do ano são independentes entre si pois a diferença entre $\delta\lambda$ e $\Delta\lambda$ é positiva. A porção da variância total do conjunto é maior para JJA, sendo que os dois primeiros modos explicam 47,4% da variância total. Os trimestres DJF, MAM e SON explicam 31,8%, 38,8% e 40,8% da variância total, respectivamente.

Os padrões espaciais das EOF1 e EOF2 para DJF são mostradas na Figura 5.1. Vale ressaltar que a interpretação física dos padrões espaciais depende do sinal da série temporal. Considerando-se apenas as amplitudes positivas, tem-se no caso da EOF1 (Figura 5.1a) $v' < 0$ a leste dos Andes e $v' > 0$ sobre grande parte da Argentina e Chile; no caso da EOF2 (Figura 5.1b), $v' < 0$ sobre o Amazonas e $v' > 0$ sobre a Argentina e demais áreas do Brasil. Para a EOF1 (Figura 5.1a), tem-se correlações positivas sobre a região do Chile, grande parte da Argentina, sul do Peru e Sudoeste da Bolívia, cujo centro de máxima correlação localizado sobre o centro da Argentina

explica cerca de 36% da variância localmente. A variância local é obtida tomando-se o quadrado da variância em uma determinada região (ANDREOLI, 2002). Correlações negativas com centro alongado de noroeste/sudeste são observadas, cujo centro de máxima correlação estende-se desde a Amazônia, Bolívia, Paraguai até a Região Sul do Brasil e localmente explicam 36% da variância. Esta última configuração assemelha-se ao padrão de uma região de circulação ciclônica, com a componente de norte a leste da região e a componente de sul a oeste. A EOF2 (Figura 5.1b) indica padrões positivos e negativos formando um dipolo meridional, com o centro de máxima correlação positiva ao sul da região (localmente explica 36% da variância), e o centro de máxima correlação negativa ao norte (localmente explica 16% da variância), indicando um padrão de confluência sobre a Bolívia. A representação espacial da EOF2 indicou a presença de padrões de escala sinótica associados à passagem de frentes a leste dos Andes, associado ao escoamento de norte/noroeste verificado pelo primeiro modo. Segundo Venegas (2001), a condição de ortogonalidade entre as EOFs cria à EOF2 um padrão de dipolo, que é o padrão de grande escala, ortogonal ao sinal da EOF1.

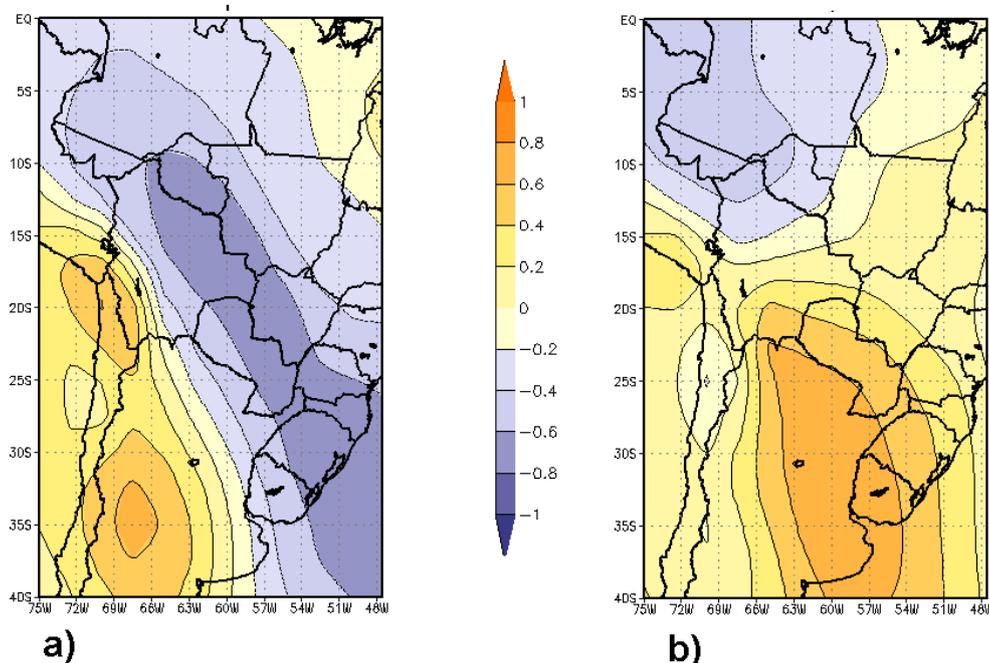


FIGURA 5.1 - Padrão espacial para: a) EOF1 e b) EOF2 durante os meses de DJF.

Os padrões espaciais das EOF1 e EOF2 para MAM (Figura 5.2) são similares aos padrões apresentados para DJF (Figura 5.1). Para a EOF1 (Figura 5.2a), o centro de máxima correlação positiva localizado sobre o noroeste da Argentina é menos intenso, mas a configuração é próxima àquela mostrada na Figura 5.1a. Por outro lado, a EOF2 (Figura 5.2b) apresenta um dipolo meridional com sinais opostos ao observado para DJF. Um centro de máxima correlação negativa é verificado sobre o oeste do Uruguai, explicando localmente 64% de variância, e representa um padrão de divergência sobre a Bolívia.

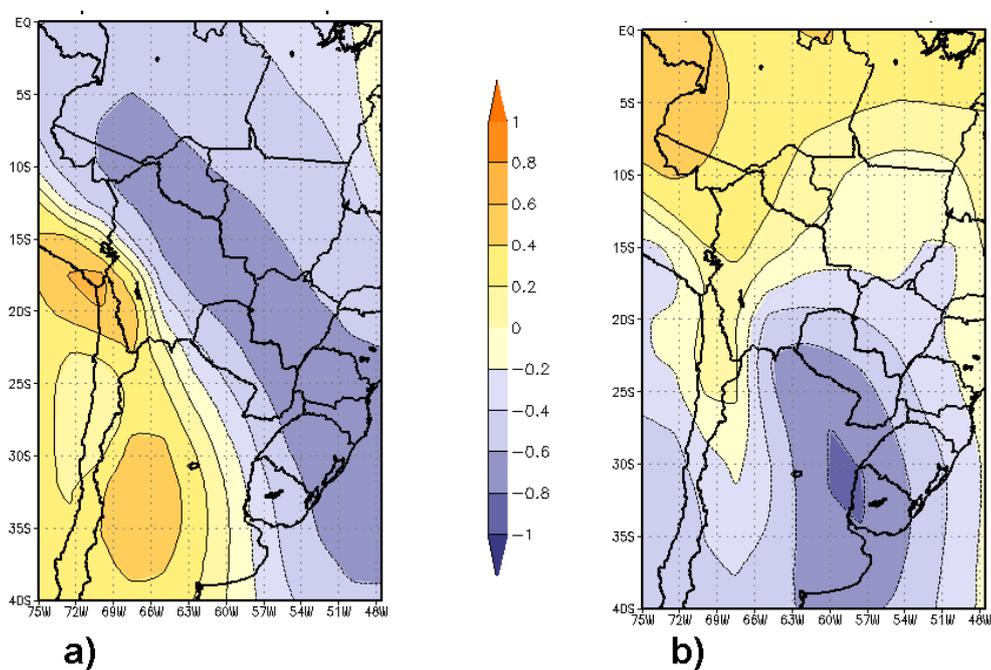


FIGURA 5.2 - Idem à Figura 5.1, exceto para MAM.

A diferença entre os padrões da EOF1 para os meses de JJA (Figura 5.3a) e do padrão espacial da EOF1 de DJF e MAM (Figuras 5.1 e 5.2) é o centro de máxima correlação negativa que localiza-se no centro da área e é mais intenso, explicando localmente 64% da variância. Para a EOF2 (Figura 5.3b), o padrão espacial possui características semelhantes aos padrões espaciais para o trimestre de MAM, porém as correlações são menores que as verificadas em MAM. Ainda nota-se que em JJA o centro de máxima correlação negativa é mais extenso e apresenta uma ligeira propagação para leste se comparado a MAM, indicando uma maior abrangência espacial de v' ao sul da AS durante o inverno.

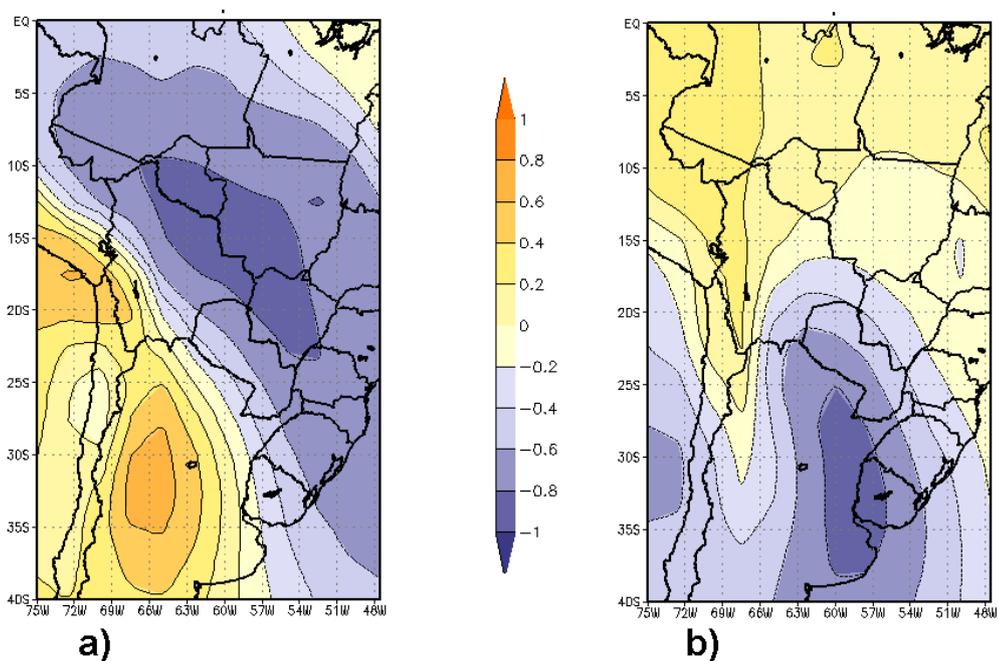


FIGURA 5.3 - Idem à Figura 5.1, exceto para JJA.

Em ambas EOF1 e EOF2 para SON (Figura 5.4), verifica-se que o padrão espacial é também semelhante aos padrões espaciais para os trimestres MAM e JJA. No padrão espacial da EOF1 (Figura 5.4a), correlações positivas se estendem de noroeste a sudeste, desde a Amazônia até as Regiões Sul e Sudeste, que localmente explicam 36% da variância. As correlações positivas abrangem grande parte da Argentina, cujo centro de máxima correlação explica localmente 64% da variância. A EOF2 (Figura 5.4b) apresenta o padrão de dipolo meridional de correlações verificado nos casos anteriores (Figuras 5.2 e 5.3).

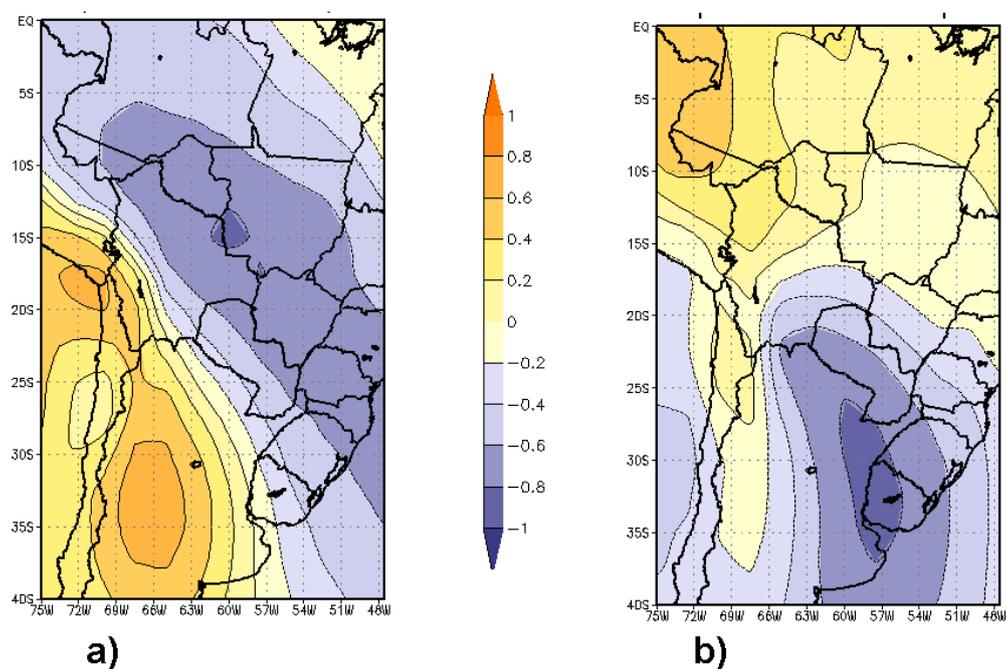


FIGURA 5.4 - Idem à Figura 5.1, exceto para SON.

Por meio da análise de 86 casos de JBN a leste dos Andes selecionados a partir do C1M utilizando a análise de EOF, Souza (2005) verificou que os dois primeiros modos explicavam 21% e 14% da variância total do conjunto, respectivamente. O autor observou que a EOF1 mostrou uma configuração de dipolo zonal entre a AS e o Oceano Atlântico Sul em latitudes médias, relacionando esta configuração a um padrão de escala sinótica que representa a passagem de cristas e cavados. A EOF2, que também apresentou uma configuração ondulatoria com menor comprimento de onda comparada à anterior, estendeu-se desde a região tropical até latitudes médias. Estas diferenças entre os resultados de Souza (2005) e os resultados obtidos nas Figuras 5.1, 5.2, 5.3 e 5.4 se devem à diferença entre os conjuntos de dados e a metodologia utilizada.

A análise da série temporal de DJF para a EOF1 (Figura 5.5) mostra a grande variabilidade diária das amplitudes, porém, não foi possível observar uma variabilidade interanual marcante, pois seria necessário utilizar um filtro para obter as ondas representativas de escalas interanuais e decadais. Isto não foi feito neste trabalho visto que o objetivo foi analisar os principais padrões atmosféricos em escalas menores que as utilizadas nas escalas interanual e decadal. Verifica-se nessa figura amplitudes positivas e negativas em todos os anos, indicando as variações na direção de v' ao longo de todos os verões. Para amplitudes positivas, o padrão espacial mostrado anteriormente representa um padrão de ventos de norte/noroeste provenientes da Amazônia. Por outro lado, para as amplitudes negativas, o padrão é o oposto. Os padrões da EOF1 representam o padrão de propagação de cristas e cavados. Quando as amplitudes são negativas, há predominância do padrão que caracteriza a passagem de anticiclones sobre a região.

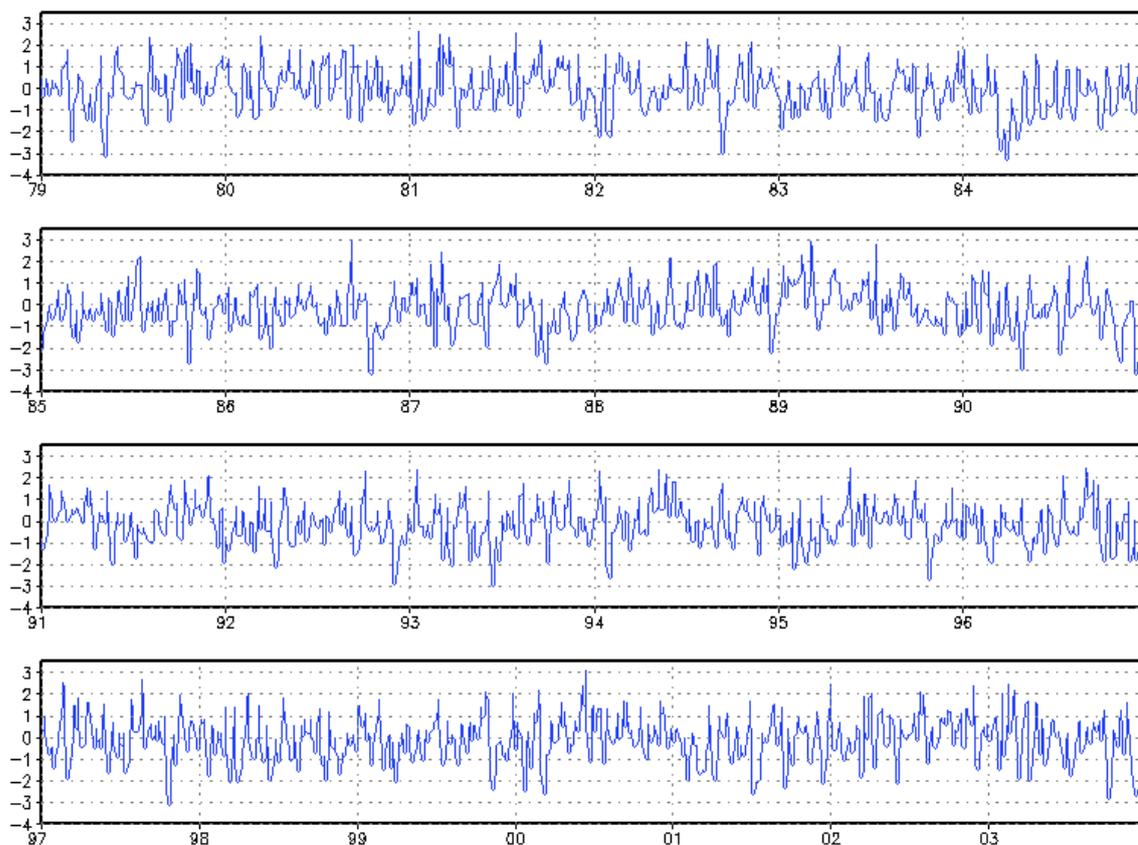


FIGURA 5.5 - Componentes principais correspondentes à EOF1 de DJF.

As séries temporais para as demais estações do ano apresentam a mesma variabilidade observada para o trimestre de DJF (Figura 5.5), com exceção das diferenças entre os períodos em que ocorrem amplitudes positivas e negativas. Para o inverno, as amplitudes não maiores, tanto positivas quanto negativas, o que pode estar relacionado com a maior intensidade dos ventos durante esta estação do ano.

5.2 Análise de campos compostos utilizando as CP

5.2.1 Campos compostos utilizando a CP1

Os campos compostos utilizando a CP1 foram obtidos a partir da série temporal da CP1. As análises dos campos compostos foram realizadas para as quatro estações do ano. Visto que o padrão atmosférico para os meses de DJF e JJA não apresentam mudanças consideráveis, maior ênfase será dada a esses dois trimestres, os quais

apresentam maior frequência de JBN a leste dos Andes, destacando-se somente as diferenças encontradas entre estes e as demais estações do ano.

O campo composto de v' para DJF, MAM, JJA e SON é mostrado na Figura 5.6. Observa-se que o padrão para as quatro estações do ano concorda com o padrão espacial da EOF1, sendo semelhante para as quatro estações do ano e diferindo apenas no posicionamento do CVM. Uma extensa área de ventos de norte/noroeste é verificada com centro alongado deste a Amazônia até o Oceano Atlântico Sul. Em DJF, o CVM é de -20ms^{-1} e encontra-se sobre o Oceano Atlântico Sul. Em MAM e JJA, localiza-se sobre o Paraguai, apresentando a mesma magnitude que em DJF. Em SON, há dois CVM de -20ms^{-1} , um sobre o sudoeste da Bolívia e outro sobre o Oceano Atlântico Sul. Há ainda um CVM de sul sobre a região central da Argentina, mais intenso durante JJA e SON.

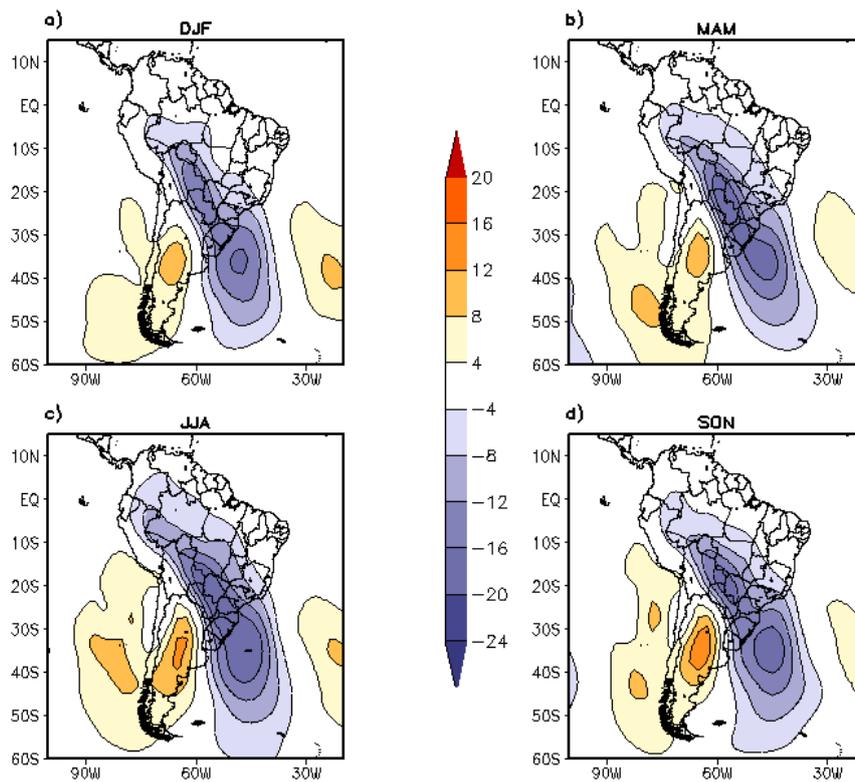


FIGURA 5.6 - Campo composto de v' utilizando-se a CP1 (sombreado em ms^{-1}) para a) DJF, b) MAM, c) JJA, d) SON.

O campo composto das anomalias do vetor vento e ζ' em 850 hPa para DJF com defasagens anteriores e posteriores ao dia de ocorrência dos ventos máximos em 850 hPa é mostrado na Figura 5.7. Nota-se a propagação para leste de um trem de ondas desde D-3 (Figura 5.7a), representado pelos padrões negativos (ciclones) e positivos (anticiclones) de ζ' , com velocidade de fase de aproximadamente 8° lon/dia, comprimento de onda de aproximadamente 80° de longitude (aproximadamente onda 4) e escala meridional de 30° de latitude, até D-2. O avanço para leste do centro ciclônico em D-2 (Figura 5.7b) e o conseqüente encontro do sistema com a topografia dos Andes gera uma deformação no campo de vento e por conseqüência no campo de vorticidade. No dia D-1, a escala meridional do trem de ondas sobre a AS aumentou para 50° de latitude. Verificou-se sobre a Região Sul do Brasil e sobre o Oceano Atlântico Sul a intensificação de um anticiclone transiente (associado à intensificação do campo de ζ' positivo) e a oeste deste, o fortalecimento de um ciclone transiente sobre o leste dos Andes e sul da AS. Com a intensificação da alta e do ciclone transientes, aumenta o gradiente de ϕ leste-oeste entre eles. Essa diferença de ϕ gera favoreceu a aceleração geostrófica dos ventos de norte a leste dos Andes.

O escoamento associado ao ciclone e anticiclone transientes criou uma zona de confluência a leste dos Andes. Em D-0, a escala meridional dos sistemas era de 60° de latitude e o comprimento de onda permaneceu da ordem de 80° de longitude (Figura 5.7d). Com o avanço do ciclone sobre a AS, os ventos de sudoeste contribuíram para advectar ar frio sobre o norte da Argentina, aumentando a instabilidade baroclínica na região. A advecção fria gerou aprofundamento no campo de geopotencial em níveis médios, favorecendo a intensificação de uma crista em superfície a leste dos Andes (Figura 5.8). A intensificação de uma crista pode gerar desequilíbrio do gradiente de ϕ , favorecendo a convergência na troposfera média, que por sua vez contribui para o aumento da coluna atmosférica e da pressão à superfície, aumentando também o gradiente de ϕ , o que proporciona a intensificação do ciclone transiente em baixos níveis sobre o sul da AS (JUSEVICIUS, 1999). Neste dia, os ventos em 850 hPa adquiriram velocidade maior que $12ms^{-1}$ em 20° S. Em D+1 (Figura 5.7e), a escala meridional desses sistemas diminuiu e houve o início da desintensificação da baixa transiente, que também propagou-se para leste. Isto fez com que os ventos em 850 hPa girassem para leste e atingissem a Região Sudeste do Brasil. Com o avanço da baixa, os ventos em 850 hPa giraram para sudeste, gerando uma zona de convergência sobre o Oceano Atlântico, adquirindo uma configuração mais zonal em D+2 (Figura 5.7f). O deslocamento do ciclone transiente para o Oceano Atlântico

contribuiu para a mudança na direção do vento devido à propagação dos ventos de sudoeste à sua vanguarda.

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em DJF - 95%

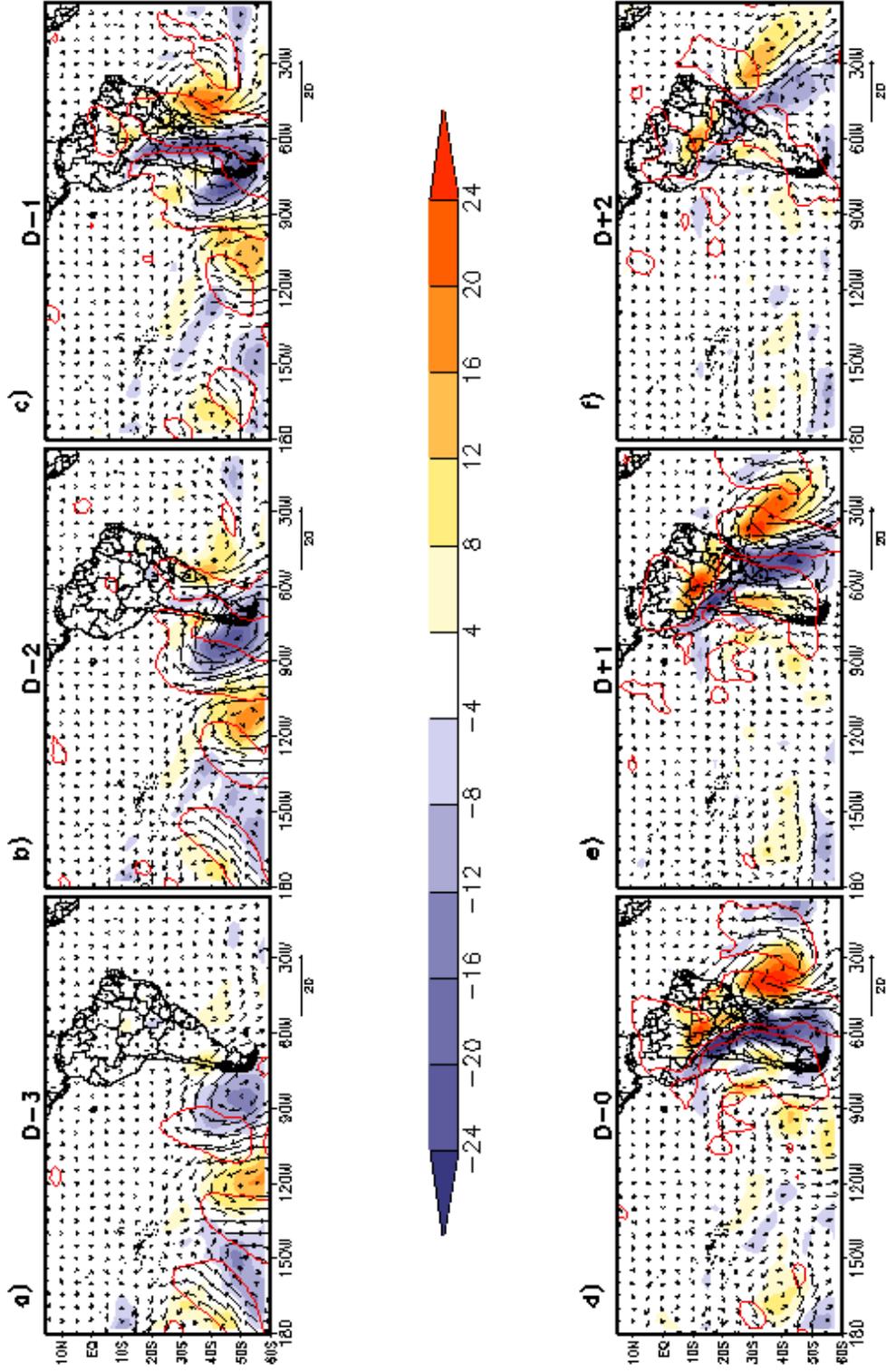


FIGURA 5.7 - Campos compostos da anomalia do vento (expresso em ms^{-1}) e ζ' (sombreado, expresso em $10^{-5}s^{-1}$) em 850 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D+0; e) D+1; (f) D+2. Significância estatística ao nível de 95% é indicada pelas linhas contínuas vermelhas.

A propagação do trem de ondas pode ser também observada nos campos de ϕ' em 1000 hPa (Figura 5.8). A deformação do ciclone ao passar os Andes, também observado nos campos de vento, gerou um aumento da escala meridional do sistema à sotavento da cordilheira a partir de D-1. Esta característica também foi observada por Gan e Rao (1994) na AS e por Hsu (1987) na AN. A intensificação do ciclone logo após a passagem dos Andes indica um padrão típico de ciclogênese à sotavento de montanhas.

Composto da Anomalia de z
em 1000 hPa em DJF - 95%

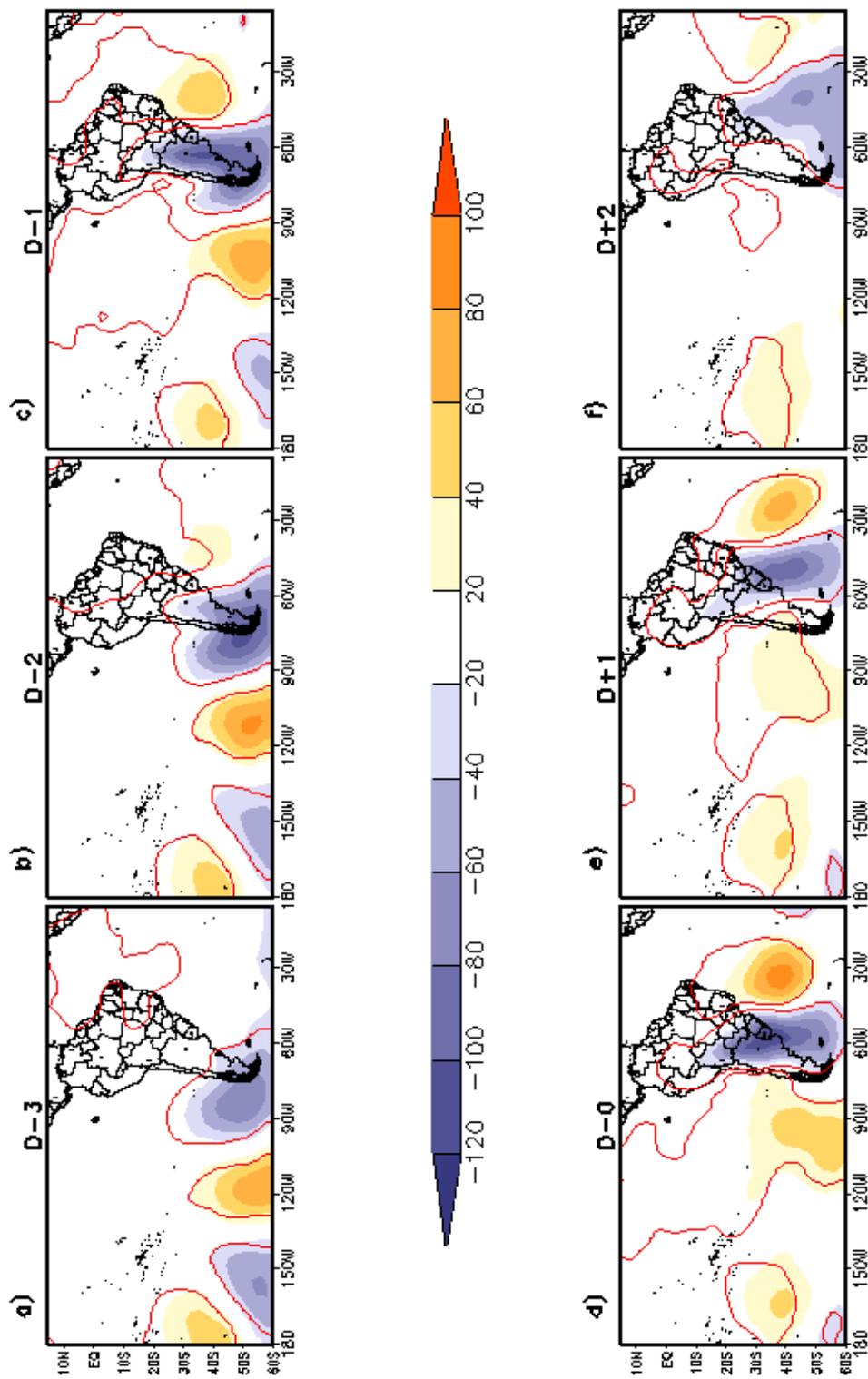


FIGURA 5.8 - Campos compostos de z' (sombreado, expresso em mgt) em 1000 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2. Significância estatística ao nível de 95% é indicada pelas linhas contínuas vermelhas.

Os campos compostos de v' e div' em 300 hPa para DJF são apresentados na Figura 5.9. A análise dessa figura mostra que há um padrão de onda dominante desde o dia D-3 (Figura 5.9a), que se propaga para leste com uma velocidade de fase de aproximadamente 10° lon/dia. Este padrão tem comprimento de onda de 80° de longitude (aproximadamente onda 4) até o dia D-1 (Figura 5.9c), e a escala meridional é da ordem de 30° de latitude. Até o dia D-1, o padrão de vento e divergência apresentou pouca inclinação na vertical (aproximadamente 5° para oeste) comparado com o padrão obtido em 850 hPa (Figura 5.7). Pelo padrão de divergência em altos níveis, verificou-se que o movimento vertical se intensificou com a aproximação de D-0 (Figura 5.9d). Foi observado em D-1 (Figura 5.9c) forte divergência sobre a Argentina e Região Sul do Brasil. O padrão de máxima divergência avançou para leste, permanecendo sobre o leste da Argentina e a Região Sul do Brasil, associado à região de saída do JBN, onde se observou movimento ascendente em 850 hPa. Em D+1 e D+2 nota-se um alongamento na região de divergência de noroeste a sudeste, desintensificando-se neste último dia. Este padrão alongado sugere a presença da ZCAS, o qual foi obtido por Figueroa *et al.* (1995), que realizaram simulações numéricas e reproduziram este padrão de divergência em altos níveis durante o verão austral na AS.

Composto da Anomalia do Vento
e Divergência de Massa em 300 hPa em DJF - 95%

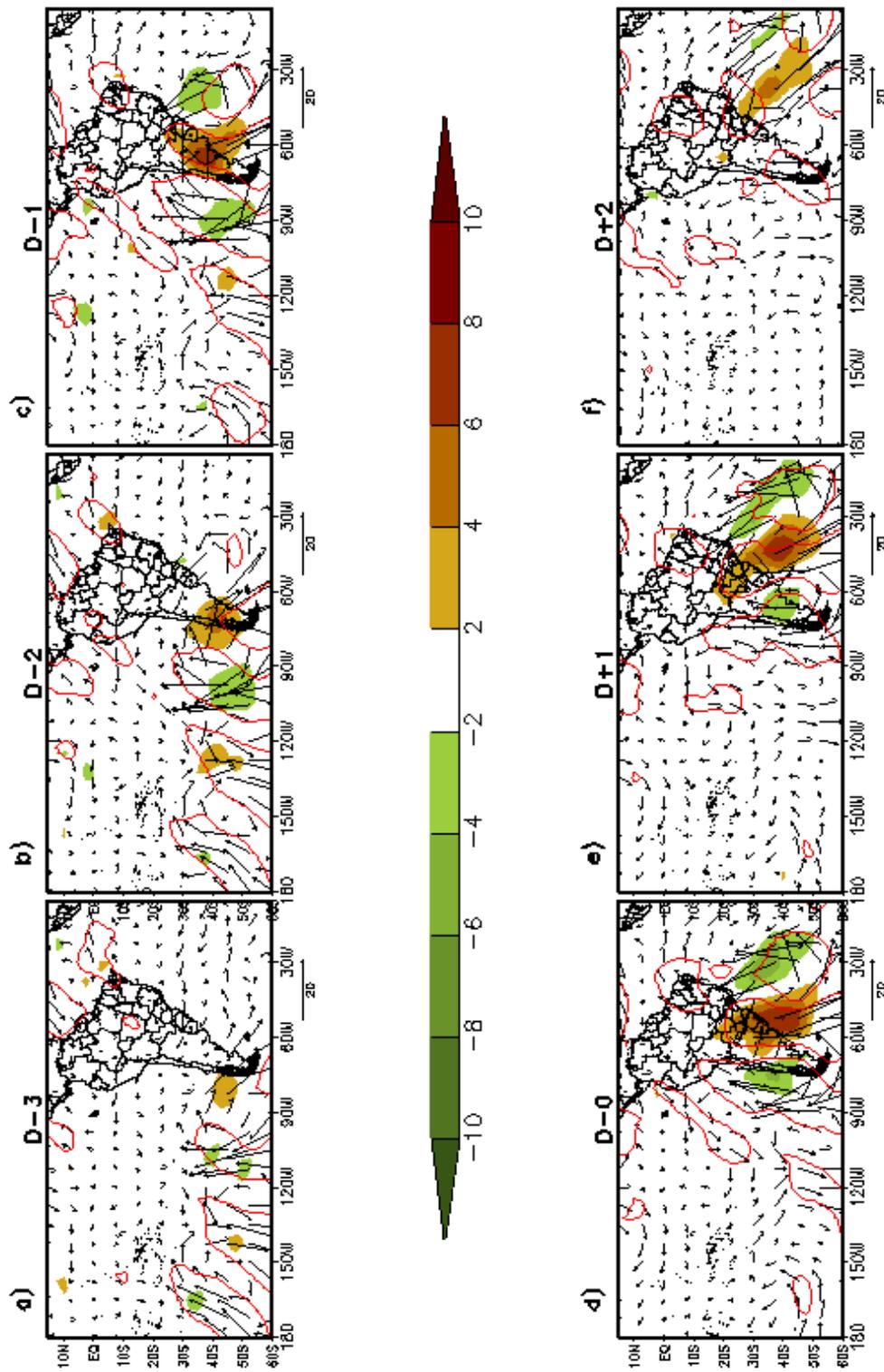


FIGURA 5.9 - Campos compostos da anomalia do vento (expresso em ms^{-1}) e div' (sombreado, expresso em $10^{-2}s^{-1}$) em 300 hPa em DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2. Significância estatística ao nível de 95% é indicada pelas linhas contínuas vermelhas.

O padrão de circulação para MAM é semelhante ao observado em DJF, apesar do trem de ondas em 850 hPa ser mais amplificado e mais intenso. O aumento do gradiente de ϕ' associado à intensificação da alta transiente sobre o Oceano Atlântico Sul alterou o campo de vento sobre o Paraguai e Bolívia em D-2 (Figura 5.10a). Em D-1 (Figura 5.10b), os ventos se intensificaram sobre a Amazônia, Bolívia e sul do Paraguai. Pelo campo de ζ' , constata-se que o anticiclone continuou intensificando-se, contribuindo para a aceleração dos ventos. Este sistema localizou-se mais próximo do continente comparado com DJF para o mesmo dia. A propagação da onda sinótica também foi um fator que contribuiu para a aceleração dos ventos a leste dos Andes, gerando uma região de intensa confluência de massa em D-0 (Figura 5.10d). Nesse dia, os ventos em 850 hPa estavam intensos e da ordem de $15ms^{-1}$ em aproximadamente $20^{\circ}S$. Em D+1 (Figura 5.10e), o avanço da onda sinótica para nordeste contribuiu para o giro dos ventos para sudeste e sua desaceleração, principalmente sobre a Bolívia e Paraguai. A zona de confluência gerada pela circulação do anticiclone e do ciclone transientes estava melhor caracterizada sobre o Oceano Atlântico Sul quando comparado ao observado em DJF.

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em MAM - 95%

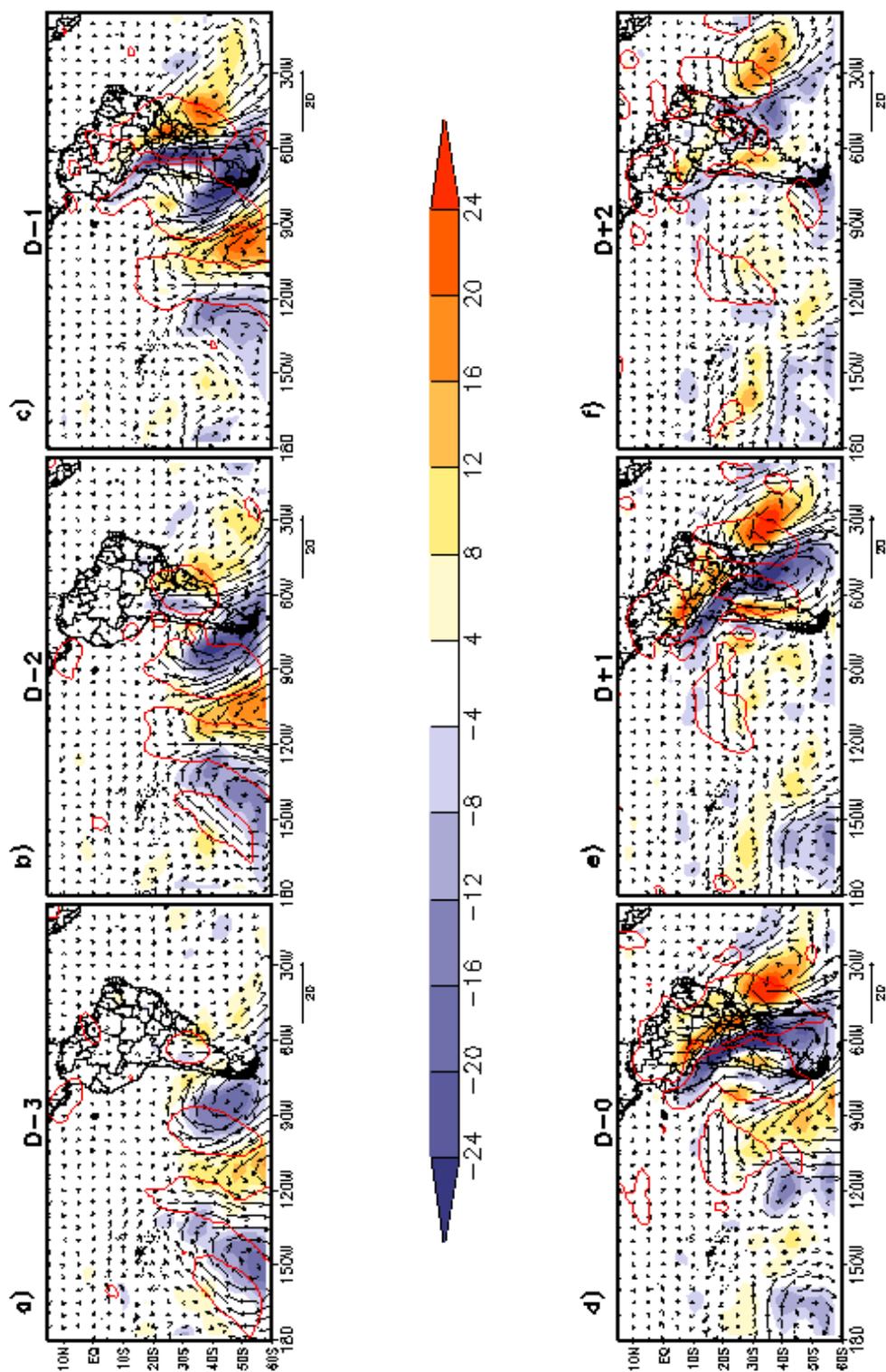


FIGURA 5.10 - Idem à Figura 5.7, exceto para MAM.

Em altos níveis, o padrão de circulação era semelhante ao padrão de DJF, exceto que o campo de divergência estava mais intenso. Ressalta-se que o campo de divergência se intensificou ao cruzar os Andes em D-1 (Figura 5.11c). Isto também foi observado em DJF com menor intensidade. O trem de ondas em altos níveis apresentou pouca inclinação na vertical durante todos os dias. Em D-0 (Figura 5.11d) foi observada uma região de máxima divergência sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e Sul do Brasil, concordando com o padrão de ζ' ciclônica em baixos níveis. O trem de ondas avançou para leste e se desintensificou em D+1 (Figura 5.11e). Em D+2 (Figura 5.11f), a região de máxima divergência avançou para sudeste, se desintensificando.

Composto da Anomalia do Vento
e Divergência de Massa em 300 hPa (s^{-1}) em MAM - 95%

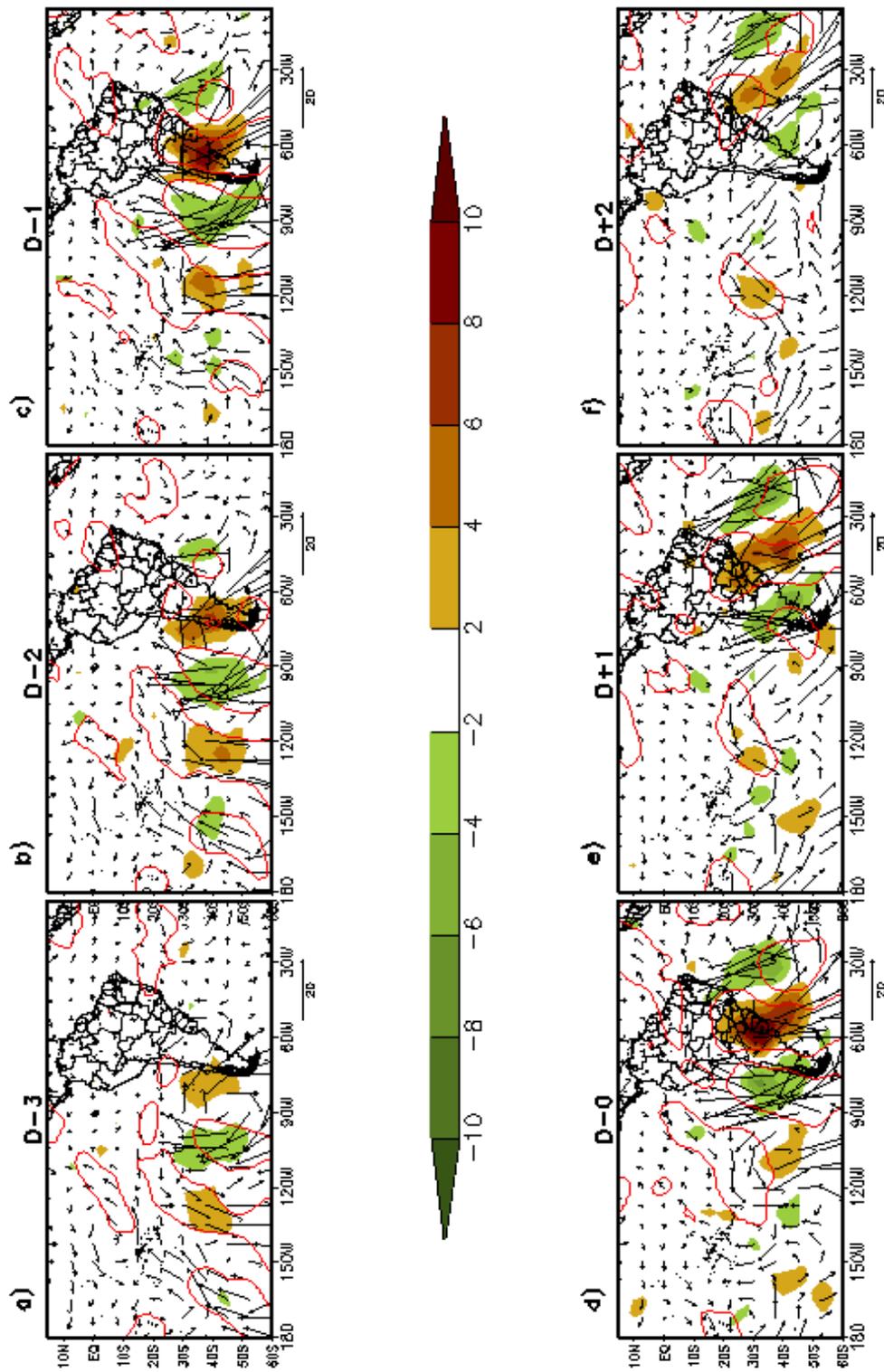


FIGURA 5.11 - Idem à Figura 5.9, exceto para MAM.

Em JJA, o padrão de circulação em 850 hPa mostrou algumas diferenças em latitudes médias. Em D-3 (Figura 5.12a) há um trem de ondas alongado para noroeste na horizontal, entre 20°S e 50°S. Este padrão de onda se propaga para leste atingindo a AS em D-2 (Figura 5.12b). Uma região de confluência é gerada sobre a região central da Argentina, contribuindo para acelerar os ventos sobre a Bolívia e Paraguai. O campo de ζ' indica a intensificação desses sistemas ao se aproximarem dos Andes. Em D-2 ocorre o início da formação de uma alta transiente à leste da Região Sul do Brasil, exercendo um papel importante na aceleração dos ventos a leste dos Andes. Pela intensificação da alta, espera-se que o campo de ϕ' aumente, intensificando o gradiente de ϕ' oeste-leste (Figura 5.12b). Em D-1 (Figura 5.12c), o gradiente de ϕ' se intensificou, visto que houve o fortalecimento das circulações ciclônica e anticiclônica nesta área e ocorreu a formação de um CVM da ordem de $10ms^{-1}$ sobre o norte da Argentina e Região Sul do Brasil. Em D-0, com a propagação das ondas sinóticas para leste, os ventos continuam se intensificando (Figura 5.12d) desde a Amazônia até o Rio Grande do Sul (RS). A intensidade dos ventos em 850 hPa foi superior a $15ms^{-1}$ neste dia. O padrão de circulação para JJA em 850 hPa era semelhante ao padrão de circulação para DJF e MAM no dia D+1 (Figura 5.12e). Em D+2 (Figura 5.12f), o escoamento de norte/noroeste enfraqueceu, mas havia a predominância do ciclone transiente a leste da Região Sul do Brasil, contribuindo para a formação de uma zona de confluência sobre o Oceano Atlântico Sul, entendendo-se desde a Bahia até a Província de Buenos Aires, na Argentina.

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em JJA - 95%

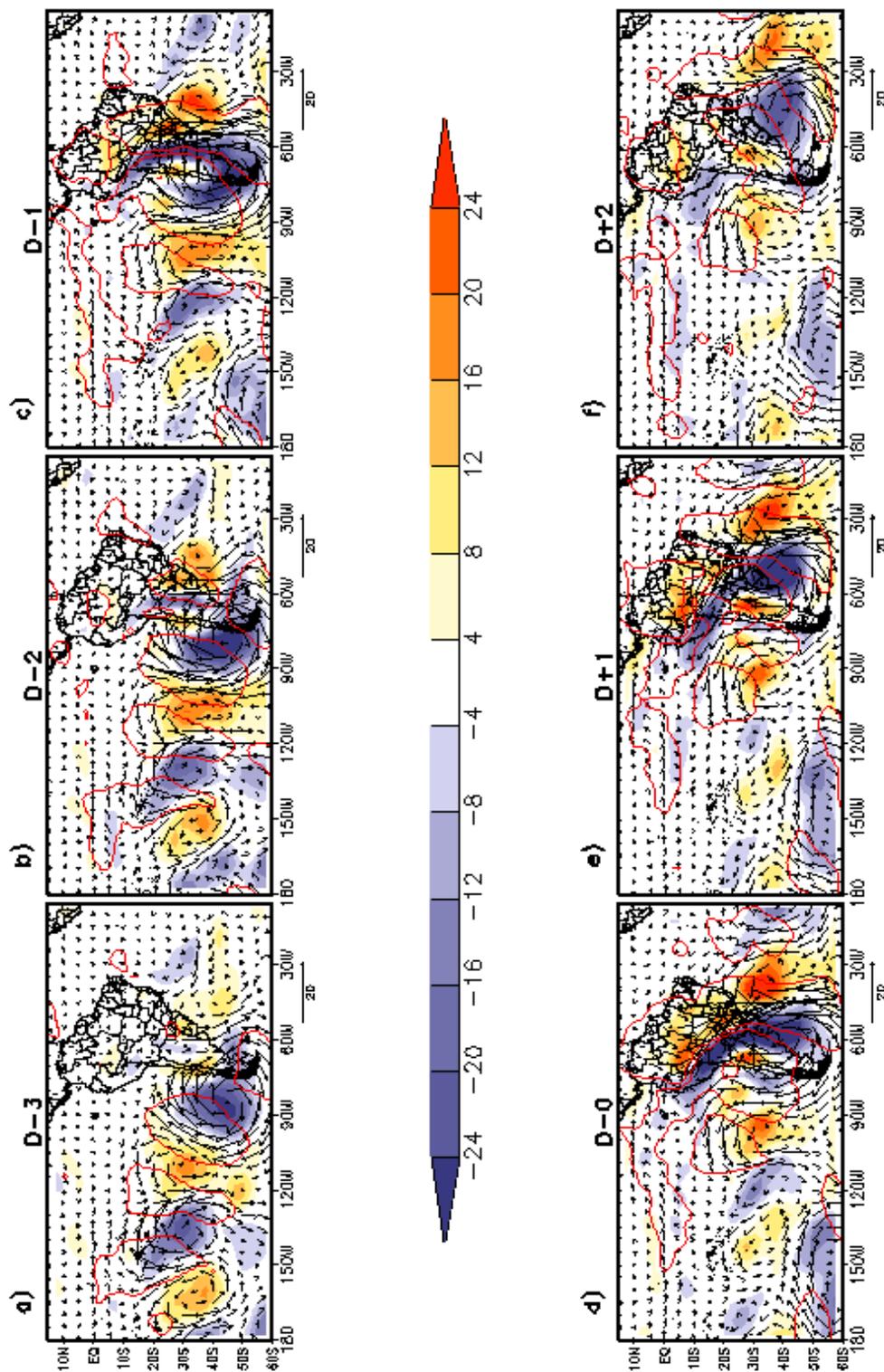


FIGURA 5.12 - Idem à Figura 5.7, exceto para JJA.

O padrão em altos níveis para o trimestre de JJA apresentou praticamente as mesmas características observadas em DJF e MAM (Figuras 5.9 e 5.11). Entretanto, notou-se algumas diferenças, a saber: em D-3 (Figura 5.13a) verificou-se um trem de ondas se propagando para leste, proveniente de latitudes mais baixas (em torno de 20°S). Este trem de ondas se deslocou em direção a latitudes mais altas e o padrão de divergência/convergência estava bem definido desde este dia. A velocidade de fase das ondas é de 10° lon/dia, diferente dos casos anteriores, que era de 8° lon/dia. De D-3 a D-1, era observado pouca inclinação das ondas para oeste com relação ao padrão obtido em 850 hPa. Em D-0 (Figura 5.13d), a região de divergência também abrangeu o nordeste da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil, alongado de noroeste a sudeste em D+1 (Figura 5.13e). Este padrão era mais intenso do que o observado em MAM e DJF devido ao fortalecimento do gradiente horizontal de T no inverno. Observou-se desintensificação e avanço para nordeste dos sistemas em D+2 (Figura 5.13f). A região de convergência associada ao vórtice ciclônico transiente avançou em direção a latitudes mais altas, atingindo a Região Nordeste. A inclinação do trem de onda na vertical com relação ao nível de 850 hPa para estes dias é maior que o observado nas demais estações do ano, mostrando novamente o desenvolvimento baroclínico próximo ao dia de ocorrência dos ventos máximos. As diferenças encontradas com relação à propagação do trem de ondas pode ter influência na formação do JBN a leste dos Andes.

Composto da Anomalia do Vento
e Divergência de Massa em 300 hPa (s⁻¹) em JJA - 95%

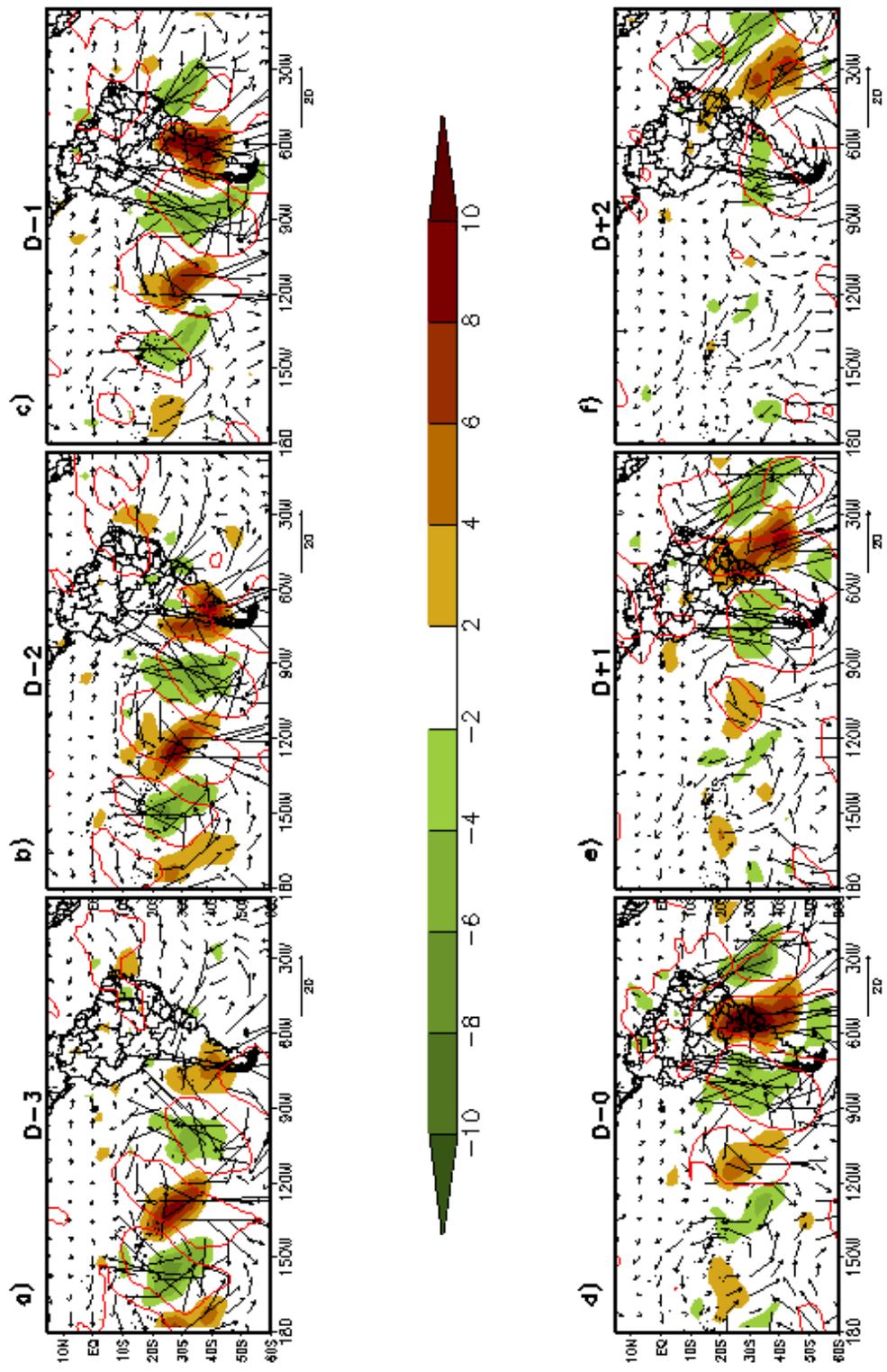


FIGURA 5.13 - Idem à Figura 5.9, exceto para JJA.

A circulação em 850 hPa e 300 hPa para SON (figuras não mostradas) não apresentou diferenças significativas com relação aos trimestres de DJF e MAM. Por outro lado, observou-se que de D-3 a D-1 o trem de ondas estava menos intenso que em JJA. Em D-0, a alta transiente sobre o Oceano Atlântico Sul estava mais caracterizada e localizada mais ao sul, favorecendo a formação de uma zona de confluência no litoral do RS. Os ventos em 850 hPa estavam intensos e da ordem de $12ms^{-1}$. A propagação da onda para leste contribuiu para a formação da zona de confluência sobre a Região Sudeste, como foi observado nas demais estações do ano. Entretanto, o ciclone e o anticiclone transientes estavam mais definidos em SON do que o observado em JJA, com praticamente a mesma intensidade. Em altos níveis, o campo de divergência estava menos intenso do que o observado em JJA nos dias anteriores à ocorrência dos ventos intensos em 850 hPa. Em D-0, o padrão de divergência permaneceu na região de saída dos ventos máximos, propagando-se para nordeste e se desintensificando no dia D+2.

5.2.2 Campos compostos utilizando a CP2

Tendo em vista que a EOF2 obtida da análise de EOF explicou boa parte da variância do conjunto de dados juntamente com o primeiro modo, fez-se necessário analisar os campos compostos obtidos com a utilização da CP2. Existem algumas diferenças com relação aos padrões de grande escala entre os compostos gerados com a CP1 e CP2. Comparando-se os compostos com a CP1 e CP2, verifica-se que com a CP1 em DJF há uma região de v' alongada desde a Amazônia até a Região Sul, e com a CP2 tem-se a predominância de ventos de sul sobre o noroeste da Argentina, Paraguai e Região Sul do Brasil, além do predomínio de ventos de noroeste sobre a Região Sudeste e Norte do Brasil (Figura 5.14a). Este padrão concorda com o observado pelo padrão espacial da EOF2 em DJF, assemelhando-se à configuração de episódios de ZCAS, quando este padrão se torna persistente. Para as demais estações do ano o padrão é o oposto do observado em DJF.

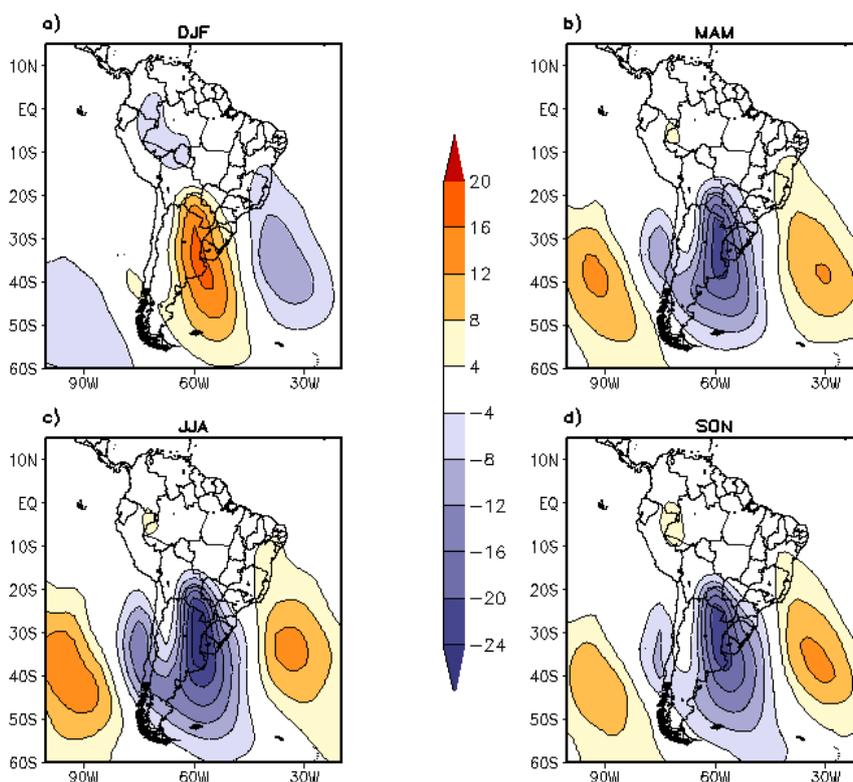


FIGURA 5.14 - Idem à Figura 5.6, exceto para a CP2.

O campo composto da anomalia do vento em 850 hPa para DJF (Figura 5.15) apresenta um padrão do tipo onda, mais fraco e aproximadamente 5° adiantado para leste com relação ao campo composto para a CP1 (Figura 5.7). Este padrão assemelha-se às circulações observadas em casos de ZCAS. Em D-2 este padrão se intensificou e o escoamento continuou predominantemente de nordeste a sudeste (Figura 5.15b) e em D-1 ocorreu a intensificação de um ciclone transiente ao sul da AS (Figura 5.15c), contribuindo para a aceleração dos ventos de norte/noroeste sobre a Região Sudeste do Brasil. A intensificação de um anticiclone transiente sobre o Oceano Pacífico Sul intensificou os ventos de sul sobre a Argentina, concordando com o padrão espacial da EOF2. Em D-0 (Figura 5.15d), este padrão propagou-se para sudeste e a alta transiente se expandiu meridionalmente, alcançando 20°S . O ciclone se intensificou a leste do anticiclone e permaneceu ativo até D+3 (Figura 5.15f). Vale ressaltar que não foi observada a deformação nos campos de vento em D-2 na mesma proporção que se observou no padrão obtido com a CP1.

Em altos níveis (figura não mostrada), o padrão alongado de divergência sobre a

Região Sudeste não estava bem caracterizado. Desde o dia D-3 até o final do período analisado foi observada fraca convergência de massa nesta região, exceto em D-2 e D-1, quando se observou padrões opostos, concordando com os campos de vento e ζ' em 850 hPa (figura não mostrada).

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em DJF - 95%

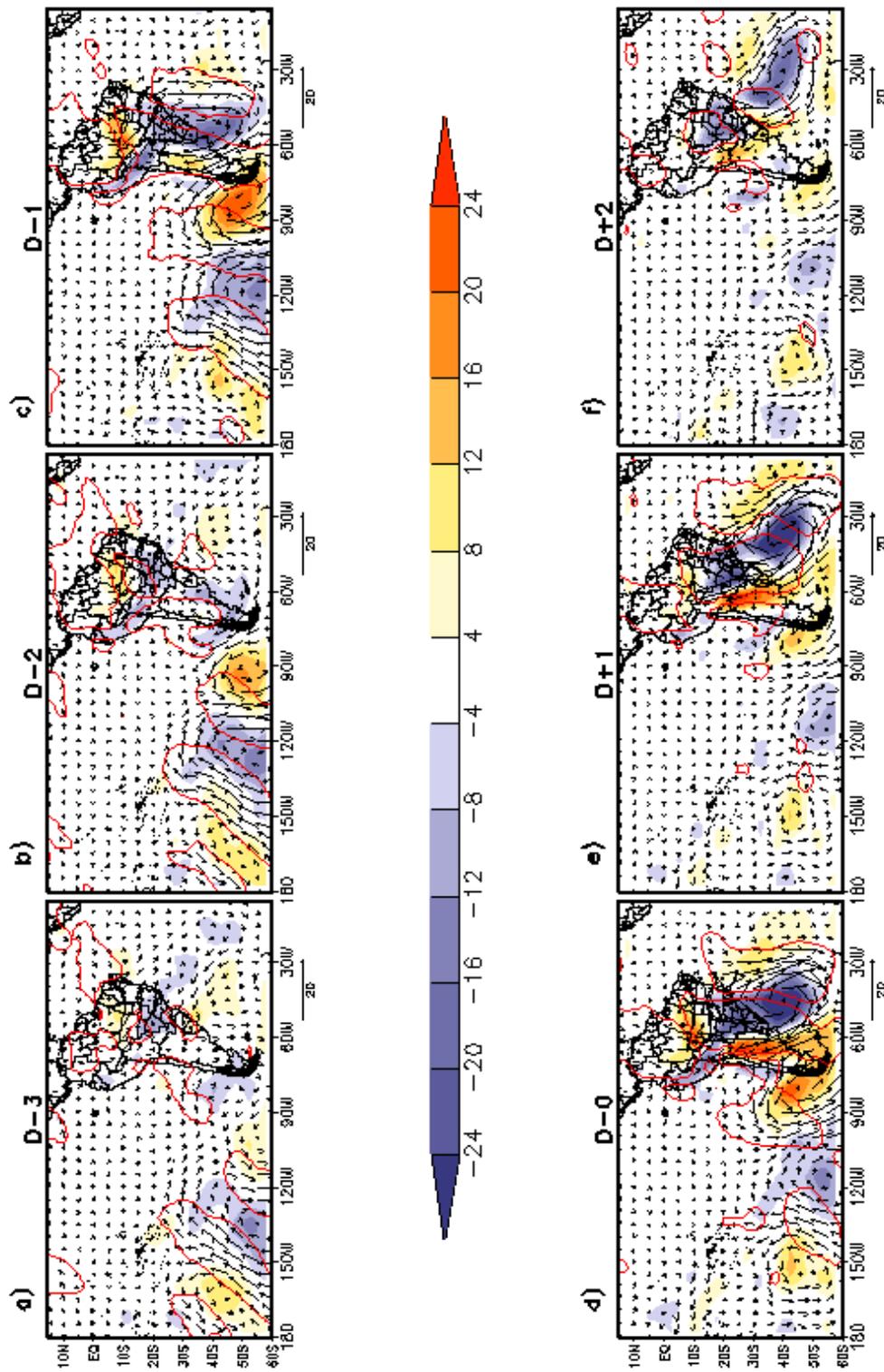


FIGURA 5.15 - Idem Figura 5.7, exceto para a CP2.

Os campos de ϕ' em 1000 hPa (figura não mostrada), mostraram a incursão de um cavado e de uma crista ao sul da AS, sendo que o cavado se intensificou sobre o Oceano Atlântico Sul em D-0 (figura não mostrada) e a crista se desintensificou ao cruzar os Andes. Os ventos de sul observados sobre a Argentina em 850 hPa estavam associados à propagação desta crista em direção à AS. Em altos níveis (figura não mostrada) o campo de ϕ' quando comparado ao padrão em 850 hPa não apresentou inclinação para oeste na vertical, indicando uma estrutura barotrópica.

Em MAM (Figura 5.16), o padrão do tipo onda em 850 hPa era mais fraco do que o padrão para a CP1. Este trem de ondas propagou-se para leste e comparado ao mesmo padrão para a CP1, estava atrasado em aproximadamente 10° . Em D-2 (Figura 5.16b), observou-se a intensificação de um anticiclone transiente a leste da Argentina, sobre o Oceano Atlântico Sul. Sobre o Oceano Pacífico, o ciclone transiente próximo à costa do Chile não avançou sobre o continente como foi observado com o padrão da CP1, cruzando os Andes somente em D-0 (Figura 5.16d), quando observou-se a deformação nos campos da anomalia de ζ' e vento. Devido à circulação associada à alta transiente, os ventos de norte/nordeste predominavam sobre a Argentina. Sobre a Região Sudeste do Brasil, havia o predomínio de ventos de sudoeste associados à circulação da alta transiente. Comparada ao campo composto a partir da CP1, somente parte do ciclone cruzou os Andes, o qual apresentou menor escala meridional associada à deformação horizontal devido à topografia. O padrão anticiclônico predominou sobre a Região Sul do Brasil, diferindo do padrão observado nos campos compostos gerados com a CP1. O anticiclone sobre o Oceano Atlântico deslocou-se para leste e se desintensificou a partir de D+1 (Figura 5.16e). A circulação associada a este sistema contribuiu para o estabelecimento do escoamento de noroeste sobre a Bolívia até o Paraguai e nordeste da Argentina, com ventos da ordem de 10ms^{-1} sugerindo que nos dias posteriores à ocorrência de um episódio de ZCAS pode haver a formação de um JBN.

Nos campos de ϕ' em 1000 hPa (figura não mostrada), verificou-se a passagem do ciclone transiente pelos Andes somente no dia D-0, e a intensificação da alta transiente sobre o Oceano Atlântico Sul desde D-2. Ao cruzar os Andes em D+1, o ciclone se desintensificou e uma pequena região de anomalia negativa de ϕ' permaneceu sobre o Paraguai e norte da Argentina em D+2. Em 300 hPa (figura não mostrada), como as anomalias de ϕ' não apresentaram inclinação na vertical em relação ao padrão em 1000 hPa, pôde-se inferir que este seja o principal fator para a desintensificação do

ciclone à sotavento dos Andes. Em altos níveis, o padrão de divergência foi oposto ao obtido com a CP1 em todos os dias.

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em MAM - 95%

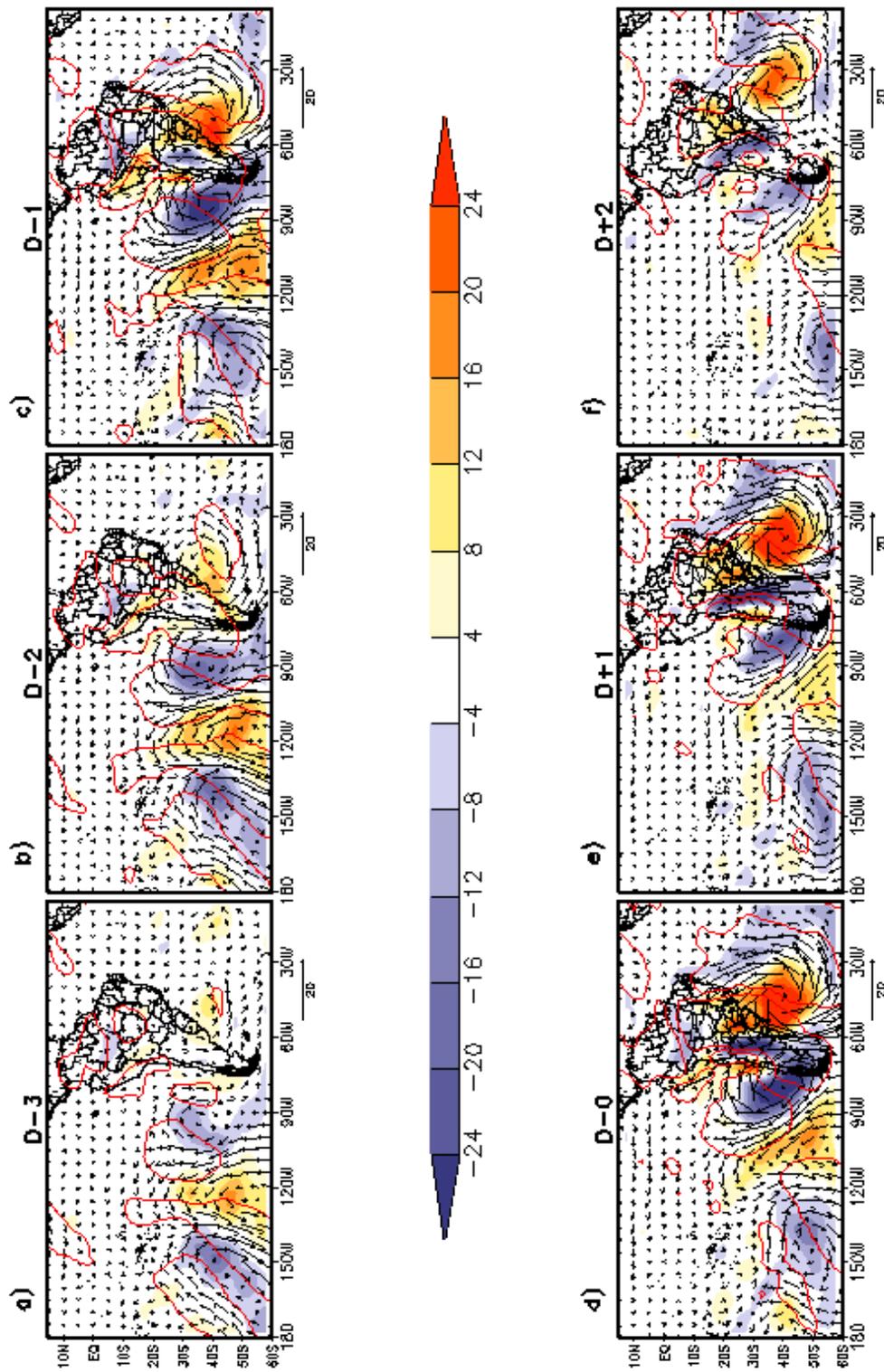


FIGURA 5.16 - Idem à Figura 5.7, exceto para MAM e CP2.

O campo da anomalia do vetor vento e ζ' em 850 hPa para os meses de JJA (Figura 5.17), embora mais intenso, apresentou-se semelhante ao observado em MAM (Figura 5.16). O trem de ondas estava inclinado horizontalmente de noroeste a sudeste, propagando-se de latitudes mais altas (em torno de 50°S) em D-3 (Figura 5.17a) em direção a latitudes mais baixas (em torno de 20°S) a partir do dia D-1 (Figura 5.17c). Como também observado em MAM, a alta transiente se intensificou em D-2 sobre o Oceano Atlântico Sul e adjacências (Figura 5.17b). Sobre as Regiões Sul e Sudeste, predominaram os ventos de sudoeste, e esta configuração permaneceu até D-0, formando uma intensa região de confluência de massa entre a Argentina e a Região Sul do Brasil, com o giro dos ventos para sul (Figura 5.17d). Em D+2 (Figura 5.17f), ocorreu a desintensificação deste padrão, quando foi verificada a incursão dos ventos de noroeste passando em direção ao sul do Brasil e norte da Argentina.

Composto da Anomalia do Vento
e Vorticidade em 850 hPa em JJA - 95%

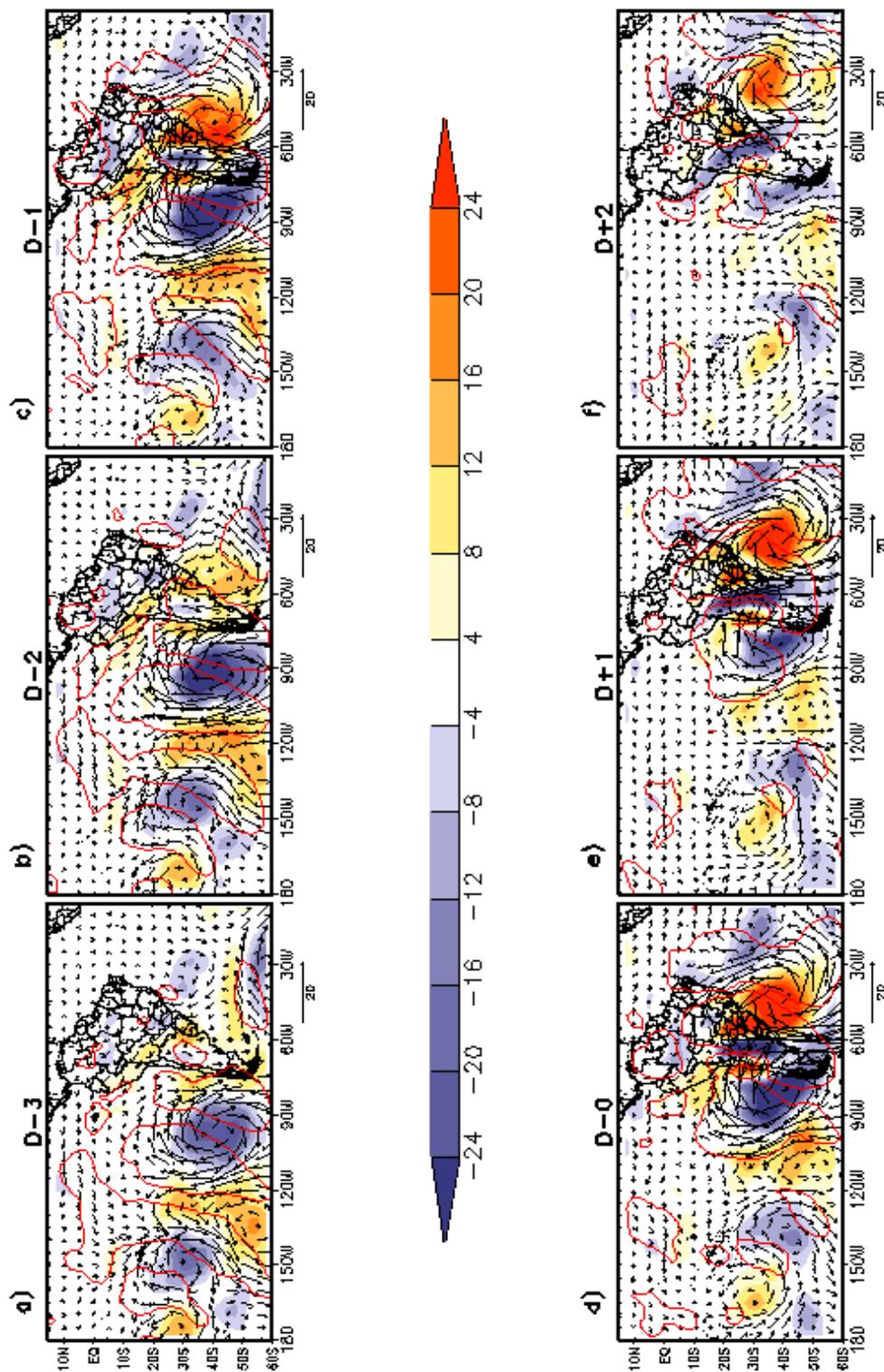


FIGURA 5.17 - Idem à Figura 5.7, exceto para JJA e CP2.

Comparando o campo composto da anomalia do vento e div' em 300 hPa (figura não mostrada) com relação a 850 hPa, se observou uma pequena inclinação para oeste na vertical nos dias D+1 e D+2. Esta característica pode explicar a maior intensidade do ciclone ao cruzar os Andes, se comparado a MAM.

Em SON (figura não mostrada) o padrão em baixos níveis também foi semelhante ao de JJA, diferindo em sua menor intensidade. Além disso, o ciclone e anticiclone transientes em D-3 não estavam bem definidos como em D-2. As cristas e cavados estavam localizadas mais ao sul do que o observado nas demais estações. Em altos níveis, a inclinação para oeste dos sistemas em relação à superfície foi observada desde D-0.

5.3 Campos de correlação utilizando a CP1

O campo de correlação entre a CP1 e u' em 850 hPa (Figura 5.18) em DJF não mostrou correlações significativas em D-3. Correlações positivas significativas foram observadas em D-2 sobre o Oceano Pacífico, na costa sul do Chile, com núcleo máximo de 30%. Este padrão positivo está relacionado ao aumento do campo de vento associado à propagação do trem de ondas em direção ao continente da AS. Quando u' aumenta, v' acompanha a intensificação de u' e vice-versa. O padrão de correlação propagou-se para leste também na forma de um padrão do tipo onda. Em D-1, este padrão positivo cruzou os Andes e expandiu-se meridionalmente, com escala de 30° de latitude, acompanhando o escoamento observado nos campos de vento e ζ' em 850 hPa. Entretanto, o centro de máxima correlação positiva diminuiu, passando a atuar em uma área menor sobre o centro da Argentina. Ainda houve a diminuição da correlação entre as duas variáveis, o que é de se esperar a leste dos Andes, próximo ao dia de ocorrência dos ventos máximos em 850 hPa em vista de $-v'$ aumentar em módulo e u' diminuir, predominando $-v'$ a leste dos Andes, padrão este favorável à formação do JBN. Em D-0, as correlações positivas predominaram sobre todo o leste dos Andes. Um máximo de 40% de correlação positiva foi observado sobre a Bolívia. Verificou-se correlações negativas significativas sobre o Oceano Atlântico Sul, associadas com a intensificação da alta transiente. Embora não sejam significativas, as correlações negativas sobre o noroeste da AS foram associadas à incursão dos ventos alísios na região, contribuindo para o estabelecimento dos ventos máximos próximo à Bolívia. Em D+1, as correlações positivas significativas foram encontradas na faixa noroeste/sudeste da AS, indicando um giro do vento para esta região, acompanhando o deslocamento dos distúrbios transientes. O padrão de cor-

relação em D+2 sobre a Região Sudeste do Brasil enfraqueceu, não apresentando mais significância estatística.

Correlação de CP1 e u em 850 hPa
DJF - 95%

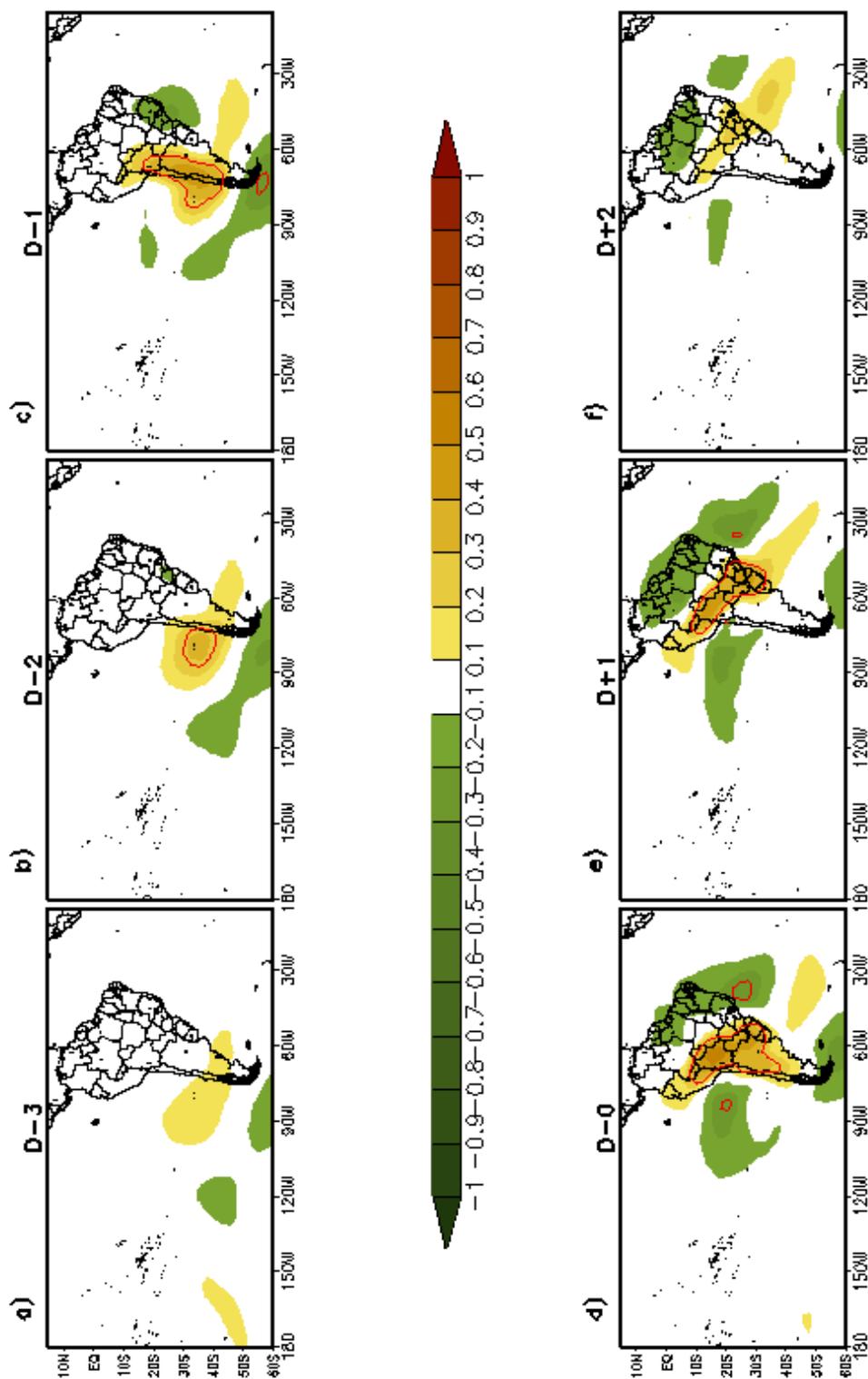


FIGURA 5.18 - Campos de correlação entre a CP1 e u' em 850 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.

O padrão de correlações é praticamente o mesmo para os meses de MAM (figura não mostrada), apresentando algumas diferenças. Em D-0 e D+1, as áreas de correlações negativas significativas são maiores sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico. No Oceano Atlântico Sul, o centro de máxima correlação negativa significativa chega a 40%. Estes padrões também estão relacionados à maior intensificação da alta transiente nesta estação do ano. Em JJA, as correlações significativas são mais altas, sugerindo ventos mais intensos no inverno. Por outro lado, este padrão que é mais definido no inverno, devido à boa caracterização dos sistemas transientes, sugere que durante o inverno haja um comportamento mais sistemático do escoamento em baixos níveis.

Em D-1 (figura não mostrada), a leste dos Andes as correlações positivas chegaram a 60%, concordando com o campo de vento em 850 hPa, onde observou-se um intenso escoamento sobre esta região. As correlações significativas estavam mais fracas em SON (figura não mostrada). O padrão mais fraco dos sistemas transientes observados nesta estação do ano contribuiu para a diminuição das correlações significativas observadas a leste dos Andes.

Pode-se verificar com as correlações entre a CP1 e u' em 300 hPa para os meses de DJF um padrão de correlações positivas alongado de noroeste a sudeste desde o Oceano Pacífico até a Argentina, entre as latitudes de 20°S e 50°S, desde D-3 (Figura 5.19a). Em D-1 (Figura 5.19c), uma região de correlações negativas foi observada sobre a Região Sul do Brasil. Este padrão propagou-se lentamente para leste em direção ao Oceano Atlântico em D+1 (Figura 5.19e). Estes padrões de correlação estão associados à presença dos JANs. Em MAM e JJA (figuras não mostradas), notou-se o mesmo padrão, exceto que as anomalias negativas propagaram-se até 15°S, enquanto que em DJF, até 10°S e em SON até 5°S.

Correlação de CP1 e u em 300 hPa
DJF - 95%

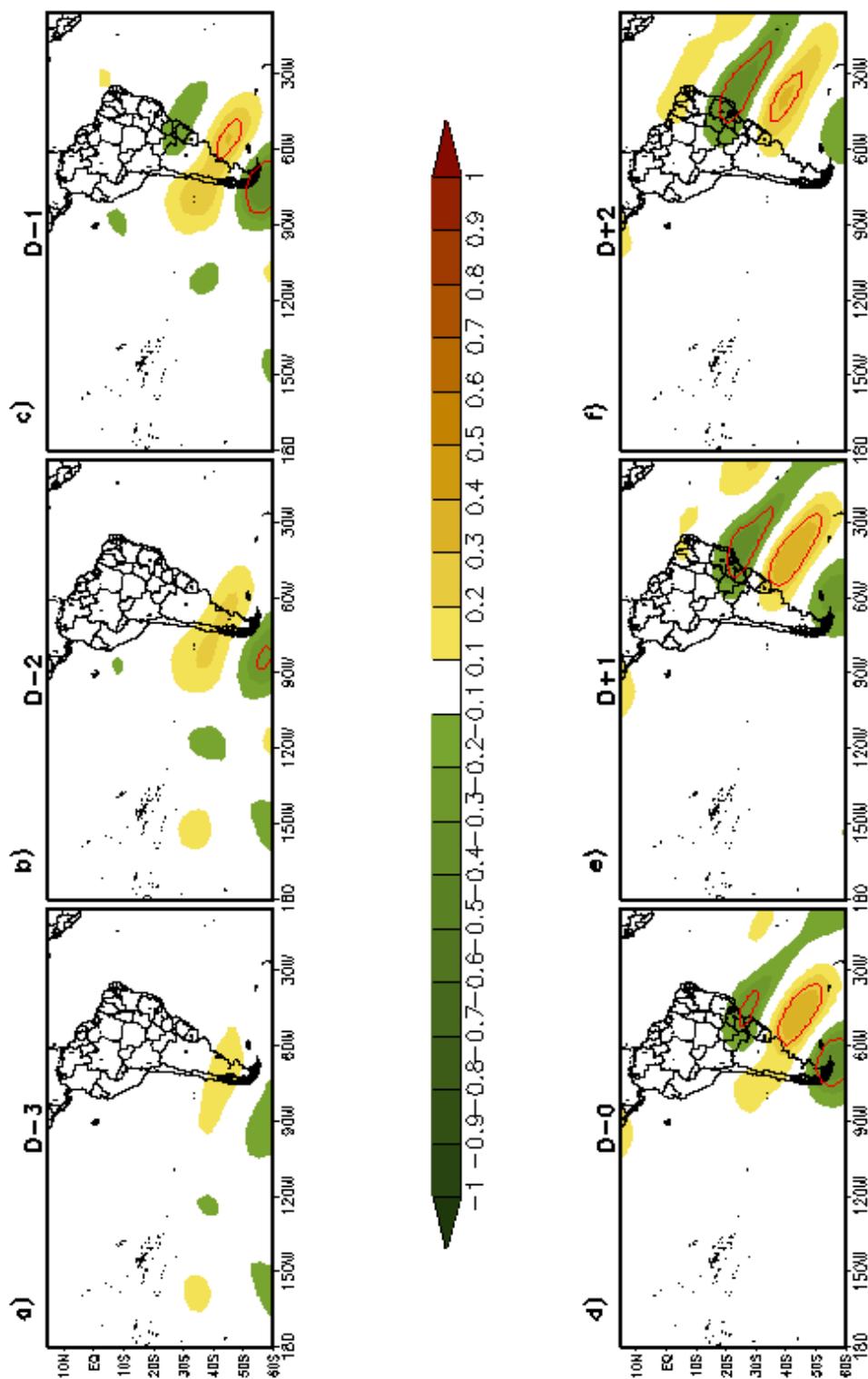


FIGURA 5.19 - Campos de correlação entre a CP1 e u' em 300 hPa durante DJF para: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.

Os campos de correlação para DJF entre a CP1 e PNM' são mostrados na Figura 5.20. De acordo com o padrão de correlação, observa-se a propagação de um trem de ondas em direção à AS. Entre os dias D-2 e D-1, é observado o aumento nos valores da correlação negativa significativa sobre o continente, acompanhada da deformação do campo de isolinhas de correlação ao aproximar-se dos Andes (Figura 5.20b e c). Segundo Gan e Rao (1994), essa deformação está associada à interação do distúrbio transiente com uma onda estacionária devido aos efeitos topográficos. Em D-0 (Figura 5.20d), os máximos de correlação negativa cruzaram os Andes, abrangendo toda a região à leste das montanhas (neste dia, nota-se um centro de correlação de 70%). Em sua vanguarda, observa-se um centro de correlações positivas significativas. Esta propagação concorda com o observado nos campos compostos, onde foi verificada a entrada de uma circulação ciclônica na AS, e à sua frente, a presença de uma circulação anticiclônica anômala. A propagação do trem de ondas para leste é acompanhada da diminuição da correlação sobre a região de ventos máximos em baixos níveis em D+1 (Figura 5.20e). Estes campos sugerem a aproximação de um centro de baixa pressão em direção à AS, se intensificando ao cruzar os Andes em D-0, caracterizando um padrão típico de ciclogênese. O efeito topográfico teve então grande contribuição para este fenômeno, como também foi observado por Jusevicius (1999), Funatsu *et al.* (2004). A diminuição da PNM gerou o aumento da componente v' , apontando a importância da queda de pressão para a aceleração dos ventos em 850 hPa.

Correlação de CP1 e PNM
DJF - 95%

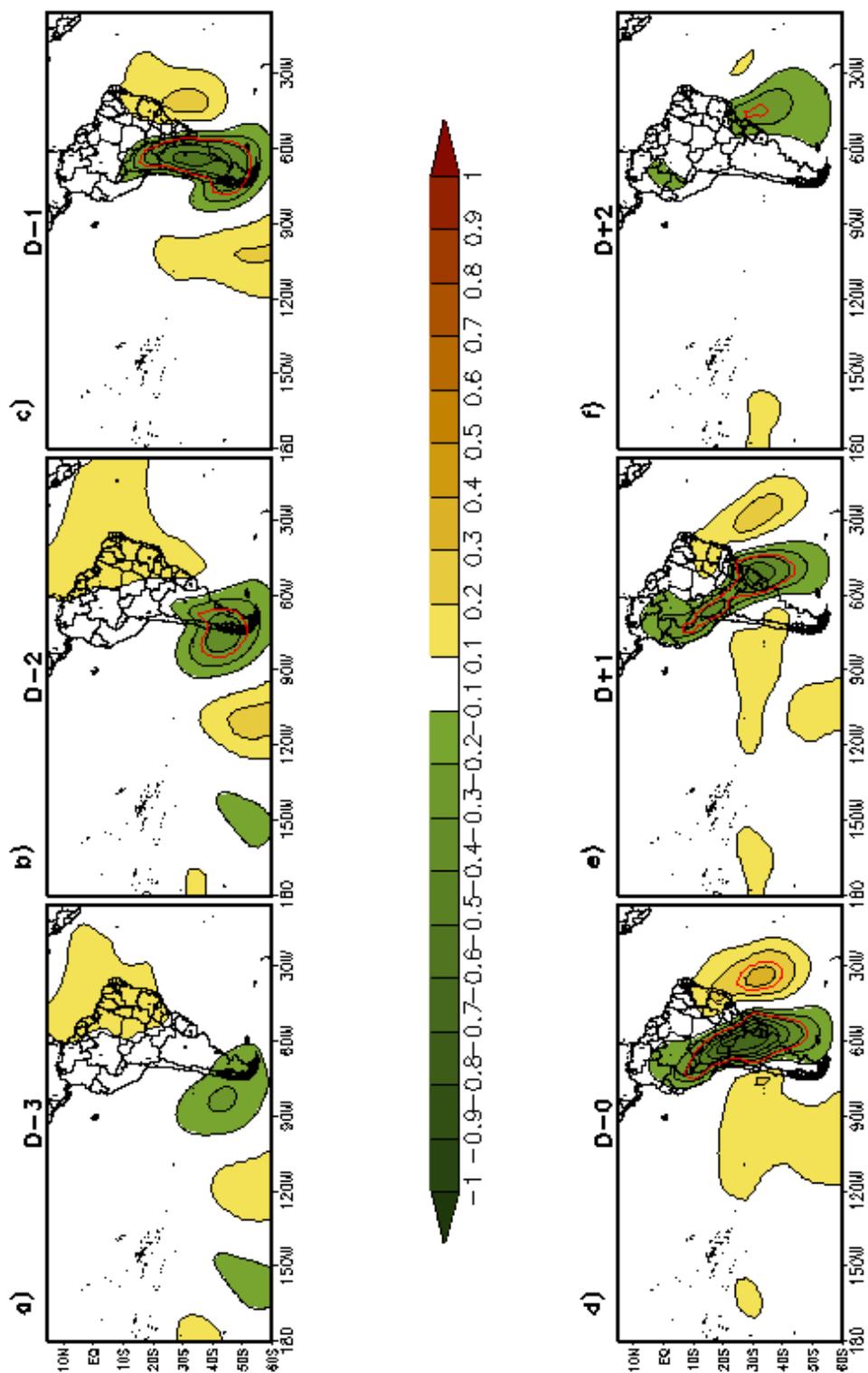


FIGURA 5.20 - Campos de correlação entre a CP1 e anomalias de PNM para DJF em: a) D-3; b) D-2; c) D-1; d) D-0; e) D+1; f) D+2.

Em MAM (figura não mostrada), o padrão de correlações é semelhante ao padrão observado em DJF, embora o centro de máximas correlações negativas significativas tenham cruzado os Andes em D-1. Os padrões estavam mais intensos e abrangeram uma área maior sobre a AS. Diferente de DJF, sobre o Oceano Atlântico Sul no dia D-0, correlações positivas significativas não atingiram o continente. Nos meses de JJA (figura não mostrada), observou-se os mesmos padrões que em DJF e MAM, porém mais intensos que as demais estações do ano. A área de atuação das correlações significativas era maior, atingindo o norte da AS até a Índia em D-0. Neste dia, observou-se correlações negativas significativas de 90% sobre o sul da Bolívia e norte do Paraguai. Por outro lado, não foram observadas correlações positivas significativas. Esta configuração permaneceu até D+2 (figura não mostrada), quando o padrão se deslocou para leste e se desintensificou. Em SON, embora menos intensos que em JJA, os padrões de correlação se assemelharam aos padrões observados em JJA. Em SON, a correlação entre v' e PNM' apresentou diminuição, sugerindo um ciclo que atinge um máximo em JJA e um mínimo em DJF. Notou-se uma região de correlação positiva significativa sobre o Oceano Pacífico em D-0 e D+1. As correlações negativas sobre a Bacia do Rio da Prata alcançaram 60%, diminuindo até D+2, quando o padrão de correlações propagou-se para leste.

CAPÍTULO 6

CAMPOS COMPOSTOS GERADOS PARA SA2 E SA3

Os resultados de Marengo *et al.* (2004) indicaram que o CVM do JBN a leste dos Andes possui uma oscilação em seu posicionamento e intensidade, que depende da latitude e da época do ano. Os resultados obtidos no Capítulo 4 indicaram que podem existir padrões atmosféricos de escala sinótica associados às diferenças na frequência de ocorrência do JBN e no posicionamento do CVM entre a faixa latitudinal de 15°S e 25°S. Nesta seção, verifica-se se essas diferenças existem ou não e quais os padrões de grande escala que podem estar associados a elas por meio da análise de campos compostos de várias variáveis meteorológicas para os casos de JBN-Sul dentro da área SA3 e casos de JBN-Norte dentro da área SA2.

6.1 JBN-Sul (inverno)

A análise do campo de PNM no quinto dia anterior à ocorrência do JBN das 0000 UTC (D-20, figura não mostrada) indicou que a ASAS estava afastada do continente e a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS) estava posicionada na costa do Chile, próxima de sua posição climatológica e atuando sobre a Argentina. Um cavado proveniente do Oceano Atlântico propagou-se para leste desde D-20 (figura não mostrada), entre 40°S e 60°S. No terceiro dia precedente à ocorrência do JBN (D-12), a ASAS deslocou-se para oeste e adentrou no continente (figura não mostrada). Um dia antes da formação do JBN (figura não mostrada), o eixo de um novo cavado que se aproximou da AS, estava sobre o Chile e teve uma amplificação meridional, o que contribuiu para a intensificação dos ventos de norte em 850 hPa a leste do cavado (Figura 6.1a). Houve uma propagação e intensificação dos máximos de ventos de norte de sul para norte, em direção a latitudes mais baixas, sendo que os ventos máximos atingiram a velocidade de 16ms^{-1} às 1800 UTC sobre o Paraguai (Figura 6.1d). Apesar de intensos, os ventos neste dia não caracterizavam o JBN porque o critério de cisalhamento verificado com o C1BM ainda não havia sido satisfeito. A circulação da ASAS contribuiu para a intensificação dos ventos devido ao acúmulo de massa exercido pelo sistema a leste dos Andes, principalmente sobre o Paraguai e oeste da Região Sul do Brasil. Em D-0 (Figura 6.2a), satisfazendo todas as especificações do C1BM, o JBN se caracterizou com CVM maior que 18ms^{-1} .

Composto do vento em 850 hPa
Sul 20°S – 0000 UTC

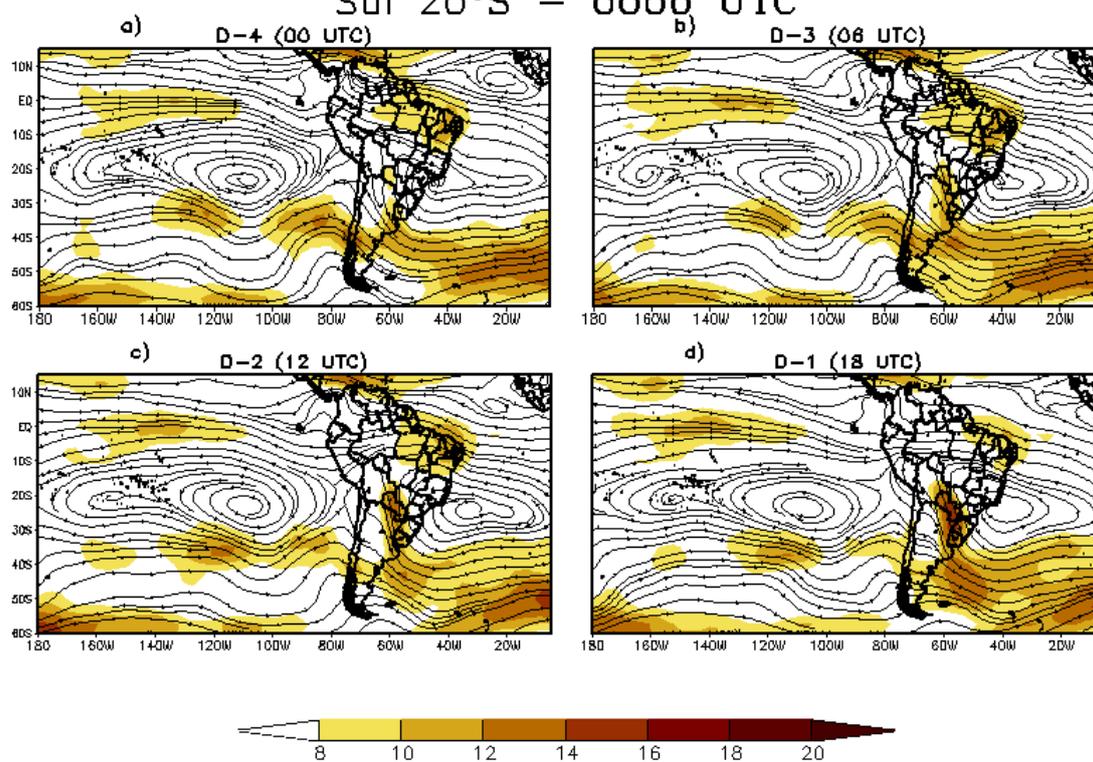


FIGURA 6.1 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-4 (0000 UTC), b)D-3 (0600 UTC), c)D-2 (1200 UTC), d)D-1 (1800 UTC).

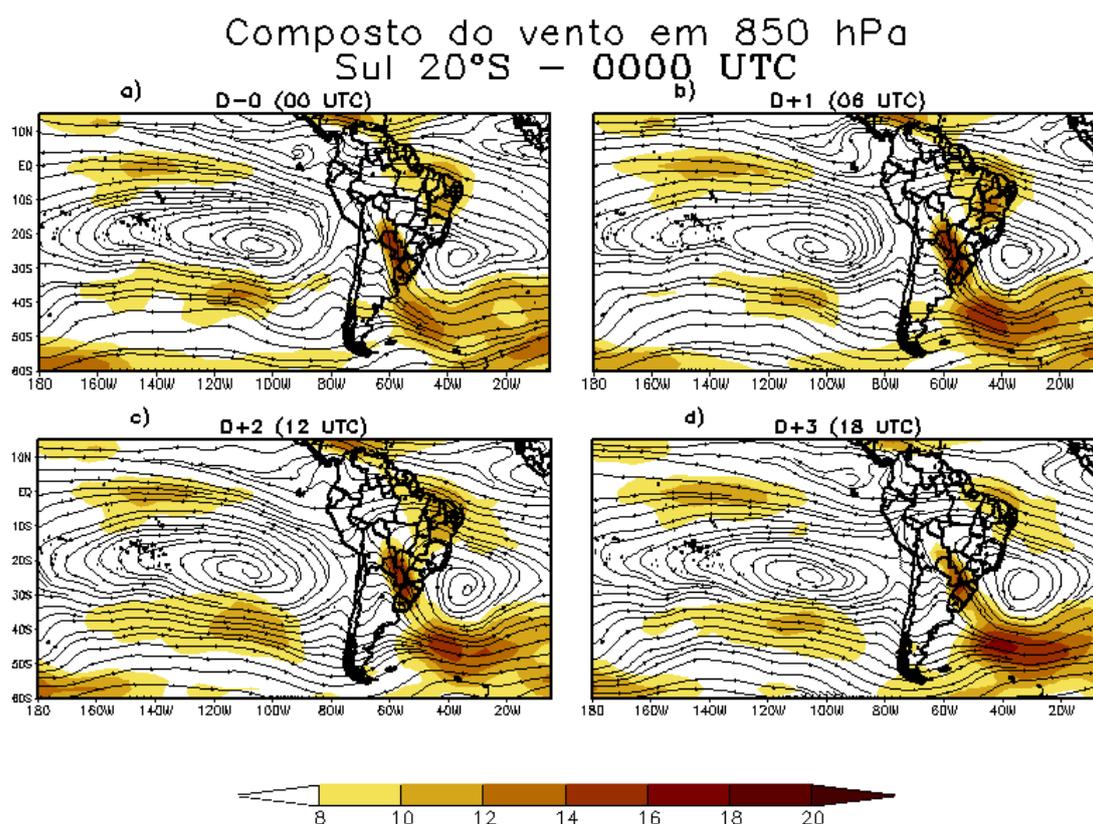


FIGURA 6.2 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a) D-0 (0000 UTC), b) D+1 (0600 UTC), c) D+2 (1200 UTC) e d) D+3 (1800 UTC).

A análise do campo de PNM indicou a formação da BNA no dia da ocorrência do JBN. Este sistema se desenvolveu devido à entrada da onda baroclínica na AS, que favoreceu a queda da pressão a sotavento ao cruzar os Andes. Ocorreu o “estrangulamento” deste sistema, provocado pela presença das ASAS e ASPs sobre a AS (figura não mostrada). De acordo com o balanço geostrófico, os ventos tenderam a se acelerar, devido principalmente pela queda da pressão ao norte da Argentina. Observou-se sobre o noroeste da Argentina e Uruguai uma região de movimento vertical da ordem de $-0,1Pas^{-1}$ em 700 hPa (Figura 6.3a) associado à formação da BNA.

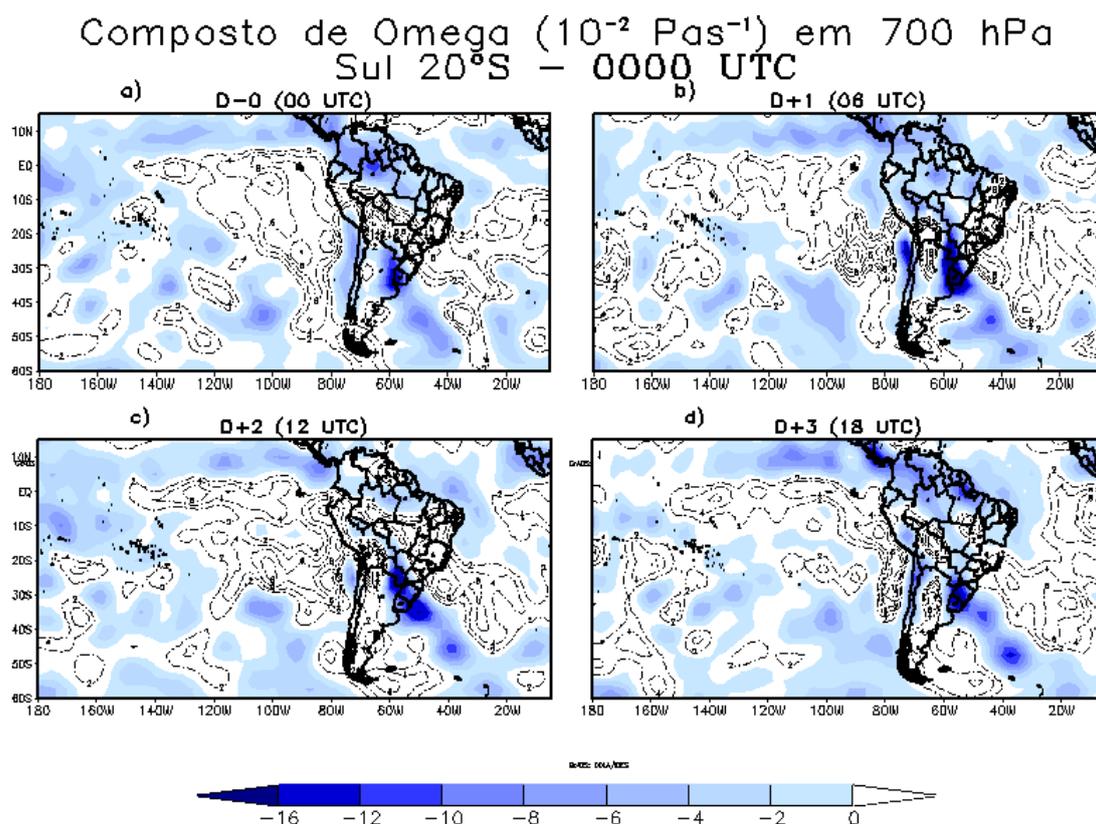


FIGURA 6.3 - Composto de ω (expresso em $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) em 700 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a) D-0 (0000 UTC), b) D+1 (0600 UTC), c) D+2 (1200 UTC) e d) D+3 (1800 UTC).

Sombreado indica convergência e linhas pontilhadas indica divergência. Os contornos dos pontilhados estão em intervalos de 2.

Os ventos em 850 hPa permaneceram intensos sobre o Paraguai e Região Sul do Brasil em D+1 (Figura 6.2b) gerando um aumento no campo de ω em 700 hPa sobre a mesma área (Figura 6.3b) devido à desaceleração dos ventos na saída do JBN que favorecem a convergência de massa. O cavado em baixos níveis deslocou-se para leste e o JBN começou a decair a partir das 1800 UTC (Figura 6.2d). No dia posterior à ocorrência do JBN (D+4, figura não mostrada), o cavado em baixos níveis se deslocou para o Oceano Atlântico e a ASAS contribuiu para o estabelecimento de uma zona de convergência de massa sobre a Região Sudeste e Oceano Atlântico Sul. A ASAS se afastou do continente três dias depois da ocorrência do JBN (figura não mostrada) devido à propagação para leste do cavado em baixos níveis.

Em altos níveis, observou-se no quarto dia precedente à ocorrência do JBN das 1200

UTC (figura não mostrada) uma circulação anticiclônica sobre o norte do continente, conhecida como Alta Troposférica (AT) Kousky e Kagano (1981), posicionada entre 10°N e 10°S. Esta configuração em altos níveis permaneceu até o terceiro dia anterior ao JBN, quando um cavado e o JS em 300 hPa propagaram-se para leste. Em D-8 (figura não mostrada), a AT deslocou-se para oeste e, com a propagação do cavado para leste, o JS adquiriu curvatura anticiclônica sobre a Argentina, permanecendo sobre a região neste dia. O posicionamento do JS sobre a Argentina em D-4 (Figura 6.4a) gerou uma zona de difluência sobre o norte deste país (Figura 6.4a-d). Este padrão está associado à deformação no escoamento zonal, provocando divergência em altos níveis e movimento vertical ascendente em baixos níveis na região onde foi observada a difluência (SEVERO, 1994). A aproximação do cavado em altos níveis sobre a zona difluente pode ainda provocar instabilidade, favorável ao desenvolvimento convectivo (ROCKWOOD; MADDOX, 1988).

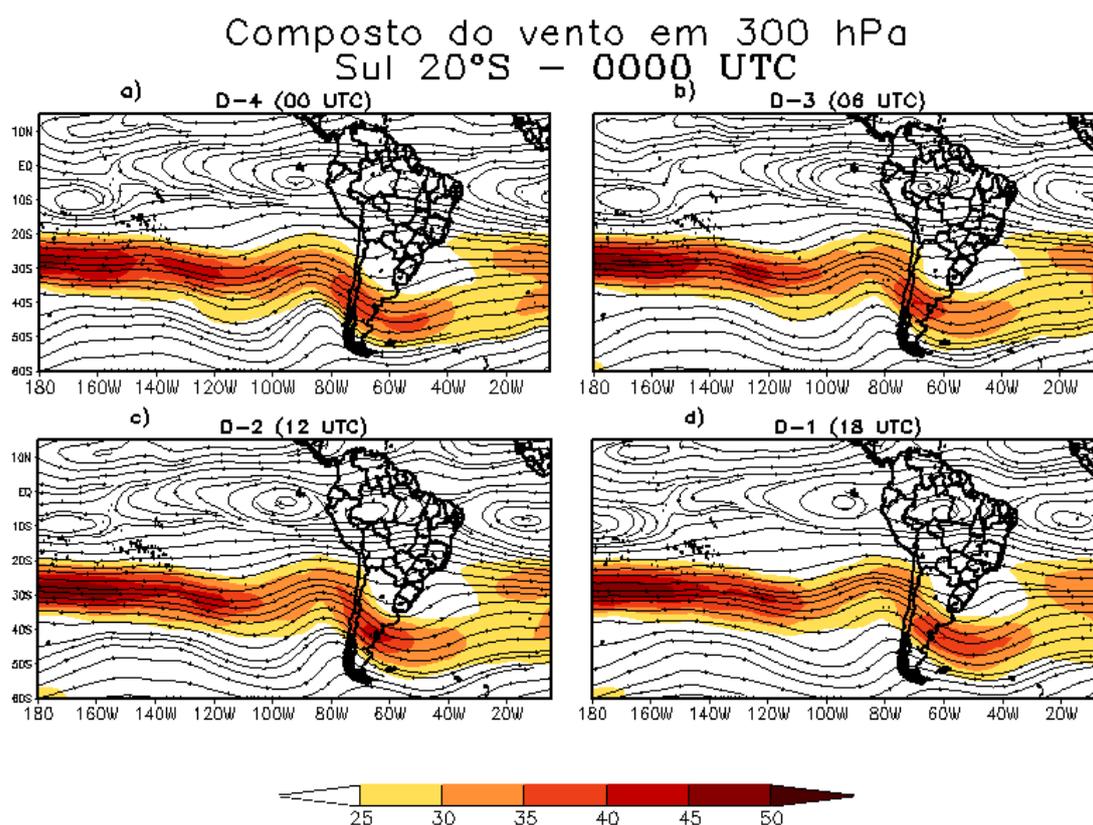


FIGURA 6.4 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em $m\cdot s^{-1}$) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a) D-4 (0000 UTC), b) D-3 (0600 UTC), c) D-2 (1200 UTC) e d) D-1 (1800 UTC).

Com a propagação do cavado para leste em D-0, o CVM do JS se posicionou ao sul do Uruguai, sobre a Província de Buenos Aires. A região de entrada do lado equatorial do JS associada à divergência em altos níveis, contribuiu para a manutenção dos ventos fortes em 850 hPa. Pelo ajuste de massa na vertical, o movimento ascendente se intensificou sobre a Região Sul do Brasil. Este padrão foi verificado até as 1800 UTC (Figura 6.5d), acompanhando a propagação do cavado em altos níveis. O cavado em 300 hPa se desconfigurou depois de D+4 e a AT se afastou para leste. O escoamento voltou a ficar mais zonal e a AT começou a se descaracterizar (figura não mostrada). Esta configuração contribuiu para a descaracterização do JBN.

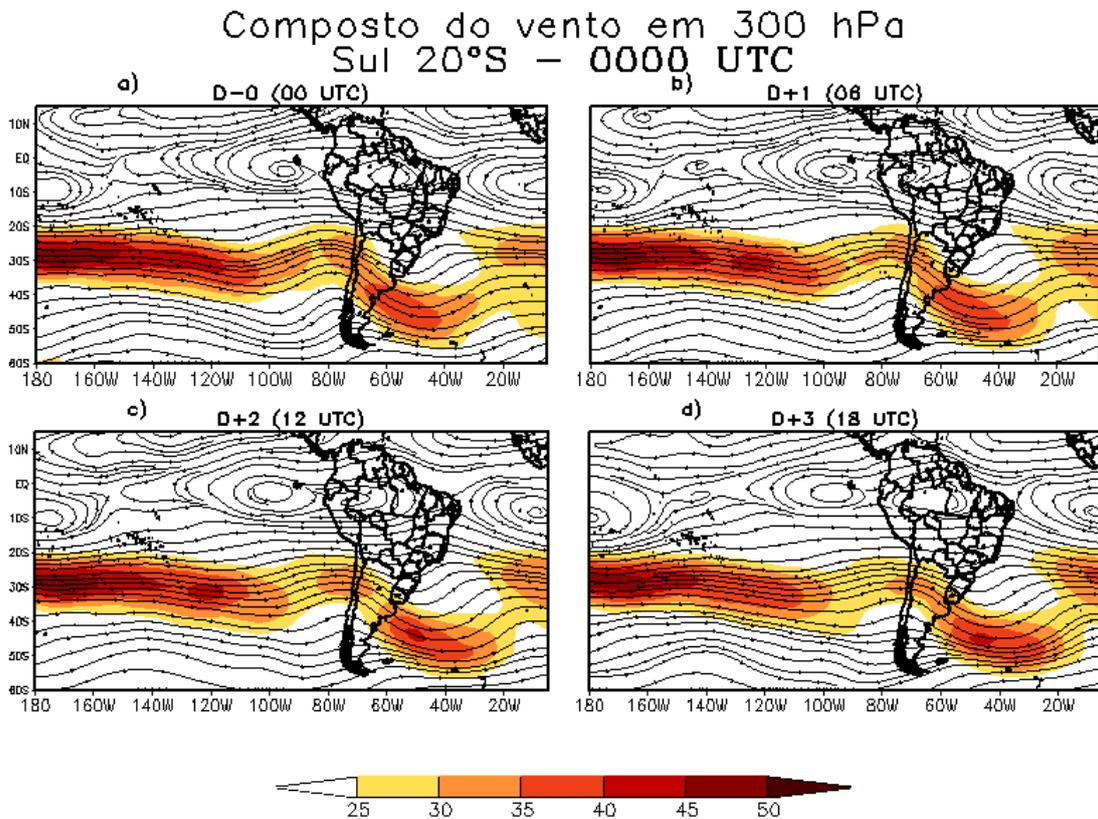


FIGURA 6.5 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em $m.s^{-1}$) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 0000 UTC durante: a)D-0 (0000 UTC), b)D+1 (0600 UTC), c)D+2 (1200 UTC) e d)D+3 (1800 UTC).

Na Figura 6.6 é mostrado o campo de \vec{V}_q , divergência de \vec{V}_q e T para o JBN das 0000 UTC. Pode-se observar que o \vec{V}_q estava praticamente zonal ao norte da AS. O escoamento proveniente do Oceano Atlântico adentrou no continente e convergiu sobre o norte da Amazônia. Mais ao sul, sobre o Brasil Central, nota-se a entrada do escoamento proveniente do Atlântico Sul, avançando sobre a Bolívia, onde sofreu uma deflexão para sul, convergindo sobre o nordeste da Argentina e oeste do RS. Deve-se levar em consideração o fluxo proveniente do Pantanal Mato-grossense, que embora esta época do ano esteja dentro da estação relativamente seca, na maior parte do ano esta região se encontra alagada. A magnitude da convergência de \vec{V}_q não é muito alta, mas mostra a contribuição do JBN no transporte de umidade em direção à Bacia do Rio do Prata. Este padrão está associado a uma "língua" de T sobre o norte da Argentina. Nos campos de θ_e (figura não mostrada) há um centro relativamente úmido e quente ao norte desta "língua", que favorece a queda da pressão e contribui para o estabelecimento da BNA na região.

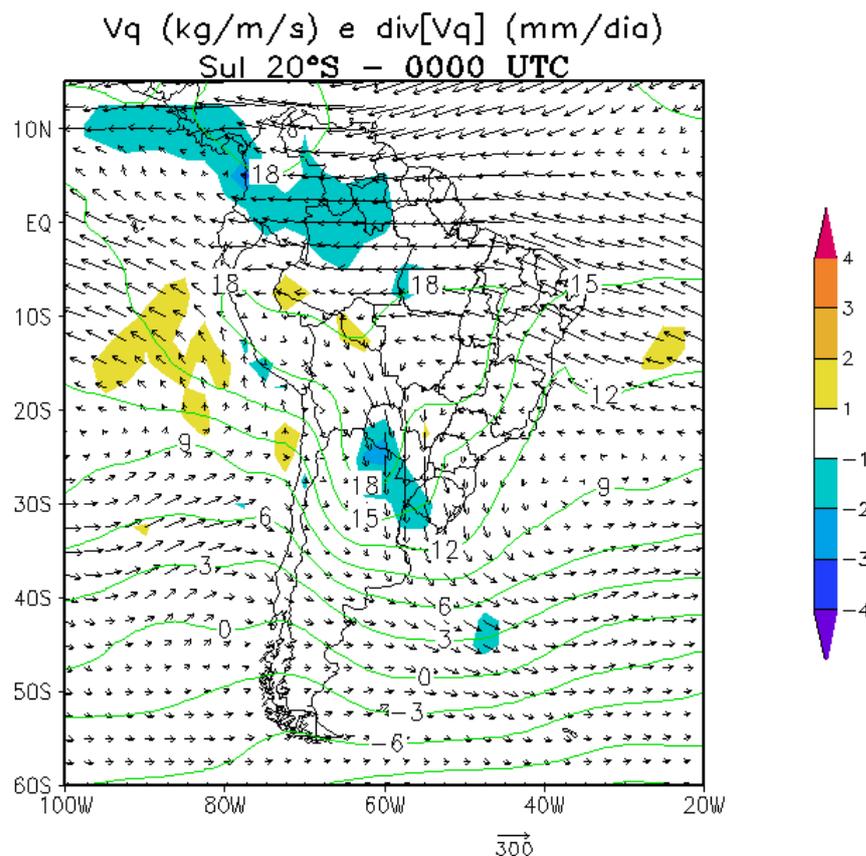


FIGURA 6.6 - Composto de \vec{V}_q (setas, expresso em kgms^{-1}), divergência de \vec{V}_q (sombreado, expresso em mm/dia) e T (isolinhas, expresso em $^{\circ}\text{C}$) em D-0 para o JBN das 0000 UTC.

Para o JBN das 0600 UTC, observou-se desde o quinto dia precedente à ocorrência do JBN (figura não mostrada) que a ASAS e a ASPS estavam próximas do continente, diferindo do JBN das 0000 UTC. Havia uma inclinação para oeste na vertical com relação aos cavados em baixos e altos níveis desde o quinto dia precedente à ocorrência do JBN. Esta situação perdurou até o segundo dia anterior a D-0, quando foi observada a intensificação dos ventos sobre o Paraguai em D-8 (figura não mostrada). Além disso, a aproximação do cavado em baixos níveis sobre a AS favoreceu a intensificação dos ventos de norte corrente abaixo deste sistema, com o CVM alcançando a magnitude de 12ms^{-1} em D-1. No dia de ocorrência do JBN (Figura 6.7), os ventos ficaram mais intensos em 850 hPa, com CVM de 20ms^{-1} em D-0 sobre o Paraguai, sul da Bolívia e oeste da Região Sul do Brasil. Os ventos em baixos níveis continuaram intensos até D+2 (Figura 6.7c).

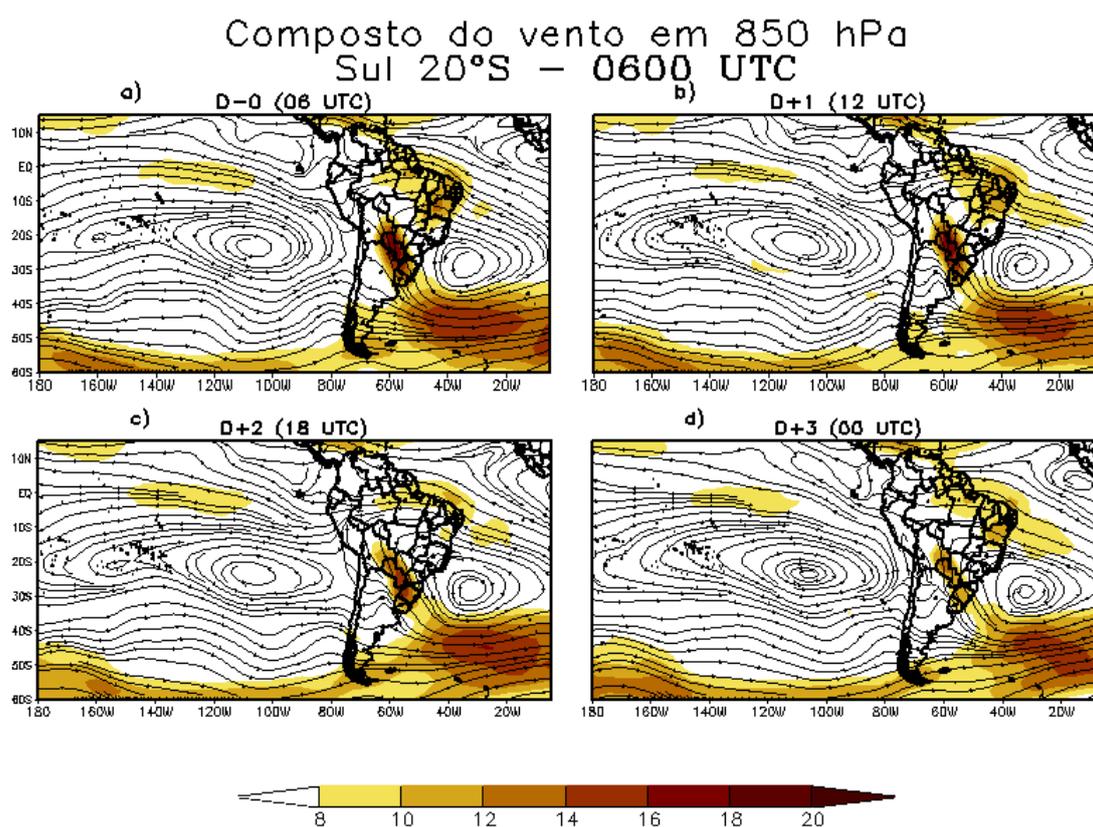


FIGURA 6.7 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0600 UTC durante: a) D-0 (0600 UTC), b) D+1 (1200 UTC), c) D+2 (1800 UTC) e d) D+3 (0000 UTC).

Em D-1, ocorreu a formação da BNA ao norte da Argentina, que se deslocou para nordeste em D+1 (Figura 6.8). A BNA começou a se desintensificar a partir de D+1 (Figura 6.7c) e em seguida, o cavado em baixos níveis propagou-se para leste e os sistemas de alta pressão do Atlântico e Pacífico se afastaram do continente (figuras não mostradas), contribuindo para a descaracterização do JBN.

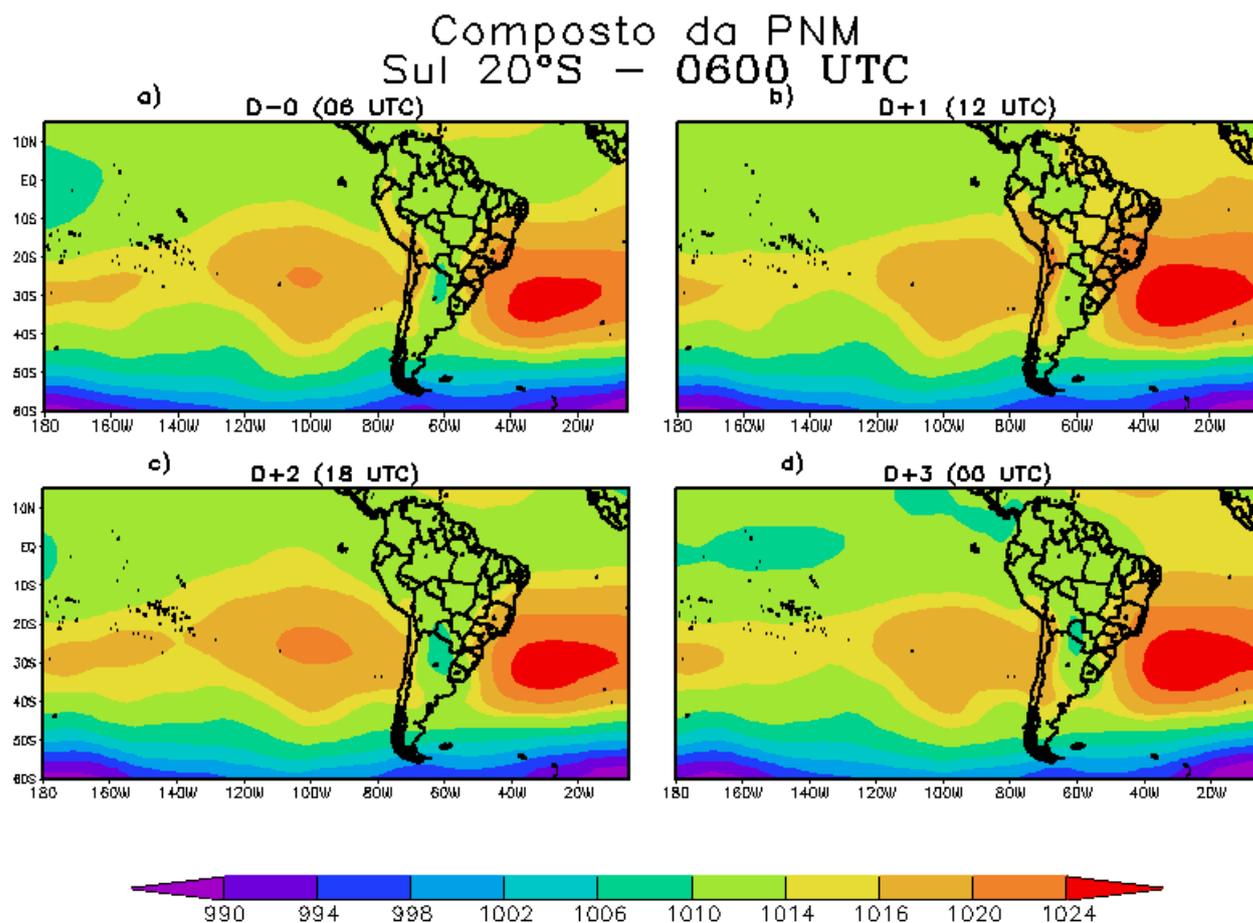


FIGURA 6.8 - Composto de PNM (expresso em hPa) para o JBN das 0600 UTC durante: a) D-0 (0600 UTC), b) D+1 (1200 UTC), c) D+2 (1800 UTC) e d) D+3 (0000 UTC).

Em altos níveis, as mesmas características verificadas no JBN das 0000 UTC foram observadas, exceto que o CVM do JS estava mais intenso. Esta diferença contribuiu para a maior intensidade dos ventos em 850 hPa, visto que os processos dinâmicos associados ao ajuste de massa sobre a região aumentaram com a intensificação do JS.

No campo de $\vec{V}q$ para o JBN das 0600 UTC, observa-se a maior contribuição do escoamento proveniente da região central do Brasil, que gira para sul sobre a Bolívia. Uma região de convergência de $\vec{V}q$ ao norte da Bolívia e mais ao sul, sobre o nordeste da Argentina é mais intenso que o observado no JBN das 0000 UTC (Figura 6.9). A "língua" de T acompanhada de altos valores de θ_e (figura não mostrada), estavam mais amplificadas.

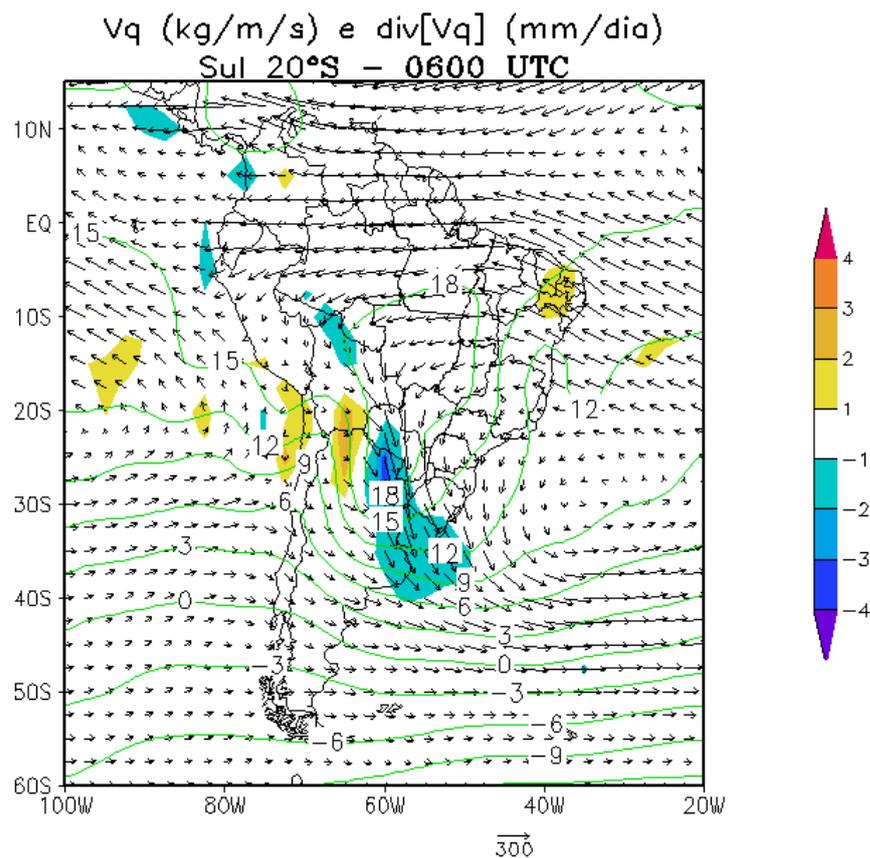


FIGURA 6.9 - Composto de $\vec{V}q$ (setas, expresso em $kg\ m\ s^{-1}$), divergência de $\vec{V}q$ (sombreado, expresso em mm/dia) e T (isolinhas, expresso em $^{\circ}C$) em D-0 para o JBN das 0600 UTC.

O perfil vertical do campo composto do vento e do composto de T em um ponto de grade próximo à estação de Mariscal Estigarribia é mostrado na Figura 6.10. Observou-se que o CVM do JBN, de 16ms^{-1} , estava associado a um intenso cisalhamento zonal e vertical. Este sistema abrangia uma área horizontal de aproximadamente 10° de longitude (aproximadamente 1000 km) e se entendia até o nível de 600 hPa, com maior cisalhamento vertical e horizontal que o JBN das 0000 UTC (figura não mostrada). Verificou-se também o posicionamento do JS em 300 hPa, em aproximadamente 75°W . O JBN estava associado a um giro anticiclônico do vento com a altura, indicando o predomínio de advecção quente, que é favorável ao desenvolvimento convectivo. Nota-se que o CVM do JBN estava associado a temperaturas relativamente altas até 700 hPa.

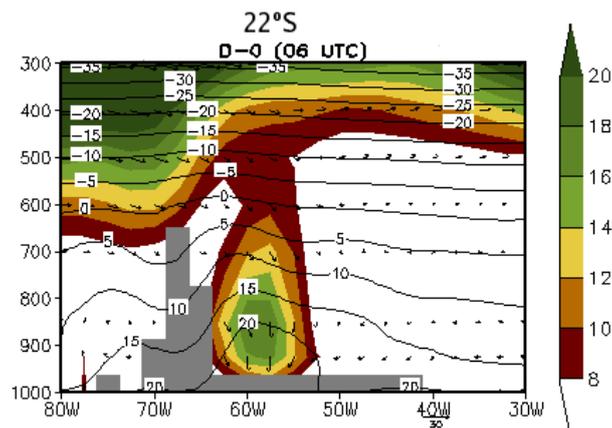


FIGURA 6.10 - Perfil vertical do composto da magnitude (sombreado, expresso em ms^{-1}) e vetor vento (setas) e composto de T (isolinhas, expresso em $^\circ\text{C}$) em um ponto de grade próximo à estação de Mariscal Estigarribia em D-0 para o JBN das 0600 UTC.

Os JBN das 1200 UTC e 1800 UTC apresentaram praticamente as mesmas características que os JBN anteriormente descritos. Nos dois jatos, um cavado atingiu a Argentina dois dias antes da ocorrência do JBN. No caso das 1200 UTC, o cavado avançou mais rapidamente e teve maior amplitude do que no caso do JBN das 1800 UTC. Nas 48 horas anteriores ao desenvolvimento do JBN (figura não mostrada), os ventos em 850 hPa se intensificaram desde as 0600 UTC no primeiro caso e das 1200 UTC no segundo caso (figura não mostrada). Nas 24 horas precedentes ao JBN, os ventos continuaram se intensificando, alcançando a magnitude de $14ms^{-1}$ (figura não mostrada) nos JBN das 1200 e 1800 UTC. Pelo campo de PNM, pôde-se observar um cavado de onda curta amplificado meridionalmente sobre a Argentina, que contribuiu para a aceleração dos ventos de norte. Em D-0 para o JBN das 1200 UTC (Figura 6.11a), observou-se uma baixa pressão ao norte da Argentina, caracterizando a BNA. Este sistema não foi observado no JBN das 1800 UTC no dia D-0, mas por outro lado foi observado em D+2 (figura não mostrada). O JBN estava intenso em D-0 para os JBN das 1200 e 1800 UTC, com velocidades superiores a $18ms^{-1}$, desintensificando-se 24 horas depois (figura não mostrada).

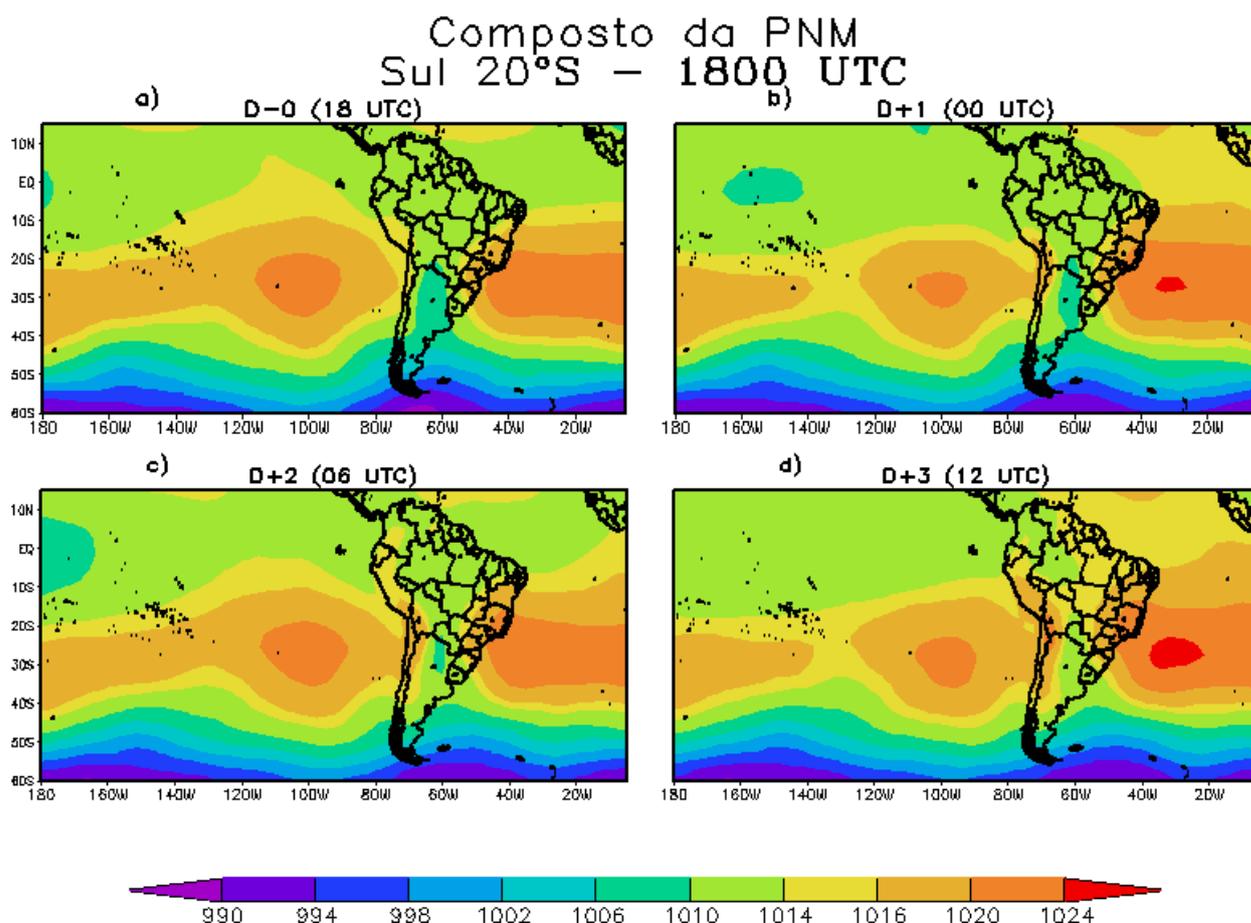


FIGURA 6.11 - Composto de PNM (expresso em hPa) para o JBN das 1800 UTC durante: a) D-0 (1800 UTC), b) D+1 (0000 UTC), c) D+2 (0600 UTC) e d) D+3 (1200 UTC).

Em altos níveis, a configuração para os JBN das 1200 UTC e 1800 UTC estava um pouco diferente. Enquanto para o JBN das 1200 UTC (figura não mostrada) foi observado um cavado desde o quinto dia que o precedeu, para o JBN das 1800 UTC (figura não mostrada) isto não foi observado e o escoamento estava mais zonal, começando a ondular no quarto dia anterior à formação do JBN. Com a presença do cavado, o JS propagou-se para leste, atingindo a AS 48 horas antes da ocorrência do JBN (figura não mostrada). Nas 24 horas precedentes à D-0, o cavado em 300 hPa no caso das 1200 UTC estava mais amplificado e avançou mais rapidamente do que o das 1800 UTC, indicando um padrão associado a passagem de sistemas frontais mais intenso. O JS das 1200 UTC estava mais curvado ciclonicamente, devido à posição do cavado (figura não mostrada). No dia de ocorrência do JBN para ambos os casos, a região de entrada do lado equatorial estava posicionada sobre o norte da

Argentina.

Para ambos os casos de JBN, o movimento vertical estava intenso em D-0 (figura não mostrada) e da ordem de $1,6 \times 10^{-1} \text{Pas}^{-1}$. Foi observado sobre o Paraguai uma região de movimento vertical ascendente no caso do JBN das 1200 UTC e movimento vertical descendente na mesma região para o JBN das 1800 UTC (figuras não mostradas). Nos horários seguintes, o cavado em baixos níveis propagou-se para leste e dois dias depois da ocorrência do JBN das 1200 UTC foi observada a formação de outro sistema de baixa pressão sobre o norte da Argentina, associado à permanência do cavado sobre o Oceano Atlântico Sul.

O campo de \vec{V}_q para o JBN das 1200 UTC (Figura 6.12) era determinado pelo escoamento proveniente da região central do Brasil. Este padrão é semelhante ao que foi observado para o JBN das 0600 UTC, exceto que sobre o noroeste da Argentina, o padrão de divergência de \vec{V}_q estava menos intenso. Também, a região de máxima convergência estende-se até o Paraguai. Em ambos os casos, verificou-se que o máximo de convergência de \vec{V}_q estava embebido em uma crista de altas temperaturas sobre o nordeste da Argentina, o que é favorável à formação de convecção profunda devido à advecção de calor e umidade.

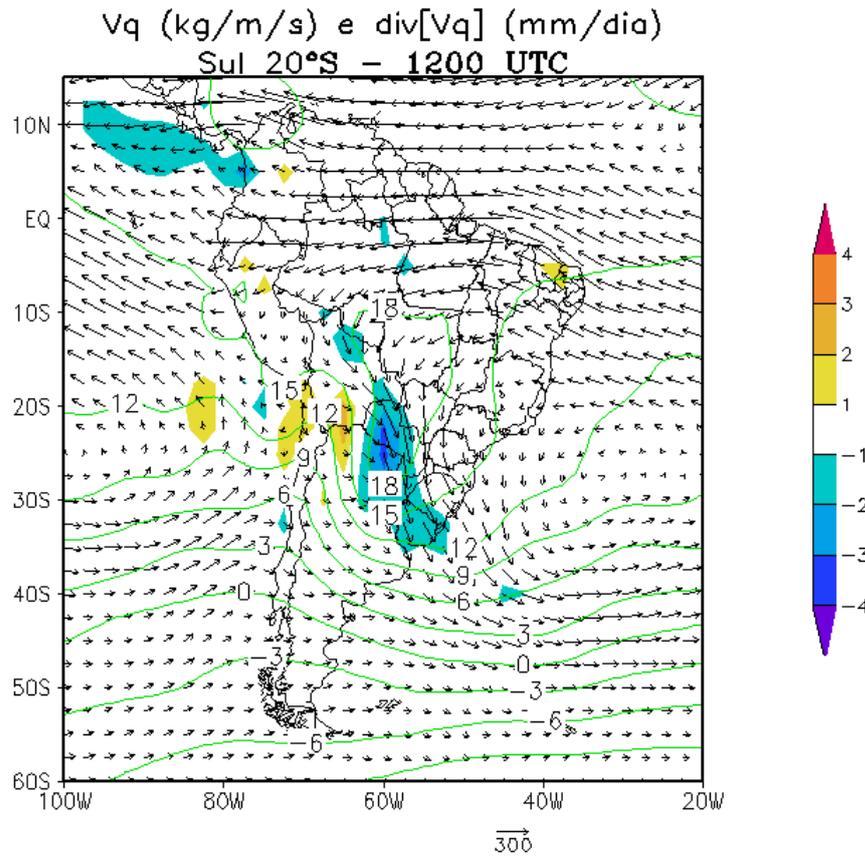


FIGURA 6.12 - Idem à Figura 6.9, exceto para o JBN das 1200 UTC.

O fluxo de $\vec{V}q$ associado à componente proveniente do Pantanal e Brasil Central durante a ocorrência de JBN das 1800 UTC (Figura 6.13) diminuiu se comparado ao fluxo associado ao JBN das 1200 UTC, o que pode estar associado ao enfraquecimento dos ventos na região. Observou-se uma área de divergência de $\vec{V}q$ sobre a Bolívia e uma diminuição da convergência de $\vec{V}q$ sobre a Argentina e Sul do Brasil. O transporte de umidade estava mais concentrado sobre o Uruguai e a crista de T estava mais suave se comparado ao JBN das 1200 UTC. Isto se deve ao fato de que o composto do campo de vento indicou um fraco JBN as 1800 UTC e não se verificava um transporte efetivo de calor e umidade em direção à Bacia do Rio da Prata.

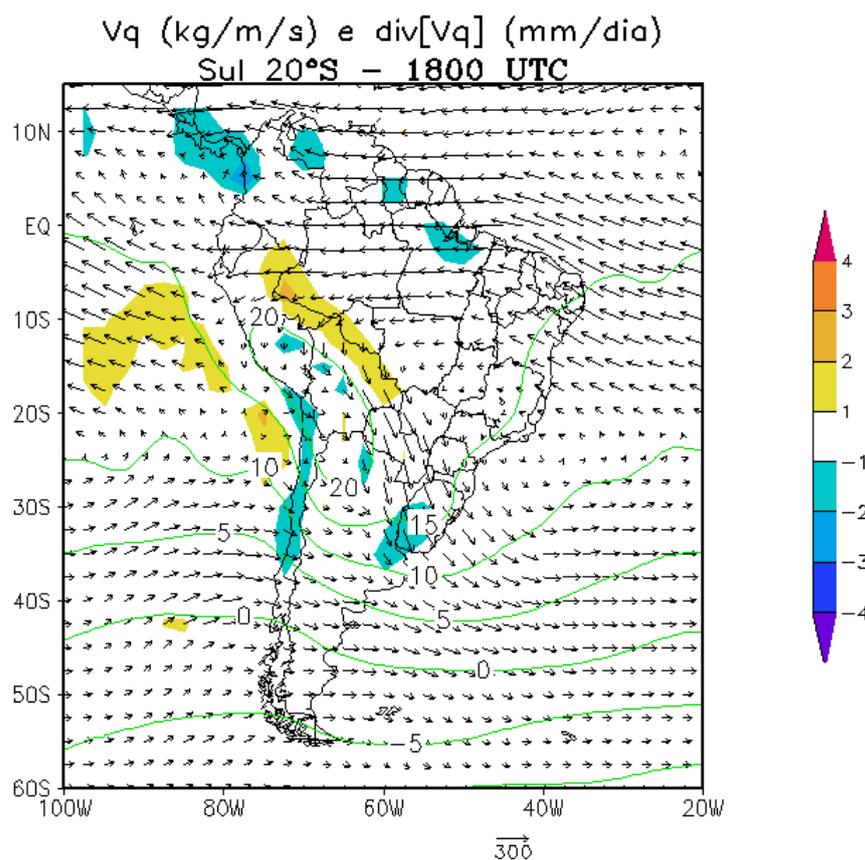


FIGURA 6.13 - Idem à Figura 6.9, exceto para o JBN das 1800 UTC.

O perfil vertical do JBN das 1200 UTC apresentou diferenças com relação ao perfil vertical observado para o JBN das 0600 UTC. O seu CVM e cisalhamento zonal estavam mais intensos ($18ms^{-1}$ e $10ms^{-1}$, respectivamente) (Figura 6.14) e o sistema estava associado a temperaturas mais altas. Sua extensão vertical foi maior que o JBN das 0600 UTC e abrangeu uma área horizontal de aproximadamente 12° de longitude (aproximadamente 1200 km). O JBN das 1800 UTC estava fraco e não apresentou diferenças significativas dos JBN das 0000 UTC e 0600 UTC com relação à sua estrutura espacial.

Em geral, pôde-se observar que ventos fortes em 850 hPa ocorreram 18 horas, 30 horas, 36 horas e 48 horas antes da ocorrência de JBN, para os que ocorrem às 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC e 1800 UTC, respectivamente. Em todos estes, a presença da ASAS contribuiu para os ventos fortes em baixos níveis. A aproximação de um cavado sobre a Argentina trouxe instabilidade à região, forçando a aceleração dos ventos de norte. Com exceção do JBN das 1200 UTC, em todos os casos foi

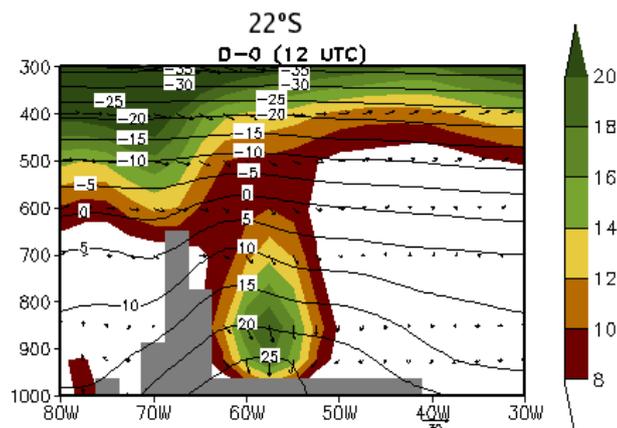


FIGURA 6.14 - Idem à Figura 6.10, exceto para o JBN das 1200 UTC.

observado um sistema de baixa pressão sobre o norte da Argentina no horário de ocorrência do JBN, e em alguns casos até algumas horas antes. Além disso, percebeu-se que o JS esteve presente em todas as situações e teve papel importante desde as 48h antes da ocorrência do JBN das 0000 UTC e das 1200 UTC. O JS permaneceu ativo e contribuiu para a manutenção dos ventos intensos em baixos níveis até 72h posteriores à ocorrência do JBN, embora no dia posterior, o JS tenha se deslocado para leste, favorecendo a descaracterização do JBN.

6.2 JBN-Norte (verão)

Desde o quinto dia antes da ocorrência de JBN das 0000 UTC (figura não mostrada) observou-se o posicionamento da BCH bem caracterizada, com centro de 1008 hPa. É conhecido da literatura que durante o verão austral a BCH se desenvolve sobre a região do Chaco devido ao aquecimento do solo, por meio do aumento da incidência de radiação solar no verão, gerando um saldo positivo de calor sensível na superfície (SELUCHI *et al.*, 2003). Além disso, outros processos, como a liberação de calor latente devido à convecção e o efeito da subsidência provocada pela AB (efeito de *Foehn*) podem contribuir para a manutenção da BCH. Estes mecanismos fazem com que a camada atmosférica se expanda e a pressão à superfície abaixe. Também, a manutenção da BCH contribui para o estabelecimento da AB, devido à continuidade de massa. No terceiro dia anterior à ocorrência do JBN, houve a amplificação de um cavado em superfície sobre o sul da AS, associado à BCH (figura não mostrada). O cavado em superfície se amplificou em D-8 e a BCH se descaracterizou. O gradiente

de ϕ no extremo sul da AS intensificou e, desde o norte da Argentina até o norte da Bolívia, observava-se baixas pressões, o que favoreceu o estabelecimento de intensos ventos, da ordem de $12ms^{-1}$ e de noroeste, sobre o oeste da Bolívia em D-5. Em D-4, estabeleceu-se sobre o norte da Argentina um novo centro de baixa pressão que se dissipou nos dois horários seguintes, reaparecendo em D-1 (figura não mostrada).

No horário de ocorrência do JBN (Figura 6.15a), a BCH se encontrava ao norte da Argentina e Paraguai, que se descaracterizou nos horários seguintes (Figura 6.15b-d), e um cavado passou a atuar nessa região. Vale ressaltar que os ventos estavam intensos em alguns horários precedentes ao JBN (figura não mostrada), mas no horário de sua ocorrência (figura não mostrada), a região de abrangência do CVM não era tão grande, restrita apenas ao centro-leste da Bolívia e da ordem de $14ms^{-1}$. Isto pode estar relacionado à desintensificação da BCH. Observou-se também uma região de confluência em D-0 sobre o noroeste da Argentina (figura não mostrada), associada a um intenso movimento vertical ascendente da ordem de $-1,6 \times 10^{-1} Pas^{-1}$ (figura não mostrada). No dia seguinte às 0000 UTC, observou-se a formação de uma baixa pressão ao sul do Rio Grande do Sul às 0000 UTC (figura não mostrada) e nos horários seguintes, o cavado em superfície propagou-se para leste, acompanhado da desintensificação do JBN.

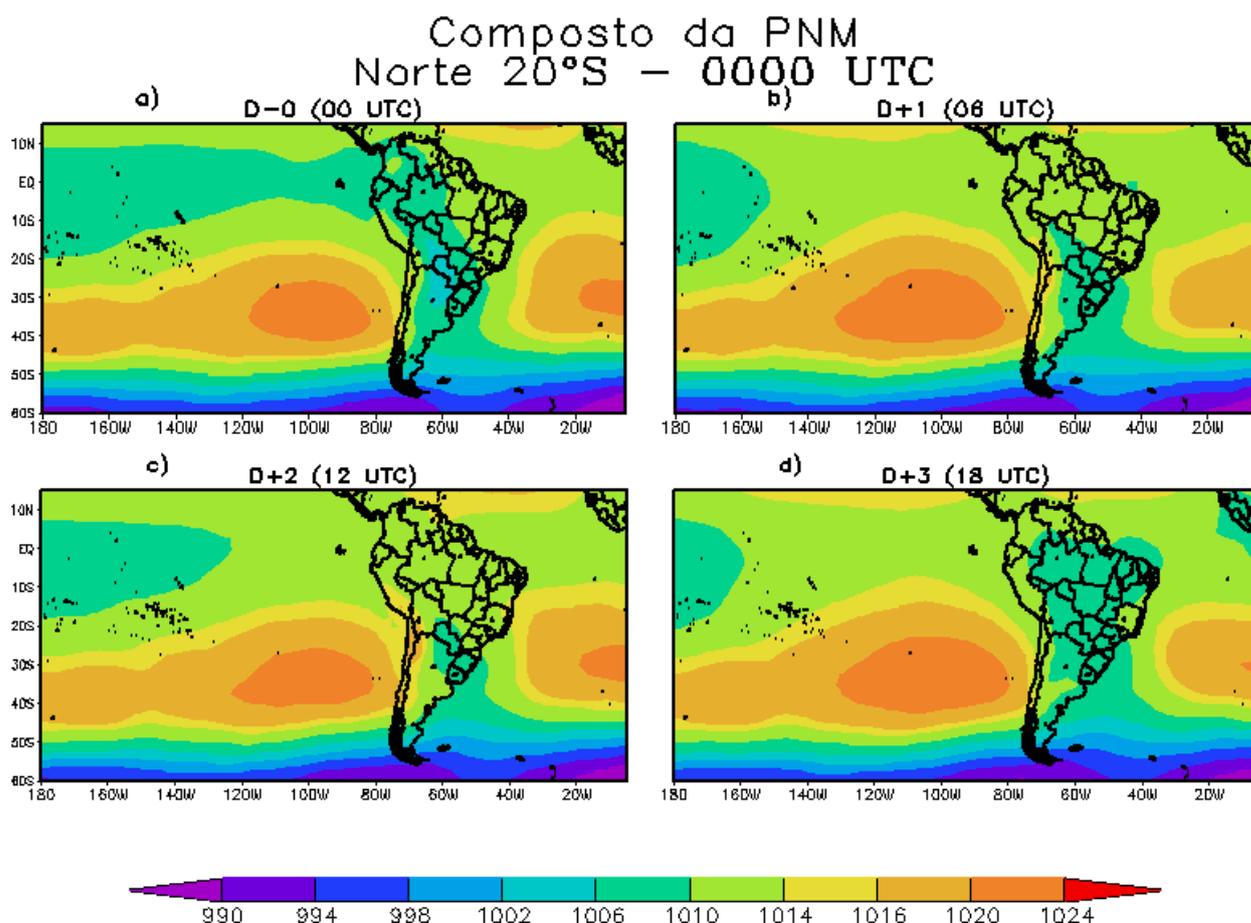


FIGURA 6.15 - Composto de PNM (hPa) no caso do JBN que ocorre às 0000 UTC para: a) D-0 (0600 UTC), b) D+1 (1200 UTC), c) D+2 (1800 UTC) e d) D+3 (0000 UTC).

Em altos níveis, a AB foi observada desde o quinto dia que precedeu a ocorrência do JBN (figura não mostrada) e seu centro localizava-se em 15°S e 70°W. Em D-8, um cavado em altos níveis se propagou para leste e atingindo a AS. Um fraco JS estava associado a este cavado. Nas 48 horas antes do JBN, houve uma oscilação da AB entre 60°W e 75°W e um deslocamento para sul. Em D-0 (Figura 6.16a), a AB se deslocou para leste e o cavado avançou em direção ao Oceano Atlântico Sul deixando o ramo ascendente da circulação transversal associada ao JS sobre o RS, Uruguai e norte da Argentina. A AB voltou para sua posição inicial nos horários seguintes (Figura 6.16b-d), e o cavado em altos níveis avançou para leste. No dia posterior à ocorrência do JBN (figura não mostrada), o cavado em altos níveis também propagou-se para leste.

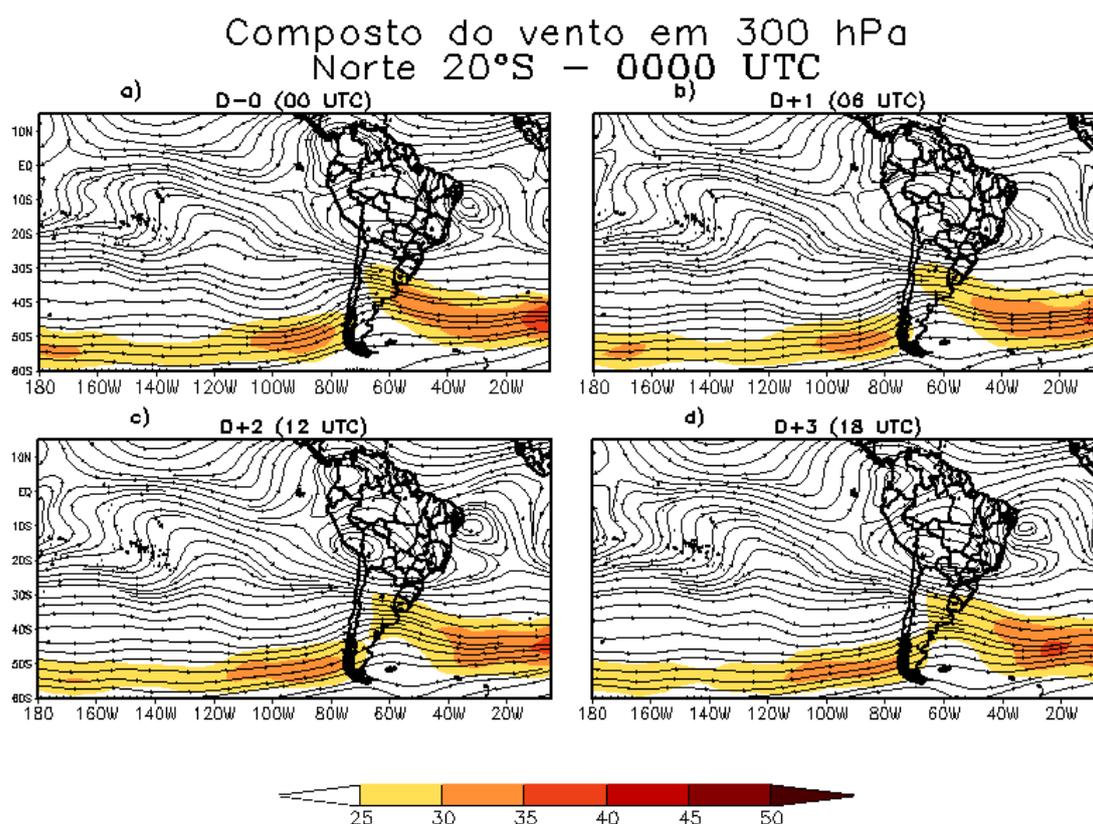


FIGURA 6.16 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em $m.s^{-1}$) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN que ocorre às 0000 UTC para: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).

O campo composto do fluxo de $\vec{V}q$ para o JBN que ocorre às 0000 UTC (Figura 6.17) mostrou o fluxo proveniente do Oceano Atlântico Norte convergindo sobre a Amazônia e propagando-se para sul em direção à Bacia do Prata. Uma parte deste fluxo estava dirigida para o Brasil Central, convergindo sobre o Estado do Mato Grosso. Outra parte propagava-se em direção à Região Sul do Brasil, mas a maior contribuição do fluxo e onde se observava máxima convergência de $\vec{V}q$ estava sobre o noroeste da Argentina. Nesta região, verificou-se uma isoterma de 21°C contornando a máxima convergência de $\vec{V}q$. Além disso, observou-se nos campos de θ_e uma “língua” de ar quente e úmido, proveniente de norte, indicando uma situação favorável ao desenvolvimento convectivo profundo sobre a região. Pode-se notar que a ASAS teve pouca contribuição no fluxo de $\vec{V}q$ a leste dos Andes. A circulação associada à ASAS adentrou o continente, penetrando sobre o interior do Brasil, na altura do Estado da Bahia, convergindo no norte desta área e propagando-se

para oeste, favorecendo a intensificação do fluxo sobre a Bolívia. Ressalta-se que não houve um padrão acentuado de divergência de \vec{V}_q sobre o continente, o que é claro devido à época do ano ser mais quente e propícia à convergência de umidade e favorecimento de formação de nebulosidade.

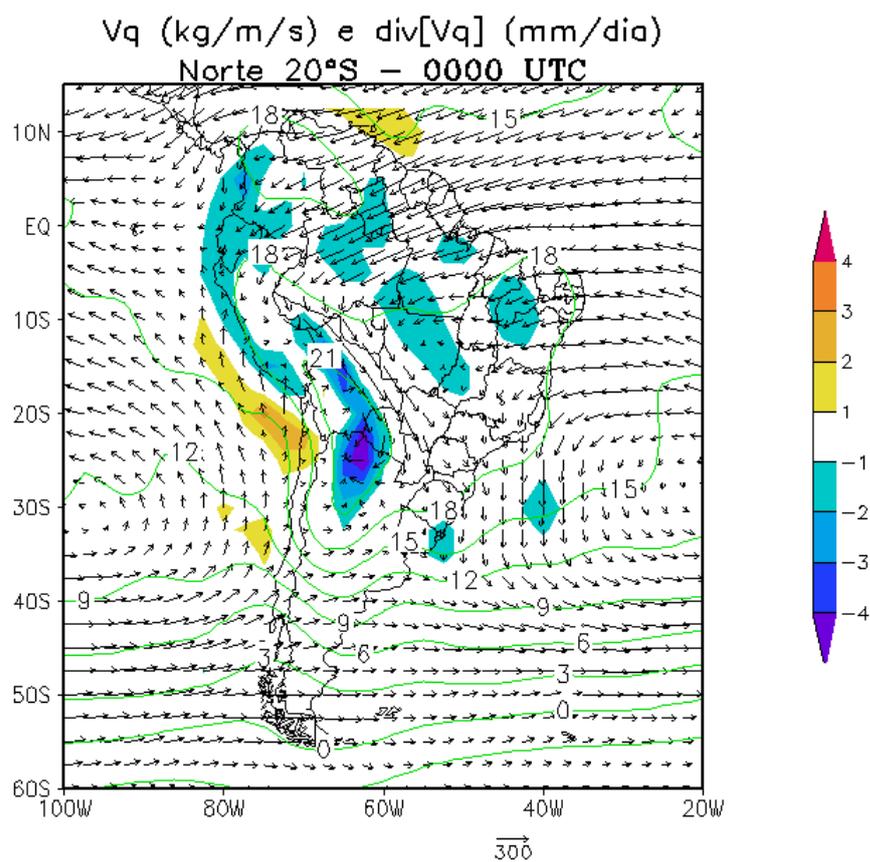


FIGURA 6.17 - Composto de \vec{V}_q (setas, expresso em $kg\,m\,s^{-1}$), divergência de \vec{V}_q (sombreado, expresso em mm/dia) e T (isolinhas, expresso em °C) em D-0 para o JBN das 0000 UTC.

O JBN das 0600 UTC apresentou praticamente os mesmos padrões de circulação observados para o JBN das 0000 UTC, exceto pelas diferenças a saber: somente um dia antes da ocorrência do JBN foi observado o fortalecimento dos ventos em 850 hPa. Em D-4, os ventos máximos se estabeleceram, alcançando a velocidade de 12ms^{-1} . Devido o transporte de calor já efetuado pelo escoamento de norte e à amplificação do cavado, a BCH se configurou neste horário. Em D-0 a ASAS estava mais ativa sobre o continente e o CVM em 850 hPa era de 16ms^{-1} (Figura 6.18a), dirigido de noroeste, em direção à Região Sul do Brasil, decaindo nos horários posteriores (Figura 6.18b-d). O movimento vertical ascendente para este horário não foi tão intenso quanto para o JBN das 0000 UTC e foi da ordem de $-0,1 \times 10^{-1} \text{Pas}^{-1}$, observado principalmente sobre o Paraguai (figura não mostrada).

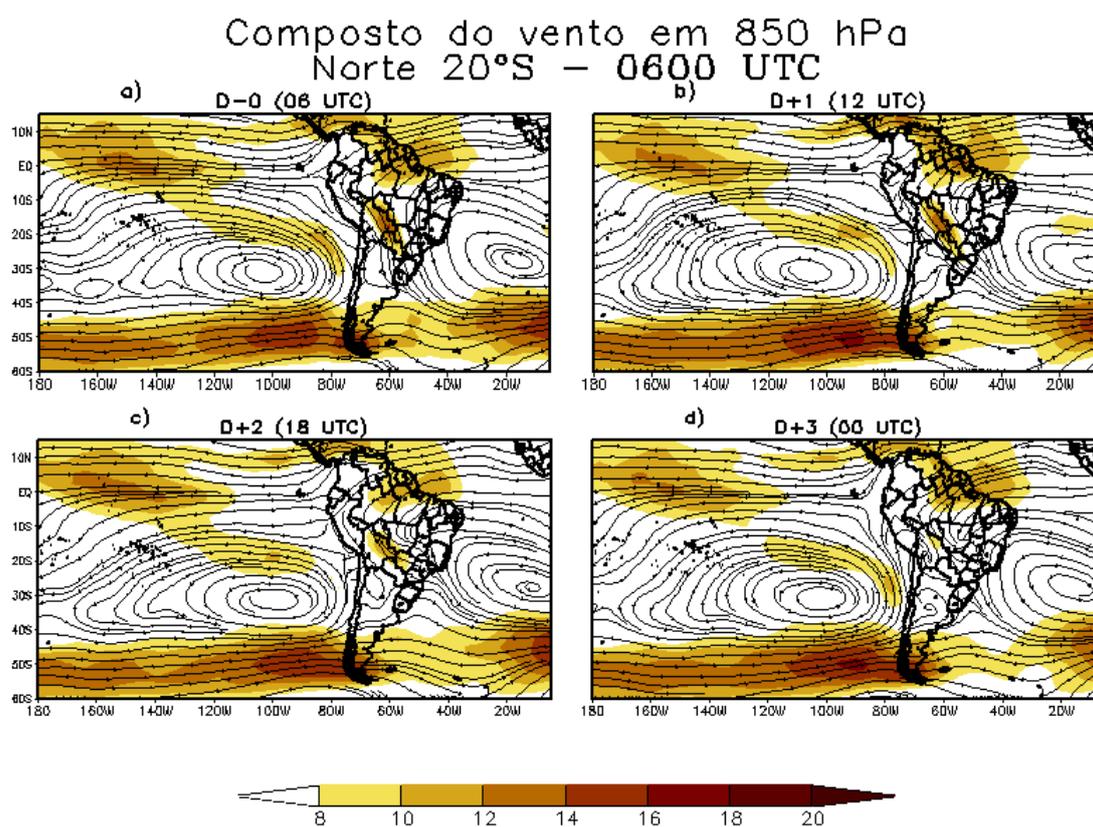


FIGURA 6.18 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em ms^{-1}) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 0600 UTC durante: a)D-0 (0600 UTC), b)D+1 (1200 UTC), c)D+2 (1800 UTC) e d)D+3 (0000 UTC).

Nos altos níveis, notou-se em D-12 (figura não mostrada) a ondulação do escoamento e a propagação do JS. O cavado em 300 hPa amplificou-se e o JS ganhou mais curvatura ciclônica em D-4, posicionado-se ao norte da Argentina e favorecendo o surgimento do JBN. Nos dias seguintes, o JS se deslocou para leste, não atuando mais sobre a AS. O cavado em altos níveis também propagou-se para leste e o escoamento tornou-se praticamente zonal ao sul da AS, favorecendo o decaimento do JBN. Esta situação permaneceu até o quinto dia posterior à ocorrência do JBN.

O campo composto do fluxo de $\vec{V}q$ para o JBN das 0600 UTC (Figura 6.19) apresentou um padrão mais fraco e semelhante ao observado para o JBN das 0000 UTC exceto ao norte da AS, onde o fluxo proveniente do escoamento dos alísios estava mais intenso. A contribuição da ASAS foi maior devido estar mais próxima do continente. Em oposição ao JBN das 0000 UTC, não se observou uma divisão do fluxo em direção ao sul da AS. A convergência de $\vec{V}q$, apesar de mais fraca, se concentrou mais sobre o norte da Argentina.

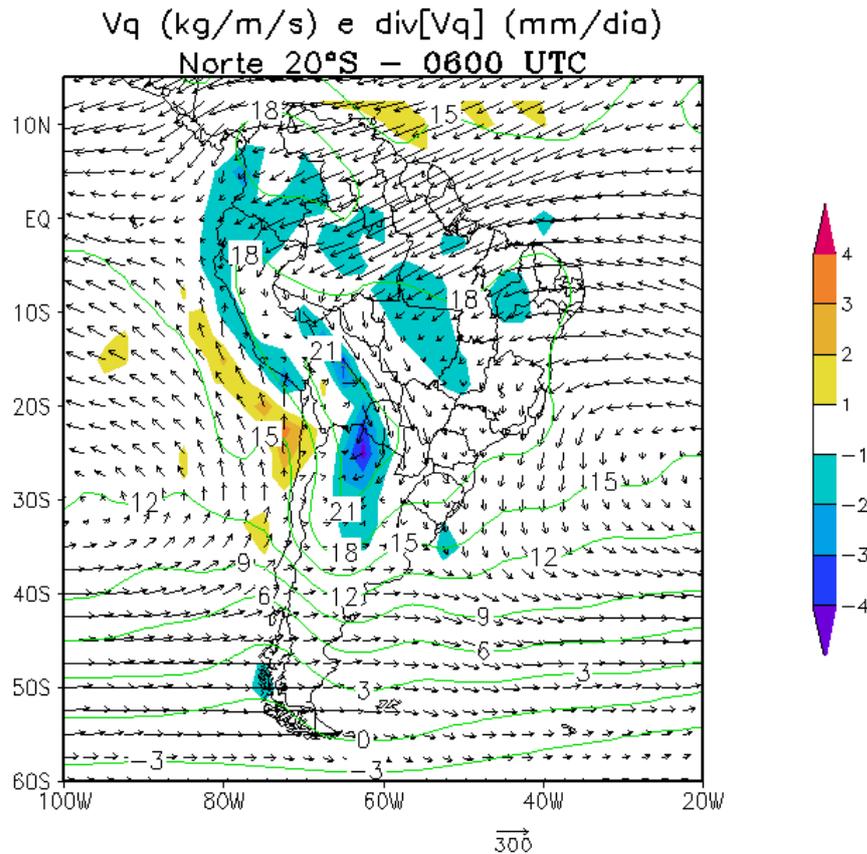


FIGURA 6.19 - Idem à Figura 6.17, exceto para o JBN das 0600 UTC.

Os padrões de circulação associados ao JBN das 1200 UTC e ao JBN das 1800 UTC não apresentaram muita diferença comparados aos outros dois casos anteriores. Verificou-se que a ASPS estava mais próxima do continente no JBN das 1200 UTC do que no caso do JBN das 1800 UTC. Isto contribuiu para o aumento dos ventos e da confluência do escoamento em baixos níveis sobre o sul do Brasil desde D-5 no JBN das 1200 UTC. O mesmo foi observado em D-2 para o JBN das 1800 UTC. Nas 24 horas precedentes à ocorrência do JBN, observou-se ventos intensos da ordem de 14ms^{-1} em D-2 para o JBN das 1200 UTC e para o JBN das 1800 UTC. Neste dia, havia uma baixa pressão de 1005 hPa (1010 hPa) para o JBN das 1200 UTC (1800 UTC) ao norte da Argentina (figuras não mostradas). Este sistema permaneceu até D-0 nos dois casos (figura não mostrada), contribuindo para a intensificação dos ventos em D-0 e a conseqüente formação do JBN. O JBN das 1200 UTC estava mais intenso (Figura 6.20a) do que o JBN das 1800 UTC e deslocado para sul. Neste horário (Figura 6.21a), o JBN às 1800 UTC girou anticiclonicamente sobre o Brasil Central e propagou-se para sudeste. Isto só foi ocorrer em D+1 com o JBN às 1200 UTC (Figura 6.20b), enquanto para JBN das 1800 UTC, uma região de confluência sobre a Bolívia contribuiu para o desvio do eixo do JBN em direção ao sul da Bolívia (Figura 6.21b). Esta mesma situação ocorreu para o JBN das 1200 UTC em D+2 (Figura 6.20c).

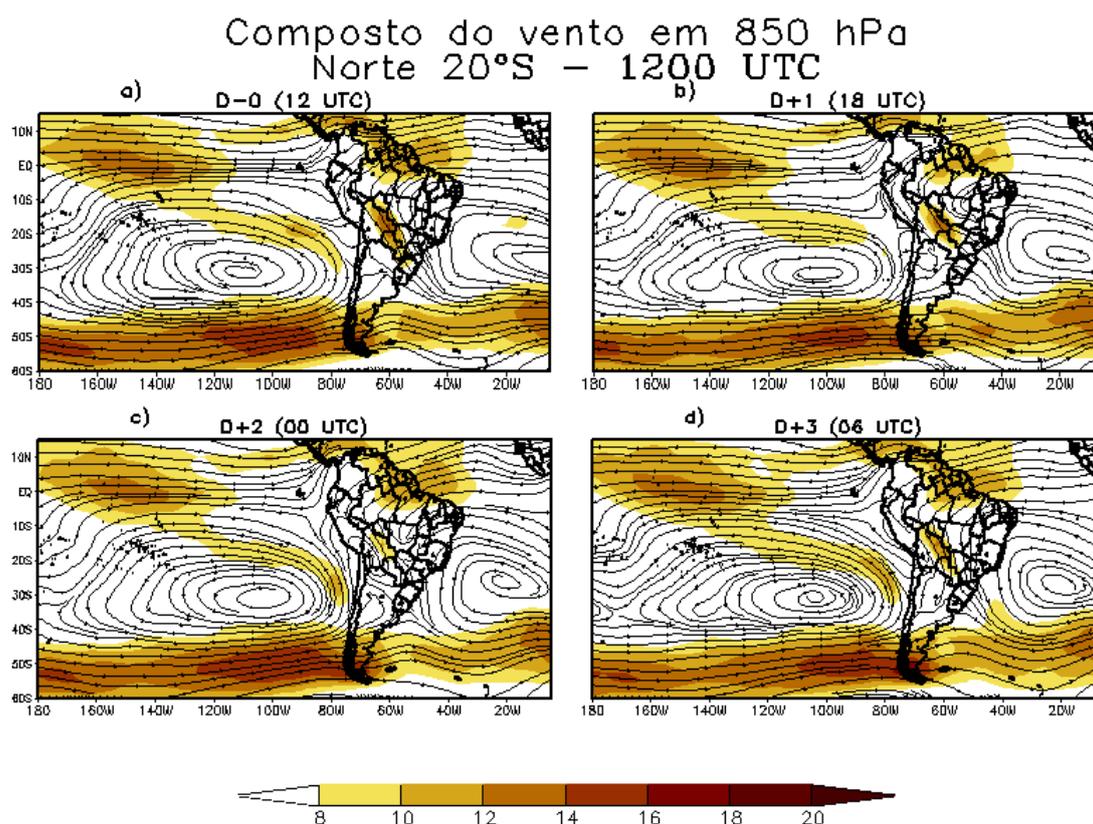


FIGURA 6.20 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em $m.s^{-1}$) e linhas de corrente em 850 hPa para o JBN das 1200 UTC durante: a) D-0 (1200 UTC), b) D+1 (1800 UTC), c) D+2 (0000 UTC) e d) D+3 (0600 UTC).

No segundo dia precedente ao JBN, o escoamento em 300 hPa ondulou e foi observado um cavado sobre a AS, que para o JBN das 1200 UTC propagou-se mais rapidamente do que para o JBN das 1800 UTC (figura não mostrada). Para este último, o JS estava mais intenso e com maior curvatura ciclônica do que o observado para o primeiro. No caso do JBN das 1200 UTC (Figura 6.22), o JS estava mais curvado anticlonicamente e para o JBN das 1800 UTC (Figura 6.23), estava mais curvado ciclonicamente. Segundo (BEEBE; BATES, 1955), JS curvados ciclonicamente (anticlonicamente) na base de um cavado (uma crista) apresentam os padrões de divergência e convergência mais pronunciados. No dia da ocorrência do JBN, ambos os padrões ocorreram, favorecendo a formação do JBN. Nos dias seguintes, o cavado em 300 hPa propagou-se para leste, juntamente com o JS e o escoamento em altos níveis voltou a ficar mais zonal ao sul da AS a partir do terceiro dia posterior à ocorrência do JBN. Em nenhum caso foi observado um deslocamento

Composto do vento em 850 hPa
Norte 20°S – 1800 UTC

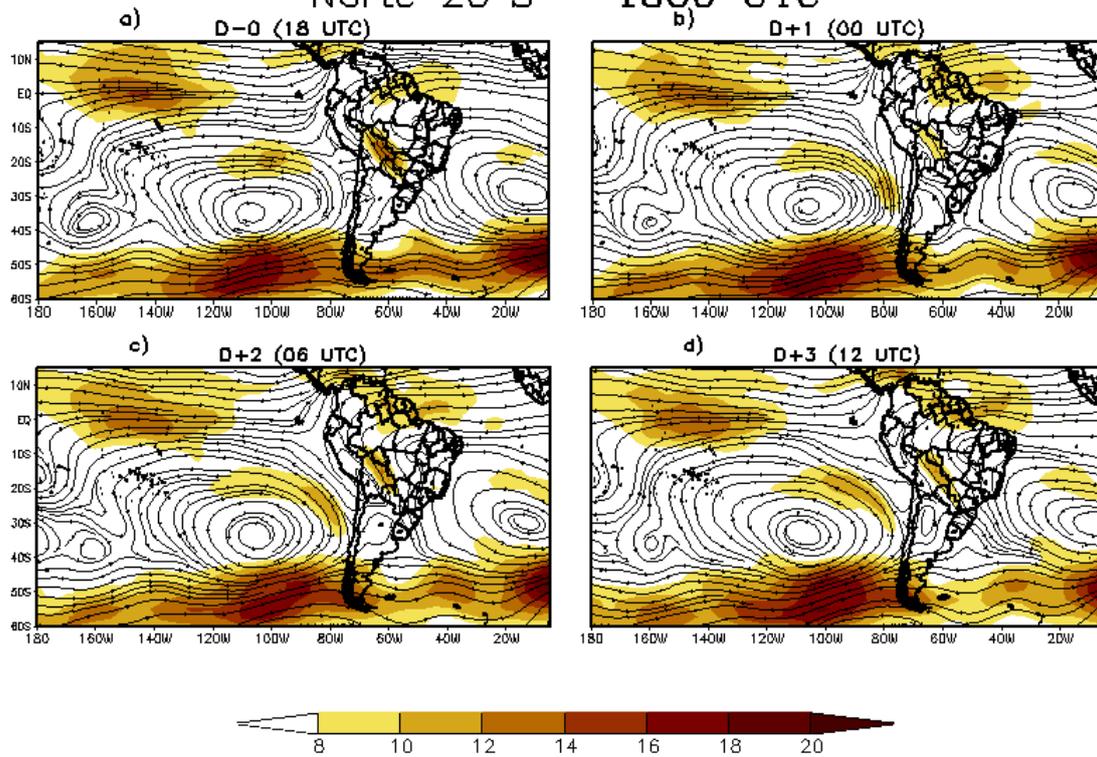


FIGURA 6.21 - Idem à Figura 6.20, exceto para o JBN das 1800 UTC.

significativo da AB.

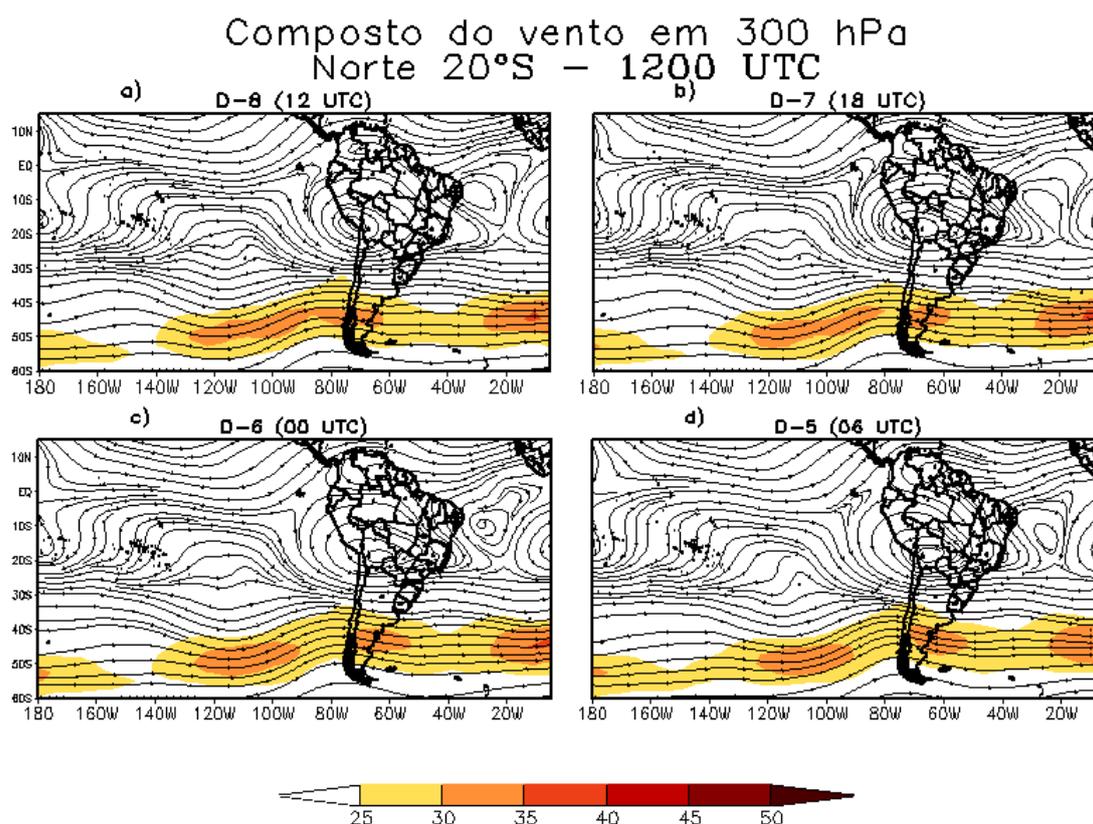


FIGURA 6.22 - Composto da magnitude do vento (sombreado, expresso em $m.s^{-1}$) e linhas de corrente em 300 hPa para o JBN das 1200 UTC durante: a) D-0 (1800 UTC), b) D+1 (0000 UTC), c) D+2 (0600 UTC) e d) D+3 (1200 UTC).

O campo composto do fluxo de \vec{V}_q para o JBN das 1200 UTC (figura não mostrada) apresentou semelhanças ao JBN das 0600 UTC. Por outro lado, o fluxo de \vec{V}_q para o JBN das 1800 UTC (Figura 6.24) diferiu significativamente dos demais. Para este último, houve uma intensa convergência de \vec{V}_q sobre o NEB, devido à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Uma pequena área de convergência foi observada sobre a Amazônia, associada à penetração dos alísios. Entretanto, com a propagação para sul dos vetores de \vec{V}_q , ocorreu uma divergência do fluxo que começou sobre o sul da Amazônia e foi até o Paraguai, tendo máxima intensidade sobre a Bolívia. Na altura do Paraguai, foi verificado um giro dos vetores para sudeste e isto provocou uma convergência de \vec{V}_q sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. No lado oeste da zona de máxima divergência sobre a Bolívia, um ramo do fluxo de norte propagou-se para sul, convergindo sobre o noroeste da Argentina. Este máximo de convergência estava envolto em um núcleo de máxima T , estando associado ao

Composto do vento em 300 hPa
Norte 20°S – 1800 UTC

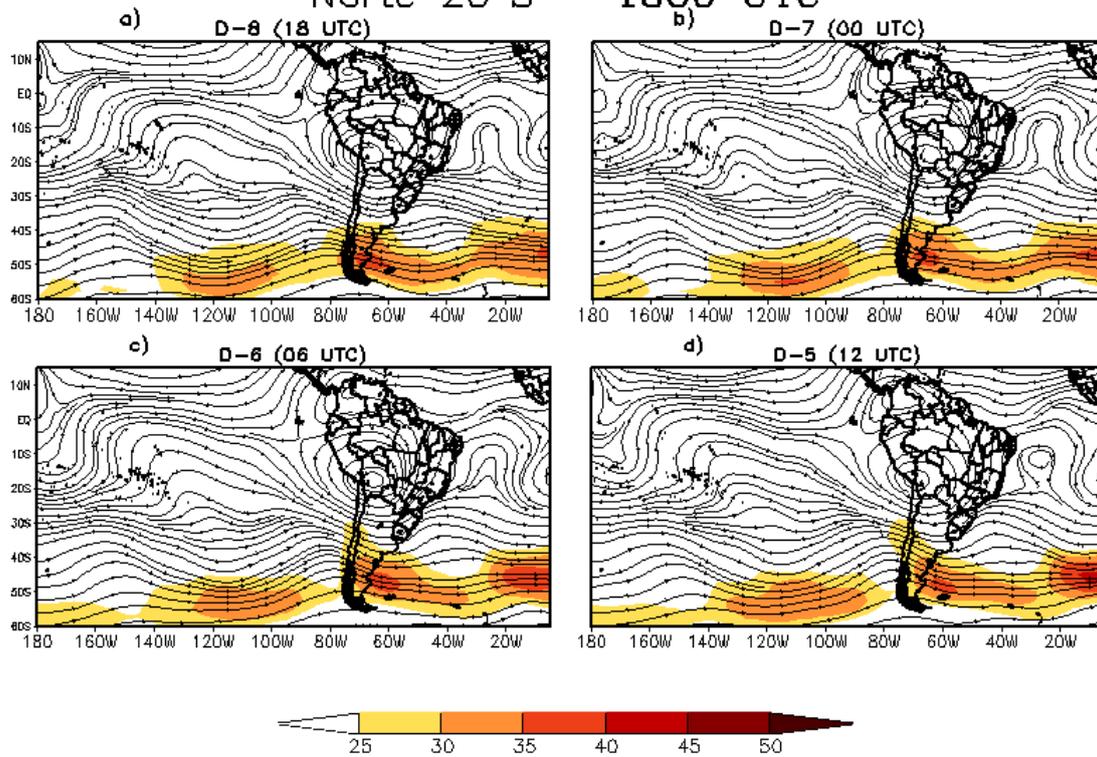


FIGURA 6.23 - Idem à Figura 6.22, exceto para o JBN das 1800 UTC.

giro do JBN em direção a estas regiões.

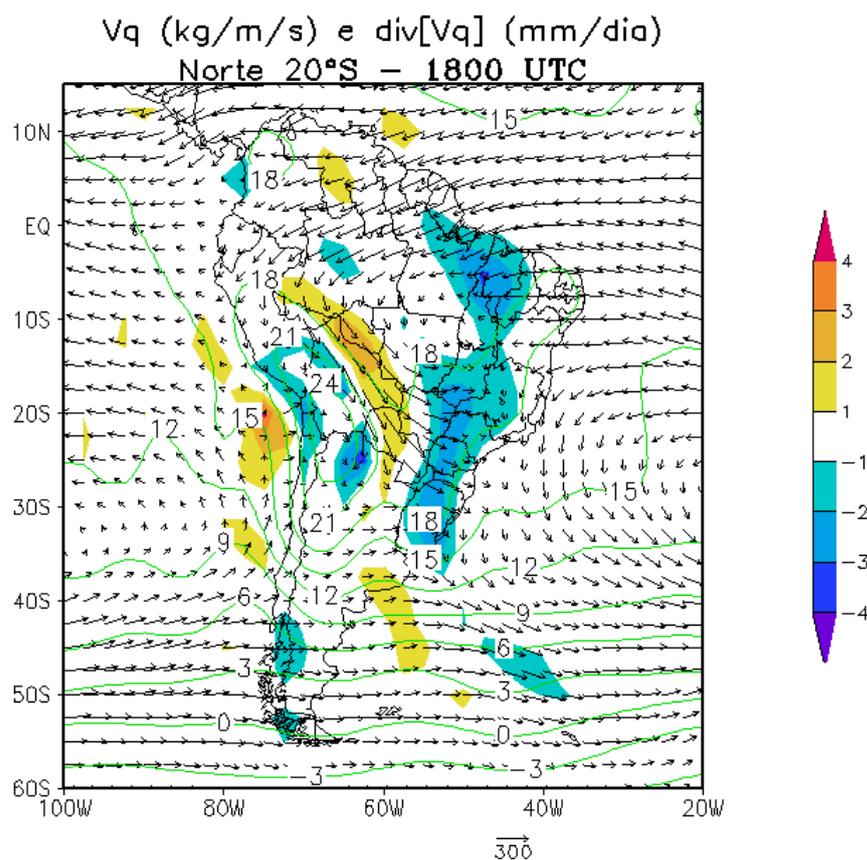


FIGURA 6.24 - Idem à Figura 6.17, exceto para o JBN das 1800 UTC.

Em geral, pôde-se observar que o CVM mais intenso (da ordem de $16ms^{-1}$) para o JBN-Norte também ocorreu durante os eventos de JBN das 1200 UTC. Os demais jatos apresentaram a mesma magnitude (da ordem de $14ms^{-1}$) em D-0. Não houve grande contribuição da ASAS e da ASPS para a formação e manutenção do JBN em ambos os casos de JBN. A ASPS esteve ativa mas não esteve presente em D-0 durante a ocorrência de JBN das 0000 UTC e JBN das 1800 UTC. Nestes casos, a presença da BCH também não foi determinante na formação e manutenção do JBN, visto que não se observou sua presença entre um dia antes da ocorrência do JBN, durante sua formação e posterior descaracterização. Somente para o JBN das 0000 UTC, um sistema de baixa pressão foi observado, mas tudo indicou que não se tratava da BCH, pois este sistema não permaneceu atuante. Em ambos os casos de JBN, a presença contínua de um cavado contribuiu para o estabelecimento dos ventos intensos deste 72h anteriores ao JBN, que persistiram até o quarto dia posterior à sua ocorrência. Com exceção do JBN das 0600 UTC, todos os outros tiveram a contribuição do JS para a intensificação dos ventos em 850 hPa em D-0.

Por outro lado, sua propagação para leste e desintensificação sobre a AS foi o fator determinante para a descaracterização do JBN. Como o JS se desintensificou no dia da ocorrência do JBN das 0600 UTC, isto pode ter sido um fator importante para que os ventos em 850 hPa não tenham sido mais intensos que os JBN das 0000 UTC e os JBN das 1800 UTC.

CAPÍTULO 7

ESTUDO DE CASOS

7.1 Caso 1: JBN ocorrido entre o período de 19 a 24 e janeiro de 2003

7.1.1 Identificação do JBN

Para identificar os casos de JBN ocorridos durante o período em consideração, utilizou-se o C1BM na análise dos dados do SALLJEX e das reanálises do NCEP/NCAR. Primeiramente fez-se a verificação dos dados das reanálises e posteriormente das observações. A Tabela 7.1 mostra as comparações entre os dados de vento na estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17,5^{\circ}\text{S}/63,5^{\circ}\text{W}$) obtidos dos dados do SALLJEX e os dados em um ponto de grade próximo à esta estação obtidos das reanálises do NCEP/NCAR. Ressalta-se que foi possível realizar esta comparação apenas para os horários de 0600 UTC e 1800 UTC, em vista da falta de dados observacionais para os demais horários sinóticos. Verifica-se na Tabela 7.1 que o JBN estava presente desde o dia 18/01 até o dia 22/01 às 1800 UTC, e não estava configurado apenas no dia 19 às 0600 UTC, sendo que não foi possível verificar sua ocorrência no dia 22 às 0600 UTC devido à indisponibilidade de dados. Já com a utilização das reanálises, o JBN se caracterizou nos dias 18 às 0600 UTC, 19 às 1800 UTC, 20, 21, 22 e 23 às 0600 UTC. Nos demais horários destes dias, o JBN não foi satisfeito em grande maioria por não satisfazer o critério de cisalhamento do vento, que deve ser de $6\text{ms}^{-1}\text{km}^{-1}$. No dia 18 às 0600 UTC as reanálises representaram de forma satisfatória a ocorrência do CVM, subestimando os ventos em apenas 3ms^{-1} . O cisalhamento do vento também foi bem representado. Por outro lado, no dia 19 às 1800 UTC as reanálises não representaram a ocorrência de um JBN devido à não satisfação do critério de cisalhamento. As reanálises superestimaram o JBN no dia 22 (apenas 1ms^{-1} e no dia 23 às 0600 UTC, quando as reanálises indicaram um JBN que não foi observado com os dados do SALLJEX.

TABELA 7.1 - Ocorrência de JBN entre os dias 18 a 23 de janeiro de 2003 na estação de Santa Cruz, na Bolívia. Magnitude do CVM do JBN, nível de ocorrência do CVM, cisalhamento do vento entre 850 hPa e 700 hPa, obtidos dos dados do SALLJEX e das reanálises do NCEP/NCAR (informação entre parênteses). A sigla NJBN significa que não houve a ocorrência de JBN. A informação (-) significa a indisponibilidade de dados no horário em algum horário específico.

Dia	18/01		19/01		20/01	
Horário (UTC)	6	18	6	18	6	18
CVM (ms^{-1})	15(12)	13(NJBN)	NJBN	18(12)	22(16)	28(16)
Cisalhamento do vento ($ms^{-1}km^{-1}$)	7,5(7)	10(NJBN)	NJBN	7(6)	9,5(9)	15(5)
Dia	21/01		22/01		23/01	
Horário (UTC)	6	18	6	18	6	18
CVM (ms^{-1})	21(12)	14(13)	-(13,5)	15(16)	NJBN(13)	NJBN
Cisalhamento do vento ($ms^{-1}km^{-1}$)	8(6)	11,5(4)	-(7)	6(4)	NJBN(6)	NJBN

Os perfis verticais do vento, T , T_d e UR (figuras não mostradas) para a estação de Santa Cruz de la Sierra indicaram que no dia 18 às 0600 UTC (como também visto na Tabela 7.1) que os ventos estavam intensos e predominantemente de norte/noroeste até 500 hPa e que a atmosfera apresentava muita umidade e calor desde a superfície até níveis médios. Já na estação de radiossondagem de Rio Branco não foi observada a ocorrência de JBN durante o dia 18. Como também pode ser visto na Tabela 7.1, o JBN decaiu a partir das 1800 UTC e voltou a se intensificar no dia 20 às 0600 UTC. Às 1800 UTC não foi observada muita umidade na estação de Santa Cruz (Figura 7.1a), mas os ventos se intensificaram, alcançando a velocidade de $22,5ms^{-1}$ em 925 hPa e $28ms^{-1}$ em 850 hPa, predominantemente de noroeste até o nível de 600 hPa (Figura 7.1b). Uma camada de inversão entre 750 hPa e 800 hPa foi observada (Figura 7.1a). Acima desta camada de inversão, a atmosfera sofreu um secamento brusco, chegando a 45% de umidade em 775 hPa.

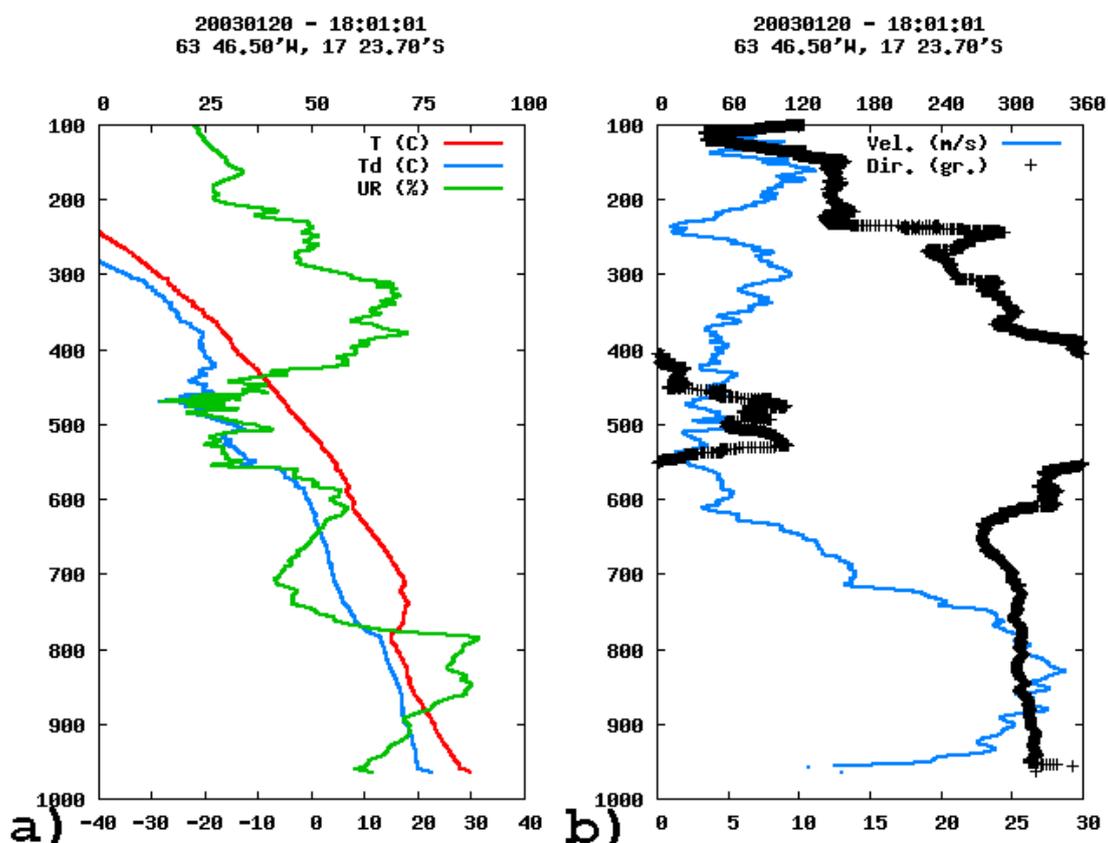


FIGURA 7.1 - Perfil vertical de: a) UR (linha verde, em %), T (linha vermelha, em $^{\circ}C$), T_d (linha azul, em $^{\circ}C$); b) velocidade (linha azul, em ms^{-1}) e direção do vento (cruzes pretas, em $^{\circ}$) na estação de Santa Cruz de la Sierra, na Bolívia ($17^{\circ}S/63^{\circ}W$) no dia 20/01/2003 as 18:01 UTC. No eixo das ordenadas está a escala de pressão (hPa), no eixo das abscissas inferior, a escala do vento (ms^{-1}) e na superior, a direção do vento ($^{\circ}C$).

A camada de inversão desapareceu no dia 21 às 0600 UTC e o JBN permaneceu intenso até as 1800 UTC, quando começou a decair. A Figura 7.2 mostra a trajetória do avião meteorológico da NOAA durante a campanha do SALLJEX no dia 21 em 850 hPa. Pode-se perceber que em todos os pontos plotados, os ventos estavam intensos e eram predominantemente de noroeste. Segundo o descriptor da missão deste dia, verificou-se que um CCM se desenvolveu rapidamente sobre o norte da Argentina. Foram observadas ocorrências de muitos pontos de ventos de noroeste com magnitude de 30 a 40 ms^{-1} entre 300 m e 10000 m acima do solo entre a Bolívia e Paraguai.

SALLJEX Flight (Level= 850_mb) 2003/01/21

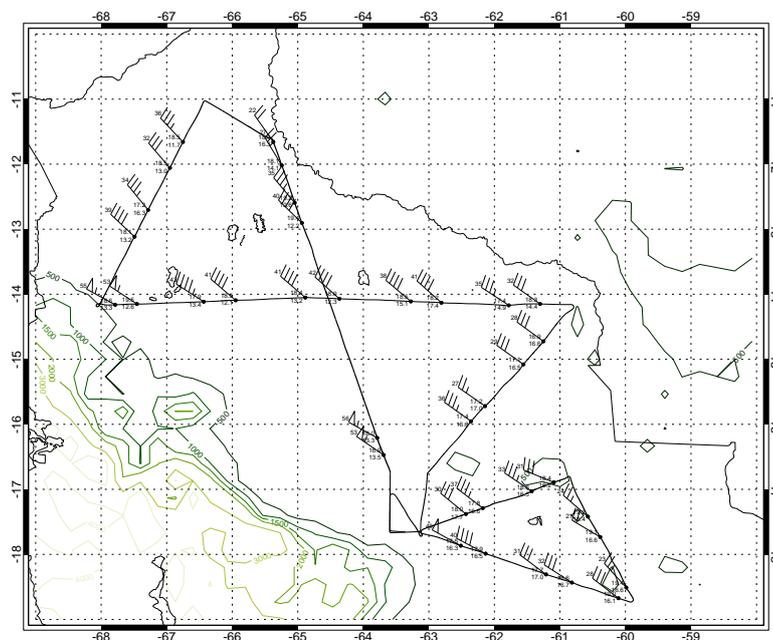


FIGURA 7.2 - Trajetória do avião meteorológico da NOAA P-3 sobre o leste dos Andes, indicada pela linha preta contínua. As barbelas do vento estão em nós.
FONTE: National Oceanic and Atmospheric Administration (2005)

Na Figura 7.3b, observa-se que havia muita umidade e calor até o nível de 600 hPa, associado aos fortes ventos em baixos níveis, o que indica o transporte de calor e

umidade pelo JBN para latitudes mais altas. No horário das 18:00 UTC (figura não mostrada) havia dados até 600 hPa e os ventos máximos estavam mais próximos da superfície (entre 1000 e 925 hPa). Por outro lado, no dia 24 às 1200 UTC, os ventos estavam intensos e de sudoeste/sul (Figura 7.3b), associados à entrada de um sistema frontal na AS. Houve um resfriamento da atmosfera e pouca umidade disponível em baixos níveis, indicando uma massa de ar mais fria e seca deslocando para níveis mais altos uma massa de ar mais úmida e quente, como pode ser observado em 800 hPa, onde a umidade é maior e há uma leve inversão térmica neste nível (Figura 7.3a). A partir deste horário, a atmosfera passou a ficar mais instável e saturada nos níveis acima de 850 hPa até níveis médios na estação de Santa Cruz.

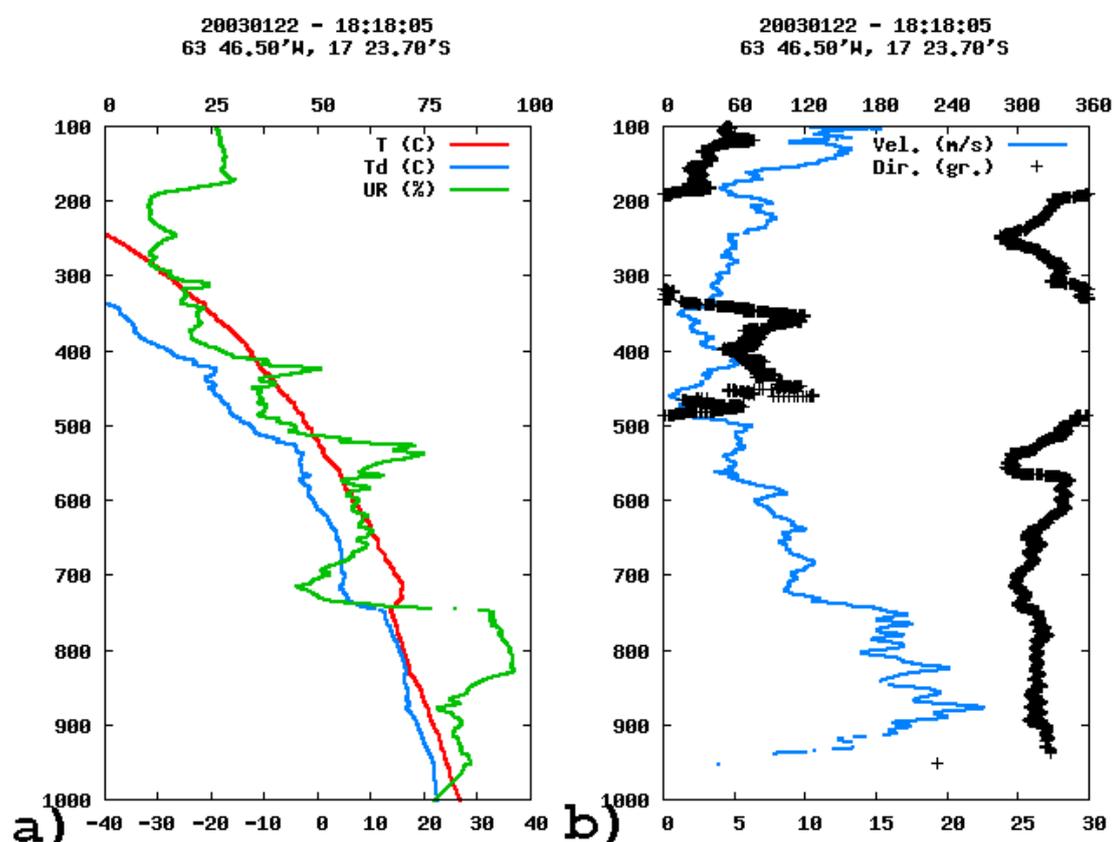


FIGURA 7.3 - Idem à Figura 7.1, exceto para o dia 22/01/2003 às 18:18 UTC.

7.1.2 Descrição sinótica

De acordo com a seqüência de imagens de satélite para o período de 19 a 23 de janeiro (Figura 7.4), observou-se a presença de uma banda de nebulosidade que esteve

ativa sobre a Região Sudeste/Centro-Oeste do Brasil desde o dia 13 até o dia 19 de janeiro de 2003, caracterizando a presença de um caso de ZCAS (CLIMANÁLISE, 2003). Também sobre a Argentina foi observada a presença de um sistema frontal desde o dia 19 às 7:39 UTC (Figura 7.4a). Este sistema contribuiu para a formação de atividade convectiva sobre o Uruguai e adjacências às 23:39 UTC (figura não mostrada). A ZCAS se desintensificou no dia 20 e o sistema frontal que estava sobre a Argentina avançou para nordeste, gerando instabilidade, que favoreceu o desenvolvimento de um sistema convectivo principalmente sobre a Região Sul do Brasil (Figura 7.4b). A convecção sobre a região Central e Sudeste do Brasil interagiu com a frente fria, favorecendo a intensificação da nebulosidade sobre a Região Sul e Sudeste do Brasil (Figura 7.4c). No dia 21, a nebulosidade diminuiu significativamente sobre o RS devido ao avanço da frente fria para nordeste, mas esse sistema continuou a atuar em grande parte do país (Figuras 7.4d-f).

Por volta das 0200 UTC do dia 22 deu-se início a uma ondulação na banda de nebulosidade sobre a região central da Argentina, característica de estágio de formação de uma frente. Esta ondulação gerou instabilidade na região, formando nuvens convectivas sobre o Uruguai e RS. Na imagem das 11:39 UTC (Figura 7.4g), observa-se a frontogênese e o desenvolvimento de um ciclone ao sul do Brasil. Na Figura 7.4h, correspondente ao dia 22 de janeiro às 19:39 UTC, o sistema frontal sobre o Uruguai estava maduro e a instabilidade gerada pelo sistema contribuiu para a formação de aglomerados convectivos que evoluíram rapidamente, dando início à formação de um CCM sobre o norte da Argentina. Segundo Velasco e Fritsch (1987), a região onde se formou o CCM é um local preferido de sua formação, abrangendo também a Bolívia, Paraguai e Região Sul do Brasil, visto que é onde se observam grandes quantidades de convergência de umidade e transporte de calor provenientes da Amazônia. A área ocupada pela nebulosidade convectiva se deu em aproximadamente 4° de latitude por 4° de longitude, resultando em aproximadamente 160.000 km^2 . Segundo Maddox (1980), um dos critérios para definir a ocorrência de um CCM do tipo A é analisar se a camada de nuvens de temperatura de brilho no canal infravermelho continuamente $\leq -32^\circ\text{C}$ possui área $\geq 100.000 \text{ km}^2$.

A instabilidade da região contribuiu para a formação de aglomerados convectivos próximos ao CCM, principalmente nos lados noroeste e e nordeste, como pode ser visto na imagem das 02:39 UTC (Figura 7.4i). Neste horário, o CCM atingiu seu máximo desenvolvimento, cobrindo grande parte do RS, sul do Paraguai, norte da

Argentina, oeste dos Estados de Santa Catarina e Paraná. O CCM entrou em processo de dissipação (Figura 7.4j) e na imagem das 11:39 UTC verifica-se somente nebulosidade associada à presença da frente fria (Figura 7.4k). No dia 24 (Figura 7.4l), o sistema frontal avançou para nordeste e o padrão de circulação contribuiu para o estabelecimento de um novo evento de ZCAS que durou até o início do mês de fevereiro.

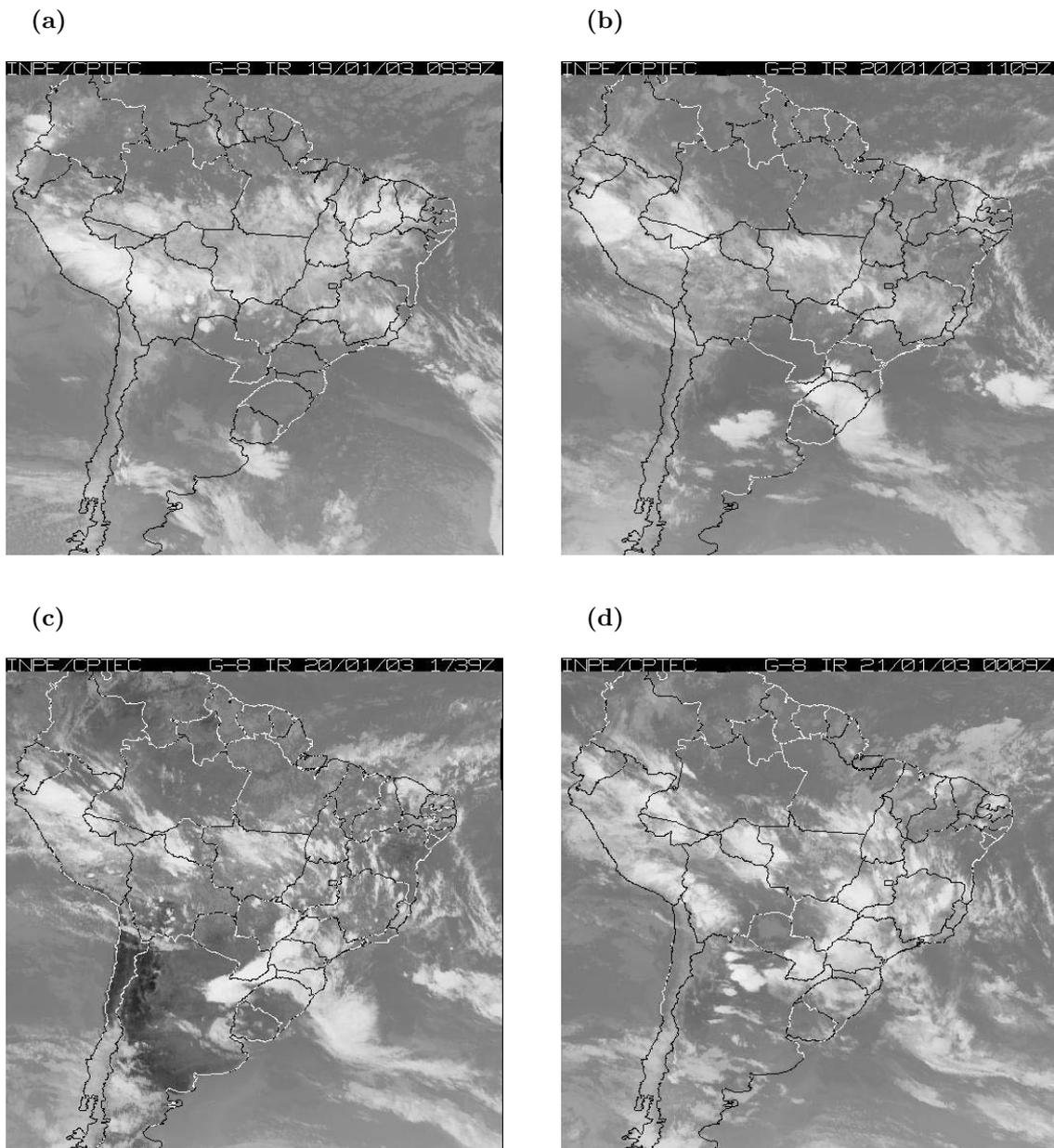
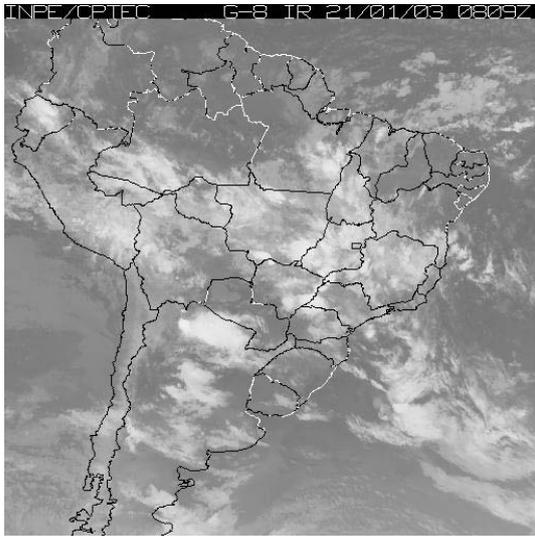
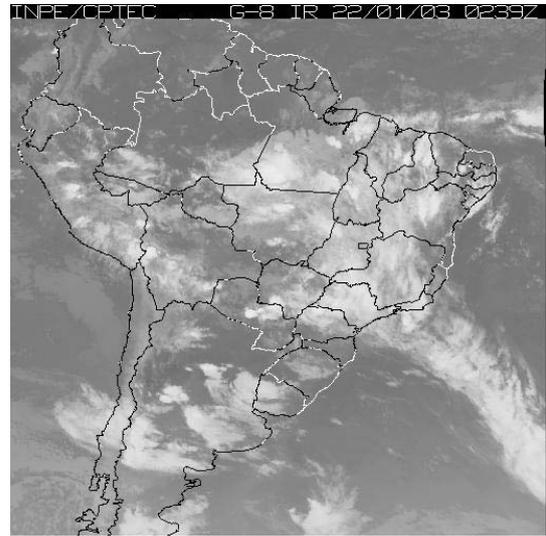


FIGURA 7.4 - Seqüência de imagens do satélite GOES-8 do canal infravermelho, para os dias: a) 19/01 às 07:39 UTC, b) 20/01 às 11:09 UTC, c) 20/01 às 17:39 UTC, d) 21/01 às 00:09 UTC, e) 21/01 às 17:09 UTC, f) 22/01 às 02:39 UTC, g) 22/01 às 11:39 UTC, h) 22/01 às 19:39 UTC, i) 23/01 às 02:39 UTC, j) 23/01 às 06:39 UTC, k) 23/01 às 11:39 UTC e l) 24/01 às 05:10 UTC. **(Continua)**

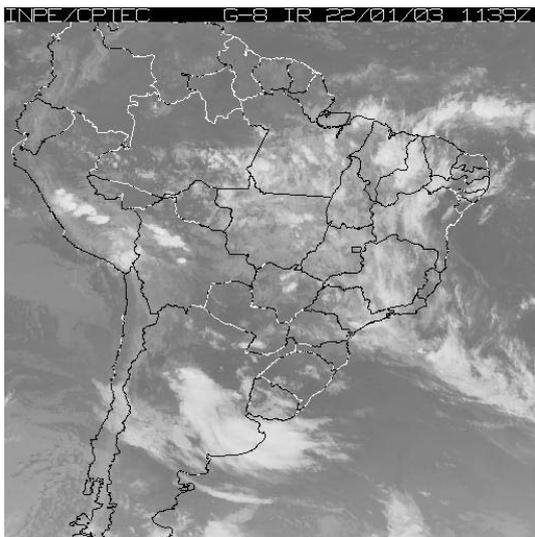
(e)



(f)



(g)



(h)

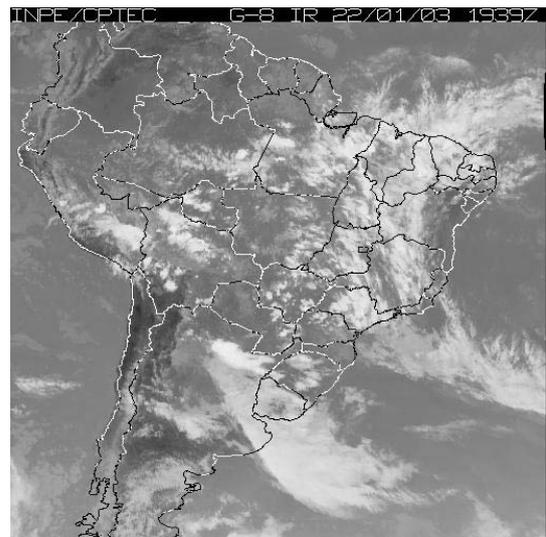
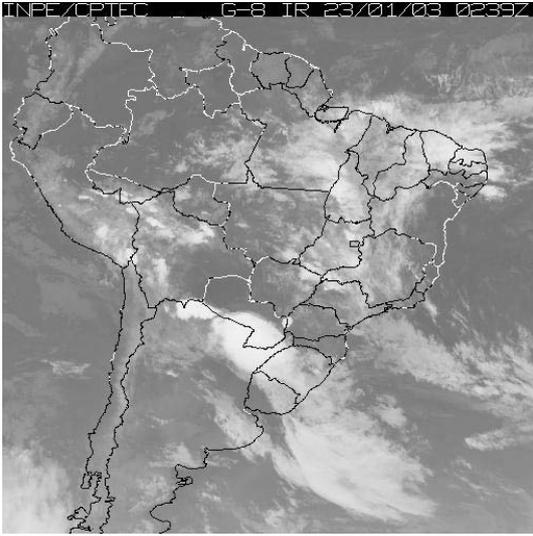
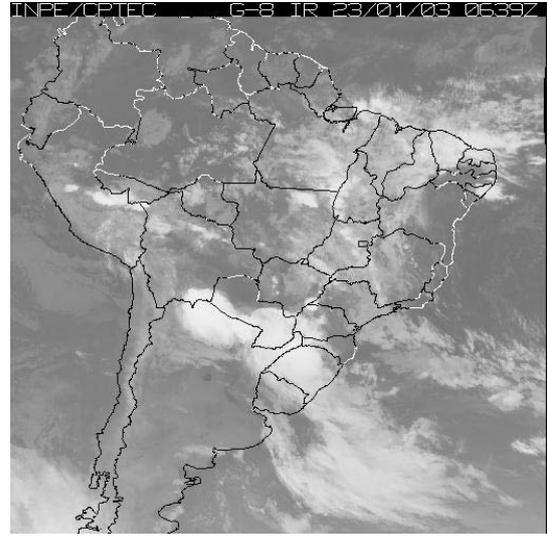


FIGURA 7.4 - (Continua)

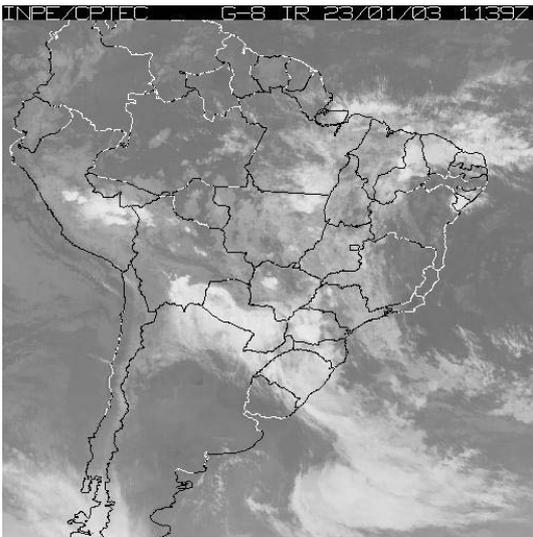
(i)



(j)



(k)



(l)

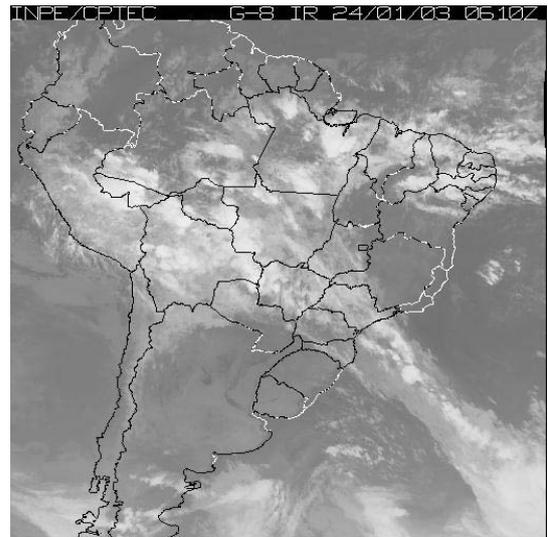


FIGURA 7.4 - Conclusão.

De acordo com as cartas de superfície obtidas do Serviço Meteorológico Marinho, foi observada a presença da BNA desde o dia 18 às 1200 UTC sobre o noroeste argentino, entre a região de Salta e o sudoeste da Bolívia, com centro de 1008 hPa. A leste da BNA, havia outro centro de baixa pressão de 1008 hPa sobre o leste do Paraguai e Mato Grosso do Sul. Estes sistemas estavam favorecendo a aceleração dos ventos sobre estes locais, canalizando o escoamento de norte. Em 24 horas, houve um abaixamento da pressão em 2 hPa, induzindo um fortalecimento dos ventos em Córdoba, que chegaram a 16ms^{-1} às 0600 UTC e a 14ms^{-1} em Santiago del Estero às 1200 UTC em 1600m de altitude (figuras não mostradas). Na carta de superfície das 1200 UTC (figura não mostrada), notou-se o avanço de um sistema frontal sobre a Argentina. Um sistema de baixa pressão de 1002 hPa se formou sobre o RS no dia 20 às 1200 UTC, contribuindo para a convergência de massa e umidade transportada pelo JBN e a conseqüente formação de muita nebulosidade sobre o estado. A BNA se intensificou, atingindo o sul do Paraguai. Entretanto, não foram observados ventos fortes nas estações de balão piloto em Córdoba e Santiago del Estero (figuras não mostradas). O sistema frontal avançou para nordeste e uma alta pressão passou a atuar sobre o sul do Brasil. No dia 22 (Figura 7.5a), um centro de baixa pressão foi observado sobre a Região Sudeste, associado a uma frente fria semi-estacionária que estava atuando na região. Um cavamento no campo de pressão sobre o centro da Argentina está associado à formação do novo sistema frontal, como visto nas imagens de satélite. A leste deste cavamento, observa-se a formação do ciclone sobre o Oceano Atlântico, ao leste da Província de Buenos Aires, que está associado ao sistema frontal em formação. A intensificação da onda frontal favoreceu a queda da pressão sobre o oceano e no dia 23 às 1200 UTC (Figura 7.5b) era observado na carta de superfície outra ciclogênese a leste do Rio Grande do Sul, sobre o Oceano Atlântico Sul, como foi visto nas imagens de satélite (Figura 7.4g). A frente fria interagiu com o sistema de baixa pressão sobre o Paraguai e a BNA se descaracterizou. Com o avanço da frente fria para nordeste no dia 24 de janeiro às 0000 UTC (figura não mostrada), o sistema frontal atingiu a Região Sudeste e a baixa pressão associada sobre o continente avançou e permaneceu sobre o Mato Grosso do Sul.

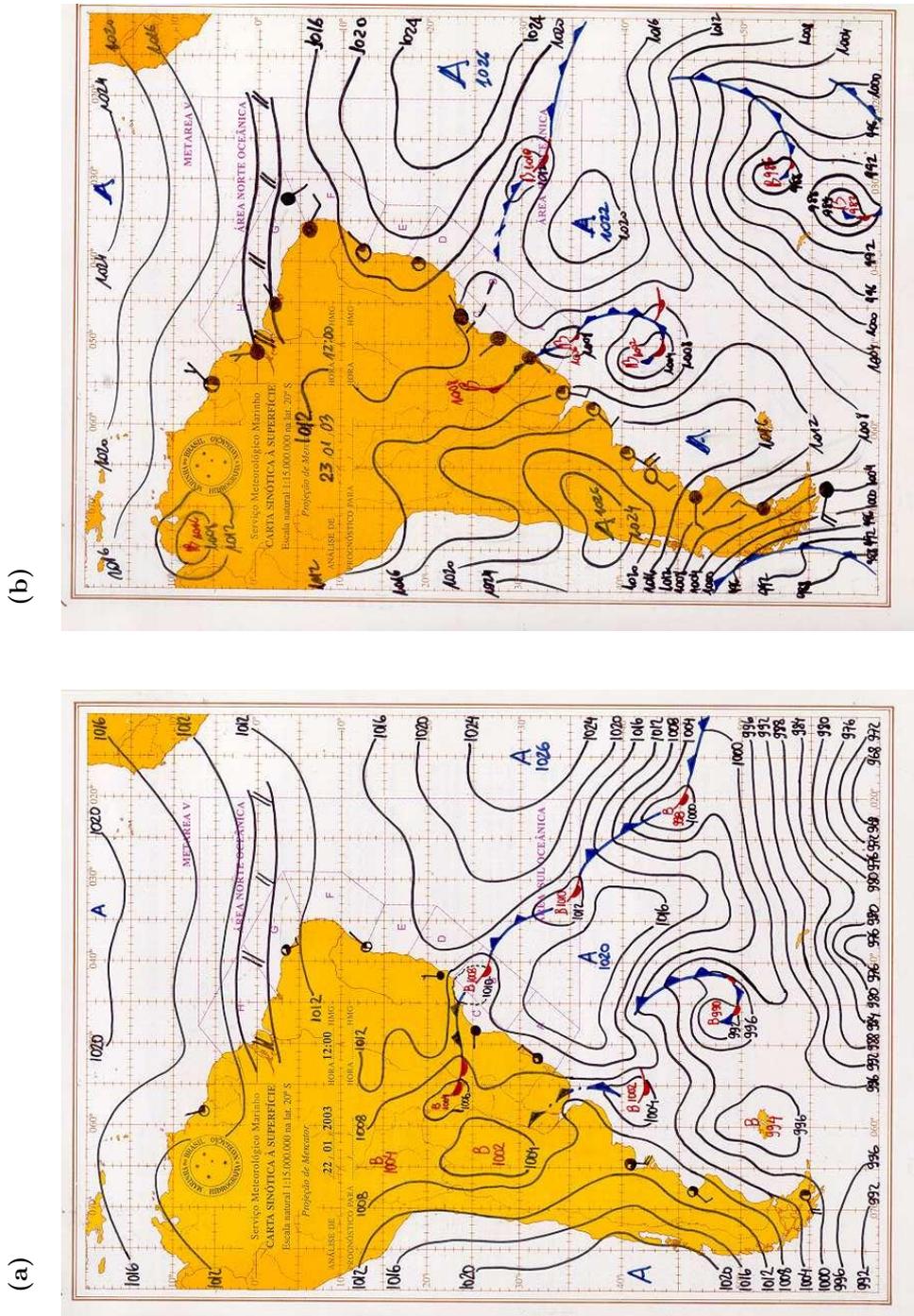


FIGURA 7.5 - Cartas de superfície para os dias: a) 22/01/2003 às 1200 UTC; b) 23/01/2003 às 1200 UTC.
 FONTE: (MARINHA, 2006)

7.1.3 Análise da circulação atmosférica associada

No dia 19 às 0000 UTC (figura não mostrada), observou-se a entrada de uma região de circulação ciclônica ao sul da AS, associada à presença de um sistema frontal. Também houve a propagação para o oceano de uma região de confluência de massa sobre o Sudeste do Brasil, ainda caracterizando a ZCAS, embora esta estivesse no seu estágio final. Ao norte da AS, verificou-se a propagação dos ventos alísios, que penetraram no continente e sofreram deflexão para sul devido à presença dos Andes. Observou-se que o JBN estava predominando sobre o nordeste da Bolívia às 1200 UTC, se intensificando e penetrando sobre o Paraguai até atingir a Região Sul do Brasil no dia 20 às 0600 UTC. Durante o dia 20, predominou a influência de um cavado sobre o sul da AS, favorecendo a canalização dos ventos nesta região. O JBN se descaracterizou no dia 21/01 às 0000 UTC (Figura 7.6a) mas os ventos permaneceram intensos sobre a Bolívia e norte do Paraguai. Às 1200 UTC (Figura 7.6c) o JBN voltou a se caracterizar. Foi observada uma circulação anticiclônica sobre o norte da Argentina que contribuiu para o giro do vento para sul sobre a Região Sul do Brasil dia 22/01 às 0600 UTC (Figura 7.6f). Durante os demais horários deste dia, os ventos permaneceram intensos e localizava-se principalmente sobre a Bolívia.

Vento em 850 hPa
JBN-Norte 20°S

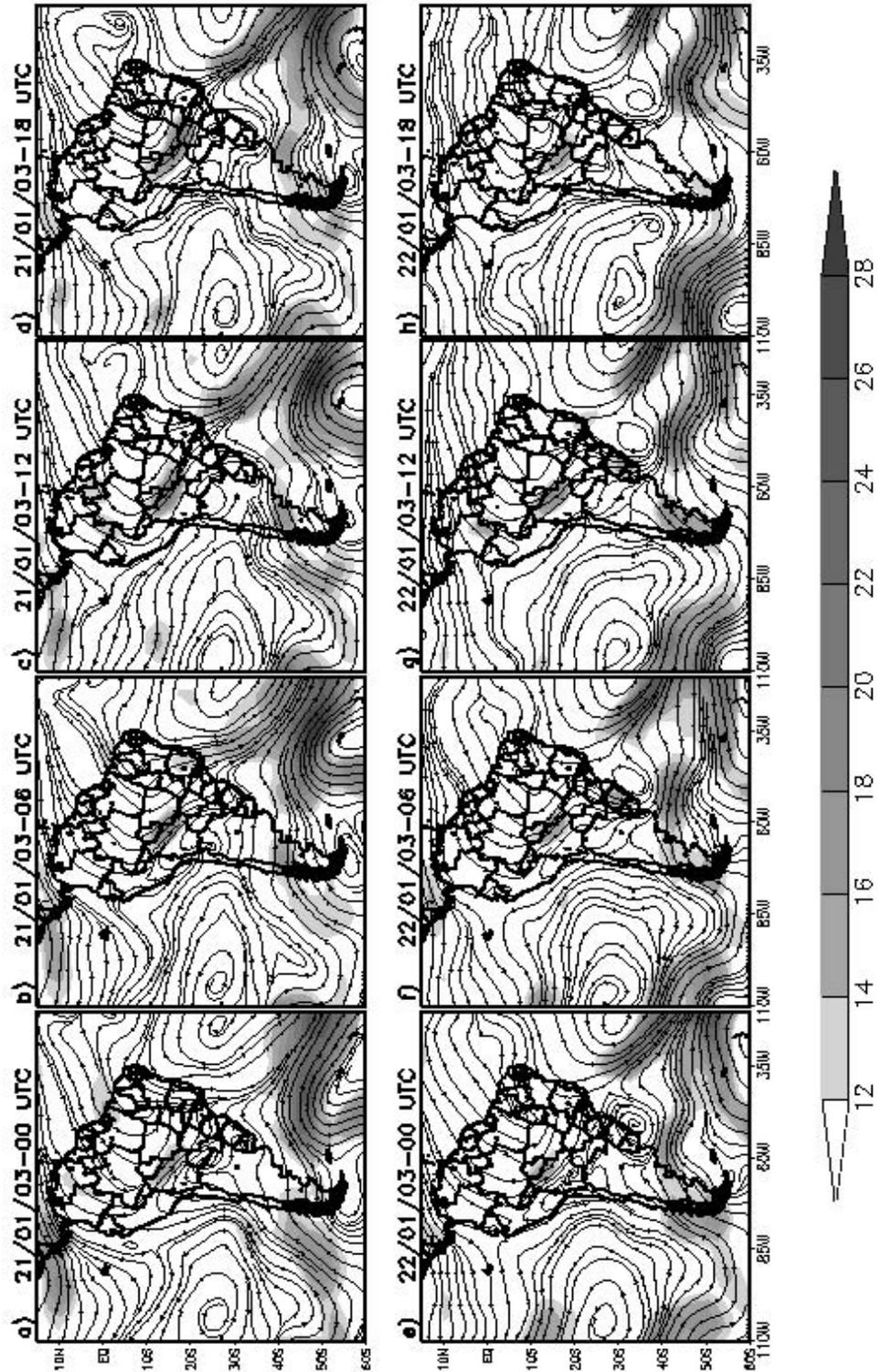


FIGURA 7.6 - Linhas de corrente e isotacas (sombreadas - $m.s^{-1}$) em 850 hPa para: a) 21/01 às 0000 UTC, b) 21/01 às 0600 UTC, c) 21/01 às 1200 UTC, d) 21/01 às 1800 UTC, e) 22/01 às 0000 UTC, f) 22/01 às 0600 UTC, g) 22/01 às 1200 UTC, h) 22/01 às 1800 UTC.

No dia 23 às 0000 UTC (Figura 7.6a), o JBN enfraqueceu mas permaneceu atuando somente sobre a Bolívia. Notou-se uma confluência dos ventos de sul e norte sobre o norte da Argentina. A advecção fria gerada pela presença da frente em associação à advecção quente e úmida provocada pelo JBN (figura não mostrada) gerou grande instabilidade, favorecendo a formação do CCM entre as 1800 UTC do dia 22 e as 0000 UTC do dia 23, que ainda pode ter sido favorecida pela modulação diurna da intensidade do JBN. A intensificação do JBN durante a noite, provocada pelo desacoplamento do escoamento acima da camada estável noturna, aliada às circulações do tipo vale-montanha, podem ser importantes fatores para o início da convecção no norte argentino. Às 0600 UTC, quando foi observada a fase madura do CCM, o JBN estava mais intenso; a atmosfera também estava mais úmida, devido à estratificação da camada limite durante a noite e o conseqüente depósito de umidade em baixos níveis, fatores importantes para o máximo desenvolvimento do CCM. A presença de um cavado em baixos níveis sobre a AS associado à frontogênese deu suporte dinâmico ao levantamento do ar úmido e quente para alimentar o CCM. Este cavado se deslocou para leste e contribuiu para a propagação do JBN para sudeste às 1200 UTC (Figura 7.6c). Desta forma, a fonte de umidade e calor cessou e o CCM começou a se dissipar. Com o deslocamento do JBN para sudeste, os ventos de sul predominaram sobre a Argentina, caracterizando a passagem da frente fria pela região. No dia 24 (Figura 7.6e-h), a frente se deslocou para nordeste e uma nova zona de convergência se formou sobre a Região Sudeste.

Vento em 850 hPa
JBN-Norte 20°S

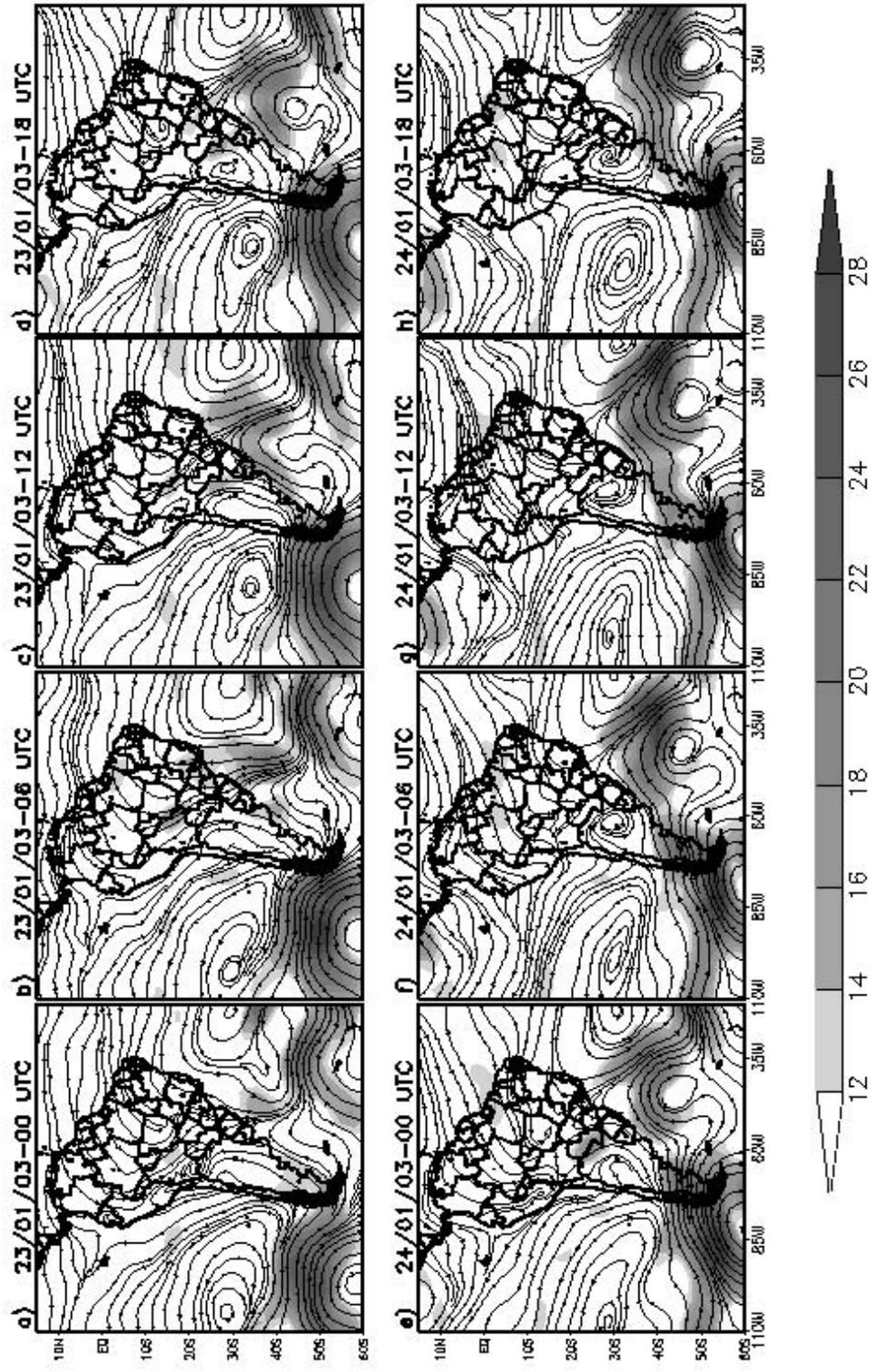


FIGURA 7.7 - Idem à figura 7.6, exceto para: a) 23/01 às 0000 UTC, b) 23/01 às 0600 UTC, c) 23/01 às 1200 UTC, d) 23/01 às 1800 UTC, e) 24/01 às 0000 UTC, f) 24/01 às 0600 UTC, g) 24/01 às 1200 UTC, h) 24/01 às 1800 UTC.

O campo de vento em 300 hPa mostra a AB centrada em aproximadamente 20°S e 63°W no dia 19 de janeiro às 0000 UTC e sobre o leste do Nordeste Brasileiro (NEB) a presença do VCAN, associado ao padrão de circulação típico de casos de ZCAS (figura não mostrada). Os ventos em altos níveis estavam praticamente zonais sobre o sul da AS desde o dia 19 e permaneceram com este padrão até o dia 21. No dia 22 houve a intensificação do escoamento e um cavado avançou rapidamente para leste, associado à frente fria em superfície. O cavado em altos níveis adentrou sobre a Argentina, contribuindo para a ondulação da frente.

No mosaico mostrado na Figura 7.8 pode-se observar a interação do cavado em altos níveis e o JS sobre a Argentina. A frente fria formada e a instabilidade gerada pela convergência forçada em baixos níveis devido à saída do JBN sobre a Bolívia em conjunto com a componente ageostrófica do JS no lado equatorial do jato, onde pode-se observar a formação de aglomerados convectivos.

18Z22JAN2003

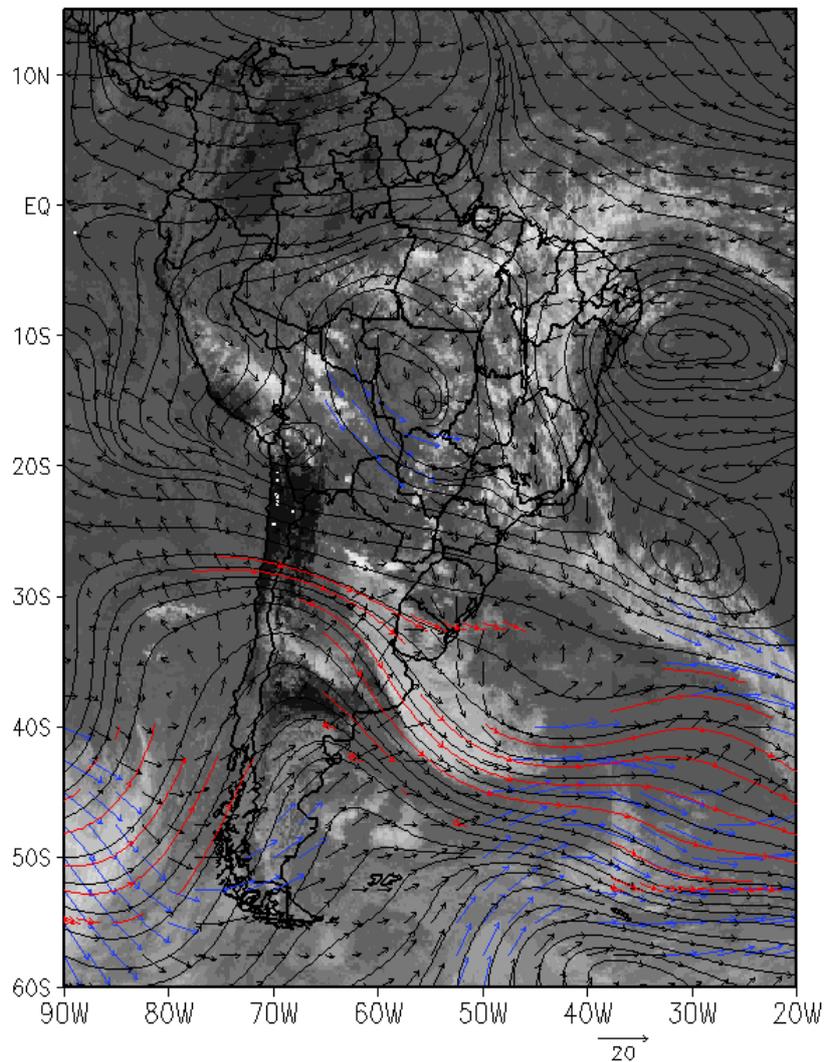


FIGURA 7.8 - Mosaico das imagens dos satélites GOES-8 e Meteosat, linhas de corrente e magnitude do vento em 850 hPa (setas azuis em ms^{-1} com velocidade acima de $12ms^{-1}$) e 300 hPa (linhas de corrente pretas em ms^{-1} e velocidade acima de $30ms^{-1}$ em vermelho para representar o JS) para o dia 22/01 às 1800 UTC.

O JS se intensificou no dia 23 às 0000 UTC com CVM de aproximadamente $50ms^{-1}$ localizado sobre o RS (Figura 7.10a-d). Sabe-se que o JS tem papel importante no desenvolvimento e manutenção de convecção, principalmente quando está acoplado ao JBN. Neste horário, o posicionamento do JS contribuiu para a formação do CCM, visto que sua inclinação mais para oeste era quase perpendicular ao eixo do JBN. No mosaico das 0600 UTC (Figura 7.9) é possível observar o posicionamento do CCM e a saída do JBN na região de entrada do lado equatorial do JS, padrão favorável

ao desenvolvimento do CCM. A AB não estava bem configurada neste dia, mas a circulação anticiclônica observada em altos níveis estava presente e posicionada com uma inclinação horizontal noroeste/sudeste, acompanhando o posicionamento do JS. O centro anticiclônico posicionado sobre o Mato Grosso do Sul favoreceu a divergência em altos níveis e contribuiu para a forte convecção observada.

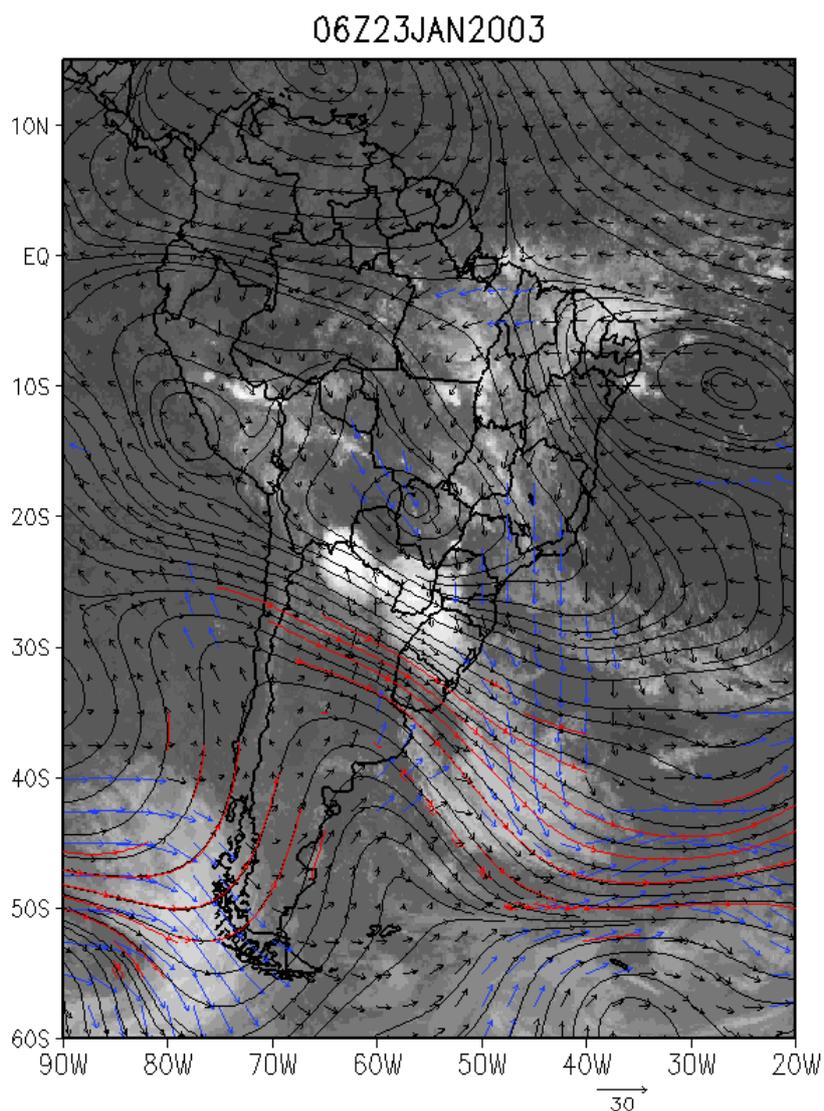


FIGURA 7.9 - Idem à Figura 7.8 exceto para o dia 23/01 às 0600 UTC.

No dia seguinte às 0000 UTC (Figura 7.10e), o JS se deslocou para sudeste e às 1200 UTC (Figura 7.10g) este sistema não estava mais exercendo influência sobre o Sul do Brasil e Uruguai. Com a propagação do JS para leste, a AB voltou a se configurar, posicionando seu centro entre a Bolívia e o Paraguai.

Vento em 300 hPa
JBN-Norte 20°S

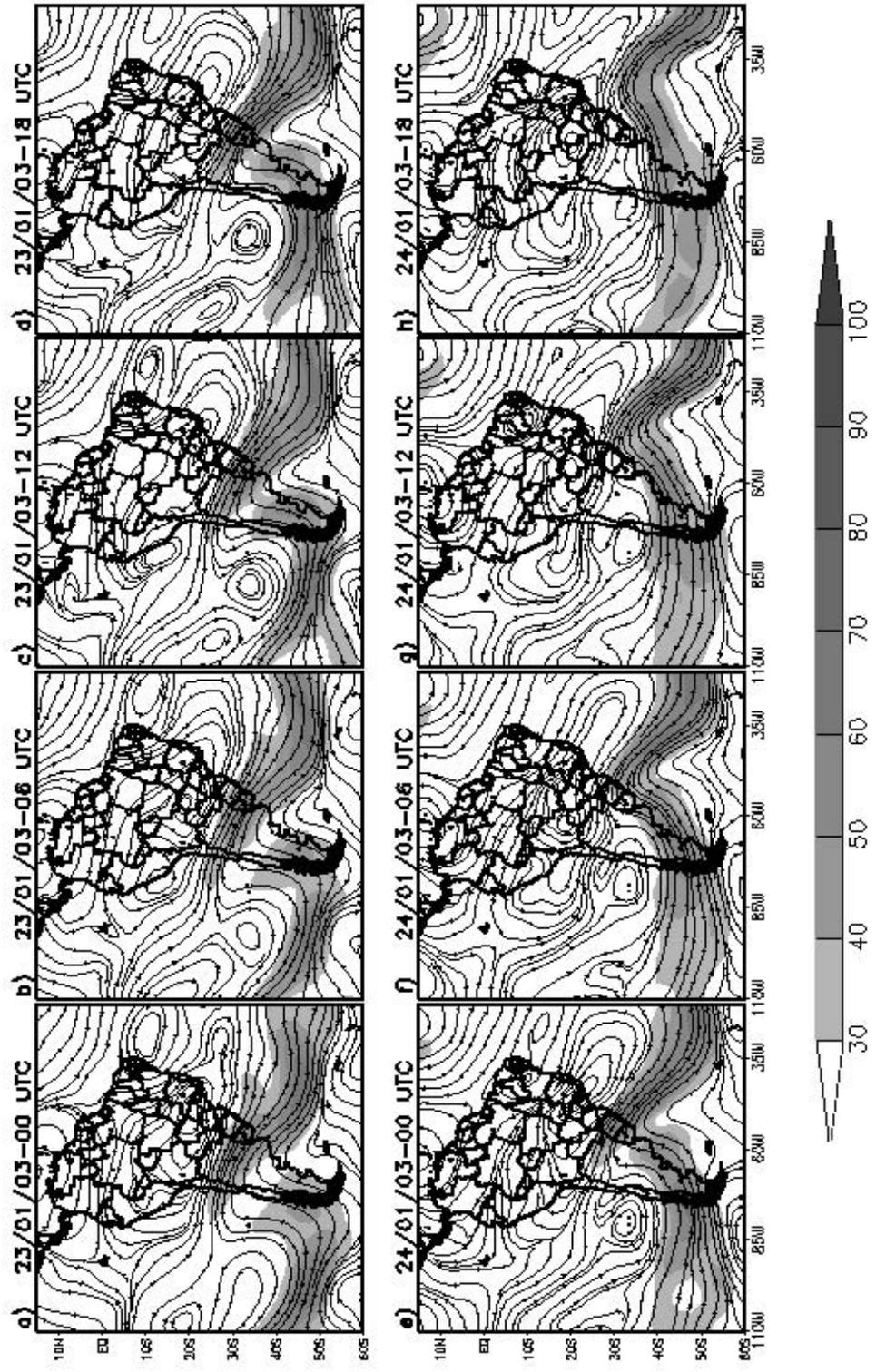


FIGURA 7.10 - Idem à Figura 7.6 exceto para 300 hPa e: a) 23/01 às 0000 UTC, b) 23/01 às 0600 UTC, c) 23/01 às 1200 UTC, d) 23/01 às 1800 UTC, e) 24/01 às 0000 UTC, f) 24/01 às 0600 UTC, g) 24/01 às 1200 UTC, h) 24/01 às 1800 UTC.

Entre os dias 19 e 20, foram observados altos valores de θ_e em 850 hPa sobre grande parte da AS, principalmente sobre a região central, sul e sudeste do Brasil e norte da Argentina, indicando a existência de altas temperaturas e grande quantidade de umidade nestas regiões. Cerne e Possia (2004) sugeriram que no final de episódios de ZCAS, as temperaturas na Argentina aumentam devido à subsidência gerada pela convecção durante o período de ZCAS. No dia 20 às 0000 UTC (figura não mostrada), houve a formação de uma “língua” quente e úmida sobre a Bolívia, que se estendeu desde o oeste da Região Amazônica até o norte da Argentina, passando também pela Região Sul e oeste da Região Sudeste. Este transporte de umidade e calor favoreceu a instabilidade sobre a região, contribuindo para a formação de convecção. No dia 21, uma massa de ar mais fria entrou no continente sobre o sul da Argentina e verificou-se uma separação entre duas massas de ar de diferentes características físicas: uma fria e mais seca ao sul da AS e outra mais quente e úmida, predominante sobre o sul do Brasil e norte da Argentina. A região de ar mais quente e úmido se desintensificou às 1200 UTC e voltou a se fortalecer às 0000 UTC do dia 22 (Figura 7.11e), devido ao fortalecimento do JBN. Os ingredientes dinâmicos associados ao transporte de umidade e calor pelo JBN contribuíram para a intensa atividade convectiva observada nas imagens.

Temperatura Potencial Equivalente em 850 hPa JBN-Norte 20°S

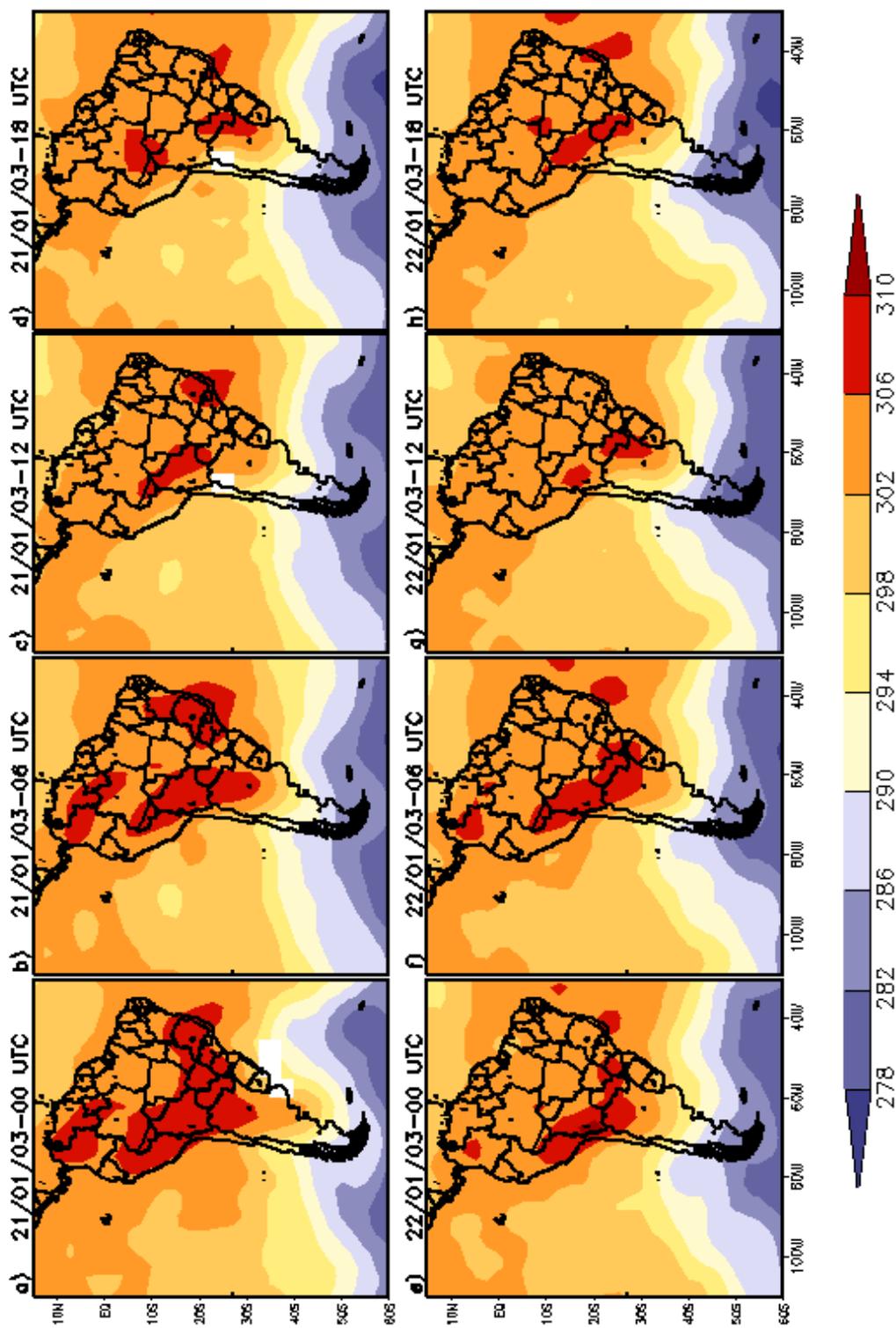


FIGURA 7.11 - Campos de θ_e (K) em 850 hPa para: a) 21/01 às 0000 UTC, b) 21/01 às 0600 UTC, c) 21/01 às 1200 UTC, d) 21/01 às 1800 UTC, e) 22/01 às 0000 UTC, f) 22/01 às 0600 UTC, g) 22/01 às 1200 UTC, h) 22/01 às 1800 UTC.

O campo e anomalia de precipitação para o mês de janeiro de 2003 (Figura 7.12a) revela que houve intensa atividade convectiva sobre o Brasil, em especial na Região Sudeste do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e sul da Bolívia. Durante este mês, a persistência de precipitação nas Regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil foi causada pela ocorrência de três episódios da ZCAS (CLIMANÁLISE, 2003). Como dito anteriormente, anterior à ocorrência do presente caso de JBN estudado, houve a configuração de um episódio de ZCAS e no final do caso de JBN, os padrões atmosféricos indicaram claramente a configuração de outro episódio de ZCAS, que foi confirmado pelo Climanálise (2003). No dia da ocorrência do CCM, o VCAN deslocou-se para oeste e passou a atuar mais próximo ao litoral do NEB. No dia 18 (Figura 7.12b), a intensa precipitação observada sobre o norte da Argentina, Paraguai, Bolívia e Região Centro-Oeste do Brasil foi causada pela passagem de um sistema frontal, que aliado ao JBN, favoreceu a formação de um CCM. Na Região Sudeste, a anomalia positiva de precipitação foi devido ainda à atuação da ZCAS. As anomalias de precipitação sobre a Bacia do Prata foram negativas no dia 19 (Figura 7.12c), dia em que a frente fria deslocou-se para sudeste e interagiu com o sistema frontal semi-estacionário. Como visto nas imagens de satélite, o avanço de outro sistema frontal no dia 20 foi o que causou as anomalias de precipitação sobre o Sul do Brasil neste dia (Figura 7.12d), e a diminuição das chuvas sobre o Sudeste foi causada pela desconfiguração da ZCAS. No dia 22, foram observadas anomalias negativas de precipitação em grande parte da Bacia do Prata. Entretanto, com a formação do ciclone em superfície juntamente com a frontogênese, as chuvas aumentaram sobre esta região, e sobre o Sudeste foram observadas anomalias negativas de precipitação (Figura 7.12g). Sobre o Paraguai, norte da Argentina e RS, as anomalias superaram os 30mm. No dia 24, apesar de menos intensas, as anomalias positivas de precipitação sobre as Regiões Centro-Oeste/Sudeste foram observadas (Figura 7.12h). Isto se deve ao avanço para sudeste do sistema frontal, que estava mais fraco, causando anomalias negativas de precipitação sobre a Bacia do Prata.

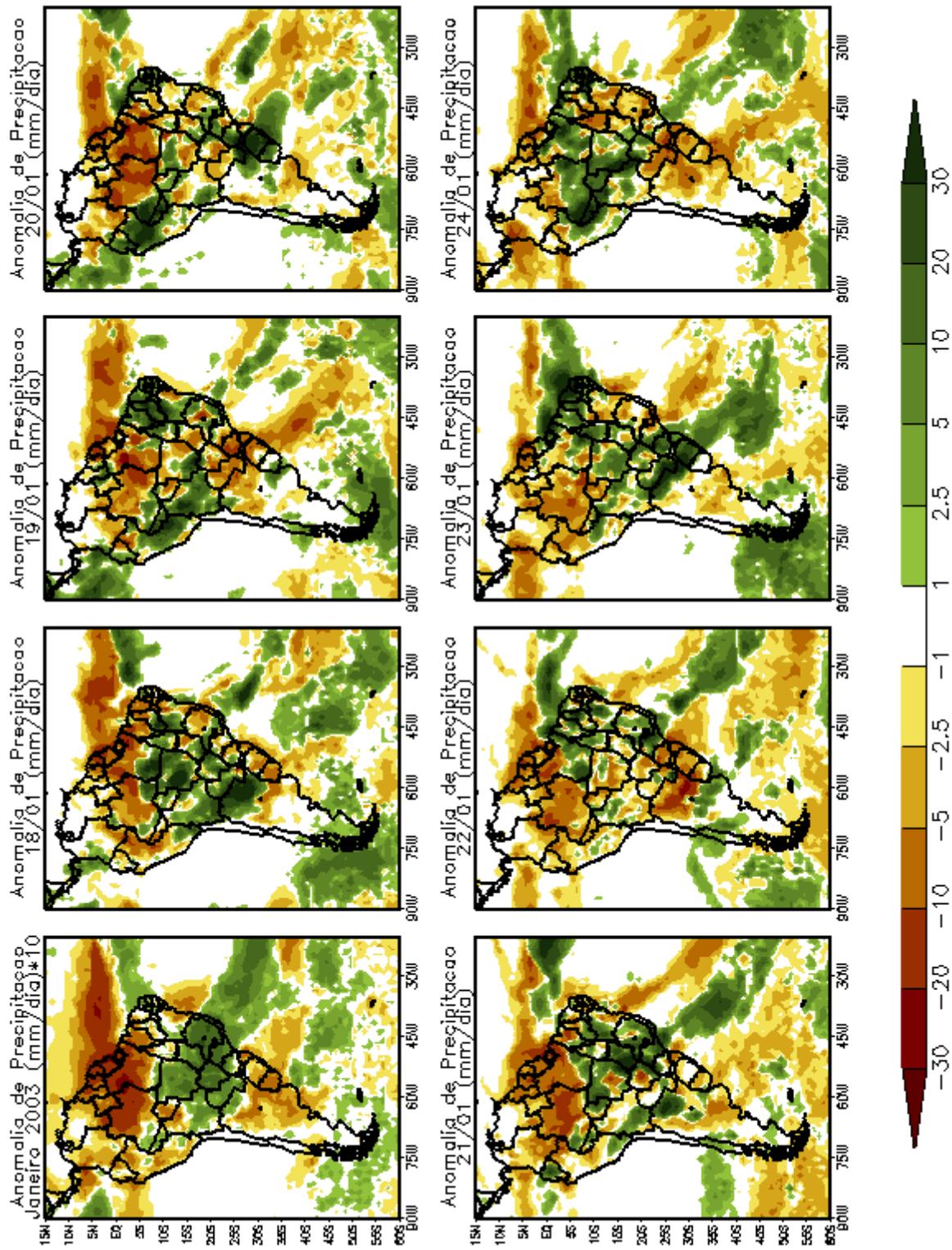


FIGURA 7.12 - Campo de anomalia de precipitação (10^1 mm) do mês de janeiro (a) e campos de anomalia de precipitação (mm) para os dias: b) 18/01, c) 19/01, d) 20/01, e) 21/01, f) 22/01, g) 23/01, h) 24/01.

7.2 Caso 2: JBN ocorrido entre o período de 06 a 09 de julho de 2003

No dia 06 de julho de 2003 entre as 1800 UTC e 2100 UTC houve a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical que atingiram grande parte dos Estados do Paraná e Santa Catarina. Segundo Nascimento (2006), um sistema do tipo super-célula atingiu a cidade de Curitiba no Paraná neste dia, provocando fortes ventos e tempestade de granizo, causando muita destruição em alguns pontos da cidade (Figura 7.13). No dia 08, um evento de chuva intensa acompanhado de rajadas de vento provocou destruição e deixou pessoas feridas em vários municípios do RS. Em Porto Alegre, ocorreram fortes pancadas de chuva que alagaram as principais vias de acesso à região central, congestionando o trânsito. Houve também queda de granizo no município de Entre Rios do Sul, que durou dez minutos pela manhã e danificou 140 residências de um núcleo habitacional. Em São Francisco de Paula, os ventos intensos ocasionaram grande destruição, com indícios de que houve a ocorrência de um tornado, tendo em vista que a área destruída foi estreita e em linha reta. O saldo do temporal foi de 26 feridos, seis deles em estado grave. Uma mulher morreu de parada cardíaca quando sua casa foi destelhada (POVO, 2006). As Figura 7.13c-d mostram uma parte dos grandes danos causados nestas localidades.



FIGURA 7.13 - Exemplos dos danos causados pela intensa convecção ocorrida nos dias: a) 06 de julho de 2003 na cidade de Curitiba, Paraná; b) 08 de julho de 2003 na cidade de São Francisco de Paula, no RS.

FONTE: Nascimento (2006)

7.2.1 Identificação do JBN

O JBN na As foi analisado utilizando-se os dados de balão piloto obtidos do PACSSONET e as reanálises do NCEP/NCAR. O sistema foi definido pelo critério adotado ao se utilizar as reanálises do NCEP/NCAR, mas não pôde ser bem caracterizado nos dados observacionais. isto porque o critério de cisalhamento vertical do C1BM não foi totalmente satisfeito. Por outro lado, verificou-se nestes dados que os ventos estavam intensos e não se descartou a ocorrência do JBN durante os dias analisados em vista das reanálises terem representado o JBN em alguns dias e também porque não haviam disponíveis outras estações de ar superior com dados disponíveis para este período.

O perfil do vento para a estação de Trinidad (Figura 7.14) nos dias 06, 07, 08 e 09 mostram que os ventos estavam intensos e predominantemente de norte/noroeste. No dia 06 às 1200 UTC (Figura 7.14a), o máximo de vento foi verificado em torno de 1000 m acima do nível do mar. Já no dia 07 (Figura 7.14b), o máximo ocorreu mais

próximo à superfície, em torno de 500 m acima do nível do mar e em torno de $14ms^{-1}$. Neste dia, observou-se cisalhamento da ordem de $7ms^{-1}km^{-1}$. Os ventos estavam intensos (CVM da ordem de $18ms^{-1}$) no dia 08 às 1200 UTC em aproximadamente 700 m acima do nível do mar (Figura 7.14c). Até os primeiros três quilômetros de altura, os ventos permaneceram desta ordem de magnitude e predominantemente de norte.

7.2.2 Descrição sinótica

A evolução sinótica foi realizada para o período de 04 a 09 de julho de 2003, que é mostrada na seqüência de imagens de satélite da Figura 7.15, em vista de alguns sistemas atuantes nos dias anteriores ao dia 06 terem sido relevantes para a situação sinótica predominante entre os dias 06 e 09.

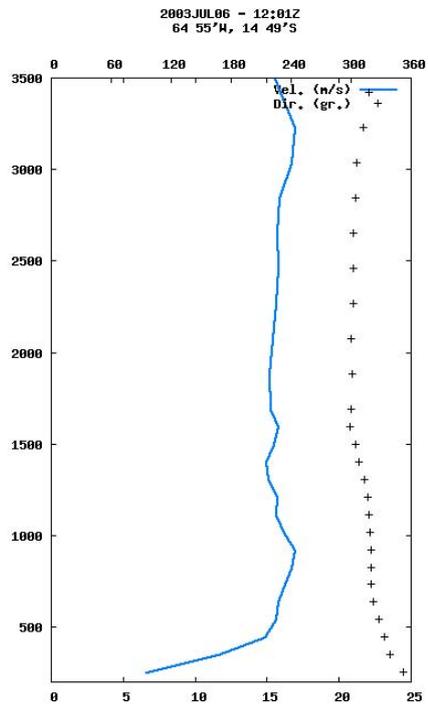
No dia 04 (Figura 7.15a), verificou-se um vórtice ciclônico (VC) em níveis médios da atmosfera, associado a um ciclone em superfície sobre o Oceano Pacífico (figura não mostrada). O ciclone começou a cruzar os Andes no dia 05, enquanto que o VC cruzou as montanhas e contribuiu para a ocorrência de uma frontogênese sobre a Argentina (Figura 7.15b). Esta frente propagou-se para o Oceano Atlântico no dia seguinte (Figura 7.15c), favorecendo a formação de nebulosidade sobre o sul do Brasil. Durante a madrugada do dia 06 (Figura 7.15d), intensa convecção se formou sobre o leste do RS e Oceano Atlântico associado ao VC, entrando em dissipação durante o dia. Mais tarde, houve a formação de um aglomerado convectivo sobre o oeste do Estado do Paraná às 1200 UTC (figura não mostrada). Deu-se origem à uma linha de convecção sobre o continente, desde a Amazônia até o sul do Brasil às 2100 UTC (Figura 7.15e). O aglomerado convectivo sobre o Paraná evoluiu, passando a cobrir grande parte do Estado além do Estado de Santa Catarina. Um novo sistema frontal adentrou o continente pelo extremo sul da Argentina, avançando para o interior deste país às 1200 UTC do dia 07 (Figura 7.15f), atingindo o oeste do RS. A antiga frente fria que tinha se deslocado para o oceano se intensificou sobre a Região Sul às 1200 UTC, permanecendo ativa até as 0000 UTC do dia 08 (figura não mostrada). A presença das duas frentes, embora enfraquecidas, favoreceu a instabilização da atmosfera, e no dia 08 às 1800 UTC ocorreu uma nova frontogênese sobre o RS (Figura 7.15g). A convecção associada evoluiu para uma região de nuvens formando um cone sobre o RS e Oceano Atlântico. Grande parte da convecção profunda estava atingindo o oeste do Estado. Na noite do dia 09, o sistema ondulou e adquiriu a forma típica de uma frente fria, passando a atingir Santa Catarina, o sul do Paraná e sul do Paraguai. Este sistema frontal avançou para nordeste e permaneceu ativo sobre o norte da Região Sul e Sul da Região Sudeste até as 1800 UTC do dia 10 (figura não mostrada).

Observou-se nas cartas do Serviço Meteorológico Marinho que no dia 06 às 0000 UTC (figura não mostrada), uma baixa pressão estava sobre o Paraguai e oeste da Região Sul, com centro de 1006 hPa, associada à frente fria semi-estacionária sobre a Região. A frente fria estava associada a outro centro de baixa pressão de 1002 hPa sobre o Oceano Atlântico, centrada em $33^{\circ}S/45^{\circ}W$. Às 1200 UTC (Figura 7.16), a baixa sobre o Paraguai se deslocou para leste e interagiu com a baixa sobre o oceano, formando uma região alongada de baixas pressões de noroeste a sudeste sobre o sul do Brasil. A oeste do Uruguai, um centro de alta pressão estava predominando sobre a região, fator este que inibiu a formação de nuvens sobre a Bolívia, Paraguai, Argentina, Uruguai e RS. No dia seguinte às 0000 UTC (figura não mostrada), houve a interação entre as baixas que se encontravam sobre o continente e a frente fria semi-estacionária. A alta que estava sobre a Argentina se deslocou para leste e um outro centro de alta pressão se formou sobre o Oceano Atlântico, ao sul do Uruguai. Às 1200 UTC (Figura 7.16), houve a entrada do sistema frontal pela Argentina. No dia 08 às 0000 UTC (Figura 7.16) uma baixa pressão de 998 hPa se formou e a frente avançou para nordeste, adentrando sobre o centro da Argentina. Sobre o Paraguai e Bolívia, um amplo cavado associado à frente estava atuando na região. A frente fria semi-estacionária no sul do Brasil avançou para nordeste devido à entrada do cavado e também ao afastamento para leste de uma alta pressão que estava sobre o Sudeste. Às 1200 UTC (figura não mostrada), esta alta se desintensificou e acoplou-se à ASAS que se deslocou para leste, contribuindo para o avanço para nordeste da frente fria. O sistema frontal sobre a Argentina avançou para nordeste e atingiu o sul do Brasil no dia 09 às 0000 UTC. A baixa pressão sobre o norte da Argentina acompanhou o deslocamento da frente, migrando para leste. Neste dia, um ciclone seguido de uma frontogênese se formou na costa leste do RS. Este novo sistema frontal se intensificou e apresentava uma baixa associada de 992 hPa (Figura 7.16), avançando para nordeste e gerando intensa atividade convectiva.

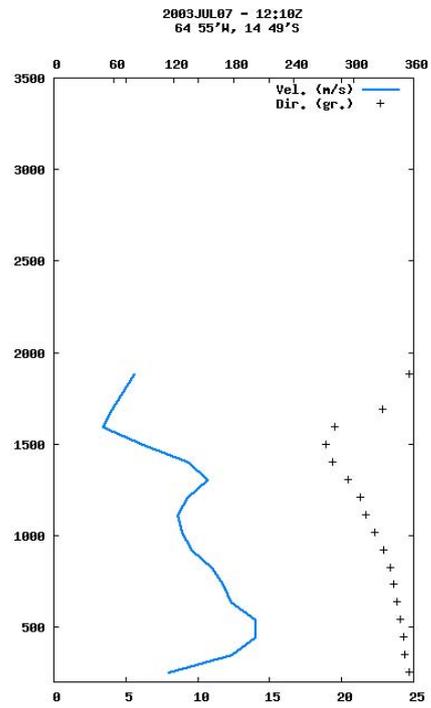
7.2.3 Análise da circulação atmosférica associada

Nos campos de vento em 850 hPa gerados com as reanálises, observou-se a caracterização do JBN no dia 06 entre as 0000 UTC e 1200 UTC, com CVM de $14ms^{-1}$ sobre o Estado do Mato Grosso do Sul (figura não mostrada). O JBN estava associado à frente fria semi-estacionária sobre o sul do Brasil, e mesmo com sua descaracterização, o escoamento de noroeste continuou predominando sobre o Sul e Sudeste, devido também à presença de uma alta pós-frontal. No dia 07 (figura não mostrada), observou-se um amplo cavado propagando-se para leste. Com este novo sistema, os ventos que eram predominantemente de noroeste giraram para sul e no dia 08 às 0600 UTC (Figura 7.17b) o JBN se caracterizou novamente com CVM de $18ms^{-1}$ sobre o sul da Bolívia, Paraguai e Mato Grosso do Sul. A proximidade do sistema de alta pressão no continente também contribuiu para a intensificação dos ventos. Com a propagação da frente para nordeste, o cavado se deslocou para leste e seu eixo se posicionou desde o norte da Argentina até o sul da Província de Buenos Aires, sobre o Oceano Atlântico. Corrente abaixo do cavado, os ventos se intensificaram, alcançando a magnitude de $22ms^{-1}$ às 1200 UTC (Figura 7.17c). Às 1800 UTC (Figura 7.17d), a alta se afastou para leste e o cavado avançou, permanecendo com seu eixo sobre o RS até as 0600 UTC do dia 09 (Figura 7.17f) favorecendo a confluência dos ventos e acompanhando sua trajetória. O JBN apresentou um CVM de $16ms^{-1}$ sobre o Mato Grosso do Sul. Às 1200 UTC (Figura 7.17g) a alta se afastou completamente do continente e o cavado se deslocou para o Oceano Atlântico, contribuindo para que os ventos de sul adentrassem o sul do continente. Neste horário, o JBN se descaracterizou.

(a)



(b)



(c)

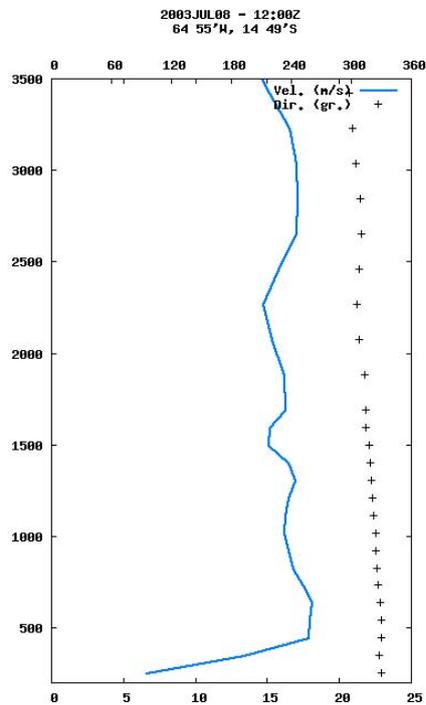


FIGURA 7.14 - Perfis do vento (linha contínua azul, em ms^{-1}) e direção (cruzes pretas, em $^{\circ}$) na estação de Trinidad, na Bolívia ($14^{\circ} 49'S$, $64^{\circ} 55'W$) para os dias: a) 06/07 às 1200 UTC; b) 07/07 às 1200 UTC; c) 08/07 às 1200 UTC.

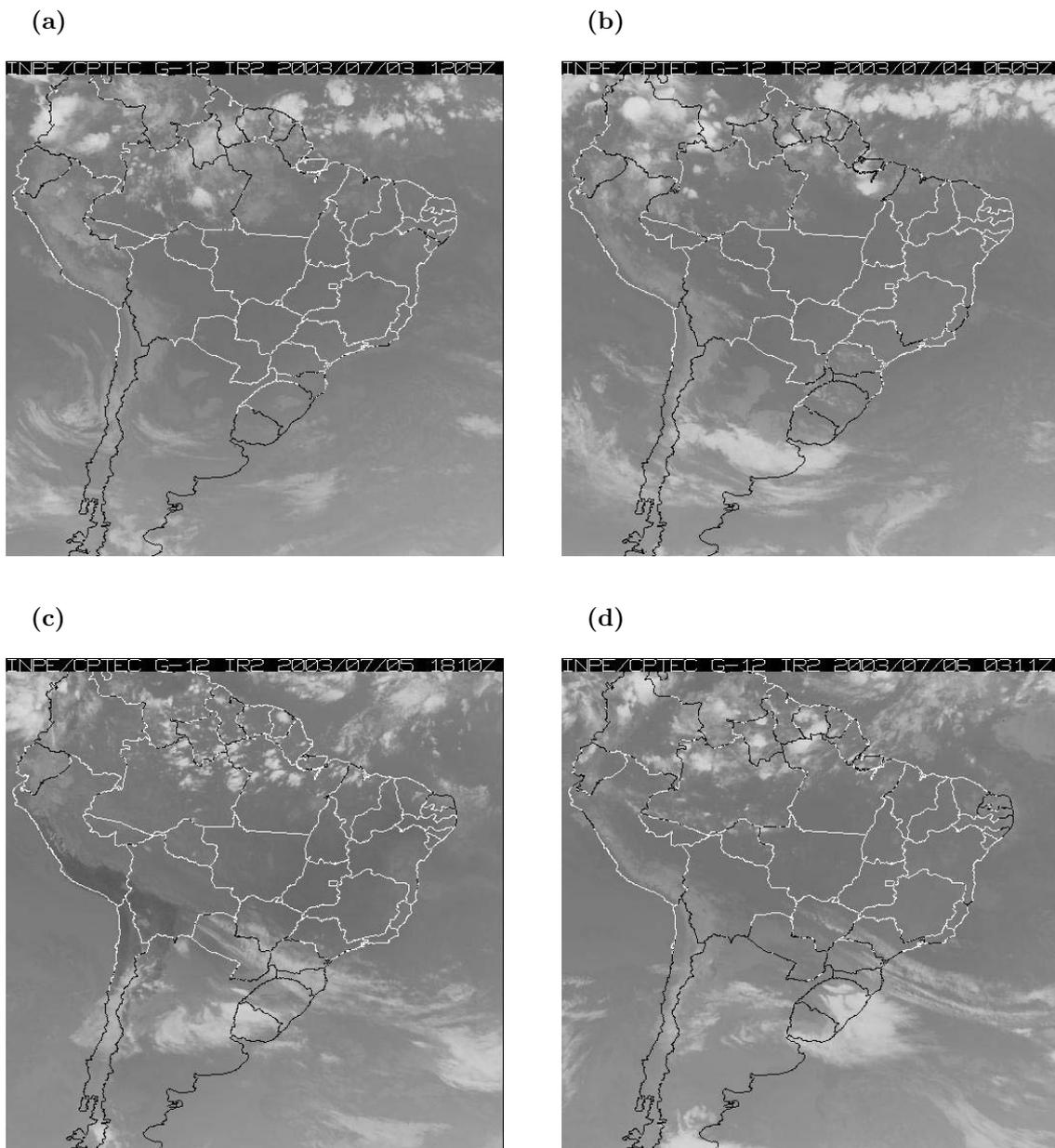
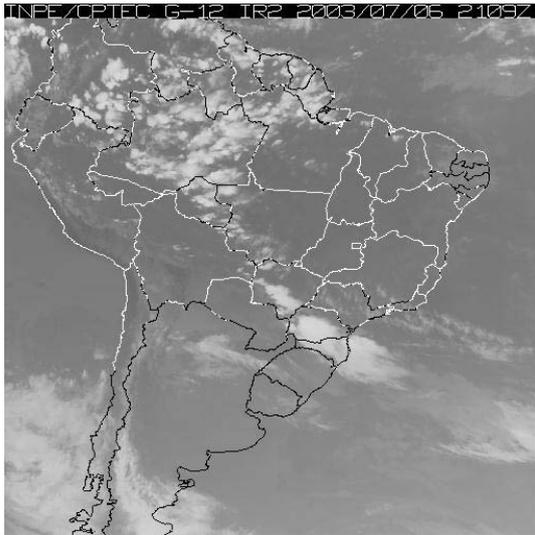
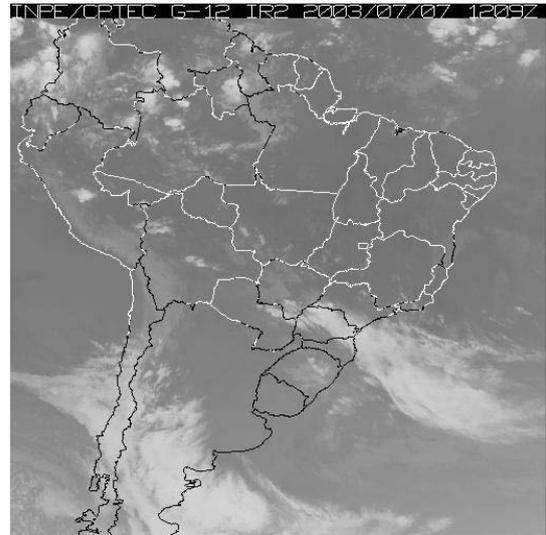


FIGURA 7.15 - Imagens do satélite GOES-8 no canal IR para: a) 03/07 às 12:09 UTC; b) 04/07 às 06:09 UTC; c) 05/07 às 18:10 UTC; d) 06/07 às 03:11 UTC; e) 06/07 às 21:09 UTC; f) 07/07 às 12:09 UTC; g) 08/07 às 18:10 UTC; h) 08/07 às 21:10 UTC; i) 09/07 às 06:11 UTC; j) 09/07 às 12:11 UTC. **(Continua)**

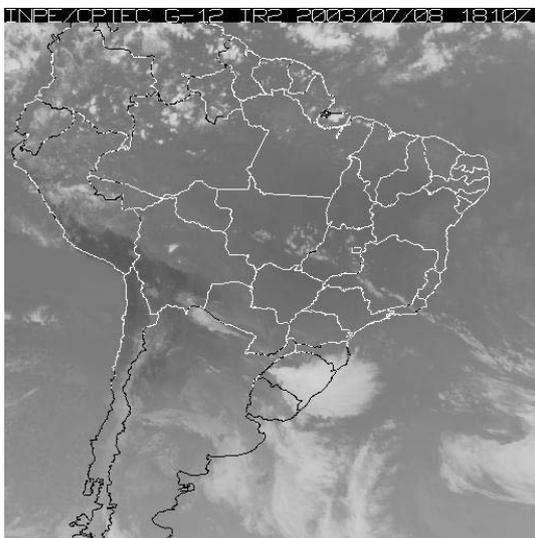
(e)



(f)



(g)



(h)

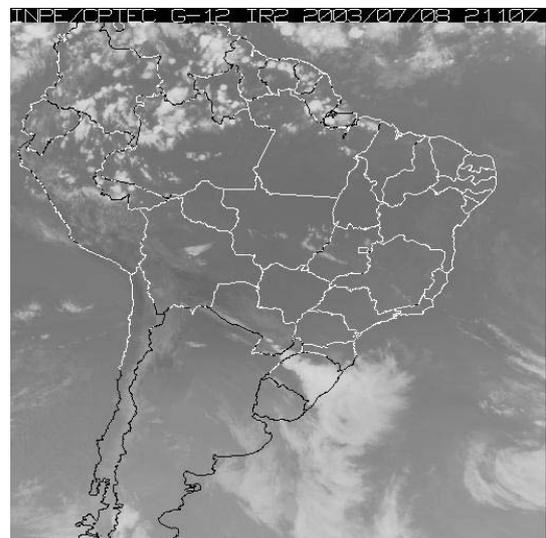
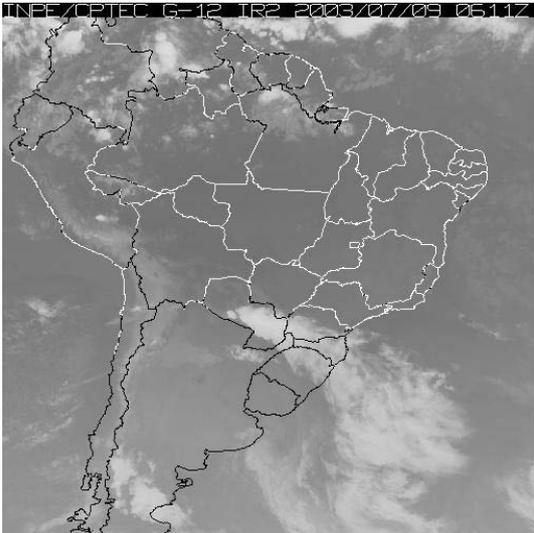


FIGURA 7.15 - Continua

(i)



(j)

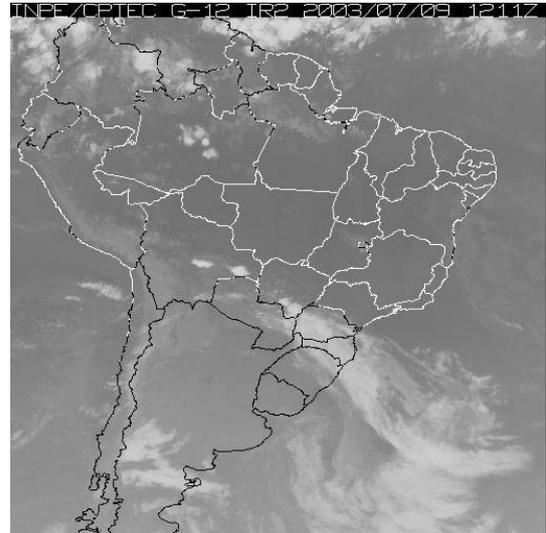
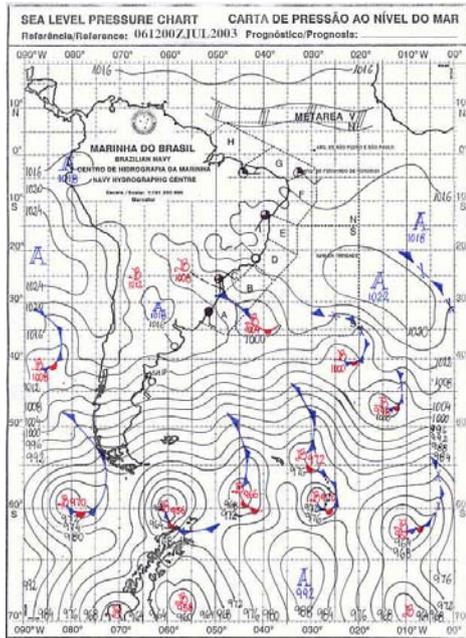
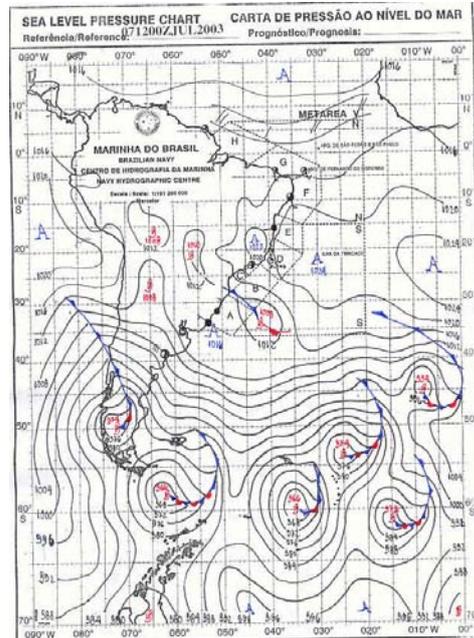


FIGURA 7.15 - Conclusão.

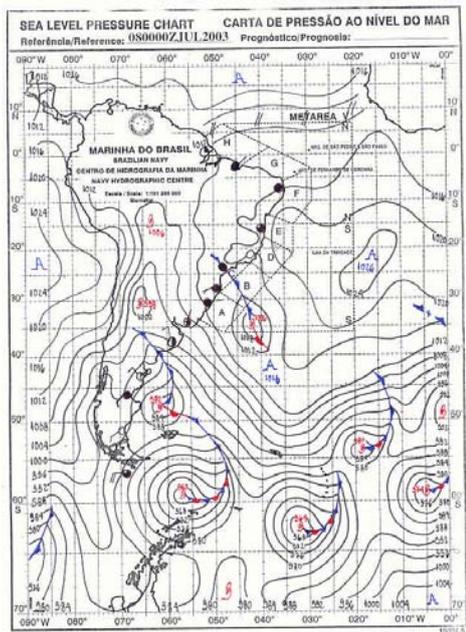
(a)



(b)



(c)



(d)

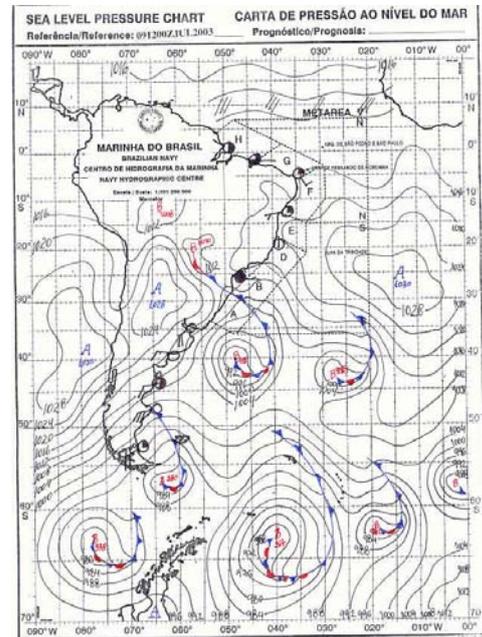


FIGURA 7.16 - Cartas de superfície para os dias: a)06/07/2003 às 1200 UTC; b)07/07/2003 às 1200 UTC; c)08/07/2003 às 0000 UTC; d)09/07/2003 às 1200 UTC.
FONTE: (MARINHA, 2006)

Vento em 850 hPa
JBN – Sul 20°S

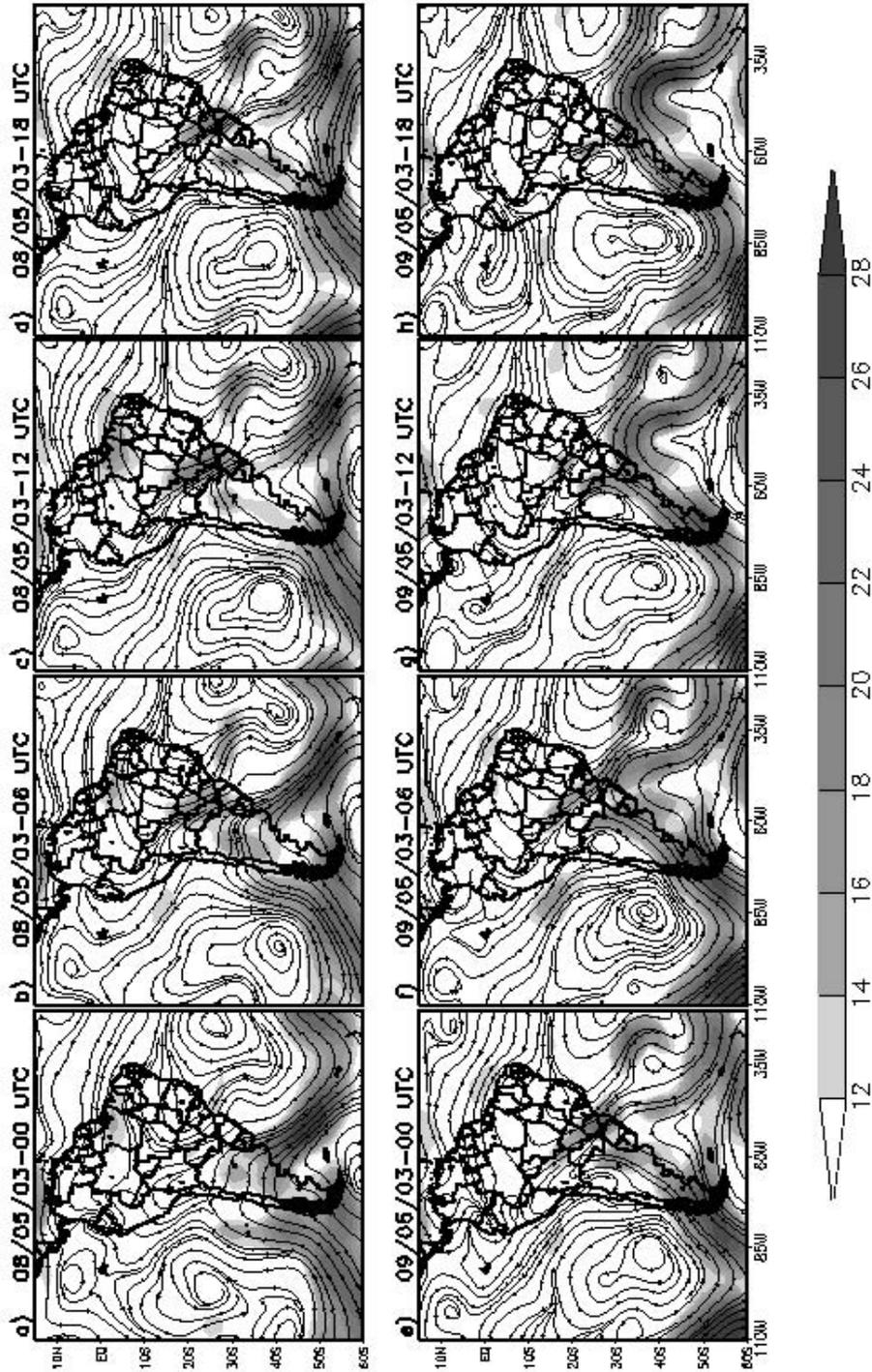


FIGURA 7.17 - Linhas de corrente e isotacas (sombreado em $m s^{-1}$) em 850 hPa para os dias: a) 08/07 às 0000 UTC, b) 08/07 às 0600 UTC, c) 08/07 às 1200 UTC, d) 08/07 às 1800 UTC, e) 09/07 às 0000 UTC, f) 09/07 às 0600 UTC, g) 09/07 às 1200 UTC, h) 09/07 às 1800 UTC.

O padrão em 300 hPa indicava a presença do JS sobre a AS desde o dia 04, posicionado entre 20°S e 40°S. Este sistema estava curvado anticiclonicamente, acoplado a uma crista sobre o sul do continente. No dia 05 (figura não mostrada), houve a propagação para leste de um cavado e o JS adquiriu curvatura ciclônica. Seu CVM de 50ms^{-1} permaneceu sobre o norte da Argentina até o dia 06 (figura não mostrada). A AT estava atuando sobre o norte do continente desde o dia 04. No dia 05, com o avanço do cavado para leste, a AT também se deslocou para leste e seu centro ficou posicionado sobre o NEB. No horário das 0600 UTC, este sistema se dividiu em dois centros, um ainda sobre o NEB e outro sobre a Amazônia, padrão que permaneceu até o dia 08 às 0000 UTC (Figura 7.18a) quando o centro anticiclônico se desconfigurou sobre o NEB. Um amplo cavado cruzou os Andes e um intenso ramo do JS se propagou com o cavado. Às 0600 UTC (Figura 7.18b), o CVM associado ao JS estava sobre o norte da Argentina. Estes sistemas se deslocaram para leste e às 1800 UTC (Figura 7.18d), quando verificou-se o eixo do cavado posicionado sobre o centro da Argentina e o JS curvado ciclonicamente com intensidade máxima sobre o norte da Argentina e sul do Paraguai, gerando uma intensa região de difluência sobre o RS, associada à saída do JS. Este padrão de difluência está diretamente relacionado à intensidade da convecção sobre esta região no mesmo horário e à forma com que se apresentou a instabilidade observada nas imagens de satélite. No dia seguinte, o JS se deslocou para sul e não se observou mais difluência associada sobre o sul do Brasil. O cavado avançou para leste deslocando-se para o oceano às 1800 UTC (Figura 7.18h).

Vento em 300 hPa
JBN-Norte 20°S

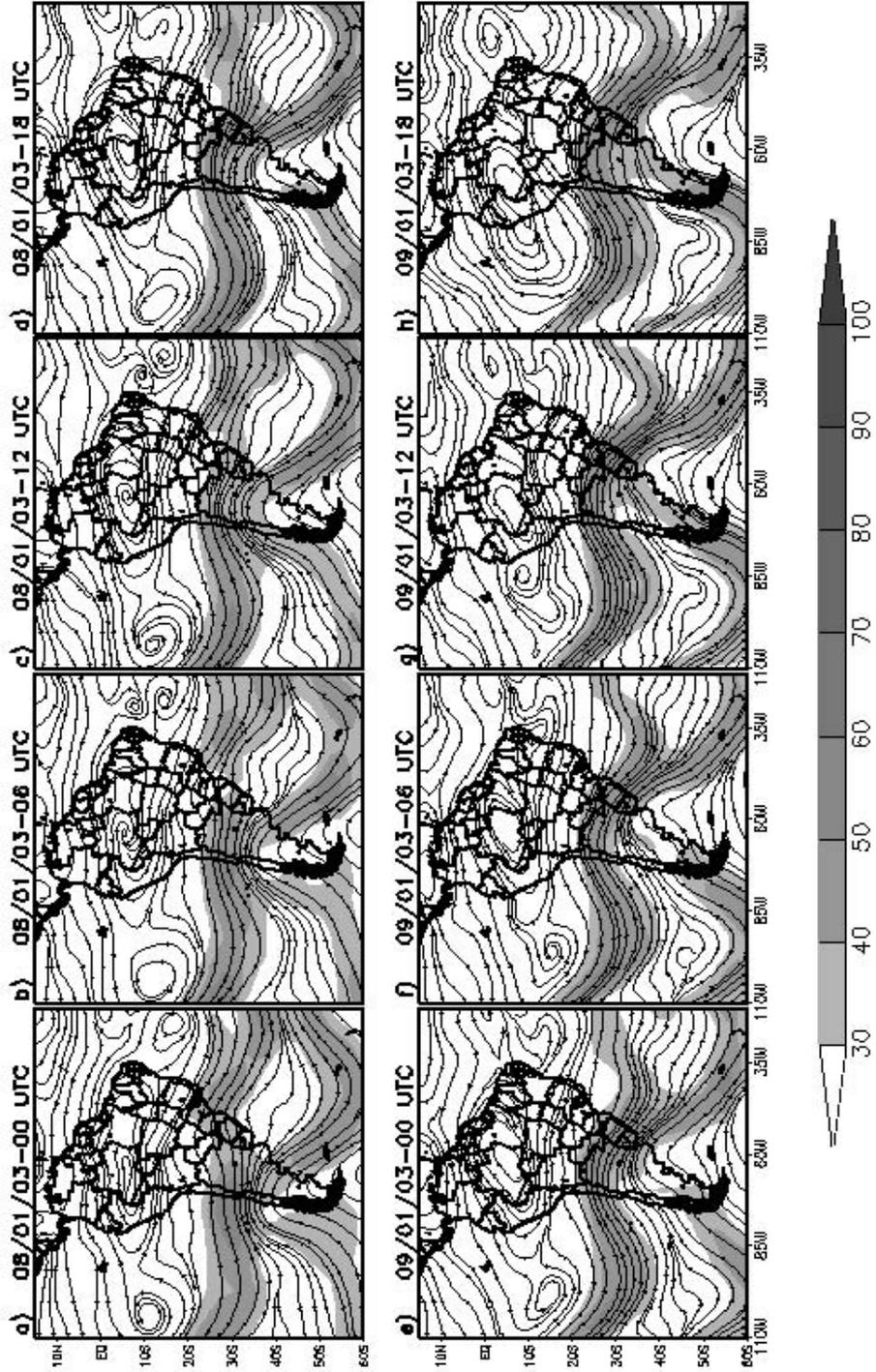


FIGURA 7.18 - Idem à Figura 7.17 exceto para o nível de 300 hPa.

O campo de advecção de T em 850 hPa para o dia 08 mostra a advecção fria sobre a Argentina, associada aos ventos de sul à oeste do eixo do cavado em baixos níveis e a advecção quente proveniente de norte, sobre o nordeste da Argentina às 0000 UTC (Figura 7.19a). Às 0600 UTC (Figura 7.19b), a advecção quente aumentou sobre o RS, devido ao transporte de calor pelo JBN. No horário seguinte (Figura 7.19c), este padrão se intensificou, porém com aumento da advecção quente e fria, indicando maior baroclinia na região. A pressão aumentou sobre a Argentina devido ao ar mais frio que penetrou na região e houve um abaixamento da pressão sobre o sul do Paraguai e Região Sul devido ao ar mais quente advectado. A intensificação do JBN neste horário esteve associada ao maior transporte de calor para o sul do país. A advecção de ar frio passou a predominar a partir das 1800 UTC (Figura 7.19d), coincidindo com o início da desintensificação do JBN.

Adveccao de Temperatura em 850 hPa (K/dia)

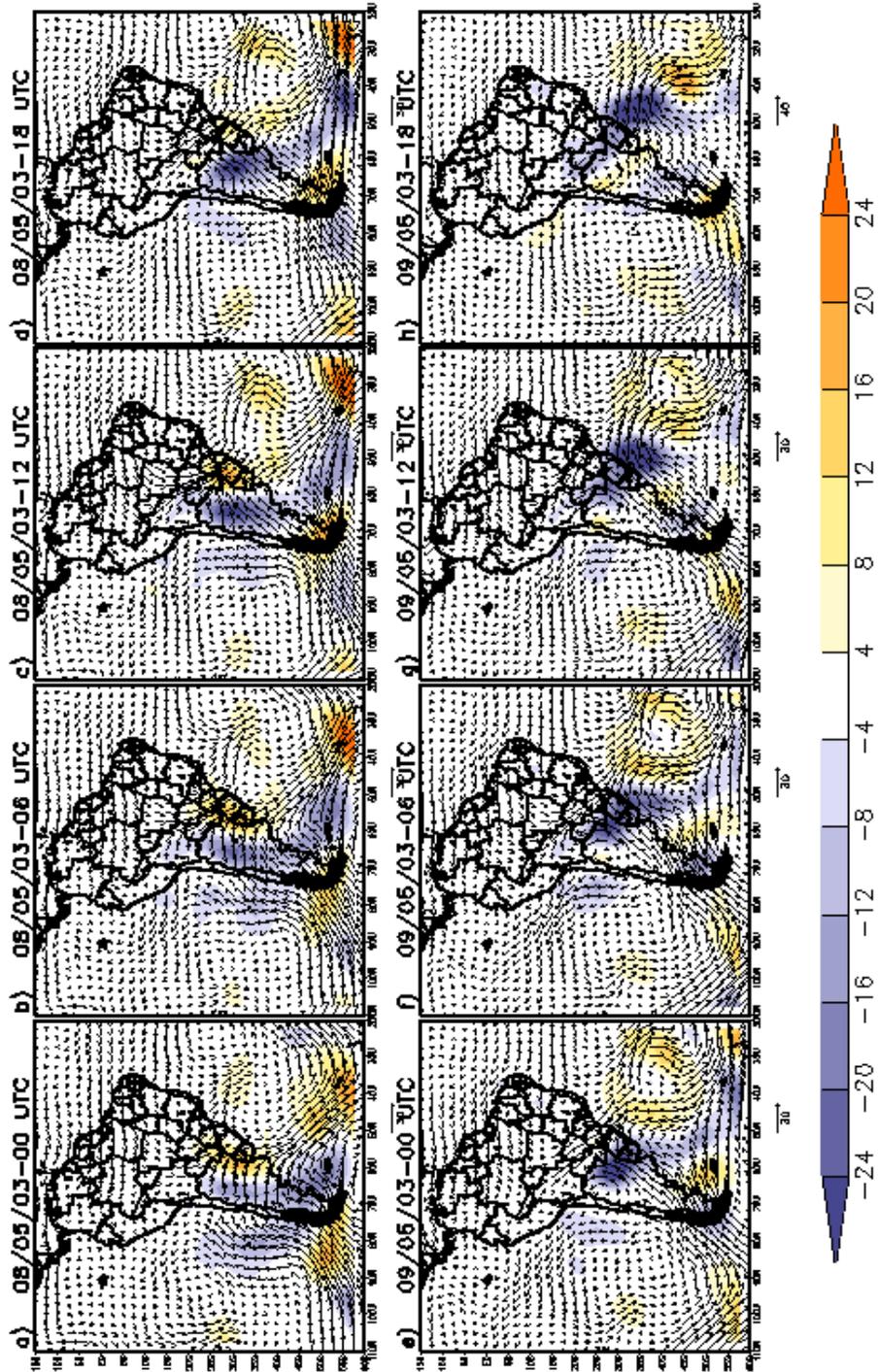


FIGURA 7.19 - Vetor vento (setas em ms^{-1}) e advecção de T (sombreado em K/dia) em 850 hPa para os dias: a) 08/07 às 0000 UTC, b) 08/07 às 0600 UTC, c) 08/07 às 1200 UTC, d) 08/07 às 1800 UTC, e) 09/07 às 0000 UTC, f) 09/07 às 0600 UTC, g) 09/07 às 1200 UTC, h) 09/07 às 1800 UTC.

Durante o período estudado, verificou-se que a atmosfera estava muito baroclínica devido à passagem de vários sistemas frontais sobre o sul da AS. Do dia 03 (figura não mostrada) ao dia 04 (Figura 7.20a), porém, houve o predomínio de altas pressões sobre o sul do Brasil, o que desfavoreceu a ocorrência de chuvas, causando as anomalias negativas de precipitação, principalmente sobre o RS. Com a formação de uma frente fria sobre a Argentina, as anomalias positivas nesta região relacionaram-se com as chuvas causadas por este sistema. A frente fria também favoreceu a ocorrência de chuvas sobre o RS no dia 05 (Figura 7.20b). Este sistema permaneceu estacionário sobre o sul do Brasil e o JBN contribuiu para o transporte de calor e umidade para a região durante o dia 06 (Figura 7.20c), favorecendo a ocorrência de intensa precipitação sobre a Região Sul do Brasil, principalmente sobre o leste do Paraná, com anomalias positivas acima de 20 mm. A frente semi-estacionária que se intensificou no dia 07 (Figura 7.20d), produziu acumulados positivos de precipitação sobre todo o Estado do Paraná até o Mato Grosso do Sul. Este padrão se desintensificou no dia 08 (Figura 7.20e). Devido à convecção associada ao JS, causando intensa difluência em altos níveis, as chuvas voltaram a ocorrer sobre o RS, com acumulados acima de 10 mm. Sobre o leste da Argentina, devido ao avanço do sistema frontal, também foram observadas anomalias positivas de precipitação. Chuvas fortes ocorreram sobre o Paraná e Santa Catarina com o avanço desta frente para nordeste no dia 09 (Figura 7.20f), onde o sistema atuou com maior intensidade, provocando anomalias positivas maiores que 20 mm no oeste destes Estados.

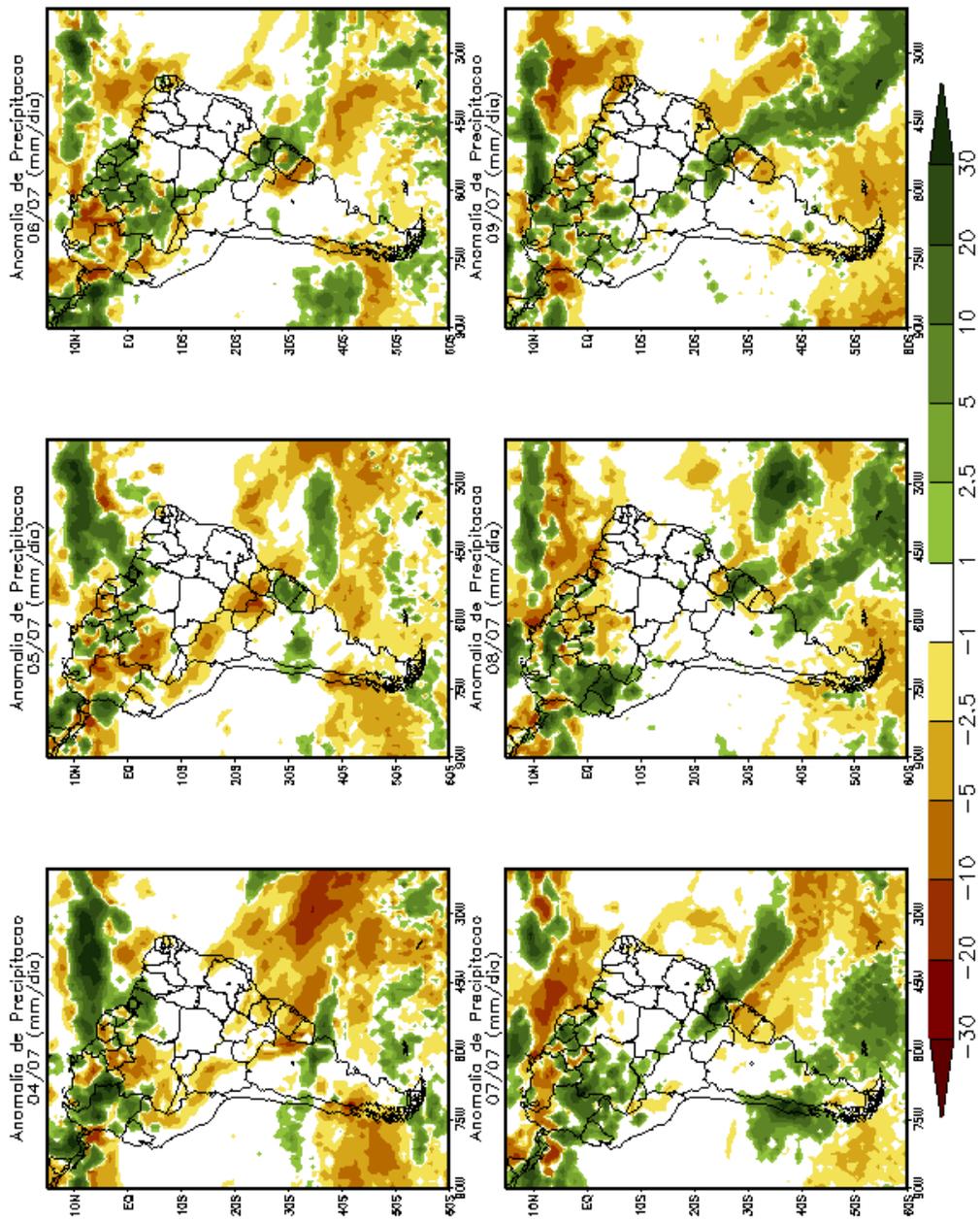


FIGURA 7.20 - Campo de anomalia de precipitação (mm) para os dias: a) 04/07; b) 05/07, c) 06/07, d) 08/07, e) 09/07.

Pode-se concluir que o VC teve papel importante para a ocorrência de extrema precipitação sobre o sul do Brasil. Este sistema contribuiu para a formação da frente fria que permaneceu semi-estacionária sobre essa região, favorecendo a instabilização da atmosfera. A frente fria favorece a canalização dos ventos em baixos níveis que transportaram calor e umidade de latitudes mais altas em direção ao sul do Brasil. Conseqüentemente também favoreceu a queda da pressão nesta região. Estas condições geraram a intensificação da baixa sobre a Bolívia que se acoplou à baixa pressão sobre o sul do país no dia 06. Neste dia, uma linha de convecção se estendeu desde a Amazônia até o sul do Brasil evidenciando o transporte de ar instável proveniente do norte pela presença do JBN. O papel do JBN neste dia foi fundamental devido ao transporte de umidade e calor para a região onde ocorreu a formação de intensa convecção.

No dia 08, quando foi verificado rajadas de vento e destruição no RS, o JBN teve seu máximo desenvolvimento gerado pela propagação para leste do amplo cavado em superfície associado à frente fria que atuou sobre a Argentina neste dia. A propagação deste sistema favoreceu o cavamento da baixa sobre o norte da Argentina às 0000 UTC, fator este que auxiliou a intensificação dos ventos em baixos níveis. O JS posicionado sobre o norte da Argentina gerou uma intensa região de difluência em altos níveis sobre o RS. Esta difluência explica a convecção em forma de cone devido à bifurcação do escoamento. Também neste caso, a interação entre o JBN e o JS gerou condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento convectivo e aos ventos intensos que causaram grandes destruições no RS.

CAPÍTULO 8

MODELOS CONCEITUAIS PARA O CICLO DE VIDA DO JBN A LESTE DOS ANDES

Com base nos resultados obtidos a partir da aplicação de diversas técnicas utilizadas no decorrer desse trabalho, apresenta-se os modelos conceituais que descrevem as características da circulação atmosférica de escala sinótica associadas ao JBN a leste dos Andes para o inverno (Figura 8.1) e para o verão (Figura 8.2). A construção desses modelos engloba o padrão atmosférico considerando um dia antes (D-1), durante (D-0) e um dia depois (D+1) da formação do JBN.

8.1 Inverno

Durante o inverno, em superfície, no dia D-1 (Figura 8.1) ao norte da AS tem-se os ventos alísios adentrando o continente quase paralelos ao extremo norte da AS. Esta situação contribui para que os ventos cheguem mais fracos sobre a Amazônia devido ao atrito da superfície. A ASAS localiza-se mais próxima da AS (devido ao resfriamento da superfície durante o inverno, entre outros processos), contribuindo para que haja confluência de massa sobre o Paraguai. Ao norte da Argentina, a presença de um cavado associado a um sistema frontal que avança pelo interior da Argentina canalizam o escoamento de norte confluindo sobre o Paraguai. Esta frente também está associada ao JS em altos níveis, posicionado entre 20°S e 40°S. No dia da ocorrência do JBN (D-0) (Figura 8.1b), a frente avança para nordeste e atinge o sul do Brasil. A presença deste sistema contribui para a queda da pressão no noroeste da Argentina, formando uma baixa em superfície. A ASAS se desloca para sul e para oeste, e se intensifica devido à aproximação da crista em altos níveis, que favorece a advecção de ar frio corrente acima da crista. Corrente abaixo desta, está o cavado e o JS acoplado. O JS se intensifica e se posiciona sobre o norte da Argentina e sul do Uruguai. Este posicionamento favorece a geração de circulações verticais acompanhadas de ajuste de massa na vertical, favorecendo o estabelecimento de convergência em baixos níveis e aumentando do vento isalobárico sobre o Paraguai e norte da Argentina. Além disso, o JS sobre o Paraguai pode gerar um padrão favorável à ocorrência de nuvens do tipo cone devido à difluência do escoamento na região de saída do JS. A intensificação da ASAS e o estabelecimento da baixa em superfície contribuem para a aceleração geostrófica dos ventos em baixos níveis. Desta forma, o JBN se forma e os ventos em 850 hPa ficam mais intensos sobre

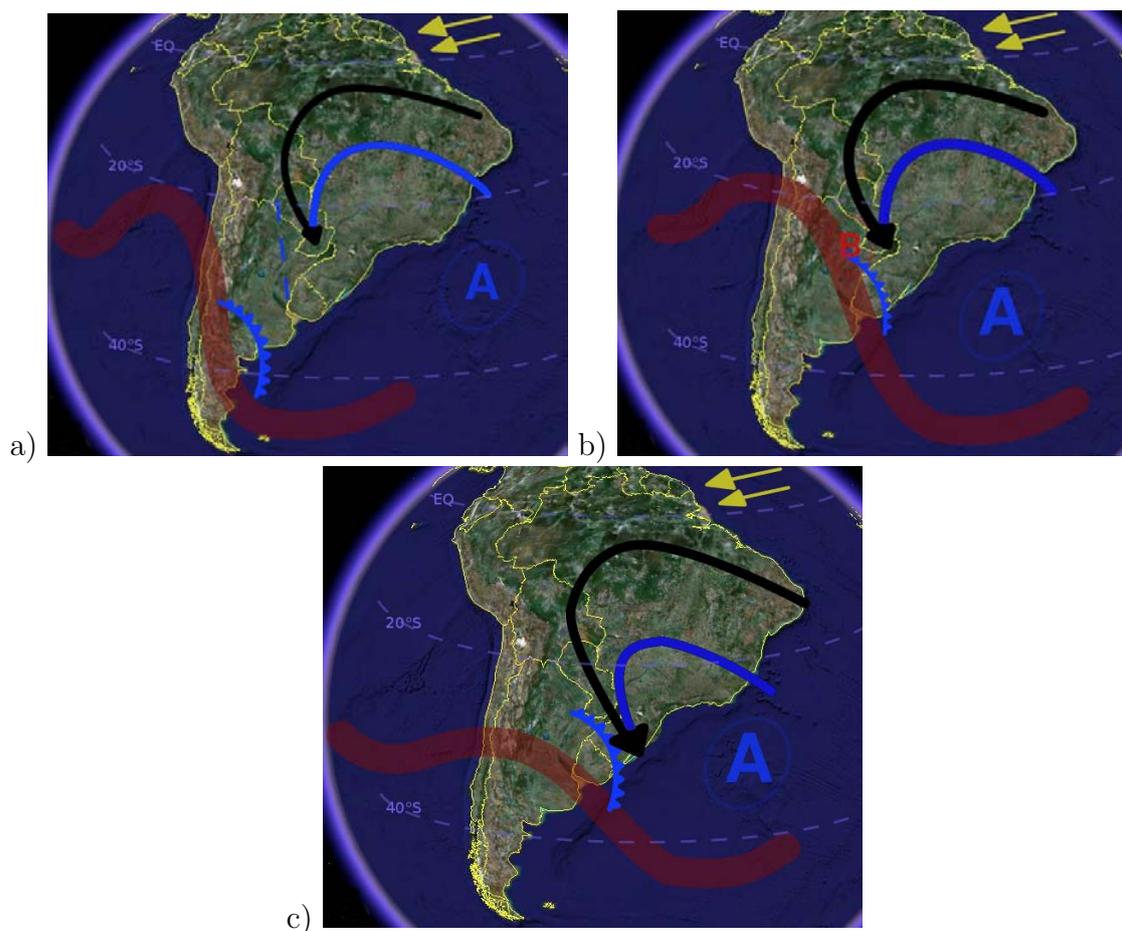


FIGURA 8.1 - Modelo conceitual que descreve os padrões atmosféricos relacionados ao JBN durante o inverno em: a) D-1; b) D-0; c) D+1

As linhas horizontais pontilhadas em azul representam os paralelos de 0° , 20°S e 40°S . As setas amarelas indicam a incursão dos ventos alísios no continente; a letra A indica o posicionamento da ASAS e a seta azul indica a circulação anticiclônica associada; a seta preta indica o posicionamento do JBN; a linha tracejada inclinada azul sobre a Argentina indica o posicionamento de um cavado em baixos níveis, a letra B indica a baixa em superfície, o contorno em vermelho indica o posicionamento do JS enquanto a frente fria é indicada pelo símbolo usual.

o Paraguai. Em D+1 (Figura 8.1c), com o avanço da frente para nordeste, o JBN acompanha seu deslocamento, girando para sudeste e atingindo a região norte do RS. Como a ASAS está próxima do continente, os ventos associados à circulação anticiclônica acompanham o deslocamento do JBN e confluem na mesma região. Com o avanço do cavado para leste, o JS se desintensifica e ocorre o decaimento do JBN.

8.2 Verão

No verão, em D-1 (Figura 8.2a), ao norte da AS observa-se a incursão dos ventos alísios quase perpendiculares à costa. Este ângulo diminui o atrito com a superfície fazendo com que os ventos atinjam a Amazônia ainda intensos. Em superfície, a ASAS está mais afastada do continente e a circulação anticiclônica associada predomina sobre o leste do Brasil. Uma baixa pressão em superfície é observada desde o dia anterior ao JBN e tem um posicionamento médio entre a região central do Paraguai e norte da Argentina. Uma região de ventos intensos em 850 hPa é observada desde o norte da AS, devido à entrada dos ventos alísios sobre o continente. Este escoamento atinge o máximo sobre a Bolívia e se desloca para sul. Um cavado com posicionamento semi-permanente sobre a Argentina também é observado. Este sistema favorece a canalização dos ventos de norte sobre a região. O padrão em altos níveis é formado pela propagação para leste de um cavado associado a um fraco JS, posicionado entre 40°S e 50°S. A AB se caracteriza e posiciona-se próxima de sua posição climatológica (19°S, 62°W). O VCAN também fica caracterizado, localizado sobre o Oceano Atlântico. Este posicionamento favorece o escoamento de norte em direção ao sul da AS pois não há a geração da zona de confluência entre a circulação da AB e da região sul do VCAN. Em D-0 (Figura 8.2b) ocorre uma relativa intensificação da ASAS e um pequeno deslocamento para oeste. Mesmo distante do continente, a incursão da circulação anticiclônica associada à periferia da ASAS sobre o continente contribui para a intensificação dos ventos sobre a Bolívia. O cavado sobre a Argentina acopla-se à baixa em superfície, fazendo com que este sistema se intensifique. Em altos níveis, a mudança mais significativa é a propagação para leste do cavado e do JS. Estabelece-se sobre o sul do Uruguai uma região de ventos máximos em altos níveis, gerando divergência na região e conseqüentemente circulações transversais associadas. Todos estes fatores em conjunto contribuem para acelerar os ventos e o JBN se estabelece, com o CVM sobre o sudoeste da Bolívia. Em D+1 (Figura 8.2c), ocorre um pequeno afastamento da ASAS para leste, que é suficiente para provocar a mudança no escoamento em baixos níveis fazendo com que haja um giro da circulação anticiclônica, confluindo sobre a Região Sudeste do Brasil. Além disso, a baixa em superfície se descaracteriza, restando somente o cavado. Em altos níveis ocorre a propagação do cavado para leste e o JS se desintensifica. O JBN se descaracteriza e os ventos sobre a Bolívia começam a girar para a Região Sudeste.

Comparando-se os padrões obtidos para o inverno e verão, verifica-se que a presença

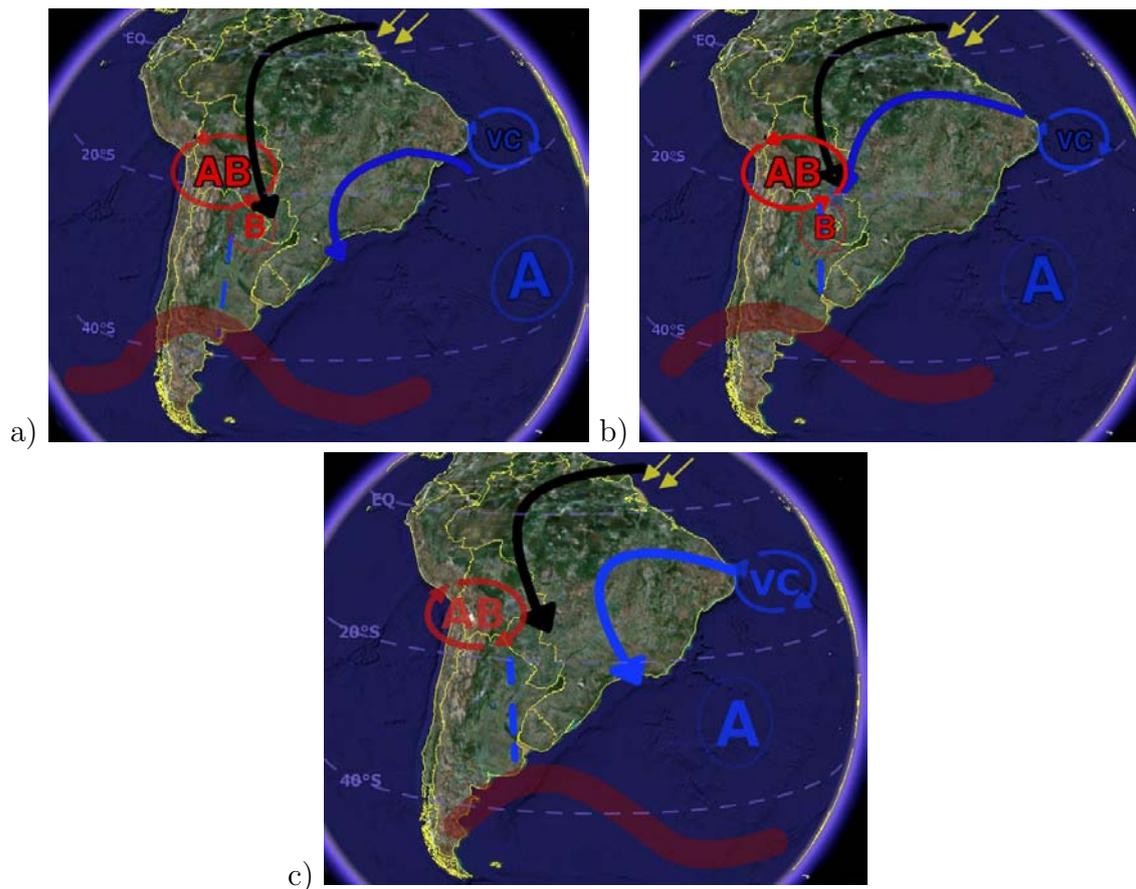


FIGURA 8.2 - Idem à Figura 8.2, exceto para o verão.
 As siglas VC e AB indicam o posicionamento do VCAN e a circulação anticiclônica associada ao posicionamento da AB, respectivamente. Os demais símbolos são os mesmos que os da Figura 8.1.

da onda baroclínica associada à propagação para leste do cavado em altos níveis, bem como o posicionamento do JS sobre a AS, sua intensificação e os processos dinâmicos responsáveis pelas circulações transversais associadas provocam a intensificação dos ventos em Baixos níveis, contribuindo para a formação do JBN tanto no inverno quanto no verão. O afastamento destes sistemas para leste foi um dos fatores responsáveis pelo decaimento do JBN.

No inverno, o posicionamento do cavado em baixos níveis canaliza os ventos à leste dos Andes. Ainda, o abaixamento da pressão à superfície favorecendo o surgimento da baixa e a atuação da ASAS no continente são outros ingredientes favoráveis ao estabelecimento do JBN durante o inverno. No verão, a interação entre a baixa em superfície e o cavado em baixos níveis foram outros ingredientes favoráveis à formação do JBN. Em ambos os casos, o deslocamento da ASAS para leste, desfavorecendo a atuação da circulação anticiclônica sobre o continente foram importantes para a descaracterização do JBN.

CAPÍTULO 9

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho, analisou-se a influência dos padrões sinóticos atuantes na AS associados ao ciclo de vida do JBN a leste dos Andes. Inicialmente, fez-se uma climatologia do JBN com o objetivo de verificar a frequência de ocorrência deste sistema. Posteriormente, utilizou-se o método de EOF e campos compostos para obter os principais padrões de grande escala que pudessem estar relacionados ao ciclo de vida do JBN. Baseado nos resultados obtidos, pode-se concluir que foram verificados aspectos importantes relacionados ao JBN e aos principais padrões atmosféricos, que se a seguir são resumidos por etapas, como segue:

9.1 Climatologia do JBN

Embora a climatologia do JBN na AS tenha sido realizada por Marengo *et al.* (2004), fez-se necessário realizar a climatologia durante o período de dados considerado para posterior utilização na escolha de casos para estudo. Com esta análise, verificou-se diferenças no posicionamento e intensidade do CVM do JBN de acordo com a época em que os casos ocorrem. Com a utilização de ambos os critérios (C1BM e C1M), observou-se mais casos de JBN ao sul de 20°S durante o inverno e mais casos de JBN ao norte de 20°S durante o verão. Por outro lado, considerando-se os critérios separadamente, foram identificados pelo C1M mais casos no inverno e mais casos de JBN durante o verão utilizando-se o C1BM. Estas diferenças, tanto com respeito ao número de JBN encontrados com ambos os critérios quanto às diferenças observadas com os critérios separadamente, estão relacionadas à climatologia das componentes u e v . Isto porque durante o inverno, a entrada de sistemas frontais e a aproximação da ASAS no continente contribuem para fortalecer os ventos de norte em latitudes mais altas em torno de 20°S a 30°S, minimizando os efeitos da componente u a leste dos Andes, principalmente sobre a Bacia do Rio da Prata. Já durante o verão, com a menor frequência de entrada de frentes e do afastamento da ASAS para o Oceano Atlântico, além da migração para sul da ITCZ, os ventos alísios predominam sobre o norte do continente, defletem para sul devido à influência dos Andes e se intensificam sobre a Bolívia, devido à alta topografia na região, favorecidos pelas oscilações de pequena escala que afetam os campos de vento. Mesmo afastada do continente, a circulação periférica associada à ASAS contribui para a intensificação no campo de vento sobre a Bolívia devido ao acúmulo de massa na região. Com

isto, os ventos de norte superam os ventos de sul ou os ventos na direção zonal, favorecendo a ocorrência de JBN na região. Alguns perfis de vento extraídos das reanálises, nos pontos de grade próximos às estações de Mariscal Estigarribia e Santa Cruz, foram comparados às observações obtidas do SALLJEX. Verificou-se que em geral as reanálises subestimam os ventos em 850 hPa. Estes resultados estão em concordância com os de Marengo *et al.* (2004).

9.2 Análise de EOF

A utilização da técnica de EOF mostrou ser bastante útil no que diz respeito à facilidade da escolha dos casos para o cálculo dos compostos e dos padrões para as correlações. Os padrões espaciais obtidos pela EOF1 apontaram o posicionamento de ventos máximos em baixos níveis com relação às características de passagem de sistemas de baixas e altas pressões. Os padrões espaciais da EOF2 indicaram principalmente a variação do padrão do CVM dos ventos com relação às estações do ano. As CP de ambas as componentes não indicaram um padrão de variabilidade interanual, fazendo-se necessário futuramente a aplicação de um filtro específico para esta escala de tempo. A análise dos campos compostos da anomalia de ϕ e vento obtidas da CP1, tanto em baixos níveis quanto em altos níveis, bem como os campos de correlação entre a CP1 e PNM, mostrou um trem de ondas sobre o Oceano Pacífico. Este trem de ondas durante o inverno apresentou uma inclinação horizontal diferente das demais estações do ano que pode ser favorável à formação do JBN por ser um padrão mais intenso dos demais padrões, visto que durante todo o ano observa-se a entrada de cavados e cristas na AS. O padrão do tipo onda propaga-se para leste, sofrendo efeitos orográficos em baixos níveis impostos pela presença dos Andes, que também podem ser atribuídos aos contrastes térmicos entre o oceano e o continente na costa oeste. Por outro lado, como as distorções e o alongamento meridional nos campos obtidos foram observados somente no lado leste dos Andes, este efeito pode ser atribuído às montanhas (GAN; RAO, 1994). O alongamento meridional observado nos campos pode ser uma resposta da interação entre a onda topográfica estacionária e o sistema transiente (HSU, 1987).

Os sistemas transientes observados são baroclínicos, principalmente a partir do dia D-0, em que há uma forte inclinação para oeste na vertical sobre o sul da AS, gerando desenvolvimento ciclogênico a leste dos Andes (GAN; RAO, 1994; JUSEVICIUS, 1999). A presença do ciclone à leste das montanhas e seu fortalecimento é acompanhado da intensificação do anticiclone sobre o Oceano Atlântico, gerando

aceleração geostrófica dos ventos de norte a leste dos Andes.

Os campos de grande escala gerados com a CP2 mostraram uma propagação para nordeste das ondas sinóticas após cruzar os Andes, um pouco atrasadas com relação aos distúrbios identificados com a CP1. Verificou-se também que os campos de vento e anomalia de ζ em 850 hPa sofreram efeitos orográficos impostos pelas montanhas. Entretanto, estes efeitos não foram tão intensos como foi observado com os campos das CP1. Os ventos máximos em baixos níveis predominaram sobre as Regiões Sul e Sudeste e o anticiclone sobre o Oceano Atlântico não estava intenso como no padrão da CP1. Sobre a Argentina, a presença de um intenso anticiclone e ventos de sul associados predominaram na região. Durante o verão, foi observado um padrão de propagação de frentes que permaneceram semi-estacionárias sobre a Região Sudeste, sugerindo características de episódios de ZCAS. Nas demais estações do ano, foram observados distúrbios transientes que favoreceram a formação dos ventos máximos de norte sobre a Argentina devido ao posicionamento do cavado e da crista em latitudes mais altas que o observado com os campos gerados pela CP1.

O padrão de correlação entre v' e u' em 850 hPa mostrou que u' diminuiu no dia de ocorrência dos ventos máximos, concordando com a climatologia do JBN para o C1M. A correlação significativamente alta sobre o Oceano Atlântico Sul mostrou que a alta transiente observada nos campos compostos teve papel importante no estabelecimento dos ventos máximos de norte no lado leste dos Andes. Este padrão foi praticamente o mesmo para todas as estações do ano, exceto que durante os meses mais frios, o padrão estava mais intenso. Em altos níveis, a correlação entre as componentes do vento indicou a propagação do JS para norte como fator importante no fortalecimento dos ventos a leste dos Andes e os campos de correlação entre a CP1 e anomalias de PNM confirmaram a importância da queda da pressão a leste dos Andes para o desenvolvimento do JBN.

Ressalta-se que os padrões obtidos a partir da técnica de EOF representaram principalmente a variabilidade espacial dos ventos em baixos níveis a leste dos Andes. Assim, a estrutura vertical, relacionada ao cisalhamento vertical do vento, não pôde ser representada. Os padrões observados tanto com as EOFs quanto nos campos compostos e correlações indicaram a presença de intensos ventos de norte/noroeste em baixos níveis a leste dos Andes, principalmente nos campos gerados a partir da EOF1. Entretanto, não se pode afirmar com certeza que estes ventos se tratam da ocorrência do JBN, fazendo-se necessário futuramente analisar detalhadamente

a estrutura vertical associada à ocorrência dos intensos ventos de norte em baixos níveis a leste dos Andes.

9.3 Análise de campos compostos em SA2 e SA3

9.3.1 JBN-Sul

Os resultados indicaram padrões de grande escala bem definidos relacionados ao JBN-Sul, destacando-se em superfície a penetração da ASAS e da ASPS sobre o continente. O posicionamento da ASAS sobre a AS favoreceu a intensificação dos ventos em baixos níveis desde um dia anterior à ocorrência do JBN devido à confluência de massa sobre o Paraguai. Em D-0, a ASAS se intensificou e se deslocou para sudoeste, induzindo geostroficamente o fortalecimento dos ventos em 850 hPa. No mesmo instante, devido à propagação de um padrão típico de sistema frontal, a BNA se estabeleceu e favoreceu a canalização dos ventos em baixos níveis. Com isto, estabeleceu-se o transporte de ar quente e úmido para o sul, aumentando a temperatura sobre o norte da Argentina e conseqüentemente o abaixamento da PNM. Em altos níveis, o JS se deslocou para norte e se intensificou. Estas características em conjunto favoreceram a intensificação dos ventos em 850 hPa e contribuíram para a formação do JBN. O decaimento do JBN se deu devido à propagação da frente para leste acompanhada também da propagação do cavado em altos níveis. A ASAS continuou atuando sobre o continente até o terceiro dia posterior à ocorrência do JBN.

Comparando-se estes principais sistemas de acordo com os quatro horários de ocorrência de JBN definidos, verificou-se que: A ASAS manteve-se mais intensa durante a ocorrência de JBN das 0600 UTC e menos intensa durante os casos de JBN das 1200 UTC. Com exceção do JBN das 1800 UTC, observando-se apenas a atuação de um cavado com grande extensão meridional, nos quatro horários foi observada a caracterização da BNA, que possuiu um comportamento intermitente, variando sua posição latitudinal durante a ocorrência do JBN, intensificando-se com a propagação para leste de uma onda sinótica. Os ventos em 850 hPa estavam intensos desde um dia anterior à ocorrência do JBN. No caso do JBN das 0600 UTC e 1200 UTC, ventos máximos foram observados desde D-2. Nestes dias, os ventos não foram definidos como JBN visto que não satisfizeram o C1BM. Os perfis verticais do vento em um ponto de grade próximo à estação de Mariscal Estigarribia mostrou que o JBN teve um intenso cisalhamento tanto na vertical quanto na horizontal. O JBN das 1200

UTC apresentou CVM e cisalhamento mais intensos.

Os JBN das 1800 UTC estavam associados a uma crista de θ_e sobre o Paraguai e norte da Argentina, mais intensa que nos demais horários. Em ambos os casos, a atmosfera estava úmida e quente em praticamente todo o continente e foi observado um padrão de incursão de massa de ar mais fria no sul da AS. Reinke (2005) relacionou a entrada de massas de ar frio sobre a AS às quedas acentuadas de temperatura e verificou a intensificação do JBN associado ao transporte de ar quente e úmido dois dias antes da ocorrência das quedas de temperatura.

O campo composto de $\vec{V}q$ e divergência de $\vec{V}q$ no dia da ocorrência do JBN mostrou que em ambos os horários houve convergência de umidade sobre o norte da Argentina, sul do Paraguai e oeste da Região Sul do Brasil. Devido ao escoamento imposto pela presença da ASAS, a principal contribuição para o fluxo de umidade era proveniente do Brasil Central, passando pelo Pantanal Mato-grossense. Este padrão pode influenciar na distribuição de umidade na Bacia do Prata durante o inverno, podendo causar invernos com anomalias negativas de precipitação, devido ao transporte de ar mais seco. Entretanto, sobre o norte argentino, o padrão de $\vec{V}q$ convergiu para uma região onde se observou uma crista de θ_e . Segundo Shi e Scofield (1987), uma região de convecção no setor quente está associada ao eixo da crista de θ_e em 850 hPa. Desta forma, este padrão de convergência de umidade, aliado à presença de uma crista de θ_e indicaria um padrão altamente favorável ao desenvolvimento convectivo.

Em altos níveis, observou-se a aproximação do cavado e do JS desde o terceiro dia anterior ao JBN. No dia D-1, o cavado entrou na AS e o JS posicionou-se sobre o norte da Argentina. O JS apresentava curvatura anticiclônica, fornecendo suporte dinâmico favorável à formação do JBN, visto que a região de entrada do CVM do JS estava associada à divergência em altos níveis, e pela conservação de massa, favoreceria a intensificação de movimento ascendente, como foi observado nos campos de ω em 700 hPa. Estes resultados concordam com os resultados obtidos por Severo (1994), que observou a relação entre o JBN e o JAN curvado anticiclonicamente na produção de intensa precipitação no Vale do Itajaí, no estado de Santa Catarina. Quanto maior for o movimento vertical, maior a convergência em baixos níveis e deve ocorrer abaixamento da pressão, favorecendo a intensificação do JBN no lado leste da baixa em superfície. No caso do JBN das 1200 UTC, os ventos em 850 hPa estavam mais intensos devido à maior curvatura anticiclônica e maior intensidade do JS.

Ainda observou-se sobre o Uruguai uma região de difluência associada à saída do JS. Este padrão gera deformação no escoamento zonal, provocando divergência e movimento vertical ascendente na região onde foi observada a difluência (SEVERO, 1994). A aproximação do cavado em altos níveis sobre a zona difluente pode ainda provocar instabilidade, o que é favorável ao desenvolvimento convectivo (ROCKWOOD; MADDOX, 1988). Souza (2005) observou a formação de nuvem do tipo cone associada a um intenso escoamento difluente em altos níveis durante a ocorrência de JBN durante o inverno. O decaimento do JBN se deu devido à propagação do cavado em altos níveis dois dias após a ocorrência do JBN.

Pode-se concluir que para o JBN-Sul, o JS teve um papel importante tanto na formação, contribuindo para a aceleração dos ventos em 850 hPa ao se aproximar do continente, na manutenção dos ventos, devido à sua permanência sobre a Argentina até um dia depois da ocorrência do JBN, quanto no decaimento do sistema.

9.3.2 JBN-Norte

Para o JBN-Norte, a ASAS e a ASPs estavam mais afastadas do continente, como era de se esperar, mas no dia da ocorrência do JBN, houve a aproximação destes sistemas sobre o Brasil. A periferia oeste da ASAS contribuiu para a manutenção dos ventos intensos até três dias depois da ocorrência do JBN. A partir deste dia, o sistema se deslocou para leste e passou a atuar sobre a Região Sudeste do Brasil, favorecendo a confluência do escoamento em baixos níveis sobre a região. No caso do JBN das 0000 UTC, houve a formação da BCH sobre o Paraguai, que contribuiu para o fortalecimento do JBN, favorecendo a canalização dos ventos de norte. Nos demais horários, houve a predominância de um cavado em baixos níveis sobre a Argentina que se estendeu até a Bolívia em alguns casos. A permanência deste sistema na região também contribuiu para a formação do JBN.

Os campos de vento em 850 hPa indicaram ventos fortes desde um dia anterior à ocorrência do JBN, sendo que a maior intensidade foi observada nos casos do JBN das 0600 UTC e 1200 UTC. Já em D-0, o JBN das 1200 UTC foi mais intenso que os demais Tipos. Observou-se que o JBN das 1800 UTC adquiriu giro anticiclônico sobre o Brasil Central em D-0, propagando-se para sudeste e atingindo o norte da Região Sul e Sul da Região Sudeste. Os perfis verticais do vento no ponto de grade que representou a estação de Santa Cruz de la Sierra mostraram que o JBN-Norte ocorre mais próximo à cordilheira do que o JBN-Sul e está associado a fracos

cisalhamento vertical e horizontal. Comparando-se estes resultados com os obtidos com o JBN-Sul, verificou-se que o JBN-Norte é mais estreito, mais raso e possui cisalhamento vertical e horizontal mais fracos que o JBN-Sul.

Foram observados altos valores θ_e em praticamente toda a AS. Verificou-se uma “língua” de ar quente e úmido sobre a Bolívia, deslocando-se em direção à Argentina. Este padrão contribuiu para a ocorrência de ondas de calor sobre a região central da Argentina, devido às altas temperaturas causadas pelo transporte de ar quente pelo JBN, ocasionando diversos problemas sociais, como a elevação do consumo de energia e até mortes ocasionadas por hipertermia (CERNE; POSSIA, 2004). A massa de ar mais quente abrangeu uma área maior na Argentina durante a ocorrência de JBN das 1200 UTC, que pode estar associado à maior intensidade do JBN e a conseqüente intensificação da advecção quente e úmida provocada pelo sistema.

No dia da ocorrência do JBN, observou-se que a disponibilidade de umidade sobre a Bacia do Rio da Prata durante a ocorrência de JBN-Norte teve grande contribuição da divergência de $\vec{V}q$ sobre o Oceano Atlântico Norte, na região dos alísios. Estes adentraram o continente em um ângulo quase perpendicular à costa, reduzindo a atuação do atrito sobre os ventos. Ocorreu desaceleração no escoamento sobre a Amazônia, voltando a se intensificar sobre a Bolívia devido ao acúmulo de massa provocado pela circulação da ASAS, da topografia local e das oscilações inerciais provocadas pelo aumento do módulo de f . Verificou-se intensa convergência de $\vec{V}q$ sobre a Amazônia devido ao transporte de umidade do Oceano Atlântico pelos alísios e logo sobre a Bolívia e norte da Argentina, devido à presença do JBN. Entretanto, isto não se verificou com o JBN das 1800 UTC, que apresentou divergência sobre a Argentina e convergência sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil, devido ao direcionamento do JBN para o sudeste. Centros de máxima convergência de umidade estavam envoltos por um centro de temperatura máxima e dirigiram-se para uma região de uma crista de θ_e .

Comparando-se com o padrão para o JBN-Sul, verificou-se maior disponibilidade de umidade sobre a Bacia do Rio da Prata durante o verão do que durante o inverno. Esta característica também foi observada por Soares e Marengo (2006), por meio do cálculo de campos compostos de $\vec{V}q$ para casos de JBN nos trimestres de DJF, MAM, JJA e SON detectados nas estações de Mariscal Estigarribia e Santa Cruz no mesmo horário. Segundo os autores, a detecção simultânea de JBN nestas duas estações gerou uma amplificação no fluxo direcionado para o Paraguai e norte da

Argentina. Entretanto, com os resultados do presente trabalho, observou-se que além da diferença na magnitude do fluxo de $\vec{V}q$, também há uma grande diferença quando ao local de máxima convergência de $\vec{V}q$, levando-se em consideração a posição do JBN (ao sul ou ao norte de 20°S).

Em altos níveis, a aproximação do cavado sobre a AS juntamente com a propagação do JS, apesar de fraco e posicionado mais ao sul (entre 40°S e 50°S), gerou suporte dinâmico favorável à formação do JBN. A curvatura anticiclônica do JS contribuiu para o posicionamento da entrada do CVM sobre o centro da Argentina, favorecendo a divergência em altos níveis e o forte movimento ascendente em baixos níveis. A AB estava bem caracterizada e pouco deslocada para noroeste de sua posição climatológica. Este posicionamento pode ter favorecido o deslocamento para norte do cavado em altos níveis.

9.4 Estudo de Casos

9.4.1 Caso 1

Os dados de radiossondagem do SALLJEX mostraram a ocorrência de JBN desde o dia 18 até o dia 23 de janeiro na estação de Santa Cruz de la Sierra. Os campos de circulação gerados das reanálises do NCEP/NCAR subestimaram a intensidade dos ventos em alguns casos e não caracterizaram o JBN em alguns dias, principalmente devido ao critério de cisalhamento não ter sido satisfeito. Houve dois casos de superestimativa do JBN, sendo que em um deles, com os dados observacionais não foi detectado uma ocorrência de JBN.

Observou-se que o JBN tem um ciclo diurno bem definido. Nas reanálises, os ventos mais intensos ocorreram entre as 0600 e as 1200 UTC e nos dados do SALLJEX, às 0600 UTC, lembrando que as observações estavam disponíveis somente para as 0600 e 1800 UTC.

A disponibilidade de umidade e calor verificada nas radiossondagens durante as primeiras horas da manhã caracterizaram a importância dos processos termodinâmicos aliados à manutenção do JBN. Durante a noite, a turbulência térmica cessa, restando somente turbulência mecânica, e em consequência, os fluxos turbulentos são pequenos, contribuindo para um depósito efetivo de umidade nas camadas mais baixas da atmosfera. A umidade em baixos níveis é então transportada pelo JBN em direção ao norte da Argentina.

A contribuição do JBN foi importante para alimentar a frontogênese devido ao transporte de umidade e calor da região Amazônica para a região de formação deste sistema, juntamente com a atuação de uma ciclogênese formada sobre o sul do Brasil. A presença do ciclone, aliado à instabilidade provocada pelo sistema frontal, que advectou ar frio para a região da Argentina, e à disponibilidade de calor e umidade, favoreceram a formação do CCM ao norte da Argentina entre os dias 22 e 23 de janeiro.

A presença do JS forneceu suporte dinâmico favorável à ocorrência de forte movimento ascendente presente no dia 22 e 23 de janeiro. No dia 23, o JS atingiu sua máxima intensidade e posicionou-se ao sul do Uruguai, que cruzava quase perpendicularmente o eixo do JBN, situação esta que foi observada por Uccellini e Johnson (1979) na AN e por Guedes (1985) na AS. Segundo esses autores, a ortogonalidade entre estes dois sistemas aumenta a advecção quente em baixos níveis causada pelo JBN e a advecção fria gerada pelo JS. Quando o JBN localiza-se no ramo equatorial na entrada do JS, os ventos fortes de oeste em altos níveis advectam ar frio e seco até a região onde o JBN transporta ar quente e úmido, criando condições para o aumento de instabilidade na região.

A ocorrência do CCM então pode ser explicada pelas condições sinóticas favoráveis associadas à grande quantidade de umidade transportada pelo JBN em direção à região de formação do CCM. Preferencialmente, os CCM têm sua gênese à noroeste do CVM em altos níveis (SCOLAR; FIGUEIREDO, 1996; DUQUIA; DIAS, 1994). Esta situação foi realmente confirmada, visto que a máxima convecção foi observada no lado equatorial na entrada do JS.

Os campos de anomalia de precipitação indicaram que maior quantidade de precipitação ocorreu nos horários de máxima intensidade do JBN. Deste modo, a interação entre a frente fria, a presença do JBN e do JS contribuíram para a ocorrência de chuvas intensas na Região Sul do Brasil.

As anomalias negativas de precipitação na Região Sudeste coincidiram com a ocorrência de anomalias positivas sobre a Bacia do Rio da Prata. Enquanto a atividade convectiva esteve ativa sobre o sul da AS, ocorreu menos convecção sobre o Brasil Central e Região Sudeste. O direcionamento do escoamento em baixos níveis para o sul da AS desfavoreceu o transporte de umidade e calor para a Região Sudeste do Brasil. Os resultados obtidos com o estudo de caso concordam com os estudos

de Herdies *et al.* (2002), Jones e Carvalho (2002), Gan *et al.* (2004) de que existem fases em que o JBN está ativo sobre a Bacia do Rio da Prata, transportando calor e umidade para a região e favorecendo a atividade convectiva, e fases em que há o giro dos ventos em baixos níveis para a região da ZCAS, onde este sistema é alimentado pelo JBN. A diferença entre os resultados obtidos é que o JBN não necessariamente se desintensifica, mas sim muda de direção e portanto de região de atuação.

9.4.2 Caso 2

Devido à insuficiência de dados observacionais para o período, não foi possível definir o JBN nos perfis de vento em Trinidad, na Bolívia, pelo C1BM. Também não havia dados para outra estação de ar superior para o período estudado. Apesar disto, os perfis obtidos na estação de Trinidad mostraram ventos intensos e da ordem de 17ms^{-1} durante os dias 06 a 08 de julho. Além disso, as reanálises do NCEP/NCAR representaram a ocorrência do JBN durante estes dias, com intensidades consideravelmente altas. Desta forma, pode-se concluir que houve a formação do JBN nestes dias, levando-se em conta que pode haver ainda uma subestimativa dos ventos em 850 hPa por parte das reanálises.

O período escolhido abrangeu vários sistemas meteorológicos severos. No dia 06 de julho de 2003 houve a formação de nuvens de grande desenvolvimento vertical, atingindo grande parte dos Estados do Paraná e Santa Catarina, provocando fortes ventos e tempestade de granizo, causando destruições nestas regiões. No dia 05, o deslocamento para leste de um VC em níveis médios proveniente do Oceano Pacífico, associado a um ciclone em superfície sobre o Oceano Pacífico cruzou os Andes e induziu uma ciclogênese na costa leste do Uruguai, seguida de frontogênese sobre a Argentina. Esta frente avançou para nordeste e permaneceu semi-estacionária sobre o sul do Brasil até o dia 06. Neste dia, a presença do VC e a interação entre uma baixa pressão sobre o Paraguai e a frente causou instabilidade na região. O JBN se estabeleceu devido à intensificação da baixa em superfície, transportando umidade e calor em direção ao sul do Brasil e gerando a formação de aglomerados convectivos. O posicionamento de um intenso JS advectou ar frio e seco dos altos para os níveis médios e baixos, favorecendo a ocorrência de granizo neste dia.

As células convectivas se desintensificaram no dia 07, mas a frente fria continuou ativa na região. Ainda uma outra frente fria avançou sobre a Argentina neste dia. No dia 08, com a chegada da frente sobre o sul do RS, um sistema de baixa pressão se

formou sobre o norte da Argentina e o JBN se intensificou, chegando a atingir $22ms^{-1}$ às 1200 UTC. A formação de uma nuvem do tipo cone, que se deu praticamente no mesmo horário, provocou chuvas e ventos intensos, com indícios de ocorrência de um tornado em uma cidade do interior do RS. Em altos níveis, com o posicionamento do JS sobre o norte da Argentina, ocorreu a formação de uma intensa região de difluência em altos níveis sobre o RS, associada à saída do JS, que causou uma bifurcação no escoamento próximo à costa leste do Uruguai. Esta difluência explica a convecção em forma de cone. Também neste caso, a interação entre o JBN e o JS geraram condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis ao desenvolvimento convectivo e aos intensos ventos que causaram grandes destruições no RS.

9.5 Modelos conceituais

Observou-se que o JBN está associado a um padrão do tipo onda que se desloca para leste e penetra na AS, acelerando geostroficamente os ventos de norte em baixos níveis. Também foi possível verificar que este padrão de ondas afeta de maneira distinta a estação de inverno e verão. Durante o inverno, o posicionamento da ASAS sobre o continente e sua intensificação no dia D-0 gera uma forte confluência sobre o Paraguai. Ainda, a entrada mais freqüente de sistemas frontais que contribuem para a formação de uma baixa em superfície no norte da Argentina é importante para o estabelecimento do JBN. Com o avanço do JS para o norte da Argentina, houve a aceleração dos ventos em baixos níveis. Portanto, o posicionamento do JS mais ao norte e mais intenso durante o inverno favorece a ocorrência de JBN mais intensos e posicionados ao sul de $20^{\circ}S$. Estes fatores aliados ao JS mais intenso e posicionado entre $20^{\circ}S$ e $40^{\circ}S$ forçam a canalização do escoamento de norte e ocorre a formação do JBN. Já durante o verão, observou-se um cavado semi-permanente sobre a Argentina e o estabelecimento da baixa em superfície sobre o sul do Paraguai e norte da Argentina. O posicionamento do JS mais ao sul favorece a predominância de outros fatores para a intensificação dos ventos sobre a Bolívia, como o posicionamento da baixa em superfície e a atuação da circulação periférica associada à ASAS sobre a Bolívia, favorecendo a ocorrência dos máximos de vento sobre esta região.

Em vista de todas as características atmosféricas observadas na realização deste trabalho, bem como pelo rápido enfoque dado aos impactos sócio-econômicos, porém de grande contribuição para o entendimento da importância do JBN sobre a AS, ressalta-se que o JBN é uma complexa resposta de diversos sistemas sinóticos que interagem entre si, gerando condições dinâmicas e termodinâmicas favoráveis à

formação e manutenção do JBN. Quando um (ou mais) dos diversos fatores responsáveis pela geração do JBN se intensifica ou algum outro mecanismo passa a interagir com o conjunto inicial, formam-se condições ideais para a ocorrência de um JBN. Da mesma forma, quando um ingrediente dentro dos vários mecanismos correlacionados se desintensifica, imediatamente há uma resposta da atmosfera favorecendo a descaracterização do JBN. Isto é uma característica caótica que dificilmente será representada por completo, mas com o detalhamento dos sistemas envolvidos em estudos de diferentes escalas e enfoques, e da ampliação da rede de observações que facilitem mais estudos referentes ao JBN, criam-se subsídios para o melhor entendimento de suas características e impactos em outros setores.

Diante disso, espera-se que trabalhos futuros sobre o JBN sejam continuamente realizados, e para tal, sugerem-se os seguintes temas:

- utilização de um filtro do tipo Lanczos para a análise dos dados das reanálises do NCEP/NCAR, a fim de se obter oscilações nas escalas de 30-60 dias e interanual;
- calcular as CP para séries de dados de v' para em períodos semanais, a fim de analisar as variações entre a ocorrência de JBN seguida de ZCAS, ou vice-versa;
- uma vez que já se tem a relação de casos de JBN-Sul e JBN-Norte para o período de 1979-2003, calcular as CP para u em 300 hPa, com a finalidade de obter para cada grupo os padrões em altos níveis que possam representar o posicionamento do JS, e correlacioná-los aos campos de vento em 850 hPa para encontrar qual padrão de JS está associado a determinado tipo de JBN;
- analisar a propagação dos distúrbios sinóticos atuantes na AS durante a ocorrência de JBN e e associa-las aos diferentes posicionamentos dos JBN;
- analisar a distribuição de precipitação sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil associadas à ocorrência dos eventos de JBN-Sul e JBN-Norte, com a finalidade de mensurar o papel do JBN relacionado ao transporte de umidade durante o verão e inverno para estas regiões.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREOLI, R. V. **Variabilidade e previsibilidade da Temperatura da Superfície do Mar no Atlântico Tropical**. 2002. 226 p. INPE-9557-TDI/833. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Aug. 2002. 76, 102, 251
- BANNON, P. R. On the dynamics of the east african jet. i: simulation of mean conditions for july. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, n. 11, p. 2139–2152, Nov. 1979. 35
- _____. On the dynamics of the east african jet. ii: jet transients. **J. Atmos. Sci.**, v. 36, n. 11, p. 2153–2168, Nov. 1979. 35
- BEEBE, R. G.; BATES, F. C. A mechanism for assisting in the release of convective instability. **Mon. Wea. Rev.**, v. 83, p. 1–10, 1955. 165
- BERBERY, E. H.; BARROS, V. The hydrological cycle of the la plata basin in south america. **J. Hydrometeor.**, v. 3, n. 6, p. 630–645, 2002. 37, 71
- BERBERY, E. H.; COLLINI, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern south america. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, n. 5, p. 1328–1346, 2000. 71
- BERRI, G. J.; INZUNZA, J. B. The effect of the low level jet on the poleward water vapour transport in the central region of south america. **Atmospheric Environment**, v. 27, n. 3, p. 335–341, 1993. 35, 37
- BJÖRNSSON, H.; VENEGAS, S. A. **A manual for EOF and SVD analysis of climatic data**. Montreal, Feb. 1997. 247, 248, 250
- BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 39, n. 5, p. 279–283, June 1957. 41, 42, 44, 45, 46
- BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic meteorology in midlatitudes**. Nova York: Oxford University Press, 1992. 431 p. 43, 77
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1046–1053, Jul. 1980. 81
- BONNER, W. D. Case study of thunderstorm activity in relation to the low-level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 94, p. 167–178, 1966. 44, 56, 57

- _____. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968. 27, 35, 42, 43, 44, 46, 57, 74
- BONNER, W. D.; PAEGLE, J. Diurnal variations in boundary layer winds over the south-central united states in summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 98, p. 735–744, 1970. 44, 46, 47, 50
- BOYCE, W. E.; DIPRIMA, R. C. **Equações Diferenciais Elementares e o Problema de Valores no Contorno**. 6^a. ed. Rio de Janeiro: LTC - Livros Técnicos e Científicos Editora S. A., 1998. 532 p. Tradução: Horacio Macedo. 250
- BROWNING, K. A.; PARDOE, C. W. Structure of the low-level jet streams ahead of mid-latitude cold fronts. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 99, 1973. Doi:10.1029/2002GL015451619-638. 35, 43, 54
- CARNEIRO, G. M. **O Jato em baixos níveis na América do Sul: avaliação do desempenho do modelo Eta/CPTEC durante o SALLJEX**. 2005. 88 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Feb. 2005. 61, 74
- CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 139 p. INPE-2494-TDL/097. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Feb. 1982. 36, 44, 59, 63
- CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, C. A. The low level jet east of andes in the ncep/ncar reanalysis and cptec/cola agcm simulations. In: **VAMOS/CLIVAR/WCRP Conference on South American Low Level Jet**. Santa Cruz de la Sierra: VAMOS/CLIVAR, 2002. Disponível em: <<http://mtc-m05.sid.inpe.br/rep-/sid.inpe.br/iris@1905/2005/08.04.06.40>>. 62, 75, 76
- CERNE, S. B.; POSSIA, N. E. Evolution of south american high pressure systems during late summer 1997. **Meteorol. Appl.**, v. 11, p. 329–341, 2004. 192, 227
- CERNE, S. B.; VERA, C. S.; LIEBMANN, B. The nature of a heat wave in eastern argentina occurring during salljex. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., 2006. **Proceedings...** Foz do Iguaçu: São José dos Campos: INPE, 2006. p. 981–988. ISBN 85-17-00023-4. 38

- CHARNEY, J. G. The use of primitive equations of motion in numerical prediction. **Tellus**, p. 22–26, 1955. 45
- CLIMANÁLISE. **Climanálise: Boletim de Monitoramento e Análise Climática**. São José dos Campos, v. 18, n. 1, Jan. 2003. 176, 194
- DJURIC, D. A numerical model of the formation and evolution of a low-level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, p. 384–390, February 1981. 44
- DJURIC, D.; DAMIANI, M. On the formation of the low-level jet over texas. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1854–1965, 1980. 44, 55, 56
- DJURIC, D.; LADWIG, D. S. Southerly low-level jet in the winter cyclones of the southwestern great plains. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, p. 2275–2281, Nov. 1983. 44, 55
- DOUGLAS, M. W.; MADDOX, R.; HOWARD, K.; REYES, S. The mexican monsoon. **J. Clim.**, v. 6, n. 6, p. 1665–1667, 1993. 35
- DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Observational evidences of a low-level jet east of the andes during january-march 1998. **Meteorologica**, v. 3, p. 63–72, 1998. 37, 44, 61
- DOUGLAS, M. W.; PENA, M.; VILLARPANDO, R. Special observations of the low level flow over eastern bolivia during the 1999 atmospheric mesoscale campaigning. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 6., 2000. **Proceedings...** Santiago: Amer. Meteor. Soc., 2000. p. 157–158. 37
- DOYLE, M. E.; BARROS, V. R. Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical south america and related sea surface temperature anomalies in the south atlantic. **J. Clim.**, v. 15, n. 23, p. 3394–3410, Dec. 2002. 81
- DUQUIA, C. G.; DIAS, M. A. F. S. Complexo convectivo de mesoescala: um estudo de caso para o oeste do rio grande do sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, VIII., 1994. **Anais...** Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1994. v. 1, p. 610–612. 229
- DUTTON, J. A. **Dynamics of atmospheric motion**. Nova York: Dover Publications, Inc., 1986. 617 p. 45

FAWBUSH, E. J.; MILLER, R. C. The tornado situation of 17 march 1951. **Bul. Amer. Meteor. Soc.**, v. 34, p. 139–145, 1953. 58

_____. The types of air masses in which north american tornadoes form. **Bul. Amer. Meteor. Soc.**, v. 35, p. 154–165, 1954. 58

FIGUEROA, N. F.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. S. Simulations of the summer circulation over south america region with an eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, n. 15, p. 1573–1584, May 1995. 60, 67, 114

FINDLATER, J. A major low-level air current near the indian ocean during the northern summer. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 95, p. 362–380, 1969. 35

FUNATSU, B. M.; GAN, M. A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over south america. **Atmosfera**, n. 2, p. 91–113, Jan. 2004. 52, 59, 138

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The south america monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central brazil. **J. Clim.**, v. 17, n. 1, p. 47–66, Jan. 2004. 65, 230

GAN, M. A.; RAO, V. B. The influence on the andes cordillera on transient disturbances. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 1141–1157, Jun. 1994. 59, 112, 138, 222

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical south america. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, n. 15, p. 1822–1836, Aug. 1991. 60

GIORGI, F.; MARINUCCI, M. R.; BATES, G. T. Development of a second-generation regional climate model (regcm2). part i: Boundary-layer and radiative transfer processes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 2794–2813, 1993. 62

GUEDES, R. L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a Região Central da América do Sul.** 1985. 170 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985. 19, 36, 44, 54, 56, 63, 229

GUNN, B. W.; MCBRIDE, J. L.; HOLLAND, G. J.; KEENAN, T. D.; DAVIDSON, N. E.; HENDON, H. H. The australian summer monsoon circulation during amex phase ii. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, p. 2554–2574, Nov. 1989. 35

GURGEL, H. C. **Variabilidade espacial e temporal do NDVI sobre o Brasil e suas conexões com o clima.** 2000. 120 p. INPE-9655-TDI/848. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2000. 248

HERDIES, D. L.; SILVA, A.; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over south america. **J. Geop. Res.**, v. 107, n. D(20), p. 42–1–42–10, 2002. 37, 66, 230

HOLTON, J. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, n. 2, p. 199–205, 1967. 45, 48, 51

_____. **An introduction to dynamic meteorology.** San Diego: Academic Press, 1972. 51, 52, 53, 77, 78

HSU, H. H. Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. **Mon. Wea. Rev.**, v. 115, p. 1864–1892, Sep. 1987. 112, 222

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; MORRISSEY, M. M.; BOLVINE, D. T.; CURTIS, S.; ROYCE, R.; MCGAVOCK, B.; SUSSKIND, J. Global precipitation at one-degree daily resolution from multi-satellite observations. **J. Hydrometeorol.**, v. 2, p. 36–50, 2001. 72

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the south american monsoon system. **Jour. Clim.**, v. 15, n. 8, p. 905–914, Apr. 2002. 65, 66, 67, 230

JURY, M. R.; TOSEN, G. R. Characteristics of the winter boundary layer over the african plateau: 26 degrees e. **Bound. Layer Meteor.**, v. 49, p. 53–76, 1989. 35

JUSEVICIUS, M. A. R. **Ciclogênese a sotavento dos Andes: estudo observacional e simulação numérica de um evento.** 1999. 112 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Aug. 1999. 52, 59, 109, 138, 222

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIANH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The ncep/ncar 40-years reanalysis project. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 77, p. 437–471, Mar. 1996. 71

KEENAN, T. D.; MCBRIDE, J.; HOLLAND G. AND DAVIDSON, N.; GUNN, B. Diurnal variations during the australian monsoon experiment (amex) phase ii. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, p. 2535–2552, Nov. 1989. 35

KOTTEK, M.; RUBEL, F. **CSP-Algorithm theoretical basis document (ATBD) WP 8318 - CSP precipitation**. Friedrichshafen, Nov. 2006.

Disponível em:

<<http://geoland-csp.mediasfrance.org/cspDownload/downloadWater.php>>.

Acesso em: 15 mar. 2006. 72

KOUSKY, V.; KAGANO, M. A climatological study of the tropospheric circulation over the amazon region. **Acta Amazônica**, v. 11, n. 4, p. 43–758, 1981. 145

KOUSKY, V. E.; CASARIN, D. P. Rainfall anomalies in southern brazil and related atmospheric circulation features. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 2., 1986. **Proceedings...** Wellington: Amer. Meteor. Soc., 1986. p. 435–438. 65

KRAUS, H.; MALCHER, J.; SCHALLER, E. Nocturnal low-level jet during pukk. **Bound. Lay. Meteor.**, v. 31, p. 187–195, 1985. 44, 49

KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of sea-level-pressure, surface temperature and precipitation complexes over north america. **Jour. App. Meteorology**, v. 19, p. 791–802, Oct. 1967. 248

LICHTENSTEIN, E. R. **La Depresión del Noroeste Argentino (The Northwestern Argentina Low)**. 1980. 223 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires, 1980. 67, 69

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convectiva variability over south america and the south atlantic convergence zone. **J. Clim.**, v. 12, p. 1877–1891, 1999. 65

LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. V. Seasonal 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. **J. Clim.**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, Oct. 2004. 63, 64, 66

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40-50 day tropical oscillation - a review. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 814–837, May 1994. 66

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 61, p. 1374–1387, 1980. 176

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. S. The south american low-level jet east of the andes during the 1999 lba-trmm and lba-wet amc campaign. **J. Geophys. Research**, v. 107, n. D20, p. 47–1–47–11, 2002. 36, 37, 61

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; VERA, C. S.; NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; BÁEZ, J. Low-frequency variability of the sallj. **Clivar Exchanges**, INPE-10642-PRE/6104, v. 9, n. 29, p. 1–3, Mar. 2004. Disponível em: <http://www.clivar.org/publications/exchanges/ex29/pdf/s29_marengo.pdf>. Acesso em: 8 jun. 2005. 56

MARENGO, J. A.; SOARES, W. Episódio de jatos em baixos níveis durante 13 a 19 de abril de 1999. **Rev. Bras. Meteor.**, n. 17, p. 35–52, 2002. 37, 69

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep/ncar reanalysis: characteristics and temporal variability. **J. Clim.**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, Jun. 2004. 36, 44, 60, 61, 71, 74, 84, 89, 91, 94, 141, 221, 222

MARINHA, S. M. da. **Cartas sinóticas de superfície**. 2006. Cartas sinóticas de superfície fornecidas pelo Serviço Meteorológico da Marinha. 182, 206

MEANS, L. On thunderstorm forecasting in the central united states. **Mon. Wea. Rev.**, p. 165–189, 1952. 44, 56

_____. A study of the mean southerly wind-maximum in low levels associated with a period of summer precipitation in the middle west. **Bul. Amer. Met. Soc.**, v. 35, n. 4, 1954. 44, 56, 57

MEJIA, J. **Boundary Layer forcing mechanisms of the low-level jet events during SALLJEX**. 2004. Disponível em: <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/archive/research/mejia/ABL.Mejia.htm> Acesso em: 10 de maio. 36

MITCHELL, M. J.; ARRITT, R. W.; LABAS, K. A climatology of the warm season great plains low-level jet using wind profiler observations. **Wea. Forecasting**, v. 10, p. 576–895, 1995. 44

MORGAN, G. W. On the wind-driven ocean circulation. **Tellus**, v. 8, p. 301–320, 1956. 45

NASCIMENTO, E. L. **Tornados no Brasil**. 2006. Disponível em: <<http://www.lemma.ufpr.br/ernani/port.html>>. Acesso em: 04 mar. de 2006. 196, 197

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Gráfico da trajetória seguida pelo avião da NOAA**. 2005. Observações coletadas pelo avião meteorológico da NOAA P-3 durante o SALLJEX. Disponível em: <<http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/p3/>>. Acesso em: 15 mar. 2005. 174

NEWTON, C. W. Severe convective storms. In: **Advances in Geophysics**. Nova York: Academic Press, 1967. v. 12, p. 257–303. 57

NOGUÉS-PAEGLE, J. N.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, n. 6, p. 279–291, Feb. 1997. 37, 65, 66, 71

NORTH, G. R.; BELL, T. L.; CAHALAN, R. F.; MOENG, F. Sampling erros in the estimation of empirical orthogonal functions. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, n. 13, p. 699–706, Jul. 1982. 27, 76, 101, 247, 251, 252

PACS-SONET. **Pan American Climate Studies Sounding Network**. 2005. Disponível em: <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/>. Acesso em: 01 Feb. 38

PAEGLE, J. A comparative review of south american low-level jets. **Meteorologica**, v. 23, n. 1 e 2, p. 73–81, 1998. 35, 61

PAEGLE, J. N.; BYERLE, L. A.; MO, K. C. Intraseasonal modulation of south american summer precipitation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 837–850, 2000. 66

PÁLMEN, E.; NEWTON, C. **Atmospheric Circulation Systems**. Nova York: Academic Press, 1969. 603 p. (International Geophysics Series, v. 13, Their structure and physical interpretation). 58

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H. **Physics of Climate**. Nova York: Ed. American Institute of Physics, 1992. 520 p. 248

PETTERSEN, S. **Weather Analysis and Forecasting**. Nova York: McGraw-Hill, 1956. 428 p. 57

POVO, C. do. **Chuva e granizo causam estragos e antecedem frio intenso no RS**. 2006. Disponível em: <<http://www.cpovo.net/jornal/A108/N282/HTML/default.htm>>. Acesso em: 4 Mar. 196

PREISENDORFER, R. W. **Principal component analysis in Meteorology and Oceanography**. Amsterdam: Elsevier, 1988. 425 p. 76, 248, 251

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 123 p. INPE-6341-TDL/593. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Feb. 1994. 37

REINKE, R. L. **Estudo das condições atmosféricas em situação de queda acentuada de temperatura do ar na Região Sul do Brasil**. 2005. 184 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. 38, 225

ROCKWOOD, A. A.; MADDOX, R. A. Mesoscale and synoptic scale interactions leading to intense convection: the case of 7 june 1982. **Weather and Forecasting**, v. 3, n. 1, Mar. 1988. 145, 226

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **J. Geophys. Res.**, v. 107, n. D24, p. 4816, 2002. 10.1029/2001JD001315. 36

SANCHES, M. B. **Análise sinótica da Zona de Convergência do Atlântico Sul utilizando-se a técnica de composição**. 2002. 95 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Apr. 2002. 76

SANTOS, A. F.; FERREIRA, N. J.; GAN, M. A. Estudo preliminar de caso de jato em baixos níveis associado a chuvas intensas na região sul do brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XIII. **Anais...** Fortaleza: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2004. 36, 44, 61, 69

- SANTOS, A. F.; GAN, M. A.; MOSCATY, M. C. The role of the transient disturbances in the development of low-level jets at leeward of the Andes Cordillera. In: CONGRESO CUBANO DE METEOROLOGÍA, III. **Memorias...** Havana: Sociedad Meteorológica de Cuba, 2005. 60
- SATYAMURTY, P.; SANTOS, R. P.; LEMES, M. A. M. On the stationary trough generated by the Andes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 510–519, 1980. 59
- SAULO, C.; LORENA, J. F.; MEJIA, J.; SELUCHI, M. A description of the thermal low characteristics using SALLJEX special observations. In: INTERNATIONAL CLIVAR SCIENCE CONFERENCE, 1., 2004. **Anais...** Baltimore: INPE-11391-PRE/6828, 2004. Disponível em: <<http://mtc-m15.sid.inpe.br/rep-/cptec.inpe.br/walmeida/2004/08.16.09.47>>. Acesso em: 10 jan. 2006. 69
- SAULO, C.; NICOLINI, M.; CHAN, C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. **Climatology Dynamics**, v. 16, p. 867–881, 2000. 36, 47, 61
- SCOLAR, J.; FIGUEIREDO, J. C. Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. In: CONGRESSO ARGENTINO DE METEOROLOGIA, CONGRESSO LATINOAMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 7., 1996. **Anais...** Buenos Aires: Sociedade Argentina de Meteorologia, 1996. p. 165–166. 229
- SECHRIST, F. S.; WHITTAKER, T. M. Evidence of jet streak vertical circulations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, Aug. 1979. 19, 53, 54
- SELUCHI, M.; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern Argentinean low: a study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, p. 2361–2378, 2003. 36, 68, 69, 157
- SELUCHI, M. E.; MARENGO, J. A. Tropical-mid latitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climatic aspects and examples of intense events. **J. Climatol.**, v. 20, p. 1190–2000, 2000. 61, 67
- SEVERO, D. L. **Estudo de chuvas intensas no estado de Santa Catarina.** 1994. 121 p. INPE-5682-TDI/568. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, Apr. 1994. 36, 38, 63, 145, 225, 226

SHEN, T. C.; DJURIC, D. Formation of the low-level jet under an inversion. In: CONFERENCE ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 5.

Proceedings... Monterey, 1981. p. 301–302. 44

SHI, J.; SCOFIELD, R. A. **Satellite-observed Mesoscale Convective Systems (MCSs) propagation characteristics and a 3-12 hour heavy precipitation forecast index.** Washington, 1987. NOAA Technical Memorandum. 225

SILVA, M. C. L.; ROCHA, R. P. Simulation and validation of the low-level jet in the east of the andes using a regional climate model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., 2006. **Proceedings...** Foz do Iguaçu: São José dos Campos: INPE, 2006. p. 607–612. ISBN 85-17-00023-4. 62

SMITH, R. B. Synoptic observations and theory of orographically disturbed wind and pressure. **J. Atmos. Sci.**, v. 39, p. 60–70, Jan. 1982. 59

SOARES, W.; MARENGO, J. A. The importance of the low-level jet east of the andes on moisture transport over south america. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY (ICSHMO), 8., 2006. **Proceedings...** Foz do Iguaçu: São José dos Campos: INPE, 2006. p. 1197–1202. ISBN 85-17-00023-4. 227

SORTAIS, J. A case study of coupling between low- and upper-level jet-front systems: Investigation of dynamical and diabatic processes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, 1993. 43, 44

SOUZA, C. A. **Aspectos sinóticos associados à ocorrência do Jato em Baixos Níveis na América do Sul simulados pela reanálise do NCEP/NCAR e MCGA.** 2005. 144 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. 74, 76, 85, 106, 226

STENSRUD, D. J. Importance of low level jet to climate: a review. **J. Clim.**, v. 9, p. 1698–1711, Aug. 1996. 35, 43

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. 666. 50

UCCELLINI, L. On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the great plains. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1689–1696, 1980. 52

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 682–703, June 1979. 44, 51, 52, 57, 58, 229

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **J. Geophys. Research**, v. 92, p. 9591–9613, 1987. 37, 176

VENEGAS, S. A. **Statistical methods for signal detection in climate**. Dinamarca, Jan. 2001. 76, 102

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over south america estimated from cloud winds. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, p. 167–178, 1981. 35, 59

WANG, H.; FU, R. Influence of cross-andes flow on the south american low-level jet. **J. Clim.**, v. 17, n. 6, p. 1247–1262, 2004. 59

WEXLER, H. A boundary layer interpretation of the low-level jet. **Tellus**, v. 13, n. 3, p. 369–378, 1961. 44, 45, 46

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences - an introduction**. 1. ed. San Diego: Academic Press, 1995. 467 p. (International Geophysics Series, 59, v. 2). 82

WILSON, M. A. Atmospheric tidal motions over australia below 20 kilometers. **Mon. Wea. Rev.**, v. 103, p. 1584–1592, 1975. 35

WIPPERMANN, F. Numerical study on the effects controlling the low-level jet. **Contributions to the Atmospheric Physics**, p. 137–154, 1973. 43

WORLD CLIMATE AND RESEARCH PROGRAM. **Climate Variability and Predictability**. Southampton, 2005. Mapa. Disponível em: <<http://www.clivar.org>>. Acesso em: 2 fev. 36

WU, Y.; RAMAN, S. Effect of land-use pattern on the development of low level jet. **J. Appl. Meteor.**, n. 36, p. 573–590, 1997. 47, 48

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over south america? **J. Clim.**, v. 11, p. 1020–1040, May 1998. 65

APÊNDICE A

NOÇÕES BÁSICAS SOBRE FUNÇÕES ORTOGONAIS EMPÍRICAS (EOF)

O clima pode ser definido como um sistema multivariado (NORTH *et al.*, 1982). Para caracterizar sua natureza, diferentes métodos estatísticos têm sido utilizados, a partir da interpretação física de campos de diversas variáveis climáticas geradas com estas técnicas.

Lorenz (1956) introduziu o conceito de Funções Ortogonais Empíricas (*Empirical Orthogonal Functions* - EOF) como metodologia ao realizar um estudo com a finalidade de encontrar uma maneira eficaz de extrair uma representação simplificada ou compacta de um conjunto de dados. O objetivo era uma representação ótima do estado da atmosfera, dependente do tempo e do espaço, ou seja, uma seqüência temporal de campos meteorológicos. A partir daí, esta técnica estatística multivariada vem sendo muito utilizada em meteorologia, para investigar a variabilidade de um determinado campo, permitindo descrevê-lo com um número relativamente menor de funções e coeficientes temporais associados. Através do método de EOF pode-se obter padrões espaciais de variabilidade e a variação temporal de um único campo escalar, (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997). Gera-se assim uma média da importância de cada padrão encontrado, obtendo-se um conjunto de dados de tal maneira a destacar suas similaridades e diferenças.

A análise de EOF possui algumas vantagens, que estão ligadas a dois principais objetivos: (1) determinar os principais padrões (*leadings* - modos) de variabilidade do conjunto de dados em estudo e (2) obter uma baixa representação dimensional para os dados. EOF, portanto, é uma transformação dos dados, isto é, o conjunto original é transformado em um conjunto diferente com algumas propriedades. Neste sentido, a EOF é similar as transformadas de Fourier ou Laplace, por exemplo, mas ao mesmo tempo diferente porque explica uma fração maior da variância total da série. Em todos estes casos, projeta-se os dados originais em um conjunto de funções ortogonais, substituindo os dados originais com o conjunto de coeficientes associados. No caso de Fourier, por exemplo, escolhe-se um conjunto de senos e cossenos de várias frequências. Isto é motivado pela necessidade de identificar os principais modos da oscilação do sistema. Assim, se o sinal se projetar fortemente em ondas de senos de 2 frequências, diz-se que o sinal é aproximadamente a combinação linear destas

2 frequências. Atribui-se o restante a outros processos que são representados pelos sinais mais fracos, e assume-se que estes sinais não têm importância.

Na análise de EOF, projeta-se os dados originais em um conjunto de vetores ortogonais. Entretanto, a escolha é diferente. Aqui, a primeira EOF é o modo que explica a maior parte da variância do conjunto, em que os dados são projetados fortemente, ou seja, a EOF principal. O segundo modo é realizado sob a restrição de ortogonalidade ao primeiro, o terceiro é o modo ortogonal a ambos os modos mais elevados, e assim sucessivamente. Daqui o termo “empírico”.

Os autovalores decaem exponencialmente como funções do número de modos e a maior parte da variabilidade é capturada somente por um número reduzido de modos (quando comparado a dimensionalidade do espaço considerado). Assim, projetando os dados junto com estes modos dominantes, pode-se reduzir a dimensionalidade da série. Uma vez encontrados os modos, é preciso distinguir os que representam variações ruidosas.

Os padrões de variabilidade temporal são dados pelas CP geradas através da técnica de EOF. Graficamente, a Análise de CP pode ser descrita como a rotação de pontos existentes num espaço multidimensional originando eixos, ou CP, que dispostos num espaço 2-D representam a variabilidade suficiente que possa indicar algum padrão a ser interpretado. É possível identificar, além dos padrões espaciais, os processos físicos associados às variáveis observadas, possibilitando a interpretação dos dados (GURGEL, 2000). Geralmente são utilizados dois tipos de componentes principais: a componente não padronizada e a componente padronizada. No primeiro caso, utiliza-se a matriz de variância-covariância para se obter os autovalores e os autovetores. No segundo caso, utiliza-se a matriz de correlação (GURGEL, 2000).

A formulação matemática da técnica de EOF é dada em Kutzbach (1967), Preisendorfer (1988), Peixoto e Oort (1992), Björnsson e Venegas (1997), sendo aqui descrita sucintamente.

Neste método, trabalha-se com dados matriciais, os quais são preparados de acordo com as considerações que seguem. Assume-se medidas de uma variável em locais x_1, x_2, \dots, x_n para um tempo variável t_1, t_2, \dots, t_n . Para cada tempo t_j e $j=1, \dots, n$, considera-se x_i , em que $i=1, \dots, n$, como um mapa ou um campo. Forma-se, então, uma matriz F com n mapas, cada um contendo p pontos. Cada p coluna em F possui

uma série temporal para uma dada localização. A análise de EOF é desenvolvida utilizando-se a matriz de dados F . Cada elemento de F é um desvio da média climatológica das observações. Assume-se que para cada uma das p séries temporais em F , a média é removida, tal que cada coluna possui média zero.

Forma-se a matriz de variância-covariância (C) (ou matriz de correlação CO), que por definição é quadrada, sendo que para um conjunto de dados com n dimensões, a matriz é dada por:

$$C^{n \times n} = (C_{i,j}, C_{i,j}) = cov(Dim_i, Dim_j) \quad (A.1)$$

em que $C^{n \times n}$ é a matriz variância-covariância com n -linhas e n -colunas, e Dim_x é a x -ésima dimensão.

Por exemplo, para $n=3$, tem-se:

$$C^{3 \times 3} = \begin{pmatrix} cov(x, x) & cov(x, y) & cov(x, z) \\ cov(y, x) & cov(y, y) & cov(y, z) \\ cov(z, x) & cov(z, y) & cov(z, z) \end{pmatrix}$$

Para se obter a matriz CO , deve-se definir uma matriz diagonal T de dimensão $n \times n$, tal que o i -ésimo elemento da diagonal principal de T seja dado pela raiz quadrada do i -ésimo elemento da diagonal principal de C . A matriz CO é dada por:

$$CO = T^{-1}CT^{-1} \quad (A.2)$$

em que T^{-1} é a inversa de T .

Como a matriz variância-covariância é quadrada, os autovalores e os autovetores da matriz C são P escalares e um vetor não nulo \mathbf{E} de dimensão $P \times 1$ que satisfazem a relação:

$$CE = \lambda E \quad (A.3)$$

ou

$$(C - \lambda I)E = 0 \quad (\text{A.4})$$

em que \mathbf{I} é a Matriz Identidade de ordem P e 0 é o vetor nulo $P \times 1$. Lembrando que \mathbf{E} não é nulo, então:

$$|C - \lambda I| = 0 \quad (\text{A.5})$$

Como C é uma matriz simétrica, seus autovetores serão ortogonais, ou seja:

$$E^T E = I \quad (\text{A.6})$$

e para que C tenha solução não trivial, o determinante de da Equação A.5 deve ser zero (BOYCE; DIPRIMA, 1998):

$$\det|C - \lambda I| = 0 \quad (\text{A.7})$$

A expansão deste sistema de equações dá origem à uma Equação Característica (EC), que é uma equação algébrica de ordem n , admitindo n raízes λ . Esta equação fornece a noção de compressão de dados e redução da dimensão do conjunto. Para cada autovalor λ_i escolhido, tem-se o correspondente autovetor c_i . Cada autovetor pode ser considerado como um mapa, e representam as EOFs. O padrão obtido quando uma EOF é plotada como um mapa, representa uma oscilação constante (BJÖRNSSON; VENEGAS, 1997). Assume-se então, que os autovetores são ordenados de acordo com o tamanho dos autovalores. Assim, a EOF1 é o autovetor associado ao maior autovalor, a EOF2 está associada ao segundo maior autovalor, e assim por diante. Cada autovalor λ_i mede uma fração da variância total de C . Esta fração é encontrada dividindo λ_i pela soma de todos os outros autovalores (que representa o traço de λ)

A matriz das séries temporais pode ser obtida por:

$$P = E^t F^t. \quad (\text{A.8})$$

Cada linha da matriz de P são as Componente Principais (CP) associadas aos auto-vetores. Para cada EOF, tem-se associada uma CP. As CP podem ser interpretadas como séries temporais explicando parte da variância do conjunto original, e também são ortogonais entre si (PREISENDORFER, 1988; ANDREOLI, 2002). Desta forma, é possível reconstruir a série original de dados através das EOFs e das CP, por meio de:

$$N = E^T P \quad (\text{A.9})$$

É comum reconstruir a série original de dados de tal forma a deixá-la robusta, utilizando somente os primeiros (maiores) autovalores. Cada elemento da Matriz N é chamado de CP e cada linha representa uma componente. É possível obter as correlações entre as CP e a série de dados original para verificar como as componentes explicam a variância total dos dados.

Para verificar a independência de cada padrão, é comum a utilização do teste de independência de North *et al.* (1982), que definiu um “erro” (Δ) entre dois autovalores vizinhos λ e dois autovetores vizinhos ψ , tal que:

$$\Delta\lambda_k \approx \sqrt{\frac{2}{n}}\lambda_k \quad (\text{A.10})$$

$$\Delta\psi_k \approx \frac{\Delta\lambda_k}{\delta\lambda} \quad (\text{A.11})$$

em que λ_j é o autovalor mais próximo a λ_k , n é o número de amostras independentes e $\delta\lambda$ é a menor diferença entre λ_j e λ_k .

A estimativa da EOF ψ_k (associada com o autovalor λ_k) é contaminada principalmente pelo padrão da EOF ψ_j mais próxima (associada com o autovalor λ_j). Para os autovalores mais próximos, a menor diferença é $\delta\lambda = \lambda_j - \lambda_k$, e é a contaminação mais severa.

De acordo com North *et al.* (1982), se o erro típico $\Delta\lambda$ de um autovalor em particular é igual ou maior do que a diferença $\delta\lambda$ entre o autovalor e seu vizinho mais próximo, então o erro típico $\Delta\psi$ de um autovetor será comparável ao tamanho do autovetor mais próximo, e assim, os modos não estão separados.